

## 第四系浅海性炭酸塩堆積物における 酸素・炭素同位体比を用いた古海洋研究の可能性

坂井 三郎\*

(2005年12月30日受付, 2006年4月18日受理)

### Perspectives in stable isotopic analyses and paleoceanography of Quaternary shallow-water carbonates

Saburo SAKAI\*

\* Institute for Research on Earth Evolution (IFREE), Japan Agency for  
Marine-Earth Science and Technology  
2-15 Natsushima-cho, Yokosuka, Kanagawa 237-0061, Japan

The oxygen and carbon isotopic composition of shallow-water carbonates and their fossil components can be important tools for understanding Quaternary paleoceanographic conditions of marginal seas, including coral reef regions. However, recent paleoceanographic studies using isotopes have been based on pelagic or hemipelagic sediments because the original  $^{18}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}$  values of shallow-water carbonates are normally altered by post-depositional diagenesis. This study shows that marginal- to open- ocean isotopic signals can be preserved in carefully cleaned low-Mg calcitic planktic foraminifers of shallow-water carbonates, even when the isotopic values of the carbonate host rock have been altered by meteoric fluids and subaerial exposure. Subsequently, the downcore  $^{18}\text{O}$  change of planktic foraminifers in Pleistocene shallow-water carbonates (the Ryukyu Group) can be used for the oxygen isotope stratigraphy. By comparison, whole-rock measurements provide information that records the diagenetic signals, such as negative  $^{13}\text{C}$  spikes indicating horizons of subaerial exposure.

**Key words:** Shallow-marine carbonate,  $^{18}\text{O}$ ;  $^{13}\text{C}$ ; Planktic foraminifer; Diagenesis

#### 1. はじめに

酸素・炭素同位体比を用いた海洋表層環境(例えば、氷期と間氷期のサイクル・水温・塩分・生物生産量など)の解析は、主に深海底堆積物のコア試料を用いて行われてきた。これに対し、浅海性炭酸塩堆積物のコア試料は、速い堆積速度、種々の生物源堆積物に富むという特長があり、熱帯～温帯における海洋・大気表層環境の変化を鋭敏に記録しているにもかかわらず、定量的な海洋表層環境解析にほとんど用いられて

いない。その大きな要因は、浅海域掘削の困難さに加えて、浅海性炭酸塩堆積物が海水準低下時に地表に干出し、陸水性続成作用を被るため、堆積時の環境情報が大きく改変されることにある。また、陸水性続成作用によって炭酸塩堆積物は固結し、海洋表層環境解析の測定試料となる有孔虫などの微化石を個体として取り出すことが困難であることも要因の一つである。

陸水性続成作用を被った浅海性炭酸塩堆積物の酸素・炭素同位体比の研究では、過去の地表露出面や露出範囲の認定、あるいは地下水面の位置についての堆積後の環境記録(続成史)を得る上で、酸素・炭素同位体比が有効であることが示された(例えば Allan and Matthews, 1977; 1982; 松田, 1995)。一方、浅

\* 独立行政法人海洋研究開発機構・地球内部変動研究センター

〒237 0061 神奈川県横須賀市夏島町2 5

海性炭酸塩堆積物形成時の環境情報を酸素・炭素同位体比から抽出することを目的として、鉱物学的に安定な低マグネシウム方解石よりなる炭酸塩骨格が用いられてきた（例えば、Hudson, 1977; Popp *et al.*, 1986; Veizer *et al.*, 1986）。その代表例として、ベレムナイトや腕足動物が挙げられるが、腕足動物の骨格の同位体比の古環境指標としての有用性については、根本的な再検討が進められている（Auclair *et al.*, 2003）。また、第四系浅海性炭酸塩堆積物では、続成生成物（セメント）を除去した低マグネシウム方解石の浮遊性有孔虫殻は、殻形成時の初生的な酸素・炭素同位体比を保持していることが報告されている（Sakai and Kano, 2001）。これらの事実は、慎重な試料選択を行うことによって、陸水性続成作用を被った浅海性炭酸塩堆積物であっても、十分に環境変動解析が行えることを意味しており、深海コアにおける酸素同位体比層序のような、酸素・炭素同位体比を用いた古海洋研究が可能であることを示している。本稿では、琉球列島に分布する第四系浅海性炭酸塩堆積物（琉球層群）のコア試料の研究結果を中心に紹介し、浅海性炭酸塩堆積物の酸素・炭素同位体比を用いた海洋環境変動解析の可能性について述べる。

## 2. 琉球列島のサンゴ礁と第四系琉球層群

琉球列島は、北東端の種子島から南西端の与那国島まで、南北約1,200 kmにわたり連なる島弧で、北西側に沖縄トラフ、南東側に琉球海溝が位置している（Fig. 1 a）。島々の周囲にはサンゴ礁（主に裾礁）が発達し、多様な造礁サンゴが生息する（Veron, 1992）。琉球列島におけるサンゴ礁の発達には、黒潮が大きく影響している。黒潮による熱輸送は、「サンゴ礁前線」を種子島付近に押し上げ（例えば、Nakamori, 1986; 松田ほか, 2003）、琉球列島を太平洋における最も高緯度のサンゴ礁分布域にしている。また、黒潮は、アジア大陸起源の陸源性砕屑物や低塩分かつ冷たい表層水の琉球弧への流入を遮断しており、造礁サンゴの生育に適した環境を維持している（例えば、Koba, 1992）。

中琉球から南琉球にかけての琉球列島の島々には、第四紀の浅海性炭酸塩堆積物からなる琉球層群が広く分布している。琉球層群は、造礁サンゴ・石灰藻（石灰藻球）・有孔虫・軟体動物・コケ虫・棘皮動物などの生砕屑物から構成され、その堆積環境は極浅海のサンゴ礁域から島棚斜面域と幅広く、最大層厚は100 mを

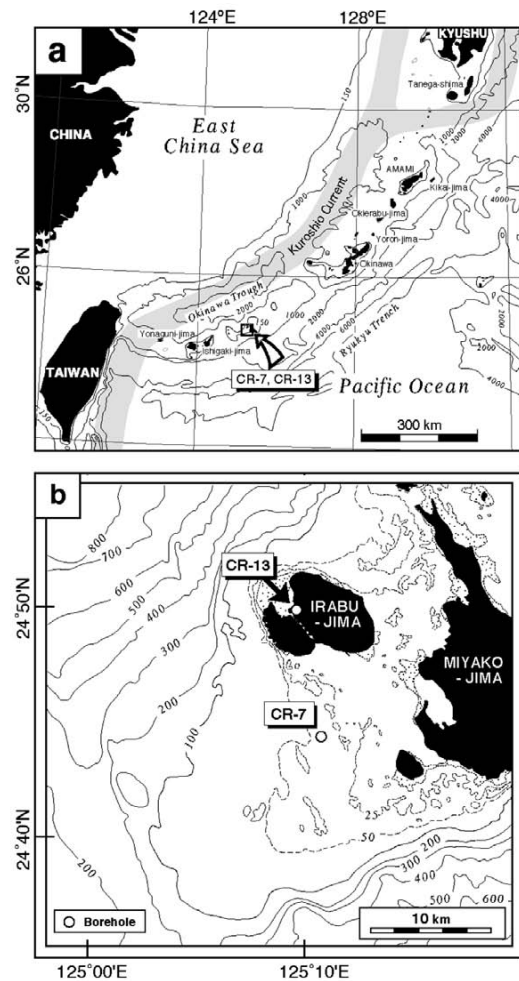


Fig. 1 Core location maps. a) The Ryukyu Island Arc, which extends approximately 1,200 km from Kyushu southwestward to Taiwan. b) Locations of boreholes CR-7 and CR-13.

