

放射性炭素同位体とウラン系列核種を用いた 古海洋学研究

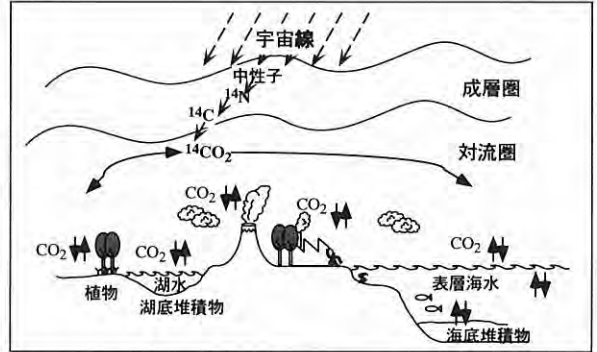
横山 祐典¹⁾²⁾

1. はじめに

地球表層に分布する放射性核種は、過去の地球科学的イベントのタイミングを決める際に広く用いられている。その中でも放射性炭素同位体を用いた年代測定法(^{14}C 法)は、第四紀後期の地球科学や考古学などの分野において、最もポピュラーな年代測定法である。ところが、この ^{14}C 法は、地球科学的な「時計」として一定の速度で動いているわけではなく、その生成率、地球表層のリザーバー間での分布などによって、違った「速度」で動いていることがわかっている。一方で、ウラン同位体の地球表層での非平衡を用いた年代測定法は、そのような外的要因に影響されないため、過去300万年間の年代測定に最も適した方法である。本論文では、 ^{14}C を年代測定として使用するのではなく、気候変動などに起因したリザーバー間での分布を調べることのできるトレーサーとしての役割を使い、U-Th年代測定と組み合わせることによって、特にグローバルな過去の気候および海洋環境の変動を調べる方法について述べることにする。

2. 放射性炭素同位体を用いた年代測定/地球化学研究

大気中における ^{14}C を含む放射性元素が、宇宙線との相互作用によって生成される可能性について、1930年代には既に予測されていた。しかし、実際に自然界で確認されたのは、LibbyやAndersonらによって、アメリカのバルチモアで街灯用に使われていたメタンの中の ^{14}C が確認されてからであった(Anderson and Libby, 1947)。



第1図 地球表層での ^{14}C の分布の模式図。

大気中の ^{14}C は、宇宙線の陽子と大気中の酸素の作用によってできた中性子が大気中の窒素と反応することによって生成される。



自然界の炭素の同位体は、99%の ^{12}C 、1%の ^{13}C 、そして僅か 1.2×10^{-10} %の ^{14}C から成り立っている。大気中で生成された ^{14}C はすみやかに酸化され $^{14}\text{CO}_2$ となって地球表層の海洋や大気、また光合成を通じて生物圏へと広がっていく(第1図)。もし ^{14}C の生成率が現在まで一定であれば、これまでのどの時期においても、生成率と放射壊変率は一定である。植物や動物等の生物は生存している間、 ^{14}C を直接または間接的に大気中から摂取しており、それは大気中の ^{14}C の存在比と平衡状態にある。しかし一旦生物が死滅し、外界からの摂取をストップすると、以下のような反応で、 $5,730 \pm 60$ 年で半減していく。



β^- はマイナス電荷をもった β 粒子で外核の電子と同等であり、 ν はアンチニュートリノ、そしてQはエンドポイントエネルギー(0.156MeV)である。 ^{14}C の

1) ローレンスリバモア米国立研究所 地球惑星物理学研究センター:
Lawrence Livermore National Laboratory, 7000 East Avenue,
L-206, Livermore CA94550, USA

2) 東京大学 理学系研究科地球惑星科学専攻

キーワード: 放射性炭素, ウラン系列, 氷期, ハインリッヒイベント, 気候変動

半減期は5,730年であるが、年代測定の際は慣例で5,568年を用いている(Stuiver and Polach, 1977).

この半減期を使って、加速器質量分析器(AMS: Accelerator Mass Spectrometry)によって測定される炭素同位体比を用いて、年代測定を行うことができる。ここで、スタンダードに対するサンプル中の¹⁴Cの割合である“Fraction Modern”は以下のように定義される。

$$F = N_0/N = (^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sam}} / (^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{std}} \quad (3)$$

ここで、(¹⁴C/¹²C)_{sam}はサンプル中の比で、木材の平均的な安定炭素同位体比(δ¹³C) -25‰に対して補正してある。また(¹⁴C/¹²C)_{std}は標準物質の比でNBSシュウ酸の95%の放射能を持ち、1840-1860年の間に棲息した木材の年代補正を行ったものを標準値としている。またそのδ¹³CはPDBスタンダード(ピーデー層群から産出したベレムナイトの化石の値、δ¹³Cやδ¹⁸Oの標準物質として使われている(例えば Epstein *et al.*, 1953)。ただし最近では、IAEAのV-PDBが使われている。)に対して-19‰の値を持つ。

サンプルの放射性炭素年代は、

$$T(^{14}\text{C}) = -\tau \ln F \quad (4)$$

ここで、τはLibbyのmean lifeで(5568/ln2=8033年)である。

放射性炭素年代の適用限界は、

$$F_{\text{limit}} \leq \{ (F_{\text{measured}})^2 + (2 \Delta f)^2 \}^{0.5} \quad (5)$$

