

石垣島安良崎のサンゴ骨格の酸素同位体比にみる 冬期の水温変動と1988/1989年気候レジームシフト

角田 友明^{*†}・川幡 穂高^{** ,***}・鈴木 淳^{***}
蓑島 佳代^{***}・鹿園 直建^{*}

(2006年1月16日受付, 2006年8月19日受理)

Winter sea surface temperature variations based on coral oxygen isotope record from Ishigaki Island, the Ryukyus, Japan and its relationship to 1988/1989 climate regime shift

Tomoaki TSUNODA^{*†}, Hodaka KAWAHATA^{** ,***}, Atsushi SUZUKI^{***},
Kayo MIMOSHIMA^{***} and Naotatsu SHIKAZONO^{*}

- * Keio University,
3-14-1 Hiyoshi, Kohoku-ku, Yokohama, 223-8522, Japan
** Graduate School of Frontier Science, University of Tokyo,
1-15-1 Minamidai, Nakano-ku, 164-8439, Japan
*** Geological Survey of Japan, National Institute of Advanced
Science and Technology (AIST),
1-1-1 Higashi, Tsukuba, 305-8567, Japan
† Corresponding author (tsunoda@applc.keio.ac.jp)

Precise and long term climate data are necessary to predict the magnitude of climate change in the future. The tropical regions are important subsystem of the global climate system because it receives over 50% of total amount of solar energy to the earth. Climate data, however, are available only for recent about 30 years. Thus climate reconstruction with proxies is urgently required. We conducted oxygen isotope analysis of the latest 30 years part of a 272 cm-long core of annually banded coral *Porites* sp. from Ishigaki Island, the Ryukyus, Japan to reconstruct sea surface temperature (SST) of the region. Significant correlation between coral skeletal oxygen isotope ratio and winter SST allow precise estimate of winter-time SST of the region. In the first half of the period, the winter SST of Ishigaki Island was strongly correlated to the development of winter Asian monsoon. After the climate regime shift in 1988/1989 at middle latitude Pacific, it showed no correlation to the monsoon and instead the influence of Kuroshio Current was suggested. Winter-time climate mechanism of the Ryukyu Islands region has changed since the regime shift. Further reconstruction of SST based on coral records at Ishigaki Island will greatly contribute to understand the climate system of the northern hemisphere.

Key words: coral skeleton, *Porites*, oxygen isotope, sea surface temperature (SST), monsoon, climate system, climate regime shift

- * 慶應義塾大学理工学部応用化学科
〒223 8522 神奈川県港北区日吉3 14 1
** 東京大学大学院新領域創成科学研究科環境学系自然環境学専攻
〒164 8439 東京都中野区南台1 15 1
*** 産業技術総合研究所地質情報研究部門
〒305 8567 茨城県つくば市東1 1 1

1 . はじめに

昨今, 二酸化炭素などの温暖化ガスの人為的な放出による全地球的な温暖化の可能性が盛んに議論され, 気候変動に関する政府間パネル (IPCC) の第三次評価報告書は, 全球平均気温は2100年には1990年に比べて1.4~5.8℃上昇するとしている。この報告はモデ

ルシミュレーションに基づくものであるが、シミュレーションに用いられるパラメーターの多くは比較的短期、ここ数十年程度の測定値に基づいている。熱帯域は、仮に南北回帰線に挟まれる、南北緯23.4°以下の地域と定義すると、全球面積のほぼ半分を占める、つまり地球にもたらされる太陽熱のほぼ半分を受ける、地球の“heat engine”であり、全地球的な気候システムにおいて非常に重要な要素である。しかしながら、この地域における信頼性があり、かつ空間的な広がりをもった気候観測データは、せいぜいここ30年程度のものでしかない。この熱帯域の長期にわたる気候データを得ることは、全球的な気候システムの理解とともに、今後おこるとされている気候変動の予測にも大きく貢献するものと考えられる。

そこで著者らは、琉球列島石垣島安良崎から採取された、約180年分のハマサンゴ (*Porites* sp.) 骨格の長尺柱状試料を用いて、長期にわたる古環境の復元を目的とした研究を行っている。本論では、このコアの上部約30年分、1971年以降の部分の分析結果と、実測された気候データとを比較し、サンゴ骨格の古環境の記録媒体としての可能性を検討する。

2. サンゴ骨格について

造礁サンゴ (イシサンゴ) は主に熱帯～亜熱帯にかけての浅海に生息する腔腸動物で、炭酸カルシウム、常温・常圧下では準安定相の aragonite からなる骨格を形成しながら成長する。群体の形状は種によって塊状、枝状、テーブル状など様々であるが、年輪研究に重要なハマサンゴ属 (*Genus Porites*) の中には、塊状の群体を形成し、時には数百年にわたって成長を続け、大きな群体を形成するものがある。この骨格には樹木と同様、骨密度の変化によって生じる年輪が存在し、過去の環境情報が記録されていると期待され、様々な研究がなされている。

樹木の年輪においては高密度バンドは成長の低下する冬期に形成されるが、サンゴ骨格の年輪は高密度帯が冬期に形成されるとは限らず、同一地域においても、群体によって冬期に形成されたり夏期に形成されたりすること、年輪の間隔がその年の気候を反映しているわけではないことが報告されている (Isdale, 1977; Barnes and Lough, 1993)。また、群体がストレスにさらされることによって本来年輪が形成される高水温期、あるいは低水温期ではないのに年輪と区別つかない輪紋がみられるなど、年輪幅の変化から過

去の環境を復元することについては否定的な報告が多い。

次に注目されるのが、サンゴ骨格中に含まれる酸素、炭素同位体比、あるいはマグネシウム、ストロンチウムなどの元素の含有量である。サンゴ骨格中の酸素同位体比 ($^{18}\text{O}_{\text{coral}}$) は、骨格形成時の水温と海水中の酸素同位体比 ($^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) によって決定される (Gagan *et al.*, 1998など)。 $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ は、海水の水収支、つまり蒸発と降水のバランス、および河川水の流入によって変動する。すなわち、蒸発は軽い ^{16}O が優先し、海水中には重い ^{18}O が多く残される。このため、蒸発が盛んになると海水中の酸素同位体比 ($^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) は大きくなる。逆に雨水、河川水は ^{18}O に乏しいため、降水が多くなると $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ は小さくなる。

