

サンゴ骨格年輪の解析による過去の環境変動の解明

池田 すみ子¹⁾・茅根 創²⁾

1. はじめに

熱帯・亜熱帯のサンゴ礁に生息する造礁サンゴ類は、数多くのサンゴ虫が集まって樹枝状、塊状、平板状など様々な形態の群体を作る。このうち、ハマサンゴやマルキクメイシなどの塊状のサンゴは、炭酸カルシウムの骨格を同心円状に外側へ成長させる。群体骨格の直径はしばしば1mを越え、時には数mにもなる。このような塊状のサンゴの骨格には、木の年輪と同じような成長輪が存在する。この成長輪は、サンゴを成長方向と平行な板状に切断し、X線写真を撮るとよくわかる。写真1は、ハマサンゴ群体のX線写真にあらわれた成長輪である。写真からわかるように、成長輪は骨格の密度の大きい部分(high density band: HD)と小さい部分(low density band: LD)とからなっている。あとで述べるように、1組のHDとLDが1年に対応したサンゴの年輪である。年輪の幅は1cm程度であるから、数mの群体は数100年分の年輪を持っている。

年輪を数えることによって、ちょうど日記帳のページを繰っていくように、現在からの年数を正確に溯上って過去の記録を読み取ることができる。書かれた文字にあたるトレーサーにも色々なものがある。木の年輪の幅と気候変化との関係は、前世紀から着目されており、酸素同位体比の測定も用いることによって、過去の気温変化が復元されている(Bradley, 1985)。サンゴ年輪については、とくに1970年代以降研究が進んだ。

サンゴの場合は、年輪の幅が約1cmと広く、月単位の時間分解能を得ることが可能である。深海底コアの分解能は一般に1000年以上であるから、サンゴ年輪は、古環境の記録者としては飛びぬけて時間分解能がよい。また、サンゴ骨格を作る炭酸カル

シウムのアラゴナイトは、 ^{18}O 、 ^{13}C といった同位体のほかに、Sr、Cdなどの海水中の微量元素を取り込んでいる。そのため、こうした同位体や微量元素をトレーサーとして用いることによって、様々な情報を読み取ることができる。さらに、サンゴ礁が分布する熱帯・亜熱帯海域には、ENSO(エル・ニーニョと南方振動: El Niño and Southern Oscillation)など地球規模の環境変動の鍵を握る現象のあることがわかってきた。しかもこの海域は、気象観測データの乏しい地域でもある。こうしたことからサンゴ年輪は、最近数100年間の環境変化の優れた記録者として、近年急速に注目を浴びつつある(Dunber and Cole, 1993)。

本稿ではまず、サンゴ年輪ができるメカニズムと時間分解能についての議論を紹介し、次にサンゴ年輪の何を使ってどのような情報が得られるかについて述べる。その上で、現在集中的に行なわれている、

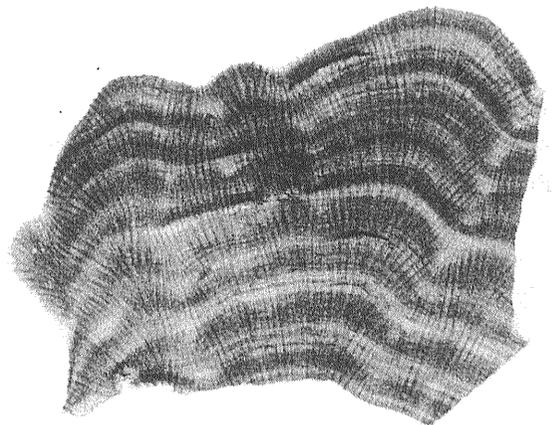


写真1 石垣島の現生ハマサンゴ骨格のX線写真。写真の黒く見える部分が骨格の密度の大きい high density band (HD)、白い部分が密度の小さい low density band (LD)に対応し、1組のHDとLDが1年に相当するサンゴの年輪である。年輪の幅は約1cm。

1) 地質調査所 海洋地質部, 科学技術特別研究員

2) 地質調査所 海洋地質部

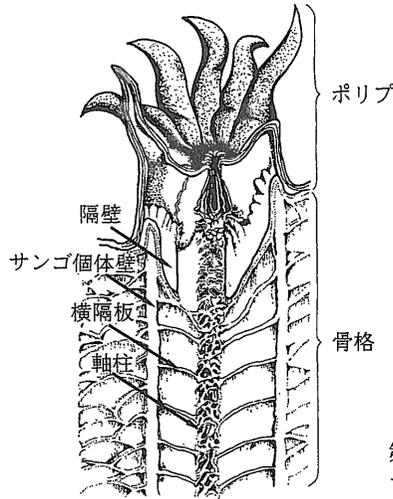
キーワード: サンゴ, 年輪, 環境変動

ENSO イベントが過去にどのような頻度でどのような地域的差異をもって起こったのかという問題についての研究を紹介する。最後に、サンゴ年輪による環境変動解析の今後の展望を述べる。