と表される。ここで、Δfはシステムのバックグラウンドの測定誤差である。同位体比の計算や誤差の計算などはDonahue *et al.* (1990a, b)に詳しいので参照されたい。

Δ¹⁴Cはサンプル中の初期¹⁴C/¹²Cと標準物質との千分偏差であり下記のように表される；

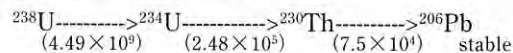
$$\Delta^{14}\text{C} = (F e^{\lambda T} - 1) \times 1,000$$

ここでTは暦年代、λは壊変定数である。

一方で、¹⁴C法が年代測定の「時計」として役割を果たすためには、いくつかの仮定が成立していなければならない。それらは、(1) 正確な半減期、(2) ¹⁴Cの地球表層での均質な分布、(3) サンプルの¹⁴Cに関しての閉鎖系の維持、そして(4) ¹⁴Cの一定した生成率である。本小論では、特に(2)および(4)の仮定について、それらが成り立っていない場合をうまく利用して環境指標として使用することについて紹介していく。

3. ウラン系列核種を使った年代測定

ウラン系列の非平衡を用いた年代測定は、以下のような放射壊変を用いている。



括弧の中の数字は半減期(年)である。この方法は、自然界の表層システム中に²³⁴Uが過剰に存在することを利用している。つまり過剰に存在する²³⁴Uから生成される²³⁰Thと、²³⁸Uと永年平衡にある²³⁴Uから生成される²³⁰Thを使用するのである。²³⁴Uから²³⁰Thへの半減期は10⁵年のスケールなので、更新世のサンプルの年代測定に適した方法である。

海水中にはウランが多く存在するが、トリウムは堆積物への吸着および固定によって、海水中にはほとんど存在しない。そこで、サンゴ等海洋に棲息する生物には、無視できる量のトリウムしか存在せず、続成作用等によるウランやトリウムの二次的移動がないとすると、²³⁰Thはサンプルが死滅したあとに²³⁸Uの崩壊によって生成されたものとしてとることができるため、年代測定に用いることができるのである。

²³⁴U年代は以下の式によって求めることができる(Kaufman and Broecker, 1965; Edwards *et al.*, 1987)。

$$1 - \left[\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}} \right]_{\text{act}} = e^{-\lambda^{230}\text{T}} - \left(\frac{\delta^{234}\text{U}(0)}{1000} \right) \left(\frac{\lambda^{230}}{\lambda^{230} - \lambda^{234}} \right) (1 - e^{-(\lambda^{234} - \lambda^{230})\text{T}}) \quad (6)$$

ここでTは年代、λは壊変定数でそれぞれ、

$$\lambda_{238} = 1.551 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$$

$$\lambda_{234} = 2.835 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$$

$$\lambda_{230} = 9.195 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1} \quad (7)$$

δ²³⁴U(0)はEdwards *et al.* (1987)によって提唱されたもので以下のような式で表される。

$$\delta^{234}\text{U}(0) = \{ (^{234}\text{U}/^{238}\text{U}) / (^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{eq}} - 1 \} \times 10^3 \quad (8)$$

ここで(²³⁴U/²³⁸U)_{eq} = λ₂₃₈/λ₂₃₀ = 5.472 × 10⁻⁵ (9)で、永続平衡の際の原子数の比である。

本小論文では、ページ数の関係上、¹⁴C/¹²C比を環境のトレーサーとして用いた研究について、主に述べることとし、²³⁴U/²³⁸Uを使った海洋環境変動研

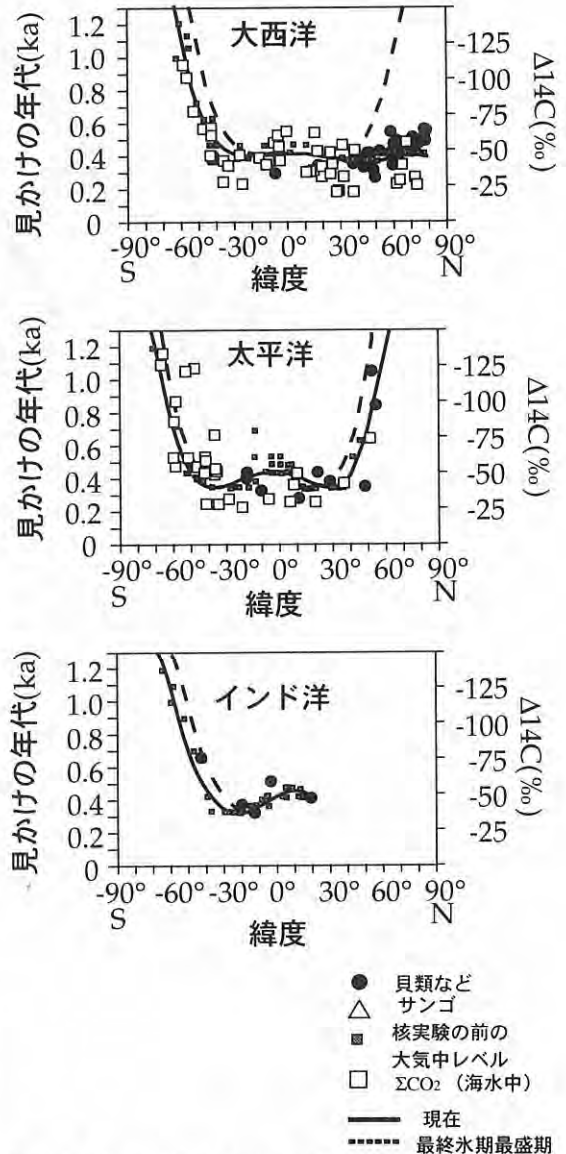
究例については、他の機会に述べることにする (cf. Yokoyama 1999; Esat and Yokoyama, 2000)。