赤道付近のように年間を通して水温変動が小さい地域では、 $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ は水温変動、降水量の変化の両方によって変動するとされる。一方、石垣島のように海水温の季節変化が大きく、かつ降水量の変化の少ない、あるいは降水量そのものが少ない地域では、水温変動の影響が大きく、 $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ は基本的に水温によって決定されるものと考えられる。

サンゴ虫は体内に褐虫藻を共生させており、この褐虫藻の光合成産物を栄養として受け取っている。炭素の安定同位体には ^{12}C と ^{13}C とがあるが、光合成では ^{12}C の方が優先的に利用されるため、光合成の活発さ、すなわち日照量によって炭酸カルシウム骨格を形成するために用いられる炭素の同位体組成は変化することになる。このため、炭酸カルシウム中の炭素同位体比は日射量の変化に応じた季節変動を示す (Suzuki *et al.*, 1999)。

また、炭酸カルシウム中へのストロンチウム、マグネシウムの分配も、水温によって変動し、これら2元素およびカルシウムは、海洋中の滞留時間が長く、全海洋でほぼ一定の濃度である (Beck *et al.*, 1992; Shen *et al.*, 2005など)。また、降水にはこれらの元素は希薄であるため、水収支のバランスで海水が希釈、あるいは濃縮された場合でもこの濃度比は変化しない。このことから、これらの元素濃度はもっぱら水温によってのみ変動し、サンゴ骨格中の Sr/Ca、Mg/Ca と $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ を組み合わせることによって、温度、降水という気候を記述する上で最も基本的かつ重要な2つの要素両方をサンゴ骨格から復元することが試みられている (McCulloch *et al.*, 1994)。

ハマサンゴ属 (*Genus Porites*) のサンゴは、塊状

の骨格を形成する。成長軸方向の成長速度を15 mm/yearと仮定した場合、Suzuki *et al.* (2003)の方法に従って400 μm ごとにマイクロサンプリングを行った場合、37.5 samples/yearとなり、1つのサンプルはほぼ10日分の成長量に相当し、高い時間解像度での環境復元が行えるものと期待できる。

3. 調査地域、石垣島について

石垣島は、北緯24度20分、東経124度10分に位置する。東西17 km 南北35 kmの島で、周囲をよく発達したサンゴ礁が取り囲んでいる (Fig. 1)。気候は亜熱帯性海洋気候で、月平均気温は18.3°C (1月) ~ 29.3°C (7月)で、月平均降水量は122.5 mm/month (2月) ~ 248.5 mm/month (8月)で変動し、年間降水量は2,061 mm/year、日合計全天日射量の変動は8.8 MJ/m²/day (1月) ~ 22.0 MJ/m²/day (7月)、年平均14.9 MJ/m²/dayである (いずれも1971~2000年平均、気象庁)。また、石垣島と台湾の間から東シナ海に入り北上する黒潮は石垣島付近の気候に影響を与えうる要因として挙げられる。

石垣港には1914年からの、熱帯域としては例外的に長期にわたる水温データの蓄積がある。この水温データは、古くは10日ごとの平均値が、各月の旬値として報告されている。本研究の試料採取地の安良崎は石垣港の北東約20 kmにあるが、Abe *et al.* (1998)は安

良崎沖のサンゴ礁の水温を実測し、年間を通じて石垣港と有意な差はないと報告している。このため、安良崎のサンゴ試料の酸素同位体比と石垣港の水温データを比較することには問題はないものと考えてよい。

4. 試料および方法

1998年8月に石垣島北東部の安良崎からハマサンゴ属 (*Genus Porites*) の長さ272 cmの柱状試料を採取した (試料名: 98IY03)。この柱状試料を、厚さ約7 mmの板状に切断し、X線撮影を行った。このX線写真からサンゴの最大成長軸を選び、さらにその連続性の良い部分を判別して、微小試料採取用の測線を決した (Fig. 2)。

選ばれた測線にそって、Suzuki *et al.* (2003)の方法に従って成長軸方向に400 μm ごと (上部100 mmについては200 μm ごと) にマイクロサンプリングを行い、これから70~100 μg を秤量し、酸素・炭素同位体分析用の試料とした。上部8 mm程度には軟体部によると思われる着色が見られたが、化学的な除去処理は行っていない。

分析は当初、季節変動の確認と生成年代の特定のため、4試料ごとに行った。その後、¹⁸O_{coral}変動の頂点付近の試料を密に分析し、各年の最低、および最高水温期に相当する部分を特定した。そのため、マイクロサンプリングの頻度は前述の通り、概算で37.5

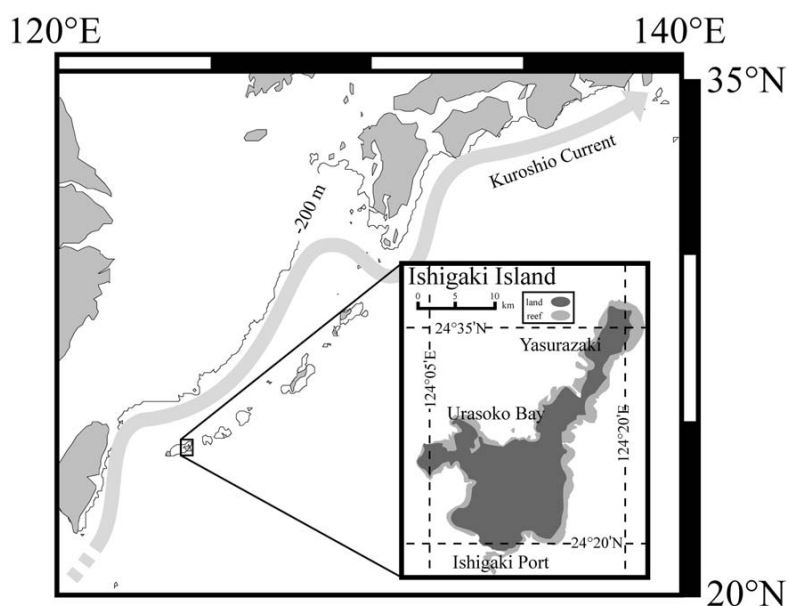


Fig. 1 Location of Ishigaki Island, study site. Sample coral core, 98IY-03, was collected from Yasurazaki, and sea surface temperature (SST) was measured at Ishigaki Port.