2. サンゴ年輪の形式過程と時間分解能

サンゴの X 線写真に見られる成長輪が年輪であることは、Knutson et al. (1972)によって明らかにされた。彼らは、1948年から1958年にかけて水爆実験の行なわれたエニウェトック環礁のサンゴの断面にフィルムを密着させ、爆発後に骨格に取り込まれた放射性元素(^{90}Sr , ^{90}Y)からの β 線のオートラジオグラフを試料の X 線写真と比較した。そして水爆実験の行なわれた年からの年数と成長輪の数とが一致することから、成長輪が年輪であることを確かめた。その後も、サンゴ骨格中の比較的寿命の短い天然の放射性元素の放射能の経年変化(Dodge and Thomson, 1974)や、同じ群体系からの連続的なサンプリング(Hudson et al., 1976)、骨格の染色(Stearn et al., 1977)などの方法により、サンゴの成長輪が年輪であることが確認されている。

しかしながら、サンゴの年輪が形成されるメカニズムについては、相互に矛盾する結果が得られている。これまでに多くの研究者が骨格の HD・LD と水温や雲量(光量)の年変化とを比較している。Weber et al.(1975a, b)や Hudson et al. (1976)は、夏の高温に対応して HD が形成されるという結果を得た。一方、Dodge and Thomson(1974)、Buddemeier and Kinzie(1975)は、これとは逆に、冬季の低温により HD が形成されるとした。これに対して、Knutson et al. (1972)や Wellington and Glynn(1983)は、光量が年輪形成の鍵を握っていると主張した。このように初期の研究においては、水温か光量のどちらか一方がサンゴ年輪をつくる要因になると考えられていた。しかしその後、水温も光量も年輪をつくる要因となりうるが、地域によりそれらの重みが異なるため、HD と LD の形成される季節の相違がみられる、と考えられるようになった(例えば Highsmith, 1979)。現在では、同じサンゴ礁で隣同士に生息する同じ種類のサンゴでさえ、HD と LD の形成時期が異なる場合もあることが知られている(Lough and Barnes, 1990a; Winter et



第1図
サンゴ体の構造

al., 1991).

このように、年輪とその形成要因となりうる環境因子とを単純に比較するやりかたでは、年輪がどのようにできるのか? という問いには答えられないようである。年輪の形成については従来、骨格の密度が変化しているのはアラゴナイトの微結晶の詰まり具合が異なるから(Buddemeier et al., 1974)という考えと、骨格の隔壁(第1図)の厚さが変化することから(Buddemeier and Kinzie, 1975)という考えがあった。

オーストラリアの Barnes らのグループは、骨格の構造が密度変化とともにどのように変化するかを観察することによって、年輪のでき方を探ろうとした。まず彼らは2通りのやり方で骨格の密度を測定した(Barnes and Devereux, 1988)。1つは X 線写真でわかる HD と LD をブロック状に切り取り、これを砕いて各バンドの密度を測るという方法である。もう1つは、 γ デンシトメトリーといって、板状にした試料に γ 線をあて、その透過を検出する方法である(Chalker and Barnes, 1990)。最初の方法で測定した HD と LD の密度の差は、 γ デンシトメトリーで測った場合に比べて著しく小さかった。従って X 線写真にあらわれるサンゴ骨格の密度変化は、骨格の部分的な肥厚などの構造上の変化によることがわかった。

さらに Barnes and Lough (1993)は、サンゴのどの部分で新しい骨格が形成されているかを調べた。このためにまず、生きているサンゴに染料を与えたのち、染料を取り込んで作られた骨格を観察した。

この結果、骨格の形成は群体の表面で最も活発に行なわれているものの、表面から最も新しい横隔板まで(厚さ約3 mm; 第1図参照)の間でも行なわれていることがわかった。またこの横隔板は月に1回の割合で作られ、新しい横隔板が完成したときにポリプは急に上へ押し上げられることもわかった。このことをふまえて、Taylor et al. (1993)は、サンゴの骨格成長を、(1)サンゴの表面での上方成長、(2)表面から横隔板までの間の肥厚、(3)月に1回の新しい横隔板の形成に伴うポリプの間欠的な上への移動と横隔板より下の骨格の成長停止、という3つの要素に分け、(1)と(2)に1年周期の変動を与えることにより、観察されている年輪の様々なパターンを再現できることを示した。

このようにサンゴ年輪の形成されるメカニズムを明らかにすることは、次章で述べるようなサンゴ骨格内の様々な情報を正しく読みとり、解釈するための基本的な情報として重要である。Barnes and Lough (1993)が明らかにしたように、サンゴ骨格は表面から約3 mmの範囲で作られている。3 mmというのはおよそ4ヶ月分の成長量になる。したがってトレーサーを細かい分解能で分析しても、4ヶ月位の範囲で平均化された情報ということになる。

しかし最近 Gagan et al. (1994)は、サンゴ年輪の酸素・炭素同位体比を0.25 mmごとに測定し、年輪から読みとれるほぼ週単位の水温や降水の記録が、観測記録と一致していることを示した。サンゴ年輪はこのことから、その形成メカニズムから推定される以上の時間分解能(1-2週間)を持っていることが期待される。