4. 過去の ^{14}C 生成率とリザーバー効果

$^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比を正確な年代測定に用いる際には、4つの条件が成立している必要があることは先に述べた(セクション2.参照)。実際には、半減期に関する(1)の仮定以外は、補正が必要であったり、他の方法で閉鎖系の確認を詳しく行う必要があったりする場合が多い。例えば、過去の大気中の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比は、現在とは異なっていたことが、木材の年輪を使った研究から明らかになっており、大気中の変動は約11,000年前まで遡ることができる(Becker and Kromer, 1993)。この記録の中には、周期の短い100年スケールの変動と、約30,000年から3,000年前までならかに続いてきた長期的な ^{14}C 生成率の減少傾向が認められる。前者は太陽の黒点の数などと相関が良いため、太陽活動に起因する変動と考えられ、後者は地球磁場の永年変動による影響によるものと考えられているが、データの数が多いとはいえ、まだ詳細な「補正曲線」が描けているとは言えない(Bard, 1998)。

この「補正曲線」は、 ^{14}C 法を使って年代測定を行い、正しい年代を求めるために必須のものである。つまり、過去のある時期、大気中の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比が現在より高ければ、生成と壊変の平衡が崩れていたということであるため、みかけ上「時計」は止まっていたことになり、 ^{14}C 法で得た年代をそのまま使用すると、実際より若い年代を出してしまうことになる。

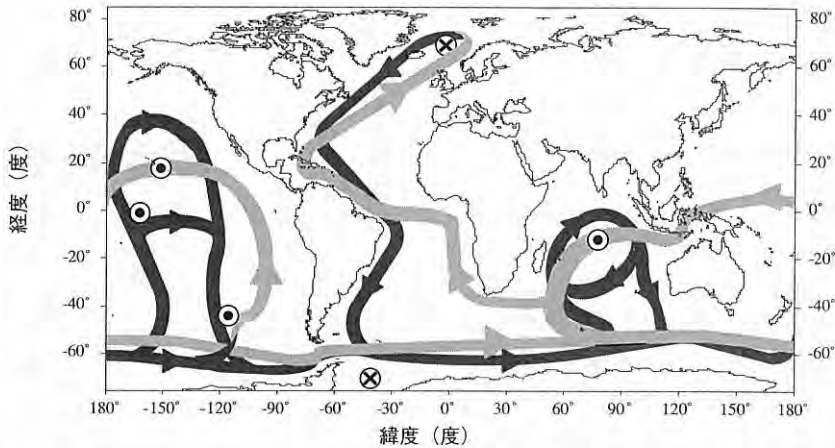
11,000年より古い年代の補正曲線を作成するために、これまで多くの取り組みがなされてきた。たとえば、年稿の認められる湖や海洋の堆積物(Goslar *et al.*, 1995; Kitagawa and van der Plicht, 1998)、深海堆積物(Hughen *et al.*, 1998; Voelker *et al.*, 1998)、スペレオセム(Vogel and Kronfeld, 1997)、トラバータインやトゥーフア(Bischoff *et al.*, 1994; Lin *et al.*, 1998)などを使った、間接/直接的に暦年代を求め、それに対応した $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比を測定する方法である。すべてのデータは、過去50,000年間の ^{14}C 生成率が一般に現在よりも高かったという一致した結論を出している。しかしこれ



第2図 海洋生物や海水中の二酸化炭素の分析等から求められた、海洋表層での $\Delta^{14}\text{C}$ の緯度的分布 (Bard, 1988を改変)。

らのデータは、絶対年代(暦年代)に大きな不確かさがあつたり、年代決定の精度が低かつたり、当時の大気中の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比を決定するためのサンプル ^{14}C 測定の信憑性に疑問があつたりする等、細かい点では多くの問題が残っている(Bard, 1998)。

大気の ^{14}N と宇宙線とによって、生成された ^{14}C はすみやかに地球表層大気全体に広がる。しかし地球表層の70%を占める海洋表層の ^{14}C 比は大気中のそれにくらべると約4-5%低い。海洋のミキシ



第3図 海洋熱塩循環の模式図. 濃いラインは深層流を薄いラインは表層の流れを示す. 円中のバツ印は表層水が潜り込んでいる地点を示し, 円中の黒塗りの丸印は湧昇域を表している.