越える（例えば、Nakamori, 1986; 本田ほか, 1993; Nakamori *et al.*, 1995; Iryu *et al.*, 1998）。琉球層群の堆積開始は1 Ma以前にさかのぼり、第四紀の氷河性海水準変動に規制されながら、島々の周囲にサンゴ礁複合体が発達したことが明らかにされている（佐渡ほか, 1992; 本田ほか, 1993; 兼子・伊藤, 1995; 小田原・井龍, 1999; Jiju, 2003; 山本ほか, 2003; 小田原ほか, 2005a; 山本ほか, 2005）。また、1980年代以降の琉球層群の研究では、現在の琉球列島周辺海域のサンゴ礁から陸棚でみられる生物群集や堆積物組成およびその分布に関する知見を背景に（例えば、Nakamori, 1986; Iryu, 1992; 辻ほか, 1993）、琉球層群の堆積物を現在のサンゴ礁複合体堆積物と対応づける考えが導

入され、琉球列島の島々において海水準変動に支配されたサンゴ礁複合体の形成史に関するデータが蓄積されてきた (Nakamori, 1986; 本田ほか, 1993; Nakamori *et al.*, 1995; Iryu *et al.*, 1998; Jiju and Orita, 1998; 小田原・井龍, 1999; 江原ほか, 2001; Sagawa *et al.*, 2001; 山田・松田, 2001; 大清水・井龍, 2002; Jiju, 2003; 山田ほか, 2003; 山本ほか, 2003; 小田原ほか, 2005b; 村岡ほか, 2005; 山本ほか, 2005)。特に、南琉球に位置する伊良部島およびその周辺海域では、石油公団石油開発技術センター (現・独立行政法人石油天然ガス・金属鉱物資源機構) の研究「貯留岩形成過程解析技術」によって、現世底質試料調査、流況調査などの炭酸塩堆積物の堆積作用の研究や、ボーリングコア試料による堆積年代、堆積相、海水準変動、続成作用などの様々な観点から研究報告がなされている (辻ほか, 1993; 本田ほか, 1993)。

本稿では、石油公団石油開発技術センターによって伊良部島とその周辺海域から採取された2本のボーリングコア (CR 7およびCR 13コア; Fig. 1b) の琉球層群を対象とした Sakai (2003) の研究結果を中心に紹介する。CR 7およびCR 13コア試料の堆積物は下位より鮮新統島尻層群、更新統琉球層群および完新世堆積物から構成され、上位層は下位層と不整合関係で接している (Fig. 2)。これらのうち、本稿で主に解説する琉球層群中部層は、浮遊性有孔虫殻が連続的に産出し、固結度が低いため浮遊性有孔虫を個体として取り出すことが可能である。琉球層群中部層の堆積環境は、現世の宮古島沖の炭酸塩堆積物の堆積相 (辻ほか, 1993) と比較すると、CR 7コアでは水深200 m以深の島棚斜面に相当し、CR 13コアでは水深50~150 mの島棚上に相当する。

### 3. 浅海性炭酸塩堆積物の陸水性続成作用と酸素・炭素同位体比

#### 3.1 陸水性続成作用による酸素・炭素同位体比の変化

浅海性炭酸塩堆積物は、海水準や地殻の変動により、しばしば地表に露出し、陸水 (淡水) による続成作用を被る。陸水性続成作用は、不安定炭酸塩鉱物の溶解と交代、低マグネシウム方解石の膠結作用によって特徴づけられる (例えば、Longman, 1980; 松田, 1995; 松田・熊井, 1999)。この陸水性続成作用はCR 7およびCR 13コア試料の琉球層群中部層にも認められ、初生的にはアラレ石 (例えばサンゴ・軟体動

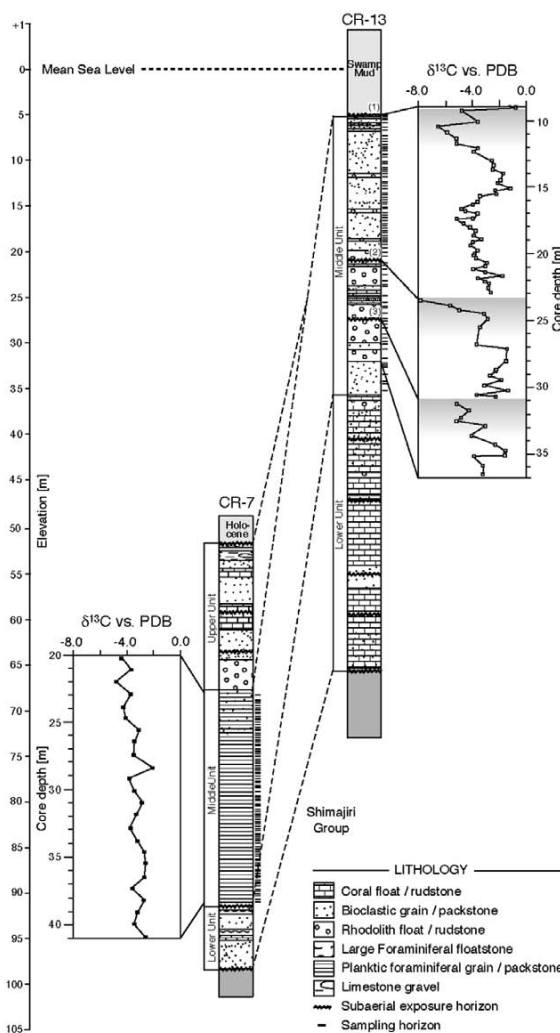


Fig. 2 Lithostratigraphy and depth plots of  $^{13}\text{C}$  values of whole-rock samples of the carbonates within boreholes CR-7 and CR-13 (modified from Sakai, 2003). Negative excursions of  $^{13}\text{C}$  values occur immediately below three subaerial exposure surfaces in core CR-13 (1~3 in columnar section), whereas no subaerial exposure surfaces associated with negative excursions have been identified in core CR-7.

物) や高マグネシウム方解石 (例えば底生有孔虫・棘皮動物) からなる骨格粒子は、完全に低マグネシウム方解石に転化している (辻ほか, 1990)。

Sakai (2003) は、CR 7およびCR 13コア試料の琉球層群中部層を分析対象として、約25 cm間隔で全岩試料および浮遊性有孔虫殻 (*Globigerinoides sacculifer* および *Globorotalia inflata*: 殻径300~355  $\mu\text{m}$ ) の酸素・炭素同位体比を測定した。Fig. 3

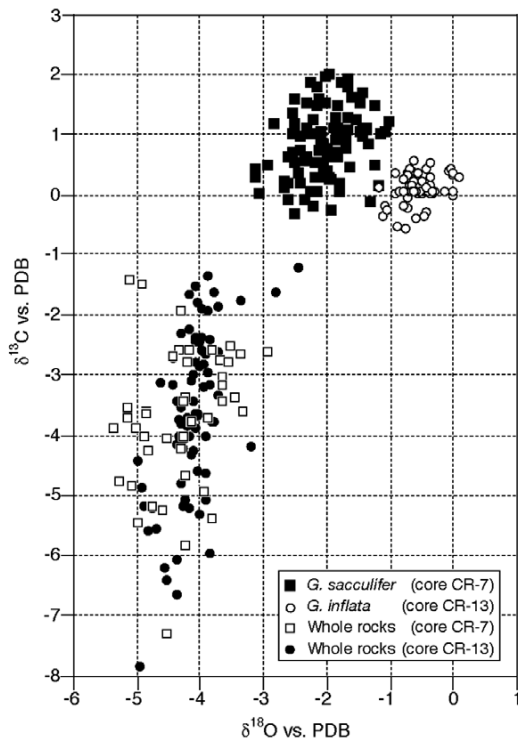


Fig. 3 Cross plots of  $^{13}\text{C}$  vs.  $^{18}\text{O}$  values of whole-rock samples from cores CR-7 and CR-13, cleaned planktic foraminifers *Globigerinoides sacculifer* without "sac" (core CR-7), and *Globorotalia inflata* (core CR-13). Depleted  $^{13}\text{C}$  and  $^{18}\text{O}$  values of whole-rock samples from the Ryukyu Group indicate meteoric diagenetic alteration, whereas carefully cleaned low-Mg calcitic planktic foraminifers retain their original isotopic composition (Sakai, 2003).