3. どんなトレーサーがあってどんな情報が得られるか

第1表に、これまでに報告されたサンゴ骨格に含まれるトレーサーとそれから引き出すことができる情報をまとめた。

3.1 酸素同位体比($\delta^{18}\text{O}$)

サンゴ骨格の $\delta^{18}\text{O}$ は、成長時の水温と海水の $\delta^{18}\text{O}$ との2つの条件によって変化する。Weber and Woodhead (1972)は、サンゴの $\delta^{18}\text{O}$ は海水の $\delta^{18}\text{O}$ と非平衡だが、同じ属のサンゴであれば温度

第1表 サンゴ骨格に記録された情報

記録された情報	海水温	塩分	栄養塩	人類活動	河川流量 (降水量)	光量
トレーサー						
$\delta^{18}\text{O}$	◎	◎			○	
$\delta^{13}\text{C}$, $\Delta^{14}\text{C}$			○	○		○
Sr/Ca	◎					
Ba/Ca	○		◎		○	
Cd/Ca			◎			
Mn/Ca			○			
Pb/Ca				◎		
骨格密度 成長速度	○		○	○	○	○
蛍光					○	
フォール アウト核種			○	◎		
SO ₃ ラジカル				○	○	

に対して $\delta^{18}\text{O}$ は一定の割合で変化する(温度が上がると軽くなる)ことを示した。その後、カリブ海(Fairbanks and Dodge, 1979)、フィリピン(Pätzold, 1984)等、各地のサンゴ礁で多くの種類のサンゴにおける $\delta^{18}\text{O}$ の水温に対する季節変化が示され、 $\delta^{18}\text{O}$ は古水温の指標として定着した。また水温の季節変化が無視できるほど小さい地域では、 $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化は海水の $\delta^{18}\text{O}$ の変化を反映する。この場合、 $\delta^{18}\text{O}$ の低下は降水による海水の希釈を反映していると考えられている(Cole and Fairbanks, 1990)。

3.2 炭素同位体比($\delta^{13}\text{C}$)

サンゴ骨格の $\delta^{13}\text{C}$ は、海水中の全炭酸(Nozaki et al., 1978)、サンゴの光合成量(Weber and Woodhead, 1970; Fairbanks and Dodge, 1979; Swart, 1983; McConnaughey, 1989)、群体の形(McConnaughey, 1989)によって変化すると考えられ、実際の $\delta^{13}\text{C}$ の変化が何の変化をとらえているか特定できないこともしばしばある。一般にはサンゴの光合成量が多くなると、光合成により多くの ^{12}C が使われるために骨格中の $\delta^{13}\text{C}$ は増加する。このため $\delta^{13}\text{C}$ の変化は光量(雲量)の変化を示す場合が多い(Fairbanks and Dodge, 1979; Pätzold, 1984; Cole and Fairbanks, 1990; Shen et al., 1992a)。現在までのところ、サンゴ骨格の $\delta^{13}\text{C}$ は単独でなにかのトレーサーとして用いられることは少ないが、1年周期の変動がはっきりしているため

に、X線写真による年輪が不明瞭な場合の代用として用いられることがある(Cole and Fairbanks, 1990).

3.3 放射性炭素(^{14}C)

木の年輪の ^{14}C 濃度が大気中の ^{14}C 濃度変化を記録しているのと同様に、サンゴ年輪の ^{14}C 濃度は海洋表層の ^{14}C 濃度変化を記録している。1954年以降、核実験によって大量の ^{14}C が大気中に放出され、海洋の循環に加わった。また、産業革命以降の化石燃料の使用によって、 ^{14}C を含まない CO_2 が大気中に放出され(Suess効果)、海洋の ^{14}C 濃度も変化した。こうした人類起源の ^{14}C 濃度の変化をサンゴ年輪記録から読み取り、陸上の木の年輪記録と比較することによって、大気—海洋における炭素の混合速度が議論されている(Druffel and Linick, 1978; Nozaki et al., 1978; Druffel, 1981; Druffel and Suess, 1983)。また、人類活動の影響が及ぶ以前にも ^{14}C 濃度は変化していた。これは太陽黒点の増減に伴う、宇宙線による ^{14}C 生成量の変化を反映している(Druffel, 1982)。

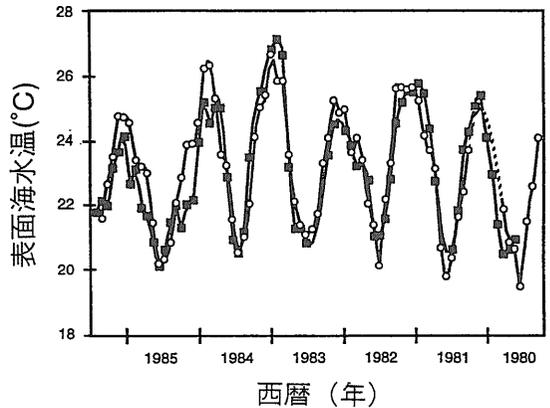
3.4 Sr/Ca比

Smith et al. (1979)はサンゴ骨格のアラゴナイト中に取り込まれるSrの分配係数が、温度のみに依存するため、Sr/Ca比が古水温計として利用できることを示した。しかし、Srの原子吸光法などによる分析の精度が水温に換算して $\pm 2^\circ\text{C}$ であったため、実際に古水温の指標として用いることは難しかった。