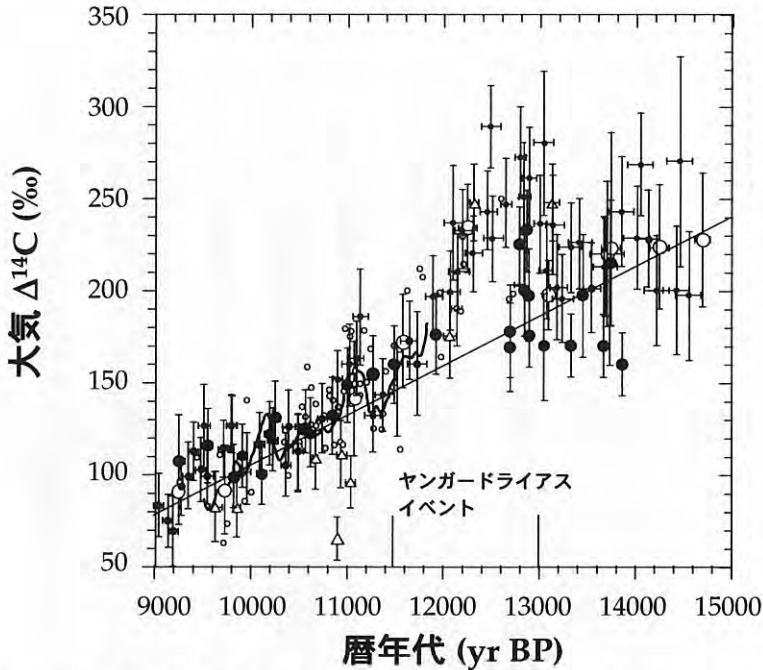
ングのほうが大気のとくらべて時間がかかるためであるが, これは320-400年の年代の差に相当する. ^{14}C による年代測定の際には, この効果を補正する必要があるが, これをリザーバー効果という. 海洋表層のプランクトン殻の ^{14}C 比を測定すると, その値は, 400-1,200年と場所によって様々にばらつく. つまり, 違う海域においては, 異なるリザーバー効果を補正する必要があるのである. Bard (1988)は深海堆積物コアの有孔虫やサンゴなど海洋表層に棲息する生物の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ を使い, その分布のマッピングを行った(第2図). それによると, 中緯度表層と北大西洋においては, 大気中の ^{14}C 比に比べて5%ほど低い値で一定であるが, 他の地域においては12%以上も低い値をとるなどし, それらは緯度に依存した分布をとっていることがわかる. 例えば湧昇域である南水洋は, ^{14}C に枯渇した海水が存在し, 一方で, 大量の深層水がつくられている北部大西洋は, ほぼ-5%と一定の値をとる. 人類による核実験のために引き起こされた, 高レベルな汚染を受けていない, 1950年より以前の, 年代既知のサンプルを使った $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比の測定も行われ, グローバルな平均的リザーバー効果からどれだけの差があるかを調べる研究も行われている. この研究の結果でも, やはりBard (1988)の結果と同様の分布がみられることがわかる. 一般に北半球の海洋表層水の平均的リザーバー効果はおよそ400年, 南半球のそれは, 360年である (Stuiver and Braziunas, 1993).

5. Thermohaline circulation (THC)

海洋の熱塩大循環 (THC) は, 北大西洋の冷たくて塩分の高い水塊が潜り込むところからスタートする(第3図). 暖かい赤道域の表層水が北上する際, 蒸発により塩分が上昇, 高緯度において冷やされ潜り込み, 南下して南極大陸の深層を周回する流れ(南極周回流)と合流し, 太平洋やインド洋に分岐していく (Broecker, 1997). このTHCは, 熱帯域の過剰な熱を高緯度に運ぶという重要な役割を果たしている. THCは北部大西洋の表層水が潜り込むことによってスタートしているため, この海域の海水の物理的条件が, 何らかの影響で変化を被れば, THC全体に大きな影響を及ぼすことは明らかである. つまりその結果, グローバルな気候変動を引き起こす可能性が強いのである. 生成される ^{14}C の約80%が深海に取り込まれることによって, 現在の大気中の ^{14}C 比が定常状態に保たれている. すなわち, 過去のTHCは ^{14}C によってモニターすることが可能というわけである.

6. ヤングドライアスイベント (YDE) における大気中 ^{14}C の変動

約21,000年前のLGM (Last Glacial Maximum; 最終氷期最盛期) は19,000年前に終焉を迎え (Yokoyama *et al.*, 2000a, 2001a), それまで高緯度に存在していた厚さ2,000m以上の氷床は融解



第4図 サンゴや木材の年輪、堆積物などから求めたヤンガードライアス前後の大気中の $\Delta^{14}\text{C}$ の変化(Bard, 1998を改変)。

し、グローバルな気温も上昇した。しかし、約13,000から11,000年前に、ヤンガードライアスイベントと呼ばれる気候変動が起こり、グローバルな気候は氷期に逆戻りした。その寒冷化の規模は大きく、例えばグリーンランドの氷床コアに残された当時の平均気温は、15度も低くなった(Cuffey *et al.*, 1995)。この時期は氷床の急激な融解期の後にあたっており(Meltwater pulse 1a; Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990a,b; Edwards *et al.*, 1993; Lambeck *et al.*, 2002)、高緯度の海域に流入した大量の淡水がTHCに大きな影響を及ぼし、寒冷化が引き起こされたと考えられている。THCに大きな変化が起こったとすると、大気中の ^{14}C 濃度にも変化が見られるはずである。Edwards *et al.* (1993)は、ボーリングコアによって採取されたサンゴサンプルの ^{14}C とU/Thを測定した。するとYDEに相当する時期に、 ^{14}C 濃度の上昇が観測された。その規模は $\Delta^{14}\text{C}$ にして $\sim 50\%$ の上昇であり(第4図)、その間、いわゆる ^{14}C 年代測定法による「時計」は、みかけ上ストップしていたことが明らかになった(Bard, 1998; Edwards *et al.*, 1993; Hughen *et al.*, 1998; Kromer and Spurk 1998; Hajdas *et al.*, 1998)。この観測データは、GCM (General Circulation