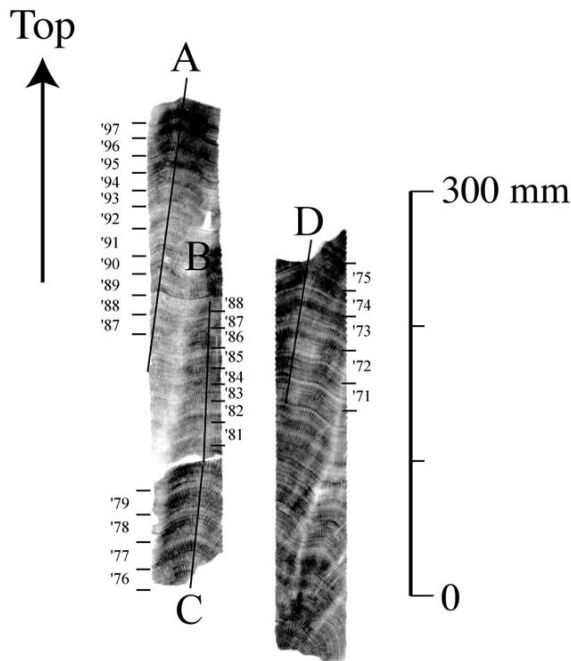


Fig. 2 X-ray radiographs of the coral sample (positive). High density bands were formed in winter. Lines A-D are the analytical line, determined to be along the major growth axis of the coral colony. Line A and line B have overlap of about two years.

samples/year であるが、実際に分析した試料は20 samples/year 程度である。

酸素・炭素同位体分析には、産業技術総合研究所の Micromass 社製質量分析計 OPTIMA および ISO-PRIME を用いた。これらの質量分析計には同社製の炭酸塩自動前処理装置 MULTIPREP が接続されており、炭酸塩試料からの二酸化炭素ガスの生成が行われる。炭酸塩試料の溶解には100%リン酸が用いられ、反応温度は90℃である。質量分析計 OPTIMA の導入後の稼働開始時における測定性能試験が、炭酸塩標準物質 NBS 19の繰り返し測定によって行われ、その標準偏差は酸素同位体比について0.04‰(1)であり、ISOPRIME についても0.04‰(1)と同等の分析精度が得られている。サンゴ骨格の酸素同位体比の温度依存性は -0.17 ~ -0.22‰/℃ であることが報告されている (Leder *et al.*, 1996; Gagan *et al.*, 1998 など)。質量分析計による酸素同位体比の分析精度は水温換算ではほぼ0.3℃という値になり、古環境の推定には十分な精度であると言える。

5. 結果および考察

5.1 成長速度

サンゴ骨格中の酸素同位体比 $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ は明確な周期的な変動を示した (Fig. 3)。前述の通り、炭酸カルシウム中の酸素同位体比は生成時の温度と負の相関を示す。すなわち、高水温期に $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ の極小値が、低水温期に極大値が記録されることになる。このことから、この $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ の変動のサイクルは水温の季節変動に対応するものと考えられ、 $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ の1サイクルが1年に対応するものと理解できる。また、高密度バンドと $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ の極大が一致していることから、低水温期、すなわち冬期に高密度バンドが形成されていたことが分かり、これが年輪であることが分かる。

なお、Fig. 2 中の分析線 B 以下は、成長軸が試料表面まで達していないため、年代を直接特定することは出来ない。このため、分析線 A と B の間の1~2年程度の重複部分の X 線写真の輪紋 (Fig. 2) と酸素同位体比の変動パターン (Fig. 3) から、分析線 B の上部の生成年代を判断した。その結果、Fig. 2 中の B 最上部の高密度バンドは A 下部の1988年に相当部分の高密度バンドと同じバンドであると判断した。Fig. 3 中の A 下部1987年冬期から1988年夏期までの酸素同位体比の変動パターンも B 最上部のそれとよく一致したため、B 最上部は1988年夏期に生成されたものと判断した。

1つの ^{18}O の極大 (極小) と次の極大 (極小) との距離は、ほぼ1年分の骨格成長量と見なしてよい。石垣港の水温は毎年1~2月に最低を記録する。例えば、1998年の水温は2月上旬に最低を記録し、1997年については2月の中旬に記録されている。サンゴ骨格中の酸素同位体比の一番上の極大ピークとその次の極大ピークは、それぞれ1998年2月上旬、1997年2月中旬にそれぞれ対応する。これら2つのピークに挟まれる部分の形成時期の大半は1997年と考えられるため、この部分を便宜的に1997年の成長分と呼ぶことにする。

酸素同位体比のピークから求めた年間の成長速度は、11.2 mm/year (1993) ~ 24.0 mm/year (1973)、平均16.7 mm/year であった (Fig. 4)。最大と最小で2倍以上の差がみられたが、水温、日照などの気候データとの関連はみられなかった。また、酸素・炭素同位体比にも成長速度に対応した変化は認められない。成長速度は1971年から1998年にかけて、年ごとの

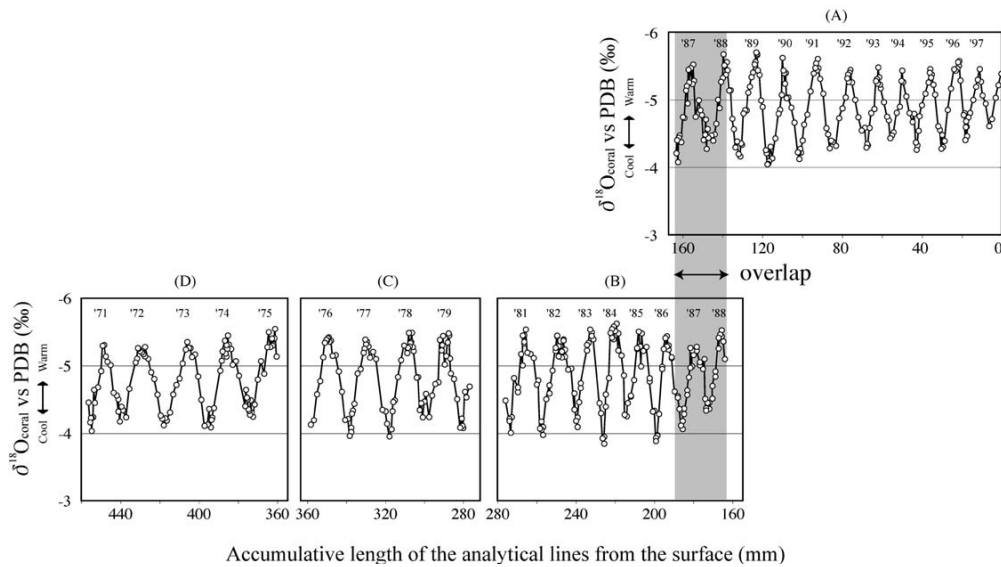


Fig. 3 The oxygen isotope record in the coral skeleton (98IY-03) along the major growth axis. Panels A-D are the results of Lines A-D in Fig. 2. The horizontal axes are accumulative length of the analytical line from the surface of the sample, the top of line A. The overlapped portions of (A) and (B) showed very similar isotope pattern. The winter (December - February average) SST at Ishigaki Port was especially high (23.6 °C) in 1988 and high in following years. These high winter SSTs are consistent with the oxygen isotope record of the coral.