最近、Sr/Ca比の分析精度が、同位体希釈—TIMS法を用いることにより、水温に換算して $\pm 0.3^\circ\text{C}$ にまで向上した。第2図にニューカレドニア島の1980年から1985年までの表面水温とサンゴのSr/Ca比から推定された水温との比較(Beck et al., 1992)を示すが、両者がほとんど一致していることがわかる。こうしたことからSr/Ca比は最も正確な古水温計として期待されている。しかし、Sr/Ca比は同じ群体内でも成長速度が小さい部位で、より大きくなるという報告もあり(de Villiers et al., 1994)、Srの分配係数と成長速度との関係について、さらに検討が必要と思われる。

3.5 微量元素(Cd, Ba, Mn, Pb)濃度

CdやBaは、海水中で栄養塩と類似した鉛直濃度分布(暖かい表層水には少なく、低温の深層水に



第2図 ニューカレドニア島における1980年から1985年までの表面水温(○)とサンゴのSr/Ca比から推定した水温(■)との比較(Beck et al., 1992)。

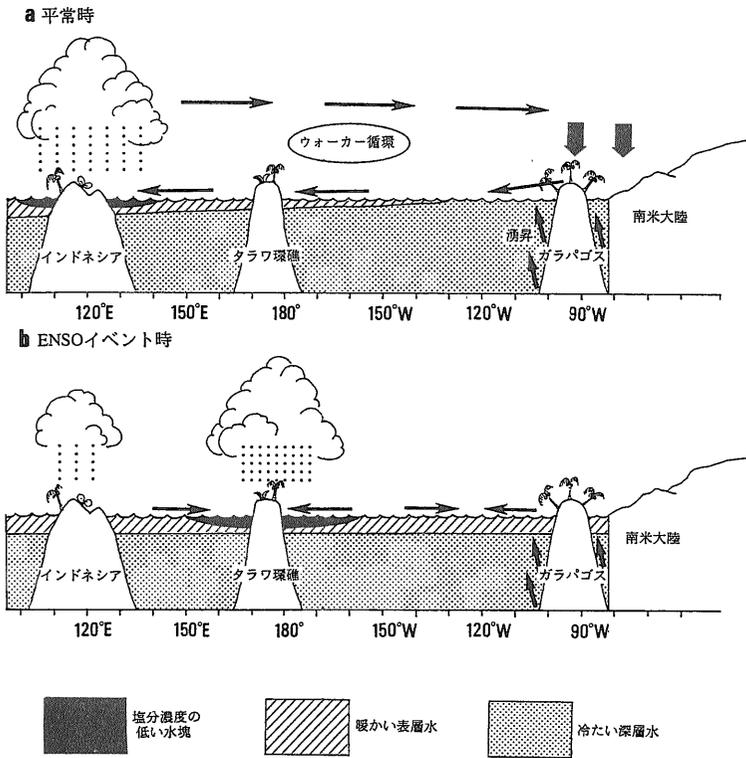
多い)を示す。したがってサンゴ骨格中のCd, Ba濃度の変化は、海水の鉛直混合の変化の良い指標となる(Shen et al., 1987; Lea et al., 1989)。一方、海水中のMn濃度は、太平洋では表層に多く深層で減少する傾向を示す。このため、サンゴ骨格のMn濃度はCdやBaとは逆センスの指標となる(Linn et al., 1990; Delaney et al., 1993)。また、Pb濃度は、今世紀以降の公害物質の海洋への流出の指標として有効である(Shen and Boyle, 1988)。

3.6 骨格密度、成長速度

骨格の1年間の成長幅は、しばしば水温との間に強い逆相関を示す(Dodge and Vaisnys, 1975; Wellington and Glynn, 1983)。また最近 Lough and Barnes (1990b)は、骨格の最大密度が夏の気温に正の相関、雲量と降水量に負の相関があり、最小密度は雲量と降水量、秋の気圧と秋、冬、春の南方振動指数に正の相関のあることを示した。骨格密度の定量の方法としては、X線写真の濃淡を密度に換算する方法(Dodge and Brass, 1984)や、 γ 線の透過を検出する γ デンシトメトリー(Chalker and Barnes, 1990)が用いられているが、いずれの方法も試料を数mmから1cmの厚さに調整する必要がある。このため、試料の厚さの範囲で各バンドが斜行している場合には、結果がぼやけてしまうという問題がある。

3.7 蛍光

Isdale(1984)は、河口付近で採取したサンゴの年輪に長波長の紫外線をあてると、1年に1本雨季に対応した黄緑色の蛍光バンドが認められることを見



第3図

(a)平常時と(b)ENSO イベント時の赤道太平洋付近の東西断面。平常時にガラパゴス付近では南東貿易風が強く、暖かい表層水を沖合へ押しやる。インドネシア付近が低気圧場の中心となり、多雨となる。ENSO イベント時には、低気圧場の中心がインドネシア付近からタラワ環礁付近に移動し、ここで降水量が増大する。ガラパゴス付近では水温が異常に上昇する。