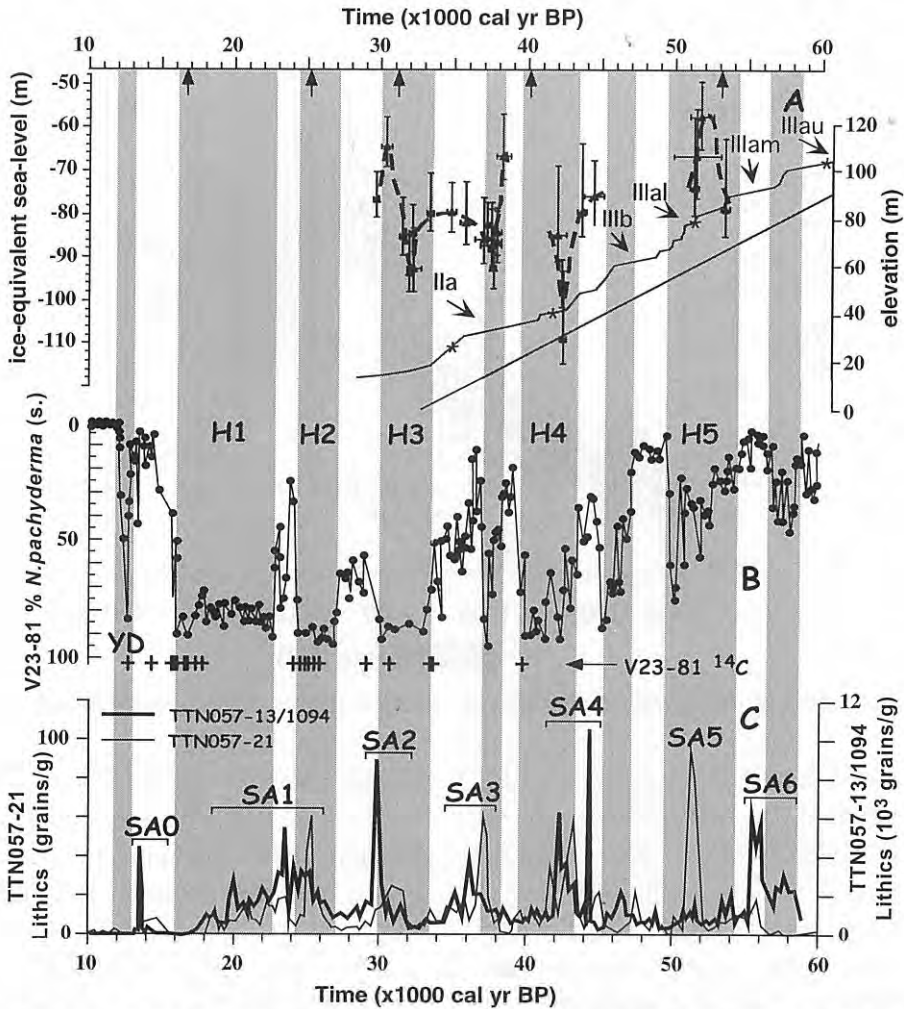
Model)と組み合わせたボックスモデルを用いたシミュレーションによっても復元できた(Stocker and Wright, 1998; Oeschger *et al.*, 1980; Mikolajewicz, 1998; Schiller *et al.*, 1998; Goslar *et al.*, 1999)。

しかし一方で疑問点も残されている。特に、もし北大西洋起源の深層水(North Atlantic Deep Water:NADW)が、深海の ^{14}C の約80%を供給しているとし、YDEの約1,000年間、THCが減衰されていたとすると、もっと大規模な大気中の ^{14}C のピークが観測されるはずである(Broecker, 1998)。

しかし、YDEの期間の ^{14}C のピークは約120年のずれに相当する規模のものであった(第4図)。

7. 氷期の急激な気候変動-ハインリッヒイベント(HE)と海洋環境変動

YDEはしばしばH-0としてHEに分類されることがある。HEとは最終氷期に相当する深海堆積物のコア中の記録に、特にローレンタイド氷床の周期的な部分崩壊によって、陸源の石灰岩片や粘土鉱物が遠洋まで供給され、有孔虫の殻の存在が低い層が認められることで、その存在が明らかになった



第5図 隆起珊瑚礁段丘から求めたマリンアイソトープステージ3の頃の海面変動と他の古海洋変動との関係 (Yokoyama et al., 2001b). 海面変動の値は氷床量相当海面変動になおしてある。それぞれの海面変動は、北大西洋で観測されるハインリッヒイベントに対応し、氷床変動がそれらの古海洋変動をもたらした可能性を示す。さらにそれらは南氷洋で観測されたIRDのピークとも対応し、南極氷床もそれらのイベントに関係していた可能性がある。