はその全ての測定値をプロットしたものである。全岩試料の炭素同位体比は、 $-1.3 \sim -7.8\text{‰}$ と酸素同位体比に比べて幅広い分布を示した。これは、地下水中の $\text{HCO}_3^-$ イオンの炭素同位体比が、地表露出時に発達する土壌中の有機物分解を起源とした軽い炭素（約 $-25\text{‰}$  vs. PDB）と、海成炭酸塩堆積物由来の重い炭素（ $0 \sim 4\text{‰}$  vs. PDB; Moore, 1989）の割合によって変化することに起因している。従って、陸水性続成作用により生成された低マグネシウム方解石の炭素同位体比は、土壌層近傍で軽く、土壌層から離れたり土壌層が未発達であったりして土壌の影響が少なくなるほど相対的に重くなる。一方、全岩試料の酸素同位体比は $-2.4 \sim -5.4\text{‰}$ であり、軽い酸素同位体比をもつ天水による続成作用の影響を示唆する。天水起源の地

下水（間隙水）の酸素同位体比は、一般に海水の酸素同位体比よりも数%以上軽く、酸素分子の水/岩石比が大きい。従って、陸水性続成作用を受けた炭酸塩鉱物は、海成炭酸塩堆積物と比較し軽い酸素同位体比を示し、炭素同位体比と比較して比較的均一な酸素同位体比を持つことになる（例えば、Allan and Matthews, 1977; 1982; 松田, 1995）。仮に、このような続成作用が現在と同じ近地表環境の温度（約 $25\text{℃}$ ）で起こったとすると（松田ほか, 1993）、陸水性続成作用に関与した環境水の酸素同位体比は $-2.1 \sim -3.4\text{‰}$ （vs. SMOW）と計算される。この値は、現在の伊良部島の雨水の酸素同位体比（ $-2.93\text{‰}$ ）と整合的である（松田ほか, 1993; 松田・熊井, 1999）ことから、アラレ石・高マグネシウム方解石の低マグネシウム方解石への転化をもたらした続成水の酸素同位体比は、現在の伊良部島の天水値に近似していたことが示唆される（松田・熊井, 1999）。このように、CR 7およびCR 13コア試料の琉球層群中部層は、土壌起源有機物の影響と天水による低マグネシウム方解石への交代を特徴づける変動幅の広い炭素同位体比と変動幅の狭い酸素同位体比（例えば、Allan and Matthews, 1977; 1982）を示していることがわかる。

### 3.2 炭素・酸素同位体比を用いた地表露出面の認定

浅海性炭酸塩岩シーケンス中の全岩分析による炭素・酸素同位体比は、過去の地表露出面（古地表面）を認定する上で有効な指標となる場合がある（例えば、Allan and Matthews, 1977; 1982; 松田, 1995）。Allan and Matthews (1982) は、バルバドス島更新統炭酸塩岩のコア試料における研究成果を基に、地表露出面により発達する炭素・酸素同位体比の変化パターンについて報告した（バルバドスモデル）。彼らは、地表露出面の認定基準として、次の3つを挙げている：1) 炭素同位体比は、地表露出面直下で顕著な負のスパイクを示し、地表露出面から深部に遠ざかるにつれて重くなり、海成炭酸塩堆積物の値に近づく、2) 地表露出時における温度条件や淡水の酸素同位体比が複数回の続成作用を被った場合、地表露出面を境に上下の炭酸塩岩シーケンスにおいて酸素同位体比が系統的に変化する場合がある、3) 乾燥気候下では、地表面での蒸発作用により、地表露出面直下において酸素同位体比が重くなる傾向がある。琉球層群では、松田 (1995) によって、伊良部島のコア試料中の全岩試料の炭素・酸素同位体比による地表露出面の認定が検討され、バルバドスモデルが琉球層群において

も有効であることが示された。炭素・炭素同位体比に基づく地表露出面認定とその規制要因については、松田(1995)に詳しく述べられている。

Sakai(2003)は、CR 13コア試料の琉球層群中部層において全岩分析による炭素同位体比変動を検討し、地表露出面(古地表面)において炭素同位体比の明瞭な負のスパイクが認められることを示した(Fig. 2)。コア深度23.4 mに観察される地表露出面では、土壌由来の赤褐色の細粒堆積物がみられ、炭素同位体比は地表露出面直上で $-2.8\text{‰}$ 、直下で $-7.9\text{‰}$ であり、地表露出面を挟んで $5.1\text{‰}$ の負のスパイクが認められる。コア深度31.0 mの不連続面は、その上下層が石灰藻球石灰岩という同一岩相であり、しかも明瞭な古土壌層を欠くため、堆積岩岩石学的に地表露出面と断定することが難しい。しかし、炭素同位体比は不連続面直上で $-2.2\text{‰}$ 、直下で $-5.1\text{‰}$ であり、地表露出面を挟んで $2.9\text{‰}$ の負のスパイクを示すことから、この不連続面が地表露出面であると判断される。また、琉球層群中部層最上部の生砕物性石灰岩とその上位のマングローブ性堆積物の境界にも赤褐色古土壌を伴う地表露出面(コア深度9.9 m)が認められる。この地表露出面直下の厚さ80 cmの生砕物性堆積物には、マングローブ性堆積物由来の石灰質シルトが局所的にみられる。炭素同位体比は上位のマングローブ性堆積物で $0.8\text{‰}$ 、下位の琉球層群中部層生砕物性石灰岩で $-4.7\text{‰}$ であり、地表露出面を挟んで $5.5\text{‰}$ の負のスパイクを示す。しかし、炭素同位体比の負のスパイクの極小値は地表露出面直下ではなく、地表露出面下約110 cmの層準に認められる。地表露出に伴う炭素同位体比のパターンは、理想的には地表露出面直下で極小値をとるが、この場合、地表露出面下の生砕物性堆積物中に上位層由来の重い炭素同位体比をもつ石灰質シルトを含むため、シャープな炭素同位体比の負のスパイクを示さないと推定される(Allan and Matthews, 1982)。これに対して、より深い堆積場に位置するCR 7コア試料の琉球層群中部層は、岩相層序的な地表露出面の証拠を欠き、炭素同位体比にも大きな変動がないことから、整合一連の堆積物であると考えられる(Fig. 2)。このように、浅海性炭酸塩岩の全岩分析による炭素・酸素同位体比は地表露出面を認定する上で有用である。

### 3.3 浮遊性有孔虫殻に保存される初生的酸素・炭素同位体比

CR 7およびCR 13コア試料の炭酸塩岩は陸水性続

成作用による特長を示すにも関わらず、その中に含まれる浮遊性有孔虫殻は、海成炭酸塩堆積物の初生値に近似した酸素・炭素同位体比を示す(Fig. 3; Sakai and Kano, 2001; Sakai, 2003)。これは、浮遊性有孔虫が鉱物学的に安定な低マグネシウム方解石の殻を持つため、殻を形成したときの酸素・炭素同位体値を保持している結果であると考えられる。Sakai(2003)は、CR 7およびCR 13コア試料中の任意の層準から様々な保存状態の浮遊性有孔虫殻(*Globorotalia inflata*)および方解石セメント(淡水性セメント)を分離し、電子顕微鏡観察を行った後に、これらの酸素・炭素同位体比を測定した。保存状態のよい殻は、現世の殻と比較しても、表面および内部の微細組織をよく残している(Fig. 4)。低マグネシウム方解石の炭酸塩鉱物組成を持つ*G. inflata*の分析結果(合計32個体)は酸素・炭素同位体比ともに狭い範囲にプロットされる(Fig. 5)。一方、方解石セメントの付着・充填が認められる殻は、方解石セメントの量が増加す