出した。この蛍光は、サンゴ骨格内に取り込まれた陸源の有機酸によるものである(Boto and Isdale, 1985)。蛍光強度は河川流量と良い相関を示すことから、河川の流量、すなわち流域の降水量の指標になると考えられている。

3.8 フォールアウト核種(^{90}Sr , Pu)

1950年代半ばから1960年代の初めにかけて行なわれた核実験により、 Pu や Pu の核分裂により生じた ^{90}Sr , ^{90}Y , ^{137}Ci などが降下した。水爆実験の行なわれたエニウェトック環礁やビキニ環礁のサンゴ年輪からはラグーン内から外洋への輸送が(Noshkin et al., 1975), また実験場から遠く離れたサンゴ礁ではこれらの核種がどのような速さで成層圏から対流圏を経て海洋に供給され、その後どのように運ばれたか(Toggweiler and Trumbore, 1985; Benninger and Dodge, 1986), が議論されている。

3.9 SO_3^- ラジカル

現生サンゴの骨格に γ 線を大量に照射すると、 CO_2^- や SO_3^- などのラジカル(不対電子を持つ分子)が生じる。このようなラジカルは、マイクロ波分光法である電子スピン共鳴(ESR)で検出できる。こ

うちの SO_3^- ラジカルの信号強度は、骨格中に取り込まれた亜硫酸(SO_3^{2-})イオンの量を表している。Ikeda et al. (1992; 1994)は、この信号強度が蛍光バンドの位置と対応して強くなることから、河川から雨季に多く流出する陸水起源の亜硫酸イオンによると考えた。もしこれが正しければ、 SO_3^- ラジカルの強度は陸水に含まれる亜硫酸イオンの量に比例することになり、河川流量(降水量)や酸性雨を記録した新しいトレーサーとして期待できる。

4. サンゴ年輪の記録から読む古環境

—ENSO の例—

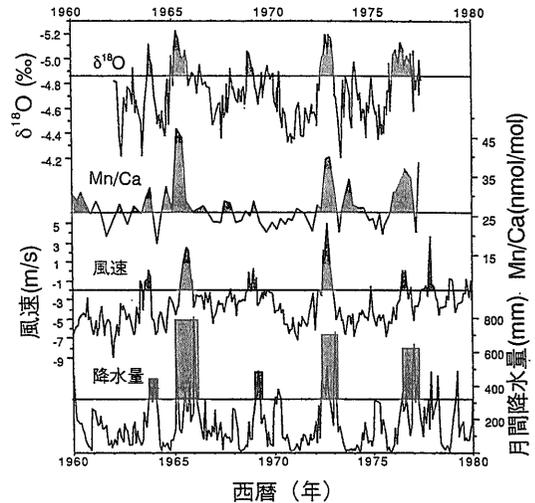
ペルー沖で数年に一度、海水温が異常に高温となるエル・ニーニョは、太平洋の広い範囲におよぶ大気と海洋の相互作用の一側面であることが、最近の研究でわかってきた。特に南方振動(南米大陸とインドネシア付近の気圧のシーソー現象)はエル・ニーニョと密接な関係にあり、この現象は両者の頭文字をとって ENSO と呼ばれるようになった。しかし ENSO の舞台となる赤道太平洋は気象記録に乏

しいため、観測記録からその歴史的変動や影響の範囲を復元することは困難である。この地域に広く分布するサンゴの年輪記録は ENSO 研究の格好の材料となった。

第3図は、(a)平常時と(b)ENSO イベント時(ペルー沖でエル・ニーニョが起こる時)の赤道太平洋付近の東西断面を示したものである。平常時に東部赤道太平洋(ガラパゴス付近)では南東貿易風が強く、ペルー海流が暖かい表層水を沖合へ押しやる。海水温はインドネシア付近でもっとも高くなり、ここが低気圧場の中心となるため多雨となる。一方、ENSO イベント時には海水温の最も高くなる場所および低気圧場の中心が、インドネシア付近から中央部赤道太平洋(タラワ環礁付近)に移動し、ここで降水量が増大する。これに伴って貿易風は弱まり、西風に逆転することもある。東部赤道太平洋では水温が異常に上昇する。平常時に低圧帯となるインドネシアやオーストラリアでは干魃となる。

Shen et al.(1987), Lea et al.(1989)は、東部赤道太平洋のガラパゴス諸島のサンゴについてそれぞれ Cd, Ba 濃度の変化を調べ、 $\delta^{18}\text{O}$ の変化とともに示した。この結果、ENSO イベント時に水温の上昇($\delta^{18}\text{O}$ の減少)と呼応して、Cd, Ba 濃度が減少していることが分かった。このことは ENSO イベント時に沿岸湧昇が弱まったことを示唆している。また Linn et al. (1990)は同じガラパゴスで Mn の濃度分布を調べた。Mn は暖かい表層水に多く含まれるため、ENSO イベント時に濃度が増加しているのがわかった。また Shen et al. (1992a)は、ガラパゴスの47年分のサンゴについて5種類の分析($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Ba/Ca, Cd/Ca, Mn/Ca)を行なった。これらのデータとペルーの太平洋岸における表面水温とを比較したところ、 $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, Ba/Ca, Cd/Ca は水温と強い正または負の相関を示した。