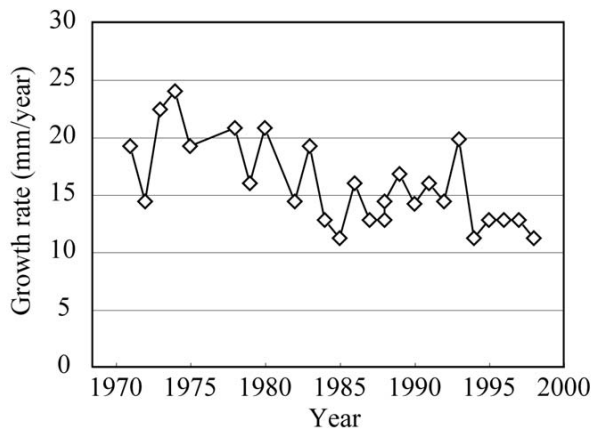


Fig. 4 Annual growth rate of the coral skeleton. The growth rate varies between 11.2 and 24.0 mm/year with 16.7 mm/year in average. The growth rate tend to decrease toward present.

変動はあるが、長期的には低下傾向にある。

石垣港の水温の時系列は正弦曲線状の変化を示す。これに対し、サンゴ骨格中の ^{18}O は高温期に形成される極小ピークは軸方向に対して比較的なだらかなピークを見せるが、低温期に形成される極大ピーク

はやや尖ったピークをみせる傾向にある。このことから、サンゴ骨格の成長速度は、年間を通して一定ではなく、低温期には低下していると判断される。

5.2 酸素同位体比の温度依存性

酸素同位体比の年較差は、最大1.88‰、最小1.00‰、平均1.37‰であった。前節で論じた通り、サンゴ骨格の成長速度は年ごと、季節ごとに差が存在するため、各サンプルは時間的に等間隔ではなく、生成時期を特定できるのは、最高水温時と最低水温時に生成された部分だけである。そのため、酸素同位体比の極小値と極大値を、同じく酸素同位体比から求めた当該位置の形成年の最高水温、最低水温（旬値）にそれぞれ対応させることにより、以下の酸素同位体比と水温の関係式を得た。ただし、軟体部による着色のみられた1997年以降に相当する部分のデータは除いた（Fig 5）。

$$T(\text{°C}) = -6.50 - 6.66 \delta^{18}\text{O}(\text{‰}) \quad (R^2 = 0.98, n = 54) \quad (1)$$

本研究におけるサンゴ骨格中の酸素同位体比の温度依存性は $-1.50\text{‰}/\text{°C}$ であった。石垣島のサンゴ骨格中の酸素同位体比と水温の関係式は、Mitsuguchi *et*

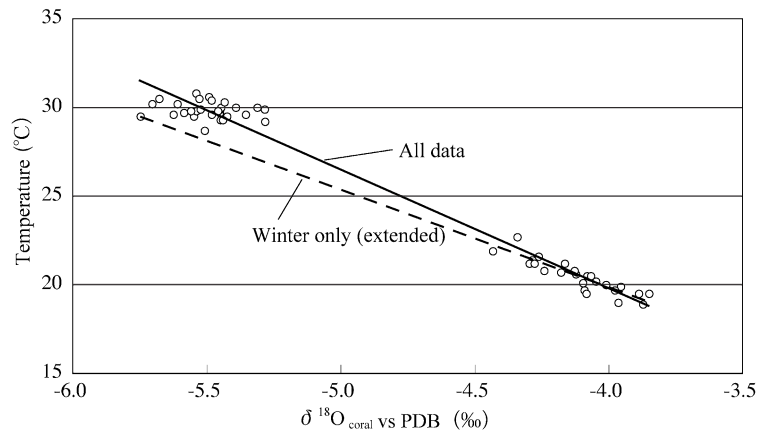


Fig. 5 Relation of SST and skeletal ^{18}O of the *Porites* coral from Yasurazaki. Annual extremes of oxygen isotope ratios and annual extremes of 10 days average SSTs were plotted. Obtained regression equation for all data is $T (^{\circ}\text{C}) = -6.50 - 6.66 \delta^{18}\text{O} (\text{‰})$; $r^2 = 0.98$ (solid line), and for winter data is $T (^{\circ}\text{C}) = -2.04 - 5.47 \delta^{18}\text{O} (\text{‰})$; $r^2 = 0.82$ (broken line).

al. (1996) (安良崎, (2)式), Suzuki *et al.* (1999) (浦底湾, (3)式) によって報告されている。

$$T (^{\circ}\text{C}) = -9.03 - 7.46 \delta^{18}\text{O} (\text{‰}) \quad (2)$$

$$T (^{\circ}\text{C}) = -2.86 - 5.73 \delta^{18}\text{O} (\text{‰}) \quad (3)$$

本研究における酸素同位体比の温度依存性は $-1.50\text{‰}/^{\circ}\text{C}$ であり, Mitsuguchi *et al.* (1996) の $-0.134\text{‰}/^{\circ}\text{C}$, Suzuki *et al.* (1999) の $-0.165\text{‰}/^{\circ}\text{C}$ のほぼ中間の値である。本研究で得られた回帰式は, Mitsuguchi *et al.* (1996) の式とは ^{18}O が -4.0‰ (20 $^{\circ}\text{C}$ 付近) の場合において 0.7°C , ^{18}O が -5.5‰ (30 $^{\circ}\text{C}$ 付近) の場合においては 2.5°C の差があるのに対し, Suzuki *et al.* (1999) の式とはどちらの場合も 0.6°C の差であり, 全体として Suzuki *et al.* (1999) の式に近いと言える。

Mitsuguchi *et al.* (1996) のサンゴ試料は本研究と同じ安良崎から得られたものであるが, 報告された回帰式は, 酸素同位体比の温度依存性と, 同じ酸素同位体比では Mitsuguchi *et al.* (1996) の方がより高い水温を示す, という2点において本研究のそれとは異なっている。