(Heinrich, 1988; Bond et al., 1992). 供給された淡水によってNADWの生成が押さえられたり、完全にストップすることによって、寒冷化が引き起こされた。このようなメカニズムはYDEのそれと類似するものであるが、規模が異なっていたと考えられる。YDEは氷期-間氷期に移行する時期の大規模な融氷期の中のMWP1aに引き続いて起こったが、HEは氷期の比較的安定した時期に引き起こされた。供給された淡水は、その起源がローレンタイド氷床だけであったとすると、全体の10-15%に及んでいた。海面変動としてこの現象を捕らえると、10-15m/1,000年という変化であり(Yokoyama et

al., 2001b), MWP1aの20m/500年とは異なる。では、HEの際にはTHCにはどのような規模の変動が起きていたのか。Yokoyama et al. (2000a, b)は、パプアニューギニアのヒュオン半島の隆起珊瑚礁サンプルを使った研究により、その規模と時系列的な関係について明らかにした。用いたサンプルは、30,000年より古いため、僅かなコンタミネーションでも測定結果に影響を与えてしまう。一般的に用いられているXRD (X-ray diffraction spectrometry)によって、アラレ石が結晶作用によって変質したカルサイトの存在がないことを確認し、サンゴの成長軸方向とそれに垂直な方向に切って作

成した薄片を顕微鏡下で観察し、二次的な生成物の存在がほとんどないことを確認した。さらに、サンゴの septa の部分では無く wall の部分を用い、表面を dental drill で削ってクリーニングを行った。炭素および酸素の安定同位体比測定、 ^{238}U 含有量測定によって、変質によるシフトがないことを確認した。ウラン系列の非平衡を用いた年代測定を行う上で、 $\delta^{234}\text{U}$ (T) は、続成作用の影響を判定する重要なパラメータである (Stirling *et al.*, 1995, 1998; Yokoyama *et al.*, 2001c) が、その値も、現生サンゴの値とほぼ同じであることを確認した。一方で ^{14}C であるが、コンタミネーションは、1) サンプルの化学処理中の汚染、2) サンプルの続成作用による二次的汚染によるものが考えられるが、1) については、新たに専用の金属真空ラインを設計/製作し、バックグラウンドの標準物質 (IAEA C-1) をくり返し用いて、サンプルの化学処理中にシステムから引き起こされる汚染が無いことを確認した。また、2) については、XRD などによるスクリーニングの他に、段階的酸融解 (step-wise dissolution: SWD) によって、サンゴの ^{14}C 濃度が上がらないレベル (plateau-level) を確認して、それをもっとも信頼のおける ^{14}C 濃度であるとして採用した。SWD による最初の 0-30% の部分は、二次的な ^{14}C の汚染により、みかけ上高いレベル (つまり若い年代) を示し、しばしばそれは、10,000 年も若い年代を示すこともあった。しかし 50% 以上溶かしたあとの 50-100% の部分 ^{14}C 年代は、ほぼ一定であった。すなわち、それぞれのサンプルの ^{14}C 濃度を求めるために、SWD による 3 回以上の AMS 測定値を使った (Yokoyama *et al.*, 2000b)。

その結果、1) 過去 50,000 年間に引き起こされた HE は最低 4 回あり、TIMS を使った高精度 U/Th 法によってその暦年代が明らかになった。2) それぞれの HE の際には 10-15m もの海面変動があった。3) ローレンタイド氷床の部分崩壊とともに、南極氷床の部分崩壊もあった可能性が高い。4) 過去 30,000 年-50,000 年の大気中の ^{14}C 濃度の一般的な傾向はこれまで報告されていたものと同様に、古くなるにつれ増加する。5) 一般的なトレンドの他に、4 つのピークが確認され、それらがそれぞれ HE に対応する。6) 大気中 ^{14}C 濃度の変動と海面変動のタイミングから HE のメカニズムが明らかになった

(第 5 図)。

確認された 4 つのピークは $\Delta^{14}\text{C}=150\%$ にもおよび、その時期におそらく THC がとても大きなダメージを受けていたことがわかる。また、それぞれの HE の際、 $\Delta^{14}\text{C}$ のピークは海面上昇の後に起こり、海面が下がり安定すると $\Delta^{14}\text{C}$ も下がり、THC の回復とともに大気中の ^{14}C も効率的に深海に取り込まれはじめていたことが認められた。THC の回復期には現在よりも低い $\Delta^{14}\text{C}$ レベルであったことがわかった。つまり氷期の気候変動には、恐らく氷床ダイナミクスに起因する周期的な氷床変動が大規模な気候変動のトリガーとしての大きな役割を果たし、その変動が THC を通して海洋の変動に伝播していたというメカニズムが明らかになったのである。