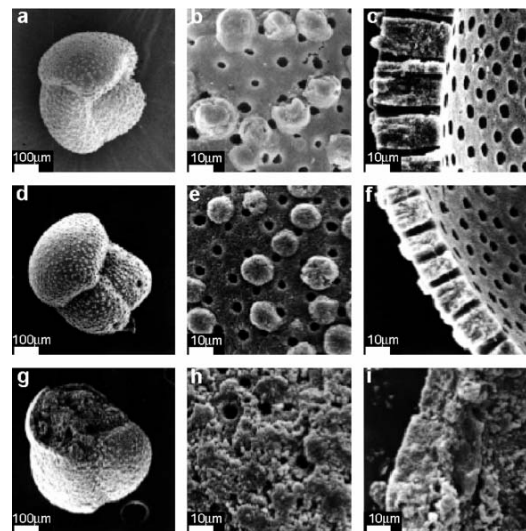


Fig. 4 Scanning electron photomicrographs of present-day and Pleistocene *Globorotalia inflata* tests (Sakai, 2003). a ~ c) Present-day specimens from offshore of Miyako Island, d ~ f) Cleaned tests, which lack calcite cement on the outer and inner surfaces and show extremely well-preserved primary microstructures (samples from 17.30 ~ 17.32 m below sea floor in core CR-13). g ~ i) Uncleaned tests. Tests on the outer and inner surfaces are covered with calcite cements (samples from 17.30 ~ 17.32 m below sea floor in core CR-13).

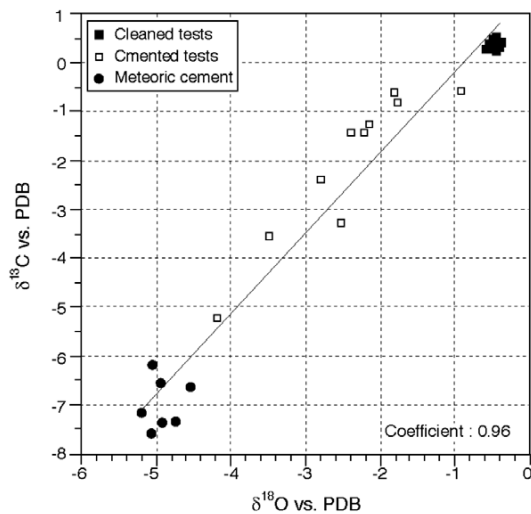


Fig. 5  $^{18}\text{O}$  vs.  $^{13}\text{C}$  values of the various components (cleaned tests and uncleaned tests of *G. inflata*, and calcite cements) of a sample from 17.30 to 17.32 m below sea floor within core CR-13. All plots are distributed along a line between the values of cleaned tests and meteoric cements, with a high (0.96) correlation coefficient (Sakai, 2003).

るにつれて、酸素・炭素同位体比ともに直線的（相関係数0.96）に軽い値になり、方解石セメント（淡水性セメント）の値に近づく（Fig. 5）。この結果から、浮遊性有孔虫殻の酸素・炭素同位体値を変化させる要因は、殻の表面および内部に沈着する方解石セメントであり、方解石セメントが付加していない殻もしくは除去した殻を選択すれば陸水性続成作用の影響を取り除くことができると結論づけられる。なお、同様の結果がCR7コア試料の浮遊性有孔虫 *Globigerinoides sacculifer* でも報告されている（Sakai and Kano, 2001）。

#### 4. 第四系浅海性炭酸塩堆積物における酸素同位体比層序の検討例

##### 4.1 第四系浅海性炭酸塩堆積物における年代決定

第四系の浅海性炭酸塩堆積物の年代は様々な方法で決定されているが、陸水性続成作用の影響により、正確な年代決定が困難な場合が多い。琉球層群を例にすると、造礁サンゴやシャコガイ骨格のように放射性年代測定に適した試料を多く含むことから、それらの $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 、 $^{231}\text{P}/^{235}\text{U}$ および $^{14}\text{C}$ 年代測定が重要な役割を果たしてきた（例えば、大村・小西, 1971; 小西, 1984; 大村, 1988）。しかし、これらの方法を適用するため

には、測定試料が第四紀後期よりも新しく、初生炭酸塩鉱物であるアラレ石が保存されている必要がある。また、ESR年代（例えば、木庭・中田, 1981; Koba *et al.*, 1985; Ikeda *et al.*, 1991）、熱ルミネッセンス年代（蜷川ほか, 2000; Ninagawa *et al.*, 2001）、およびストロンチウム同位体比年代（兼子・伊藤, 1995; Jiju, 2003）も適用されている。これらの方法は、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 、 $^{231}\text{P}/^{235}\text{U}$ および $^{14}\text{C}$ 年代測定限界よりも古い時代の試料に適用出来ることが長所であるが、第四紀における4~10万年周期の氷期・間氷期サイクルに対比可能な精度を提供できない。また、熱ルミネッセンス年代は、生層序年代と著しい不一致を示すことも報告されている（小田原ほか, 2005b）。

従来、石灰質ナノ化石は保存されていないと考えられてきた炭酸塩岩からも石灰質ナノ化石の産出が報告されるようになると、琉球層群に石灰質ナノ化石層序が適用されるようになった（例えば、Nakamori, 1986; 佐渡ほか, 1992）。特に、石油公団・石油開発技術センターが掘削した南琉球に位置する伊良部島の琉球層群からなるコア試料では、佐藤・高山（1988）の4つの基準面が認定され、伊良部島の琉球層群が1.45 Ma~1.21 Maの間に堆積を開始し、0.41 Ma以前に堆積を終了したことが判明した（佐渡ほか, 1992; 本田ほか, 1993; 佐藤ほか, 1999）。その後、中琉球に分布する琉球層群についても、詳細な石灰質ナノ化石層序が適用され、琉球層群の地質年代に関する新知見が蓄積されてきた（例えば、Nakamori *et al.*, 1995; Iryu *et al.*, 1998; 山田ほか, 2003; 山本ほか, 2003; 小田原ほか, 2005a; 山本ほか, 2005）。これにより、浅海性炭酸塩堆積物と深海底コア堆積物から得られた酸素同位体比曲線との対比が可能になったが、陸水性続成作用による石灰質ナノ化石の溶解などの影響を十分に考慮する必要があると指摘される。琉球層群における浮遊性有孔虫化石層序では、*Globorotalia tosaensis* および *Globorotalia truncatrinouides* の産出の有無が有用とされている（中川ほか, 1992; Sakai and Kano, 2001; 佐藤ほか, 2004）。

McNeil *et al.* (1988) は、パハマ堆の表層堆積物および第四系浅海性炭酸塩堆積物から走磁性バクテリアに起源を持つナノスケールのマグネタイト粒子を多数検出し、碎屑性磁性鉱物をほとんど含まない浅海性炭酸塩堆積物でも古地磁気層序が適用できることを示した。近年、琉球列島の浅海性炭酸塩堆積物中にも走磁性バクテリアが遍在し、そのマグネタイト粒子が残留

磁化の担い手であることが明らかにされ、琉球層群において古地磁気層序が有効であることが示された(松井ほか, 2002; Sakai and Jige, in press)