Suzuki *et al.* (1999) は, 彼らが求めた関係式と, Mitsuguchi *et al.* (1996) の関係式の間に見られる, 酸素同位体比の水温依存性の違いの原因について, Mitsuguchi *et al.* (1996) のマイクロサンプリングの時間解像度の相対的な低さが一因である可能性を指摘

している。Mitsuguchi *et al.* (1996) のマイクロサンプリングは 1 mm/sample であり, Suzuki *et al.* (1999) のそれは $400\text{ }\mu\text{m/sample}$ である。本研究においては $200\text{ }\mu\text{m/sample}$ あるいは $400\text{ }\mu\text{m/sample}$ であり, Suzuki *et al.* (1999) と同等, あるいは倍となっている。高いマイクロサンプリングの時間解像度によって, より高い酸素同位体比の温度依存性が求められたことは, Suzuki *et al.* (1999) の主張を裏付けるものであると考えられる。しかし, 近いとはいえ, なお Suzuki *et al.* (1999) よりも低い酸素同位体比の温度依存性が求められたことは, 安良崎と浦底湾において, 例えば海水中の酸素同位体組成の季節変動など, サンゴ骨格中の酸素同位体比の決定に, 水温以外の要因が関与している可能性も考えられる。

酸素同位体比の示す水温の差については, 原因として考えられるのは, 実際にそれぞれの群体が経験していた温度の違い, 群体の特性などが挙げられる。石垣島の長期的な水温データとしては, 本研究および Mitsuguchi *et al.* (1996) が用いた気象庁による石垣港のもの他に, 水産総合研究センター(旧栽培漁業センター八重山支場)による浦底湾のものがあるが, 両者の間にはごく短時日の突発的なものを除いて大きな差はない (Suzuki *et al.*, 1999)。また, Abe *et al.* (1998) は安良崎において水温を実測し, 安良崎の水温が石垣港のそれと大きな差はないことを報告している。これらのことから, 石垣島沿岸部の水温は全体

がほぼ均一であると考えてよい。同じ安良崎において0.7℃から2.5℃という顕著な差が年間を通して生じているとは考えられず、群体が経験していた水温の違いが原因で回帰式に差が生じたとは考えにくい。

Suzuki *et al.* (2005) は、水温、海水中の酸素同位体比、照明強度など、骨格中の酸素同位体比に影響を及ぼしうると考えられる環境要素を制御・モニタリングして *Pocites* 属のサンゴの飼育実験を行い、飼育下で生成した骨格の酸素同位体比を測定している。その結果、生育条件が一定の場合でも、群体によって酸素同位体比が最大1%程度異なることがあることを報告している。本研究で得られた関係式と、Mitsuguchi *et al.* (1996) の式における酸素同位体比の差をみると、20℃の場合で0.09‰、30℃の場合で0.25‰であり、いずれも1%よりも小さい。Mitsuguchi *et al.* (1996) と本研究で見られる同位体比の差は、生育環境の差というよりも、群体の特性によるものである可能性が高いと考えられる。

また、石垣島以外から報告されている酸素同位体比と水温の関係は McConnaughey (1989), Gagan *et al.* (1994) などがあるが、 $-0.17 \sim -0.22\text{‰}/\text{℃}$ と、いずれの場合も Mitsuguchi *et al.* (1996), Suzuki *et al.* (1999), 本研究よりも水温依存性が大きい (Fig. 6)。本研究においては、夏期のデータは直線性が認められないものの、冬期のデータについては直線性が認められる。そこで、冬期のデータのみを用いて酸素同位体比と温度の関係式を求めたところ、

$$T(\text{℃}) = -2.04 - 5.47 \text{ }^{18}\text{O}(\text{‰}) \quad (4)$$

($R^2 = 0.81, n = 24$)

を得た。(4)式においては、酸素同位体比の温度依存性は $-0.183\text{‰}/\text{℃}$ であり、他地域からの報告の範囲内の値である。この直線を夏期の温度帯まで外挿すると、夏期のデータはほぼすべてが直線の右側、即ち高酸素同位体比側にプロットされており、回帰直線からの乖離は最大0.5‰、平均0.25‰であった。

Mitsuguchi *et al.* (1996), Suzuki *et al.* (1999) は、石垣島においては、海水中の酸素同位体比 $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ は一定であり、サンゴ骨格中の酸素同位体比はもっぱら水温によってのみ変動するとしており、本研究においても同様の仮定をおいている。しかしながら、夏期のデータの非直線性は、夏期においては $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ は必ずしも一定ではない可能性を示唆している。 $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ の変動要因は、蒸発、降水、河川水の流入が挙げられる

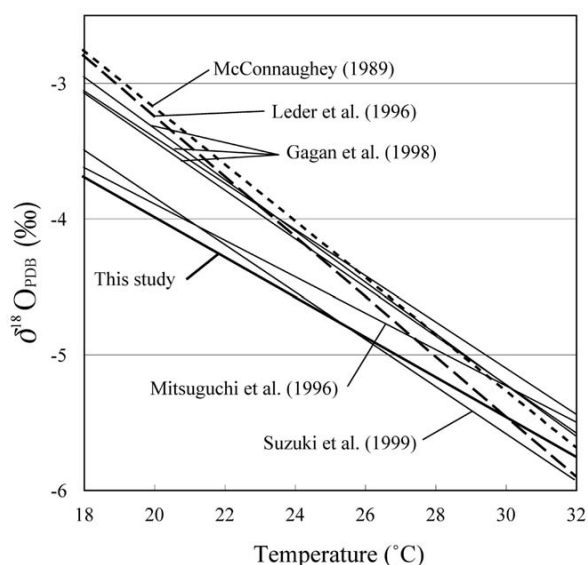


Fig. 6 Temperature dependencies of oxygen isotope fractionation for coral skeletal aragonite. Equations from Ishigaki Island specified by lower dependencies ($-0.134 \sim -0.165\text{‰}/\text{℃}$) than equations from other areas ($-0.170 \sim -0.221\text{‰}/\text{℃}$) and relatively lower oxygen isotope ratio values at low temperature.