一方、中央部赤道太平洋のタラワ環礁は、ENSO 時に降水量が増加する地域である。Cole and Fairbanks (1990)はタラワ環礁のサンゴの $\delta^{18}\text{O}$ を測定し、水温の年較差が 1°C 程度で $\delta^{18}\text{O}$ に及ぼす温度の影響は無視できることから、 $\delta^{18}\text{O}$ の変化のすべてを降水による塩分の変化と考えて、タラワ環礁での ENSO イベントを復元した。さらに Cole et al. (1993)は、タラワ環礁のサンゴの $\delta^{18}\text{O}$ を南米大陸の古文書によるエル・ニーニョイベント(例えば



第4図 タラワ環礁におけるサンゴ骨格の $\delta^{18}\text{O}$, Mn/Ca と風速, 降水量(Cole and Fairbanks, 1990; Shen et al., 1992b)。ENSO イベント時に降水量の増加に伴って $\delta^{18}\text{O}$ が軽くなる。同時に貿易風が弱まり、西風が吹くのに伴って、ラグーン内から外に運ばれた Mn の影響で骨格の Mn 濃度が上昇している。

Quinn et al., 1987)と比較した。この結果多くのイベントの時期と強さが一致するものの、一方に現われて他方に現われないイベントもあることが分かった。さらに、スペクトル分析を行なって367年間における ENSO イベントの周期性の変遷を論じた。また、Shen et al. (1992b)はタラワ環礁の東側で採取したサンゴの Mn 濃度分布を測定し、ENSO イベント時にサンゴの Mn 濃度が高いことから、ENSO イベント時は南東貿易風が弱まり、西風に逆転したためにラグーン内で溶出した Mn がラグーンの外に運ばれて再堆積したことを示した。これらの結果を第4図に紹介する。タラワ環礁では ENSO イベント時に降水量の増加に伴って $\delta^{18}\text{O}$ が軽くなる。同時に卓越風が西向き(グラフの正の向き)に変化するのに伴い、Mn 濃度が上昇している。

インドネシアやオーストラリアの北東岸では ENSO イベント時にはほとんど雨が降らず、干魃となる。Isdale and Kotwicki (1987)はグレートバリアリーフのサンゴの蛍光バンドの強度と南方振動指数を比較し、ENSO イベント時に蛍光強度が著しく小さいことを示した。

以上のように太平洋の熱帯から亜熱帯の各地において、サンゴ骨格のトレーサーをいくつか組み合わせ

せて用いることにより、過去の ENSO イベントの規模や周期、それぞれのイベントのテレコネクションパターンを復元することが可能になった。

5. おわりに

これまでにサンゴ年輪に含まれる色々なトレーサーを用いて行なわれた過去の環境変動に関する研究をまとめたが、最後に今後のサンゴ年輪の研究の展望を述べておきたい。

まず、これまでに研究が行なわれてきた地域は、オーストラリア、カリブ海、赤道太平洋に集中しており、北西太平洋でのデータはほとんどない。ENSO イベントと異常気象の関係は日本においても議論されているが、過去数100年間の海域の記録はない。モンスーンアジア、黒潮の流路といった日本の地理的特徴をいかした研究も重要である。琉球列島は、サンゴ礁分布の北限に位置しており、南北での年輪情報の差も高い感度で検出できるかも知れない。是非、日本のサンゴ礁でも塊状サンゴのボーリングを行ない、サンゴ年輪の古環境記録のネットワークを拡大したいものである。

また、これまでの研究は、現在生きているサンゴに記録された古環境の復元にとどまっていたため、群体の年令を越える古い時代まで遡った研究はなかった。木の年輪においては、数多くの年輪幅のパターンを比較し、生育年代の異なる樹木の記録をつなぎ合わせて過去7000年まで遡る気候変動を復元することが可能になっている。季節変化まで読める環境変化の指標というのは、サンゴをおいてほかにない。サンゴ年輪においても1群体の記録にとどまらず、化石サンゴのデータも増やし、互いの記録をつなぎ合わせて、数千年の環境変動史を編めるようにできたら、と思う。また、小氷期や6000年前の気候温暖期、12万年前の最終間氷期など、過去のある時点のサンゴからもその時代の環境に関する多くの情報が得られるであろう。こうした研究にとって、多くの離水サンゴ礁をもつ琉球列島は大きな可能性を持っている。