8. 将来の課題

これまで取り上げてきたのは主にグローバルな海洋変動を復元する手法としての $\Delta^{14}\text{C}$ と U 系列核種の組み合わせであったが、それらは、もっと細かいレベルでの海洋環境復元にも大いに利用されている。たとえば、Druffel and Griffin (1995) は、オーストラリアグレートバリアリーフのサンゴの $\Delta^{14}\text{C}$ と $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ を測定し、 $\Delta^{14}\text{C}$ の変動が ENSO (El Niño-Southern Oscillation) イベントと対応することに着目し、南赤道海流の南北シフトによる影響の違いについて明らかにした。Guilderson *et al.*, (2000) は、南西赤道太平洋のサンゴから得られた高解像度の $\Delta^{14}\text{C}$ を使って、海洋表層の鉛直混合について議論している。このように、 $\Delta^{14}\text{C}$ は地球表層の炭素循環を復元する上でとても有効なトレーサーであることがわかり、地球上の様々な場所における高精度のデータを蓄積することにより、炭素循環モデルの高精度化に大きな寄与をすることが期待される。

本小論で取り上げたような過去のグローバルな $\Delta^{14}\text{C}$ 変動を復元する上で、U 系列核種の非平衡を用いた年代測定は必須であるが、これまでは高精度の TIMS を用いて測定が行われてきた (Yokoyama *et al.*, 2001c)。しかし、測定にかかる人的および時間的な労力は大きく、多くのサンプルを処理するには、不向きな方法とも言える。一方で、最近急速に開発が進んでいる MC-ICPMS (Multi correc-

tor Inductivity coupled plasma mass spectrometry) を使った方法を用いれば、迅速な測定とともに、例えば海水中の $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ の短い時間スケールでの変動に関する研究(例えばYokoyama, 1999; Esat and Yokoyama, 2000)等にも応用することができ、研究機関への導入および活用が望まれるところである。

謝辞: 本稿執筆の機会を与えてくださった産業技術総合研究所の川幡穂高博士および査読して下さった海洋科学技術センターの内田昌男博士に感謝致します。

文 献

- Anderson, E.D. and Libby, W.F. (1947) : Natural radiocarbon from cosmic radiation. *Phys. Rev.*, 72 (10), 931-936.
- Bard, E. (1988) : Correction of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera: Paleoclimatological implications. *Paleoceanography*, 3 (6), 635-645.
- Bard, E., Hamelin, B. and Fairbanks, R.G. (1990a) : U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*, 346, 456-458.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. and Zindler, A. (1990b) : Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, 345, 405-410.
- Bard, E. (1998) : Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 62 (12), 2025-2038.
- Becker, B. and Kromer, B. (1993) : The continental tree-ring record-absolute chronology, ^{14}C calibration and climatic change at 11ka. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 103, 67-71.
- Bischoff, J.L., Ludwig, K., Garcia, J.F., Carbonell, E., Vaquero, M., Stafford, T.W. Jr. and Jull, A.J.T. (1994) : Dating of the basal Aurignacian sandwich at Abric Romani (Catalunya, Spain) by radiocarbon and uranium-series. *Jour. Archeol. Sci.*, 21, 541-551.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. and Ivy, S. (1992) : Evidence for massive discharge of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360, 245-249.
- Broecker, W.S. (1997) : Thermohaline circulation, the Achilles Heel of our climate system: Will man-made CO_2 upset the current balance? *Science*, 278, 1582-1588.
- Broecker, W.S. (1998) : Paleocirculation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography*, 13 (2), 119-121.
- Cuffey, K.M., Clow, G.D., Alley, R.B., Stuiver, M., Waddington, E.D. and Saltus, R.W. (1995) : Large Arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition. *Science*, 270, 455-458.
- Donahue, D.J., Linick, T.W. and Jull, A.J.T. (1990a) : Isotope-ratio and Background corrections for Accelerator Mass Spectrometry Radiocarbon measurements. *Radiocarbon*, 32 (2), 135-142.
- Donahue, D.J., Jull, A.T.J. and Toolin, L.J. (1990b) : Radiocarbon measurements at the University of Arizona AMS facility. *Nucl. Instr. and Meth.*, B52, 224-228.
- Druffel, E.R.M. and Griffin, S. (1995) : Regional variability of surface ocean radiocarbon from southern Great Barrier Reef corals. *Radiocarbon*, 37 (2), 517-524.
- Edwards, R.L., Chen, J.H. and Wasserburg, G.J. (1987) : ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th - ^{232}Th systematics and precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 81, 175-192.
- Edwards, R.L., Beck, J.W., Burr, G.S., Donahue, D.J., Chappell, J.M.A., Bloom, A.L., Druffel, E.R.M. and Taylor, F.W. (1993) : A Large Drop in Atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ and Reduced Melting in the Younger Dryas, Documented with ^{230}Th Ages of Corals. *Science*, 260, 962-968.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A. and Urey, H.C. (1953) : Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 64, 1315-1326.
- Esat, T.M. and Yokoyama, Y. (2000) : Correlated Uranium and sea-level fluctuations in Late Quaternary Oceans. *Journal of Conference Abstracts*, 5 (2), 387-388.
- Fairbanks, R.G. (1989) : A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Goslar, T., Arnold, M., Bard, E., Kuc, T., Pazdur, M.F., Ralska-Jasiewiczowa, M., Rozanski, K., Tisnerat, N., Walaus, A., Wicik, B. and Wieckowski, K. (1995) : High concentration of atmospheric ^{14}C during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 377, 414-417.
- Goslar, T., Wohlfarth, B., Björck, S., Possnert, G. and Björck, J. (1999) : Variations of atmospheric ^{14}C concentrations over the Allerød-Younger Dryas transition. *Climat. Dyn.*, 15, 29-42.
- Guilderson, T.P., Schrag, D.P., Goddard, E., Kashgarian, M., Wellington, G.M. and Linsley, B.K. (2000) : Southwest subtropical Pacific surface water radiocarbon in a high-resolution coral record. *Radiocarbon*, 42 (2), 249-256.
- Hajdas, I., Bonani, G., Bodn, P., Peteet, D.M. and Mann, D.H. (1998) : Cold reversal on Kodiak Island, Alaska, correlated with the European Younger Dryas by using variations of atmospheric ^{14}C content. *Geology*, 26 (11), 1047-1050.
- Heinrich, H. (1988) : Origin and consequences of cyclical ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 years. *Quaternary Res.*, 29, 142-152.
- Hughen, K.A., Overpeck, J.T., Lehman, S.J., Kashgarian, M., Southon, J., Peterson, L.C., Alley, R. and Sigman, D.M. (1998) : Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature*, 391, 65-68.
- Kaufman, A. and Broecker, W.S. (1965) : Comparison of ^{230}Th ages and ^{14}C ages for carbonate materials from lakes Lahontan and Bonneville. *Jour. Geophys. Res.*, 70, 4039.
- Kitagawa, H. and van der Plicht (1998) : Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000 yr B.P.: Late glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science*, 279, 1187-1190.
- Kromer, B. and Spurk, M. (1998) : Revision and tentative extension of the tree-ring ^{14}C calibration 9200 to 11900 Cal BP. *Radiocarbon*, 40 (3), 1117-1125.