が、これらがサンゴ骨格中の酸素同位体比の温度依存性に及ぼす影響を次に検討する。なお、安良崎周辺には海水の組成に大きな影響を及ぼしうると大きな河川はなく、河川水の流入の影響に関しては無視してよいと考えられる。

降水に関しては、石垣島の月間降水量は最小が2月の122.5 mm/month、最大が8月の248.5 mm/monthであり、 $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ が極大を示す低水温期に少なく、極小を示す高水温期に多い。つまり、降水によって $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ が変動しているとすると、冬期には高く、夏期には低くする働きがあることになり、分析結果と矛盾する。

蒸発の影響に関しては、一般的に水温が高いほど蒸発が盛んに起こるため、高水温期には $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ を高く、低水温期には低くする働きがあると考えられる。水産総合研究センターによる浦底湾の1998年3月から1996年9月までの浦底湾の塩度から、冬期、夏期の水温の極値の時期の塩分(旬値)を求めると、冬期は34.1~34.3であるのに対し、夏期は34.1~34.7とばらつきが見られた。また、5~6月、9~10月に梅雨、台風による降水に起因すると思われる、最大2程度の一時的

な低下が見られ、夏期には最大2.5程度の塩分変動が認められる。Fairbanks *et al.* (1997) は、中央・西太平洋における表層塩度 (SSS) と $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ の関係を(5)式のように報告している。

$$^{18}\text{O}_{\text{sw}} = -9.14 + 0.277 \times \text{SSS} \quad (5)$$

この式から、夏期の $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ の変動は旬値で最大0.7‰程度と見積もられる。夏期の $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ は0.5‰の範囲にあることから、この $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ の変動の影響は無視できない。海水中の酸素同位体比 $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ は、冬期の年ごとの変動は無視できる程度に小さいものの、夏期には年ごとに変動があること、そしてこの夏期の $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ の変動が見かけ上の ($^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ を一定とした場合の) 低い $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ の温度依存性と、夏期のデータのばらつきをもたらしているのではないかと考えられる。夏期の $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ の取り扱いについては、(1)Suzuki *et al.* (2001) は、サンゴ骨格中の炭素同位体比 $^{13}\text{C}_{\text{coral}}$ が主に日照量によって支配されていることを報告しているが、 $^{13}\text{C}_{\text{coral}}$ の変動曲線から日照量変化を見積もり、骨格生成時期を推定した上で対応する水温を決定する、(2)生成時の塩度から推定される $^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ を考慮する、など、より慎重な取り扱いが求められるだろう。

以上、石垣島のサンゴ骨格の酸素同位体比の温度依存性が、他の地域のそれよりも低いことの原因について、夏期のデータのばらつきに着目し、これが夏期の海水中の酸素同位体比の、主として高酸素同位体比側への変動によるものである可能性を議論してきた。しかし、塩分記録にはこれを明確に支持する変動は認められなかった。今後は、より直接的に、海水中の酸素同位体比を実測し、季節変動、年々変動の有無を確かめることが必要となってくるであろう。

5.3 石垣島の冬期の水温と酸素同位体比記録： レジームシフトに伴う変動

石垣港の海水温を1971～2000年の年ごとの最高水温と最低水温(旬値)を比較すると、最高水温は28.7℃(1985)～30.8℃(1983)平均29.8℃と比較的安定しているのに対し、最低水温は17.2℃(1971)～22.1℃(1988)、平均20.2℃と変動が大きい。また、石垣港の年平均水温は1914年の観測開始以来、0.0128℃/yearの明確な温暖化傾向を見せているが、夏期(6～8月)については0.0045℃/yearの上昇率であるのに対し、冬期(12～1月)は0.0234℃/yearと、冬期の上昇が顕著で、温暖化の主たる要因となっている。また、前節で述べた通り、冬期の $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ は

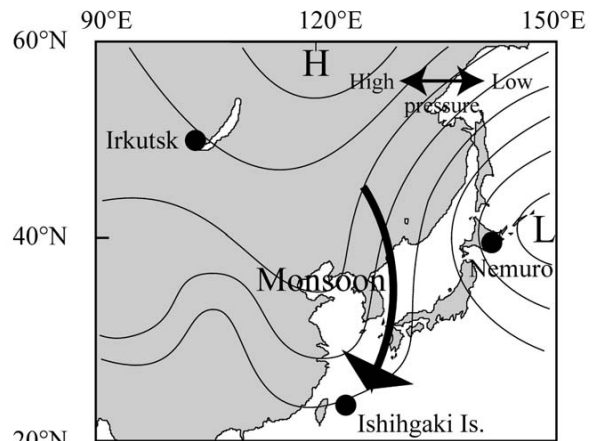


Fig. 7 Climate system of winter East Asian monsoon in winter season. Siberian high pressure (H) and Aleutian low pressure (L) develop and cause northerly winter monsoon.

水温と高い相関を示した。このため、冬期の $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ は気候変動を復元する上で好適であると言える。

冬期にはシベリア高気圧が大きく発達し、断続的に寒波が発生する。石垣島においては北東～北北東の風が卓越する(Zhan *et al.*, 1997など, Fig. 7)。この季節風(冬期モンスーン)は本来、乾燥した冷たい風であるが、日本海、東シナ海を渡る際に大量の海水を蒸発させ、湿った風になる。これにより日本海側に大雪がもたらされることになるが、この蒸発の際の蒸発潜熱により、冬期の低水温がもたらされる。つまり、石垣島周辺海域の冬期の水温を決定する要因の1つとして、季節風の強さ、すなわちシベリア高気圧の発達の度合いが考えられる。冬期の季節風の強さを表す指標として、Hanawa *et al.* (1988)はロシアのイルクーツクと日本の根室の前年の12月～2月の気圧差の平均をその年の Monsoon Index (MOI)として定義している。

この MOI と石垣島の冬期(12月～2月)の石垣港の平均水温の相関を見ると、1971～1987年の期間は $R = -0.59$ と有意な相関を示すが、1988年以降については $R = 0.25$ と相関が低くなる。転機となる1988年以前と以降の年ごとの冬期の平均水温を比較すると、1971～1987年の間については、20.2～22.0℃、平均21.1℃であるのに対して、1988年に観測史上最高の23.3℃を記録した後、2004年までの期間で21.4℃～23.3℃、平均22.4℃と、それ以前と比べてほぼ1℃、急激に上昇している。