謝辞：写真1は名古屋大学大気水圏科学研究所の阿部 理氏に提供していただいた。

文 献

- Barnes, D. J. and Devereux, M. J. (1988) : Variations in skeletal architecture associated with density banding in the hard coral *Porites*. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, **121**, 37-54.
- 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*, **257**, 644-647.
- Benninger, L. K. and Dodge, R. E. (1986) : Fallout plutonium and natural radionuclides in annual bands of the coral *Montastrea annularis*, St. Croix, U. S. Virgin Islands. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 2785-2797.
- Boto, K. and Isdale, P. (1985) : Fluorescent bands in massive corals result from terrestrial fulvic acid inputs to nearshore zone. *Nature*, **315**, 396-397.
- Bradley, R. S. (1985) : "Quaternary Paleoclimatology. —Method of Paleoclimatic Reconstruction—", Allen & Unwin, Boston, 472p.
- Buddemeier, R. W. and Kinzie, R. A., III (1975) : The chronometric reliability of contemporary corals: fine banding and seasonal patterns. In: Rosenberg, G. D. and Runcorn, S. K. (Eds.), "Growth Rhythms and the History of the Earth's Rotation". John Wiley and Sons, London, 135-147.
- Buddemeier, R. W., Maragos, J. E. and Knutson, D. W. (1974) : Radiographic studies of reef coral exoskeletons: rates and patterns of coral growth. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, **14**, 179-200.
- Chalker, B. E. and Barnes, D. J. (1990) : Gamma densitometry for the measurement of skeletal density. *Coral Reefs*, **9**, 11-23.
- Cole, J. E. and Fairbanks, R. G. (1990) : The southern oscillation recorded in the $\delta^{18}O$ of corals from Tarawa Atoll. *Paleoceanography*, **5**, 669-683.
- Cole, J. E., Fairbanks, R. G. and Shen, G. T. (1993) : Recent variability in the southern oscillation: isotopic results from Tarawa Atoll coral. *Science*, **260**, 1790-1793.
- Delaney, M. L., Linn, L. J. and Druffel, E. R. M. (1993) : Seasonal cycles of manganese and cadmium in coral from the Galapagos Islands. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 347-354.
- de Villiers, S., Shen, G. T., Nelson, B. K. (1994) : The Sr/Ca temperature relationship in coralline aragonite: Influence of variability in $(Sr/Ca)_{sea\ water}$ and skeletal growth parameters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**, 197-208.
- Dodge, R. E. and Brass, G. W. (1984) : Skeletal extension, density and calcification of the reef coral, *Montastrea annularis*: St. Croix, U. S. Virgin Islands. *Bull. Mar. Sci.*, **34**, 288-307.
- Dodge, R. E. and Thomson, J. (1974) : The natural radiochemical and growth records in contemporary hermatypic corals from the Atlantic and Caribbean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **23**, 313-332.
- Dodge, R. E. and Vaisnys, J. R. (1975) : Hermatypic coral growth banding as environmental recorder. *Nature*, **258**, 706-708.
- Druffel, E. M. (1981) : Radiocarbon in annual coral rings from the eastern tropical Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 59-62.
- Druffel, E. M. (1982) : Banded corals: changes in oceanic carbon-14 during the Little Ice Age. *Science*, **218**, 13-19.
- Druffel, E. M. and Linick, T. W. (1978) : Radiocarbon in annual coral rings of Florida. *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 913-917.