- Lambeck, K., Yokoyama, Y. and Purcell, A. (2002) : Into and out of Last Glacial Maximum: sea-level change during the Oxygen Isotope Stage 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, 21, 343-360.
- Lin, J.C., Broecker, W.S., Hemming, S.R., Hajdas, I., Anderson, R.F., Smith, G.I., Kelley, M. and Bonani, G. (1998) : A reassessment of U-Th and ^{14}C ages for late-glacial high-frequency hydrological events at Searles Lake, California. *Quat. Res.*, 49, 11-23.
- Mikolajewicz, U. (1998) : A meltwater induced collapse of the "conveyor belt" thermohaline circulation and its influence on the distribution of $\Delta^{14}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in the oceans. 189, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hmburg.
- Oeschger, H., Welten, M., Eicher, U., Mill, M., Riesen, T., Siegenthaler, U. and Wegmüller (1980) : ^{14}C and other parameters during the Younger Dryas cold phase. *Radiocarbon*, 22 (2), 299-310.
- Schiller, A., Mikolajewicz, U. and Voss, R. (1998) : The stability of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Clim. Dyn.*, in prece.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., McCulloch, M.T. and Lambeck, K. (1995) : High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the Last Interglacial. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 135, 115-130.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K. and McCulloch, M.T. (1998) : Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral growth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, 745-762.
- Stocker, T.F. and Wright, D.G. (1998) : The effect of a succession of ocean ventilation changes on ^{14}C . *Radiocarbon*, 40 (1), 359-366.
- Stuiver, M. and Polach, H.A. (1977) : Reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon*, 19, 355-363.
- Stuiver, M. and Braziunas, T.F. (1993) : Modeling Atmospheric ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon*, 35 (1), 137-189.
- Voelker, A.H.L., Sarnthein, M., Grootes, P.M., Erlenkeuser, H., Laj, C., Mazaud, A., Nadeau, M.-J. and Schleicher, M. (1998) : Correlation of marine ^{14}C ages from the Nordic seas with the GISP2 isotope record: Implications for radiocarbon calibration beyond 25 ka. *Radiocarbon*, 40 (2), 517-534.
- Vogel, J. C. and Kronfeld, J. (1997) : Calibration of radiocarbon dates for the late Pleistocene using U/Th on stalagmites. *Radiocarbon*, 39, (27-32).
- Yokoyama, Y. (1999) : Sea-level change in Australasia and the radiocarbon time scale calibration during the last 50,000 years. PhD Thesis, Australian National University, Canberra, 227 p.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P. and L.K., Fifield (2000a) : Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406, 713-716.
- Yokoyama, Y., Esat, T.M., Lambeck, K. and Fifield, L.K. (2000b) : Last Ice Age Millennial scale climate changes recorded in Huon Peninsula corals. *Radiocarbon*, 42, 383-401.
- Yokoyama, Y., De Deckker, P., Lambeck, K., Johnston, P. and Fifield, L.K. (2001a) : Sea-level at the Last Glacial Maximum: evidence from northwestern Australia to constrain ice volumes for oxygen isotope stage 2. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 165, 281-297.
- Yokoyama, Y., Esat, T.M. and Lambeck, K. (2001b) : Coupled climate and sea-level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the Last Ice Age. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 193, 579-587.
- Yokoyama, Y., Esat, T.M. and Lambeck, K. (2001c) : Last Glacial sea-level change deduced from uplifted coral terraces of Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Quaternary International*, 83-85, 275-283.
-
- YOKOYAMA Yusuke (2003) : Coupled Radiocarbon and Uranium series isotopes as a recorder of Palaeoclimate.

< 受付 : 2002年12月2日 >