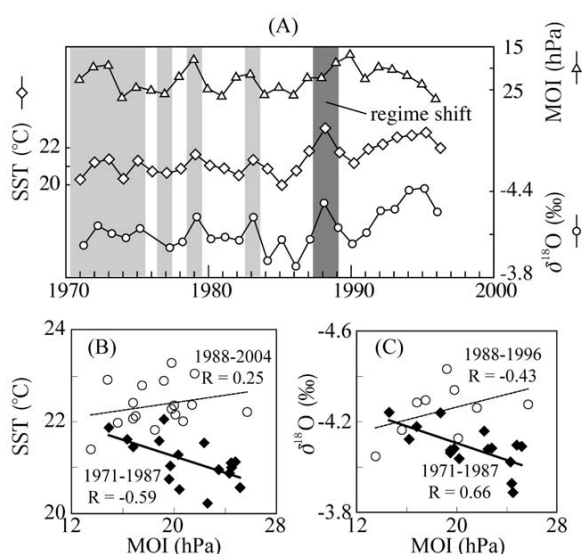


Fig. 8 (A) Time series of winter extremes of coral skeletal ^{18}O of Yasurazaki, winter (December - February) average SST of Ishigaki Port and Monsoon Index (MOI), The Monsoon Index (MOI) is determined as December - February average disparity of atmospheric pressure of Irkutsk and of Nemuro. Though all three data sets show similar change before regime shift in 1988/1989, ^{18}O and SST have no correlation with MOI after the shift. (B) Relationship between MOI and winter SST of Ishigaki Port. Diamonds are data for 1971-1987 expressed by $\text{SST} (^{\circ}\text{C}) = -0.0897 \text{ MOI (hPa)} + 23.0$ (solid line), $R = -0.59$, and circles are data for 1988-2004 expressed by $\text{SST} (^{\circ}\text{C}) = 0.0408 \text{ MOI (hPa)} + 21.6$ (dotted line), $R = 0.25$. (C) Relationship between MOI and winter extremes of $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$. Diamonds are data for 1971-1987 expressed by $^{18}\text{O}_{\text{coral}} (\text{‰}) = 0.0187 \text{ MOI (hPa)} - 4.48$ (solid line), $R = 0.66$, and circles are data for 1988-1996 expressed by $^{18}\text{O}_{\text{coral}} (\text{‰}) = -0.0141 \text{ MOI (hPa)} + 3.98$ (dotted line), $R = -0.43$. MOI data is from National Climate Data Center and Japan Meteorological Agency.

1988/1989年には、中緯度太平洋、日本海、東シナ海において、それ以前とは不連続に水温が上昇するレジームシフト (regime shift) が認められている (Yasunaka and Hanawa, 2002)。なお、北太平洋の気候は PDO (Pacific Decadal Oscillation, 太平洋十年変動) など、長期的・周期的な変動を示す特徴があ

り、これに伴って起こる5年以上継続する、顕著で機構的な SST 場の急峻な状態変化がレジームシフトであると定義されている (Yasunaka and Hanawa, 2002)。石垣港の冬期の水温の変動はその典型的なあらわれと言えよう。石垣港の水温は、このレジームシフト/水温の上昇と同時に、MOI への依存性が消失している。つまり、1988/1989年のレジームシフト以前と以降で石垣港の水温を決定する主たる要因が、MOI、すなわち冬期の北寄りの季節風の強度から、別のものに遷移したものと考えられる。

なお、Yasunaka and Hanawa (2002)、見延 (2001) などは、1976/1977年についてもレジームシフトを指摘しているが、このシフトによる水温と MOI の相関の顕著な変化は認められない。1988/1989年のレジームシフトは、1988年の黒潮による熱輸送の変調 (Yasuda *et al.*, 2000)、北極振動の符号変化 (~1988: 負, 1989~: 正) を伴っており、太平洋西部では 1976/1977年のレジームシフトよりも影響が大きかった (見延, 2001) ことが、冬期水温の MOI への依存性の消失という形でも現れているのではないかと考えられる。

次にサンゴ骨格中の酸素同位体比の冬期の極値と MOI 変動との相関をみる。水温と同様、1971~1987年については、1981年を除くと $R = 0.66$ と、MOI にほぼ対応した変動がみられるが、1988年以降については本来正の相関が期待されるところが、 $R = -0.43$ と、負の低い相関へと変化している。この結果は、既に述べた通り、サンゴ骨格中の酸素同位体比が、特に冬期においては水温との対応関係が明瞭で、高精度な水温の指標となっていることから、ある程度予想される結果である。

Yasuda *et al.* (2000) は、黒潮に起きた表層への熱の集中が1988年の高水温を引き起したことで、そしてこの変化は黒潮続流域 (145~180 E, 30~36 N) における、黒潮の混合層の深度の浅化によって引き起こされたものであり、これが黒潮の水温および混合層深度の“レジームシフト”であり、これが1988/1989年レジームシフトの主因の一つであるとしている。Yasuda *et al.* (2000) の報告している黒潮続流域の冬期の水温をみると、1955~1980年代初頭までは目立った傾向がないか、むしろ低下傾向にあるとも見て取れるが、1985年頃から顕著な上昇を始め、1988年以降は正のアノマリーを見せている。この黒潮続流域の変化が、Yasuda *et al.* (2000) の主張の通り、黒潮

全体の変調によるものであるならば、1988年以降の石垣港における高水温傾向も黒潮の変調の影響を受けたものであると考えるのが妥当であろう。

6. 結 論

各年の水温の夏期・冬期の極値、およびサンゴ骨格中の酸素同位体比の極値を用いてサンゴ骨格中の酸素同位体比の温度依存性を求めた。この結果、同じ安良崎から報告されている Mitsuguchi *et al.* (1996) よりも、石垣島の浦底湾から報告されている Suzuki *et al.* (1999) に近い回帰直線が求められた。Suzuki *et al.* (1999) は、Mitsuguchi *et al.* (1996) が報告した、他地域よりも低いサンゴ骨格中の酸素同位体比の温度依存性の一因として、マイクロサンプリングの時間解像度の低さを指摘していたが、本研究ではそれを裏付ける結果が得られた。また、本研究では Mitsuguchi *et al.* (1996) よりもすべての温度帯でサンゴ骨格中の酸素同位体比が低い傾向が見られたが、これは環境的な要因ではなく、群体の特性に起因するものとも考えることもできる。サンゴ骨格中の酸素同位体比の各年の夏期・冬期の極値と最高・最低水温については、冬期には高い相関が見られたが、夏期には見られなかった。このことから、夏期には梅雨、台風の降水による海水の希釈、あるいは蒸発による濃縮によって、海水中の酸素同位体比が変化している可能性が窺われた。