このように、陸水性続成作用の影響を注意深く評価する必要があるものの、浅海性炭酸塩堆積物に対しては、深海底堆積物と同様の年代測定法を適用することが可能であると言える。

4.2 酸素同位体比曲線とその古海洋学的意義

Sakai and Kano (2001) と Sakai (2003) は、琉球層群から浮遊性有孔虫殻の個体を取り出して、直接的に酸素同位体比曲線を抽出することに成功した。すでに述べたように、方解石セメントを取り除いた浮遊性有孔虫殻の酸素同位体比は殻形成時の酸素同位体値(初生値)を示しているため、その変動曲線は氷期・間氷期のサイクルを反映している。Sakai (2003) によって、CR 7およびCR 13コア試料の琉球層群中部層(Fig. 2)から得られた *G. sacculifer* と *G. inflata* の酸素同位体比曲線と酸素同位体比ステージを抽出した結果を Fig. 6 に示す。Sakai (2003) は、酸素同位体比ステージを認定するにあたり、堆積岩岩石学的な観察結果と全岩分析による炭素同位体比の負のスパイクを基に、地表露出面(不連続面)を捉えた(Fig. 2; Fig. 6 a, b)。これを踏まえて、古地磁気年代および微化石年代(石灰質ナノ化石および浮遊性有孔虫)を基準にして、酸素同位体比ステージ(MIS)15~27を認定した(Fig. 6 a, b; Table 1)。さらに、酸素同位体比イベント(16.2, 18.2, 18.3, 18.4; Prell *et al.*, 1986)を対比することにより年代決定の解像度および信頼性を向上させている(Fig. 6 a, b)。このように、浅海性炭酸塩シーケンスから酸素同位体比曲線を直接抽出することが可能であり、浅海性炭酸塩堆積物を氷期・間氷期のサイクルに直接対比することができる。今後、多くのセクションで適用されることにより、琉球層群をはじめとする様々な地域の浅海性炭酸塩堆積物の堆積史の解明に役立つと考えられる。また以上の結果から、琉球層群中部層の堆積速度を計算することが可能である。水深200 m以深の島棚斜面で堆積したCR 7コア試料の堆積速度は3.1~12 cm/k.y.で、水深約100~150 mの島棚にあったCR 13コア試料での堆積速度は4.3~15 cm/k.y.である。これらの堆積速度は、エニウェトク環礁における浅海性炭酸塩堆積速度と同程度もしくはやや遅い堆積速度と推定される(Quinn *et al.*, 1991)。

CR 13コア試料の *G. inflata* の酸素同位体比記録

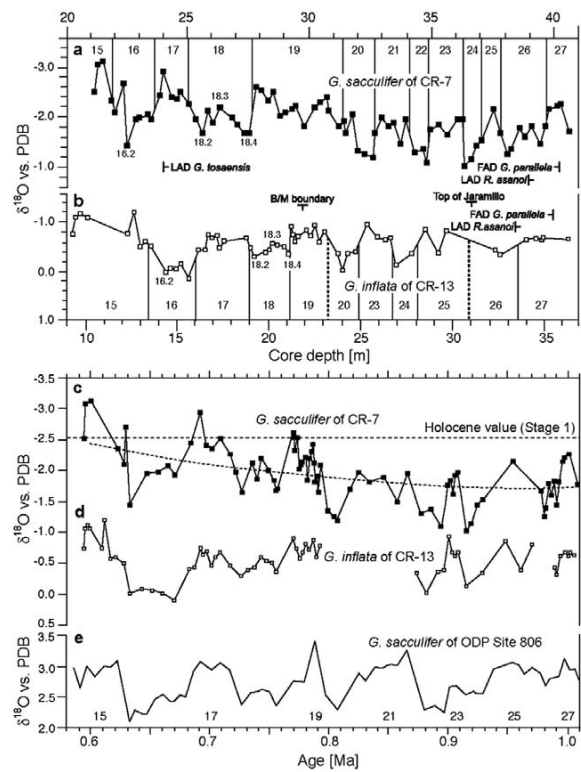


Fig. 6 a, b) Oxygen isotopic, biostratigraphic, magnetostratigraphic, and isochronologic framework vs. depth in cores CR-7 (a) and CR-13 (b). Vertical lines and dashed lines indicate the positions of stage boundaries and unconformities, respectively. Stage boundaries were identified by interpolating between recognizable maximum and minimum isotopic values. c ~ e)  $^{18}\text{O}$  records (average of 10-15 individuals per plotted data-point) from cores CR-7 (*G. sacculifer*) CR-13 (*G. inflata*) and ODP Site 806 (*G. sacculifer*) vs. age. Dotted line in Fig. 6 c represents the Holocene value (oxygen isotope stage 1) of surface sediment offshore of Miyako Island. Note that regression curve in Fig. 6 c shows a gradual shift to a lighter value from 0.9 Ma to 0.6 Ma. Data are from Sakai (2003).

は、氷床量の指標として用いられている深海底コア ODP Site 806の *G. sacculifer* の酸素同位体比曲線の特長・振幅と一致している(Berger *et al.*, 1994; Fig. 6 c~e)。CR 13コア試料の酸素同位体比曲線の最大振幅(1.27‰)は、西赤道太平洋暖海における氷床量変化に起因した  $^{18}\text{O}$ (1.2‰; 最終氷期 完新世; Martinez *et al.*, 1997)に近似しており、海水の

Table 1 Age constraints on carbonates within boreholes CR-7 and CR-13 based on calcareous nannofossil biostratigraphy and magnetostratigraphy.

Core	Depth (Meters below the ground surface or sea floor)	Datum	Reference	Ages (Ma)
CR-7	24.00	LAD <i>Globorotalia tosaensis</i>	Nakagawa et al. (1992), Sakai and Kano (2001)	0.65
CR-7	38.90	LAD <i>Reticulofenestra asanoi</i>	Honda et al. (1993)	0.889±0.02 5
CR-7	40.10	FAD <i>Gephyrocapsa pallarera</i>	Honda et al. (1993)	1.045±0.02 5
CR-13	21.80	Brunhes/Matuyama boundary	Sakai (2003)	0.790±0.00 5
CR-13	31.00	top of Jaramillo event	Sakai (2003)	0.992±0.01 0
CR-13	33.50	LAD <i>Reticulofenestra asanoi</i>	Honda et al. (1993)	0.889±0.02 5
CR-13	35.60	FAD <i>Gephyrocapsa pallarera</i>	Honda et al. (1993)	1.045±0.02 5

The ages are based on Berger et al. (1994) and Berggren et al. (1995). LAD. Last appearance datum, FAD. First appearance datum.