- Druffel, E. M. and Suess, H. E. (1983) : On the radiocarbon record in banded corals: exchange parameters and net transport of $^{14}\text{CO}_2$ between atmosphere and surface ocean. *J. Geophys. Res.*, **88**, C2, 1271-1280.
- Dunbar, R. B. and Cole, J. E. (1993) : Coral records of ocean-atmosphere variability. NOAA Climate and Global Change Program Special Report. No. 10, 38p.
- Fairbanks, R. G. and Dodge, R. E. (1979) : Annual periodicity of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in the coral *Montastrea annularis*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 1009-1020.
- Gagan, M. K., Chivas, A. R. and Isdale, P. J. (1994) : High resolution isotopic records from corals using ocean temperature and mass-spawning chronometer. *Earth Planet Sci. Lett.*, **121**, 549-558.
- Highsmith, R. C. (1979) : Coral growth rates and environmental control of density banding. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, **37**, 105-125.
- Hudson, J. H., Shinn, E. A., Halley, R. B. and Lidz, B. (1976) : Sclerochronology: a tool for interpreting past environments. *Geology*, **4**, 361-364.
- Ikeda, S., Neil, D., Ikeya, M., Kai, A. and Miki, T. (1992) : Spatial variation of CO_2^- and SO_3^- radicals in massive coral as environmental indicator. *Jpn. J. Appl. Phys.* **31**, L1644-1646.
- Ikeda, S., Furusawa, M. and Ikeya, M. (1994) : Spatial variation of CO_2^- and SO_3^- radicals in massive coral from Ishigaki Island, Japan and its implications. *Proc. 29th Geol. Congr., Part B*, 225-228.
- Isdale, P. (1984) : Fluorescent bands in massive corals record centuries of coastal rainfall. *Nature*, **310**, 578-579.
- Isdale, P. J. and Kotwicki, V. (1987) : Lake Eyre and the Great Barrier Reef: a palaeohydrological ENSO connection. *South Aust. Geogr. J.*, **87**, 44-55.
- Knutson, D. W., Buddemeier, R. W. and Smith, S. V. (1972) : Coral chronometers: seasonal growth bands in reef corals. *Science*, **177**, 270-272.
- Lea, D. W., Shen, G. T. and Boyle, E. A. (1989) : Coralline barium records temporal variability in equatorial Pacific upwelling. *Nature*, **340**, 373-376.
- Linn, L. J., Delaney, M. L. and Druffel, E. R. (1990) : Trace metals in contemporary and seventeenth-century Galapagos coral: records of seasonal and annual variations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 387-394.
- Lough, J. M. and Barnes, D. J. (1990a) : Intra-annual timing of density band formation of *Porites* coral from the central Great Barrier Reef. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, **135**, 35-57.
- Lough, J. M. and Barnes, D. J. (1990b) : Possible relationships between environmental variables and skeletal density in a coral colony from the central Great Barrier Reef. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, **134**, 221-241.
- McConnaughey, T. (1989) : ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibrium in biological carbonates: I. patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 151-162.
- Noshkin, V. E., Wong, K. M., Eagle, R. J. and Gatrousis, C. (1975) : Transuranics and other radionuclides in Bikini Lagoon: concentration data retrieved from aged coral sections. *Limnol. Oceanogr.*, **20**, 729-742.
- Nozaki, Y., Rye, D. M., Turekian, K. K. and Dodge, R. E. (1978) : A 200 year record of carbon-13 and carbon-14 variations in a Bermuda coral. *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 815-828.
- Pätzold, J. (1984) : Growth rhythms recorded in stable isotopes and density bands in the reef coral *Porites lobata* (Cebu, Philippines). *Coral Reefs*, **3**, 87-90.
- Quinn, W. H., Neal, V. T. and Antunez de Mayolo, S. E. (1987) : El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *J. Geophys. Res.*, **92**, C13, 14,449-14,461.
- Shen, G. T. and Boyle, E. A. (1988) : Determination of lead, cadmium and other trace metals in annually-banded corals. *Chem. Geol.*, **67**, 47-62.
- Shen, G. T., Boyle, E. A. and Lea, D. W. (1987) : Cadmium in coral as a tracer of historical upwelling and industrial fallout. *Nature*, **328**, 794-797.
- Shen, G. T., Cole, J. E., Lea, D. W., Linn, L. J., McConnaughey, T. A. and Fairbanks, R. G. (1992a) : Surface ocean variability at Galapagos from 1936-1982: calibration of geochemical tracers in corals. *Paleoceanography*, **7**, 563-588.
- Shen, G. T., Linn, L. J. and Campbell, T. M. (1992b) : A chemical indicator of trade wind reversal in corals from the western tropical Pacific. *J. Geophys. Res.*, **97**, C8, 12,689-12,697.
- Smith, S. V., Buddemeier, R. W., Redalje, R. C. and Houck, J. E. (1979) : Strontium-calcium thermometry in coral skeletons. *Science*, **204**, 404-407.
- Stearn, C. W., Scoffin, T. P. and Martindale, W. (1977) : Calcium carbonate budget of a fringing reef on the west coast of Barbados. *Bull. Mar. Sci.*, **27**, 479-510.
- Swart P. K. (1983) : Carbon and oxygen isotope fractionation in scleractinian corals: a review. *Earth Science Reviews*, **19**, 51-80.
- Taylor, R. B., Barnes, D. J. and Lough J. M. (1993) : Simple models of density band formation in massive corals. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, **167**, 109-125.
- Toggweiler, J. R. and Trumbore, S. (1985) : Bomb-test ^{90}Sr in Pacific and Indian Ocean surface water as recorded by banded corals. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **74**, 306-314.
- Weber, J. N. and Woodhead, P. M. J. (1970) : Carbon and oxygen isotope fractionation in the skeletal carbonate of reef-building corals. *Chem. Geol.*, **6**, 93-117.
- Weber, J. N. and Woodhead, P. M. J. (1972) : Temperature dependence of oxygen-18 concentration in reef coral carbonates. *J. Geophys. Res.*, **77**, 463-473.
- Weber, J. N., White, E. W. and Weber, P. H. (1975a) : Correlation of density banding in reef coral skeletons with environmental parameters: the basis for interpretation of chronological records preserved in the coralla of coral. *Paleobiology*, **1**, 137-149.
- Weber, J. N., Deines, P., White, E. W. and Weber, P. H. (1975b) : Seasonal high and low density bands in reef coral skeletons. *Nature*, **255**, 697-698.
- Wellington, G. M. and Glynn, P. W. (1983) : Environmental influence on skeletal banding in eastern Pacific (Panama) corals. *Coral Reefs*, **1**, 215-222.
- Winter, A., Goenaga, C. and Maul, G. A. (1991) : Carbon and oxygen isotope time series from an 18-year Caribbean reef coral. *J. Geophys. Res.*, **96**, C9, 16,673-16,678.

IKEDA Sumiko and KAYANNE Hajime (1994): Reconstruction of paleoenvironment using annually banded corals.

<受付: 1994年1月25日>