冬期の石垣島の水温は、1971～1987年にかけては、季節風の強さを表すモンスーンインデックスと良い相関を示したのに対し、1988年の高水温、1988/1989のレジームシフトによる水温上昇の後には相関が低下していた。石垣島周辺海域における冬期の水温の主たる決定要因が、レジームシフト以前にはモンスーンによって引き起こされる大気による冷却効果であったものが、レジームシフト以後には黒潮の影響に変化したことが示唆され、サンゴ骨格中の酸素同位体比にもこのレジームシフトによる変動が記録されていた。本研究で用いられた柱状試料を、さらに過去にさかのぼって分析することにより、測器によるデータの存在しない時代に起こっていたレジームシフト等の気候変動が復元され、地球規模の気候システムの変遷の復元の一助となることが期待される。

謝 辞

本研究は、文部科学省科学技術振興調整費総合研究

「炭素循環に関するグローバルマッピングとその高度化に関する国際共同研究」、環境省・地球環境保全等試験研究費「サンゴ年輪気候学に基づく、アジアモンスーン域における海水温上昇の解析に関する研究」および産業技術総合研究所運営交付金による研究の成果である。試料調製および安定同位体比測定は、産業技術総合研究所外西奈津美氏、吉永弓子氏、小山田伸氏、高岡光枝氏による。サンゴ柱状試料掘削は(株)ジオアクト安達寛氏によって行われた。また、北海道大学渡邊剛博士と匿名の査読者には本稿の改訂にあたって貴重なご意見を頂戴した。以上の方々に謝意を表します。

参考文献

- Abe, O., Matumoto, E. and Isdale, P. (1998) Paleo-SST reconstruction during the last two centuries by Ishigaki coral, Japan. *Coral Climatology by Annual Bands. Proceedings of Third International Marine Science Symposium* (Matsumoto, E., ed.) 8 14, Japan Marine Science Foundation, Tokyo.
- Barnes, D. J. and Lough, J. M. (1993) On the nature and causes of density banding in massive coral skeletons. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* **167**, 91 108.
- Beck, J. W., Edwards, R. L., Ito, E., Taylor, F. W., Recy, J., Rougerie, F., Joannot, P. and Henin, C. (1992) Sea-surface temperature from coral skeletal strontium/calcium ratios. *Science* **264**, 891.
- Fairbanks, R. G., Evans, M. N., Rubenstone, J. L., Broad, K., Moore, M. D. and Charles, C. D. (1997) Evaluating climate indices and their geochemical proxies measured in corals. *Coral Reefs*. **16**, 93 100.
- Gagan, M. K., Chivas, A. R. and Isdale, P. J. (1994) High-resolution isotopic records from corals using ocean temperature and mass-spawning chronometers. *Earth Planet. Sci. Lett.* **121**, 549 558.
- Gagan, M. K., Ayliffe, L. K., Hopley, D., Cali, J. A., Mortimer, G. E., Chapell, J., McCulloch, M. T. and Head, M. J. (1998) Temperature and surface ocean water balance of the mid-Holocene tropical western Pacific. *Science* **279**, 1014

- 1018.
- Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga and Y. Toba (1988) Surface Thermal Conditions in the Western North Pacific during the ENSO Events. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 445-456.
- Isdale, P. (1977) Variation in growth rate of hermatypic corals in a uniform environment. *Proc. 3rd Int. Coral Reef Symp.* **2**, 403-408.
- Leder, J. J., Swart, A. M. and Dodge, R. E. (1996) The origin of variations in the isotopic record of scleractinian corals: I. Oxygen. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 2857-2870.
- McConnaughey, T. (1989) ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibrium in biological carbonates: I. Patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53**, 151-162.
- McCulloch, M. T., Gagan, M. K. and Mortimer, G. E. (1994) A high-resolution Sr/Ca and $^{18}\text{O}_{\text{coral}}$ record from the Great Barrier Reef, Australia, and the 1982-1983 El Niño. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 2747-2754.
- 見延庄士郎 (2001) 同期した50年変動と20年変動がもたらす気候レジームシフト. 月刊海洋, 号外 **24**, 42-49.
- Mitsuguchi, T., Matsumoto, E., Abe, O., Uchida, T. and Isdale, P. J. (1996) Mg/Ca thermometry in coral skeletons. *Science* **274**, 961-963.
- Shen, C. C., T. Lee, K. K. Liu, H. H. Hsu, R. L. Edwards, C. H. Wang, M. Y. Lee, Y. G. Chen, H. J. Lee and H. T. Sun (2005) An evaluation of quantitative reconstruction of past precipitation records using coral skeletal Sr/Ca and ^{18}O data. *Earth Planet. Sci. Lett.* **237**, 370-386.
- Suzuki, A., Yukino, I. and Kawahata, H. (1999) Temperature-skeletal ^{18}O relationship of *Porites australiensis* from Ishigaki Island, the Ryukyus, Japan. *Geochem. J.* **33**, 419-428.
- Suzuki, A., Gagan, M. K., Deckker, P. D., Omura, A., Yukino, I. and Kawahata, H. (2001) Last Interglacial coral record of enhanced insolation seasonality and seawater ^{18}O enrichment in the Ryukyu Islands, northwest Pacific. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 3685-3688.
- Suzuki, A., Gagan, M. K., Fabricius, K., Isdale, P. J., Yukino, I. and Kawahata, H. (2003) Skeletal isotope microprofiles of growth perturbations in *Porites* corals during the 1997-1998 mass bleaching event. *Coral Reefs* **22**, 357-369.
- Suzuki, A., Hibino, K., Iwase, A. and Kawahata, H. (2005) Intercolony variability of skeletal oxygen and carbon isotope signatures of cultured *Porites* corals: Temperature-controlled experiments. *Geochim. Cosmochim. Acta* **69**, 4453-4462.
- Yasuda, I., Tozuka, T., Noto, M. and Kouketsu, S. (2000) Heat balance and regime shifts of the mixed layer in the Kuroshio Extension, *Progr. Oceanogr.* **47**, 257-278.
- Yasunaka, S. and Hanawa, K. (2002) Regime shifts found in the Northern Hemisphere SST field. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 119-135.
- Zhan, Y., Sperber, K. R., Boyle, J. S. (1997) Climatology and Interannual Variation of the East Asian Winter Monsoon: Results from the 1979-95 NCEP/NCAR Reanalysis. *Monthly Weather Rev.* **125**, 2605-2619.