酸素同位体比の変動を反映していると言える。従って、2つの酸素同位体比曲線の特徴の一致は、主に水深100 m以深に生息する *G. inflata* が比較的安定した水温・塩分環境において殻を形成したことを示唆している (Bé, 1977)。一方、CR 7コア試料の *G. sacculifer* の酸素同位体比記録は、*G. inflata* の酸素同位体比記録と同様に4~10万年単位の氷期・間氷期のサイクルを示しているが、さらに長い時間スケールで見ると、約0.9 Maから0.6 Maに向かって軽い値へシフトしていることが読みとれる (Fig. 6c)。 *G. sacculifer* は主に水深50 m以浅の混合水塊に生息することから (Bé, 1977)、CR 7コア試料の *G. sacculifer* の酸素同位体比にみられるこの長い時間スケールの変動は、表層水温 (SST) あるいは表層塩分 (SSS) の変動によるものと捉えることができる。琉球列島に分布する琉球層群の堆積開始は1 Ma以前にさかのぼり、0.95 Ma以降には多くの島々の周囲にサンゴ礁複合体が発達したと考えられている (井龍ほか, 1992; 井龍・松田, 1999)。Sakai (2003) は、Fig. 6で示した *G. sacculifer* の酸素同位体比曲線の MIS 23, 25, 27の間氷期が MIS 1 (Fig. 6cの波線) の *G. sacculifer* の酸素同位体比よりも重い値を示すのに対して、MIS 15, 17, 19の間氷期が MIS 1に較べてほぼ同じ値もしくは軽い値にあることを根拠に、琉球列島を含む北西太平洋縁の SST が MIS 19 (約80万年前) を境として最大で2℃上昇した可能性があるとし、井龍ほか (1992) および井龍・松田 (1999) が指摘した0.95 Ma以降のサンゴ礁発達域の拡大との関連性を指摘した。しかし、琉球列島の発達過程を考えると

は、黒潮の変動や構造運動による浅海域の発達過程など考慮すべきローカルな表層環境の変化が多々あるため、Sakai (2003) の仮説は、浮遊性有孔虫殻の Mg/Ca 比などの古水温指標を用いてさらに検討する必要がある。

琉球列島の多くの島々の周囲にサンゴ礁複合体が発達した第四紀中期は Mid-Pleistocene Climate Transition (MPT) に相当し、0.92 Ma 前後に氷床量の増加によって海洋の酸素同位体組成が変化し、次いで0.65 Ma を境にして酸素同位体比の変動が10万年周期を示すようになった時期である (例えば、Berger and Jansen, 1994; Mudelsee & Schulz, 1997)。MPT 期における SST 上昇は、南部南シナ海 (Jian et al., 2000) および西サンゴ海からも報告されている (Isern et al., 1996)。Jian et al. (2000) は浮遊性有孔虫群集から求めた変換関数 (SIMMAX 28) を用いて南部南シナ海の SST を算出した結果、プリユヌ/マツヤマ境界 (MIS 19) において約0.5℃の SST 上昇を検出し、MPT の全球的な気候変動に関連があることを示唆した。Isern et al. (1996) は、浮遊性有孔虫 *Globigerinoides ruber* の酸素同位体比の変動から、西サンゴ海における暖水塊の形成がトリガーとなって0.6~0.7 Ma に SST が22~23℃から26~28℃ (現在の SST レベル) に上昇し、サンゴ礁発達に適した海洋表層環境が形成されたと報告している。Isern et al. (1996) は、さらにオーストラリア沖の炭酸塩プラットフォームの拡大にも SST の上昇が影響していると結論づけた。近年、グレートバリアリーフで掘削されたコア試料のストロンチウム年代値から



(International Consortium for Great Barrier Reef Drilling, 2001), 基底の生物碎屑性石灰岩からなる炭酸塩堆積物が $770 \pm 280$  ka, サンゴ礁相の堆積開始時期が $600 \pm 280$  ka 以降であることが示され, Isern *et al.* (1996) の仮説を支持する年代値が得られている。一方, カリブ海のベリーズバリアリーフでは, 第四紀で最も海水準が高く, 低緯度域が非常に温暖であったと考えられている MIS 11 (約410 ka) において (Mid-Brunhes Transition; Jansen *et al.*, 1986), 浅海域の拡大と暖水塊の発達契機となって, サンゴ礁が形成され始めたことが示された (Droxler *et al.*, 2003)。また, Droxler *et al.* (2003) は, MIS 11がグレートバリアリーフの形成開始時期と対応する可能性があるとし, この時期に全球的なサンゴ礁の成立があった可能性があるとしている。しかしながら, これらの報告からグレートバリアリーフの形成開始時期とベリーズバリアリーフの成立および琉球列島のサンゴ礁拡大時期を比較するには不十分である。今後, 本論で示した解析方法を適用し, 酸素同位体比曲線から正確なグレートバリアリーフ形成開始のタイミングを特定する必要がある。

このように, 琉球列島に分布するサンゴ礁複合体である琉球層群も含めて, MPT や Mid-brunhes Transition に呼応して汎世界的にサンゴ礁の形成が活発化するよう海洋環境が変化した可能性が考えられる。一方, 同時期から琉球列島にサンゴ礁が発達し始めた理由の一つとして, 従来, 琉球弧は更新世初期まで島尻層群が堆積するような環境にあり, その後, 沖縄トラフの形成により大陸からの陸源物質の流入が止み, サンゴ礁形成に好適な環境へ変化したという地域的要因が挙げられてきた。琉球列島でのサンゴ礁の発達過程がローカルな表層環境変動に起因するのか (例えば, 黒潮の変動など), それとも MPT や Mid-brunhes Transition のようなグローバルな表層環境変動に規制されているのかという問題は, 今後解決すべき重要なテーマである。

## 5. おわりに

統合国際深海掘削計画 (IODP) では, 複数船体制によって, これまで対象とされなかったサンゴ礁域のような極浅海域での掘削が可能となった。現在, 第四紀の北西太平洋域の気候・海洋環境変動に対するサンゴ礁生態系の応答の解明を目的とする科学提案が提出されている (井龍・松田, 1999; 松田ほか, 2003; Iryu

*et al.*, in press)。その様な状況の中, 本稿で紹介した浅海性炭酸塩堆積物コア試料における酸素・炭素同位体比を用いた古海洋研究の進展は, 上記の科学提案を検証するためのひとつの基盤を提供する。しかし, ここで触れた研究手法は, 固結度の低い堆積物から微化石を個体として抽出が可能である場合に限定される。固結した炭酸塩岩からも様々な個体抽出法が試みられてきたが, いくつかの問題がある。例えば Moura *et al.* (1999) は, 過酸化水素と希塩酸を併用して試料を溶解反応させると, 効率的に有孔虫の個体抽出が可能であると報告しているが, 有機物含有量が少ない場合や, 空隙率・浸透率が低い場合は困難である。

近年, 高精度微小領域の解析法としてナノシムスや EPMA を応用したサンゴ骨格, 有孔虫殻をはじめとする炭酸塩骨格のナノ~マイクロメートルスケールでの酸素・炭素同位体比や微量元素の解析例が報告されるようになった (例えば, Rollion-Bard *et al.*, 2003; Toyofuku and Kitazato, 2005)。また, 高分解能切削 (最小移動精度 ~ 1  $\mu$ m) を可能にしたマイクロミルシステムが開発され, 固結した炭酸塩岩のマイクロメートルスケールの微小領域や有孔虫などの微化石粒子から物理的に試料を採取することが可能となった (坂井, 2005)。さらに, Ishimura *et al.* (2005) によって, 1  $\mu$ g 以下という微量の炭酸塩試料の酸素・炭素同位体比測定法が報告されており, 固結した炭酸塩岩試料に含まれる有孔虫化石のような微小領域の安定同位体比測定が可能になりつつある。一方, このような近年の高精度, 高解像度分析の進展により, サンゴ骨格, シャコガイ骨格, 腕足動物骨格や有孔虫殻の微量元素や同位体比のマイクロ~ナノメートルスケールでの不均質性が報告されるようになり, この不均質性がある特定の環境変動に起因するのではなく, 炭酸塩骨格の結晶単位での石灰化過程に由来することが指摘されている。今後, 微小領域における石灰化過程の解明と環境記録解読法の開発の両面からの研究を通して, 浅海性炭酸塩堆積物における古海洋研究の進展が期待される。

## 謝 辞

琉球大学の出茂博士には本稿執筆の機会を与えて頂いた。東北大学の井龍康文博士, 熊本大学の松田博貴博士, 広島大学の狩野彰宏博士からは大変有意義なコメントを頂いた。本稿は, 2002年度住友財団基礎科学研究助成および科学技術研究費若手研究 B

(No. 90359175) による研究成果の一部である。この場をお借りして謝意を申し上げます。

### 文 献

- Allan J. R. and Matthews R. K. (1977) Carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools: surface and subsurface data, Barbados, West Indies. *Geology* **5**, 16-20.
- Allan J. R. and Matthews R. K. (1982) Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology* **29**, 797-817.
- Auclair A. C., Joachimski M. M. and Lexuyer C. (2003) Deciphering kinetic, metabolic and environmental controls on stable isotope fractionations between seawater and the shell of *Terebratalia transversa* (Brachiopoda). *Chem. Geol.* **202**, 59-78.
- Bé W. H. (1977) An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. *Oceanic micropaleontol.* **1**, 1-100.
- Berger W. H. and Jansen E. (1994) Mid-Pleistocene climate shift: The Nansen connection. In: *The polar oceans and their role in shaping the global environment* (eds. Johannessen O. M., et al.), Am. Geophys. Union Monogr. **32**, 295-311.
- Berger W. H., Yasuda M. K., Bickert T., Wefer G. and Takayama T. (1994) Quaternary time scale for the Ontong Java Plateau: Milankovitch template for Ocean Drilling Program Site 806. *Geology* **22**, 463-467.
- Berggren W. A., Hilgen F. J., Langereis C. G., Kent D. V., Obradovich J. D., Raffi I., Raymo M. E., and Shackleton N. H. (1995) Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy. *Geol. Soc. Am. Bull.* **107**, 1272-1287.
- Droxler A. W., Alley R. B., Howard W. R., Poore R. Z. and Burckle L. H. (2003) Unique and exceptionally long interglacial marine isotope stage 11: Window into earth warm future climate. *Geophysical Monogr.* **137**, 1-14.
- 江原由樹, 井龍康文, 中森亨, 小田原啓 (2001) 沖縄県久米島の琉球層群. *Galaxea JCRS*, **3**, 13-24. 本田信幸, 辻喜弘, 松田博貴, 佐藤耕一郎, 結城智也 (1993) 更新統琉球層群の堆積相と堆積環境 琉球列島伊良部島の例. 石油公団石油開発技術センター研究報告, **24**, 123-151.
- Hudson J. D. (1977) Stable isotopes and limestone lithification. *J. Geol. Soc. London* **133**, 637-660.
- Ikeda S., Kasuya M. and Ikeda M. (1991) ESR ages of middle Pleistocene corals from the Ryukyu Islands. *Quatern. Res.* **36**, 61-71.
- International Consortium for Great Barrier Reef Drilling (2001) New constraint on the origin of the Australian Great Barrier Reef: Results from an international project of deep coring. *Geology* **29**, 483-486.
- Iryu Y. (1992) Fossil nonarticulated algae as depth indicators for the Ryukyu Group. *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Jpn.* NS **167**, 1165-1179.
- 井龍康文, 松田博貴 (1999) 浅海堆積物掘削に関する提言 炭酸塩堆積物に関して. 月刊地球, **21**, 735-741.
- 井龍康文, 中森亨, 山田努 (1992) 第四紀気候変動と琉球層群. 堆積研報, **37**, 107-109.
- Iryu Y., Nakamori T. and Yamada T. (1998) Pleistocene reef complex deposits in the Central Ryukyus, southwestern Japan. In: *Reefs and Carbonate Platforms in the Pacific and Indian Oceans* (eds. Camion G. and Davis P. J.), Spec. Publ. Int. Sed. Ass. no. 25, Blackwell Sci., Oxford, 1970-213.
- Iryu Y., Matsuda H., Machiyama H., Piller W. E., Quinn T. M. and Mutti M. (in press) An introductory perspective on the COREF Project. *Island Arc*.
- Isern A. R., McKenzie J. A. and Feary D. A. (1996) The role of sea-surface temperature as a control on carbonate platform development in the western Coral Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **124**, 247-272.
- Ishimura T., Tsunogai U. and Gamo T. (2004) Stable carbon and oxygen isotopic determination of sub-microgram quantities of CaCO<sub>3</sub> to analyze individual foraminiferal shells. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* **18**, 2883-2888.
- Jansen J. H. F., Kuijpers A. and Troelstra S. R. (1986) A mid-Brunhes climatic event: long-term

- changes in global atmospheric and ocean circulation. *Science* **232**, 619-622.
- Jian Z., Wang P., Chen M. P., Li B., Zhao Q., Bühring C., Laj C., Lin H. L., Pfaumann U., Bian Y., Wang, R. and Cheng X. (2000) Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea. *Paleoceanography* **15**, 229-243.
- Jiju K. (2003) Origin of unconformities and depositional process of the Pleistocene carbonate rocks in the humid subtropical conditions, the Ryukyus Group on southern Okinawa Island, southern Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C11*, 189-237.
- Jiju K. and Orita S. (1998) Development history of a coral reef complex controlled by the sea-level change and terrigenous influx - the Pleistocene Ryukyu Group of Nakijin Village, Okinawa Prefecture. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C11*, 1-10.
- 兼子尚知, 伊藤孝 (1995) 沖縄島南部における琉球層群基底部の Sr 同位体組成. 日本地質学会第102年学術大会要旨, 116.
- Koba M. (1992) Influx of the Kuroshio Current into the Okinawa Trough and Inauguration of Quaternary Coral-Reef Building in the Ryukyu Island Arc, Japan. *Quat. Res.* **31**, 359-373.
- 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 T., Miki T. and Nakata T. (1985) ESR ages of the Pleistocene coral reef limestones in the Ryukyu Islands, Japan. In: *ESR Dating and Dosimetry* (eds. Ikeya M. and Miki T.), Ionis, Tokyo, pp. 93-104.
- 小西健二 (1984) サンゴ礁の地学的研究の最近の成果 南西諸島より. 地学雑誌, **93**, 473-480.
- Longman M. W. (1980) Carbonate diagenetic textures from nearshore diagenetic environments. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* **64**, 461-487.
- Martinez J. I., Deckker P. D. and Chivas A. R. (1997) New estimates for salinity changes in the Western Pacific Warm Pool during the Last Glacial Maximum: oxygen-isotope evidence. *Mar. Micropaleont.* **32**, 311-340.
- 松井千里, 山田茂昭, 松田博貴, 渋谷秀敏 (2002) 礁性石灰岩の古地磁気層序の試み 沖縄県宮古島の琉球層群を例として. 第112回地球電磁気・地球惑星圏学会要旨.
- 松田博貴 (1995) 浅海成炭酸塩岩シーケンスにおける炭素・炭素同位体組成に基づく地表露出面の認定. 地質学雑誌, **101**, 889-900.
- 松田博貴, 熊井教寿 (1999) 陸水性続成作用による炭素・酸素同位体組成変化の時間スケール. 熊本大学理学部紀要 (地球科学), **16**, 21-32.
- 松田博貴, 辻喜弘, 本田信幸, 五月女順一 (1993) 水質化学的見地からみた炭酸塩岩の初期続成作用 琉球列島伊良部島の例 地下水の賦存状態とその地球化学的特性. 石油公団石油開発技術センター研究報告, **24**, 153-172.
- 松田博貴, 井龍康文, 町山栄章 (2003) 科学提案「琉球弧におけるサンゴ礁前線の移動: 北西太平洋域での第四紀気候変動に対する高緯度域サンゴ礁の呼応」の科学的背景と掘削計画概要. 月刊地球号外, **40**, 292-298.
- McNeil D. F., Ginsburg R. N., Chang S. -B. R. and Kirschvink J. L. (1988) Magnetostratigraphic dating of shallow-water carbonates from San Salvador, the Bahamas. *Geology* **16**, 8-12.
- Moore C. H. (1989) *Carbonate diagenesis and porosity*. Dev. Sediment., 46, Elsevier Sci. Publ., Amsterdam, 338 p.
- Moura J. C., Moraes Rios-Netto A., Wanderley M. D. and Sousa F. P. (1999) Using acids to extract calcareous microfossils from carbonate rocks. *Micropaleontology* **45**, 429-436.
- Mudelee M. and Schulz M. (1997) The mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycles lags ice volume build-up by 280 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.* **151**, 117-123.
- 村岡暖子, 井龍康文, 小田原啓, 山田努, 佐藤時幸 (2005) 沖縄本島真栄田岬一帯の琉球層群の層序. *Galaxea JCRS*, **7**, 23-36.
- 中川洋, 本田信幸, 尾田太良, 辻喜弘 (1992) 沖縄県伊良部島南方海域島棚に発達する琉球石灰岩の地質層序について. 第99回日本地質学会要旨.
- Nakamori T. (1986) Community structures of Recent and Pleistocene hermatypic corals in the Ryukyu Islands, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*,

- Second ser.* **56**, 71-133.
- Nakamori T., Iryu Y. and Yamada T. (1995) Development of coral reefs of the Ryukyu Islands (southwest Japan, East China Sea) during Pleistocene sea-level change. *Sediment. Geol.* **99**, 215-231.
- 蜷川清隆, 豊田新, 西戸裕嗣, 田原誠之, 金城真希, 河名俊男 (2000) 沖縄島の更新世琉球石灰岩の熱ルミネッセンス年代測定. 月刊地球, **22**, 675-680.
- Ninagawa K., Kitahara T., Toyoda S., Hayashi K., Nishida H., Kinjo M. and Kawana T. (2001) Thermoluminescence dating of the Ryukyu Limestone. *Quatern. Sci. Rev.* **20**, 829-833.
- 小田原啓, 井龍康文 (1999) 鹿児島県与論島の第四系サンゴ礁堆積物(琉球層群). 地質学雑誌, **105**, 273-288.
- 小田原啓, 井龍康文, 松田博貴, 佐藤時幸, 千代延俊, 佐久間大樹 (2005a) 沖縄本島南部米須・慶座地域の知念層および“赤色石灰岩”の石灰質ナンノ化石年代. 地質学雑誌, **111**, 224-233.
- 小田原啓, 工藤茂雄, 井龍康文, 佐藤時幸 (2005b) 沖縄本島読谷村一帯の座喜味層および琉球層群の層序. 地質学雑誌, **111**, 313-331.
- 大村明雄, 小西健二 (1971) 現生および化石シャコ貝中のウラン・トリウム・プロトアクチニウム同位体量と年代学への応用. 化石, **21**, 15-27.
- 大村明雄 (1988) 中部琉球喜界島の地史 琉球石灰岩産サンゴ化石のウラン系列年代測定のまとめとして. 地質学論集, **29**, 253-268.
- 大清水岳志, 井龍康文 (2002) 沖縄本島勝連半島沖の島々に分布する知念層および琉球層群の層序. 地質学雑誌, **108**, 318-335.
- Popp B. N., Anderson T. F. and Sandberg P. A. (1986) Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones. *Geol. Soc. Am. Bull.* **97**, 1262-1269.
- Prell W. L., Imbrie J., Martinson D. G., Morley J. J., Pisias N. G., Shackleton N. J. and Dretter H. F. (1986) Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy: Application to the late Quaternary. *Paleoceanography* **1**, 137-162.
- Quinn T. M., Lohmann K. C. and Halliday A. N. (1991) Sr isotopic variations in shallow water carbonate sequences: Stratigraphic, chronostratigraphic, and eustatic implications of the record at Enewetak Atoll. *Paleoceanography* **6**, 371-385.
- Rollion-Bard C., Blamart D., Cuif J.-P. and Juillet-Leclerc A. (2003) Microanalysis of C and O isotopes of azooxanthellate and zooxanthellate corals by ion microprobe. *Coral Reefs* **22**, 275-288.
- 佐渡耕一郎, 亀尾幸司, 小西健二, 結城智也, 辻喜弘 (1992) 琉球石灰岩の体積年代についての新知見 沖縄県伊良部島のポーリングコア試料の石灰質ナンノ化石分析より. 地学雑誌, **101**, 127-132.
- Sagawa N., Nakamori T. and Iryu Y. (2001) Pleistocene reef development in the southwest Ryukyu Islands, Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **175**, 303-323.
- Sakai S. (2003) Shallow-water carbonates record marginal to open ocean Quaternary paleoceanographic evolution. *Paleoceanography* **18**, doi: 10.1029/2002PA000852.
- 坂井三郎 (2005) 第四系浅海性炭酸塩堆積物における酸素・炭素同位体組成を用いた古海洋研究の可能性. 2005年度日本地球化学会第52回年会要旨.
- Sakai S. and Kano A. (2001) Original oxygen isotopic composition of planktic foraminifers preserved in diagenetically altered Pleistocene shallow-marine carbonates. *Mar. Geol.* **172**, 197-201.
- Sakai S. and Jige M. (in press) Characterization of magnetic particles and magnetostratigraphic dating of shallow-water carbonates from the Ryukyu Islands, northwestern Pacific. *Island Arc*.
- 佐藤時幸, 高山俊昭 (1988) 石灰質ナンノプランクトンによる第四系化石帯区分. 地質学論集, **30**, 205-217.
- 佐藤時幸, 亀尾浩司, 三田勲 (1999) 石灰質ナンノ化石による後期新生代地質年代の決定精度とテフラ層序. 地球科学, **53**, 265-274.
- 佐藤時幸, 中川洋, 小松原純子, 松本良, 井龍康文, 松田博貴, 大村亜希子, 小田原啓, 武内里香 (2004) 石灰質微化石層序からみた沖縄本島南部, 知念層の地質年代. 地質学雑誌, **110**, 38-50.
- Toyofuku, T. and Kitazato H. (2005) Micromapping

- of Mg/Ca values in cultured specimens of the high-magnesium benthic foraminifera. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **6**, doi: 10.1029/2005GC000961.
- 辻喜弘, 松田博貴, 馬場敬, 本田信幸, 結城智也, 野本眞介 (1990) 第四系石灰岩の続成作用 沖縄県伊良部島の琉球石灰岩の例 . 石油技術協会誌, **55**, 288-289 .
- 辻喜弘, 須内寿男, 山本恒夫, 古田土俊夫, 結城智也, 岩本博 (1993) 琉球列島宮古島西方海域の現世炭酸塩堆積物とその石油地質学的意義 . 石油公団石油開発技術センター研究報告, **24**, 55-77 .
- Veizer J., Fritz P. and Jones B. (1986) Geochemistry of brachiopods: Oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 1679-1696.
- Veron J. E. N. (1992) Hermatypic corals of Japan, *Monograph series 9*, Australian Institute of Marine Science, Townsville.
- 山田茂昭, 松田博貴 (2001) 南琉球弧に分布する琉球層群の発達様式 予察 . 堆積学研究, **53**, 105-107 .
- 山田努, 藤田慶太, 井龍康文 (2003) 鹿児島県徳之島の琉球層群 (第四系サンゴ礁複合体堆積物). 地質学雑誌, **109**, 495-517 .
- 山本和幸, 井龍康文, 中川洋, 佐藤時幸, 松田博貴 (2003) 沖縄本島, 本部半島基部に分布する上部新生界層序の再検討 呉我礫層・仲尾次砂層の層位学的位置について . 第四紀研究, **42**, 279-294 .
- 山本和幸, 井龍康文, 佐藤時幸, 阿部栄一 (2005) 沖縄本島本部半島北部に分布する琉球層群の層序 . 地質学雑誌, **111**, 527-546 .