

— 2011年度 日本海洋学会 岡田賞受賞記念論文 —

北太平洋における古海洋環境復元研究  
—最終氷期以降の海洋循環変化—\*

岡崎 裕典†

要 旨

海洋深層循環は、膨大な熱と二酸化炭素などの物質の輸送を担い、10年から1000年オーダーの気候変動に中心的な役割を果たしている。本稿では、最終氷期以降の海洋循環変化のなかで、最終退氷期に一時的に北大西洋に代わって北太平洋が深層循環の沈み込みの起点となったことを示し、その成立メカニズムと当時の気候に与えた影響を概説する。また、古海洋研究の重要課題である氷期炭素リザーバー探索に向けた今後の展望を述べる。

キーワード：子午面循環，ベンチレーション，最終氷期，最終退氷期，北太平洋

1. はじめに

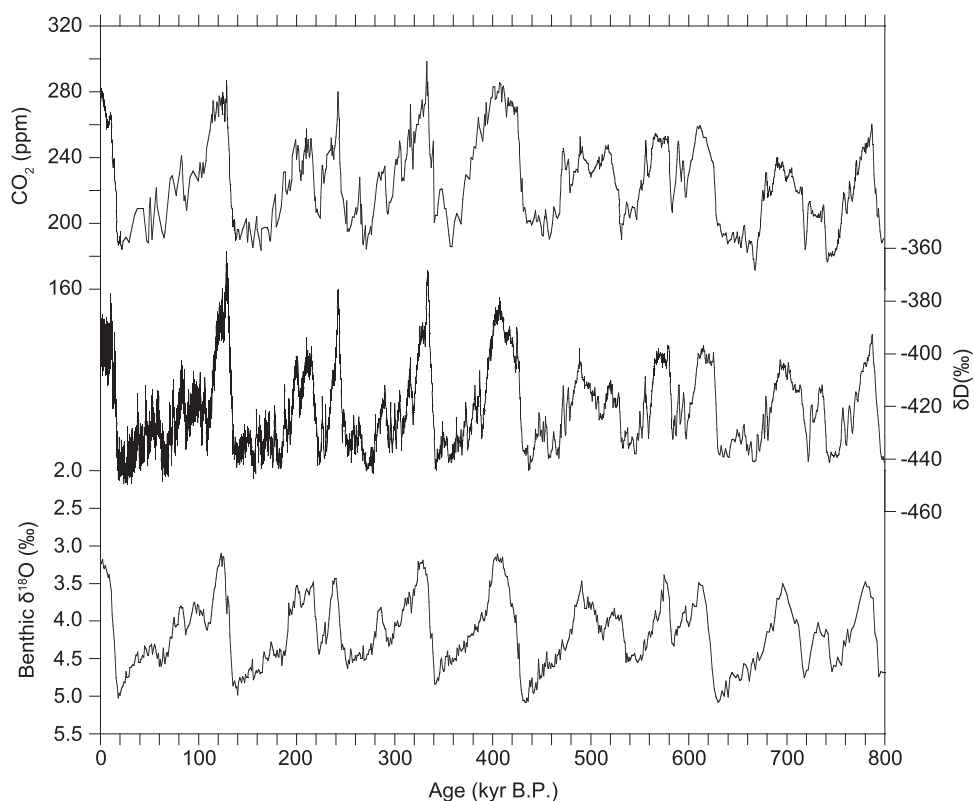
過去80万年間にわたり、地球の気候は寒冷な氷期と温暖な間氷期を10万年の周期で繰り返してきた（例えば Hays *et al.*, 1976）。南極氷床コアに記録される大気分析から、南極上空の気温と大気二酸化炭素濃度、それに海底コアに記録される全球氷床量の変動は極めて類似し、いずれの氷期においても、大気中二酸化炭素濃度は、間氷期に比べて約80 ppm 低かったことが、明らかにされてきた（Fig. 1; Petit *et al.*, 1999; Monnin *et al.*,

2001; Siegenthaler *et al.*, 2005; Lüthi *et al.*, 2008)。氷期に大気中二酸化炭素濃度低下分を説明する炭素がどこに貯えられていたか（氷期炭素リザーバー）という問題は、長年にわたる研究にも関わらず未だ解明されていない（Sarmiento and Gruber, 2006）。ただし、氷期炭素リザーバーとして最も重要なものが海洋であることは古くから認識されてきた。なぜなら、海洋の炭素貯蔵量は、大気や陸上生物圏（主に植生）に比較してはるかに大きく、そのサイズは大気を1とすると、陸上生物圏が3–4であるのに対し海洋は60以上になるからである（Sigman and Boyle, 2000）。また、陸上生物圏として貯えられる炭素は、氷期のほうが間氷期より少なかったことが底生有孔虫の炭素安定同位体比（ $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ）データから示唆されている（Shackleton, 1977; Curry *et al.*, 1988）。したがって、氷期の海洋循環、特に容積の大半を占める深層水の特性や循環、水塊構造の復元は、氷期炭素リザーバー問題に直結する研究となる。

現在の海洋深層循環（子午面循環）は、北大西洋グリーンランド海およびラブラドル海を起源とする北大西洋深層水（North Atlantic Deep Water; NADW）と南極縁

\* 2011年11月23日受領；2012年2月20日受理  
著作権：日本海洋学会，2012

† 海洋研究開発機構地球環境変動領域  
〒237-0061 横須賀市夏島町2-15  
TEL: 046-867-9515 FAX: 046-867-9455  
e-mail: okazakiy@jamstec.go.jp  
・現在の所属  
九州大学大学院理学研究院地球惑星科学部門  
〒812-8581 福岡市東区箱崎6-10-1  
TEL: 092-642-4352 FAX: 092-642-2686  
e-mail: yokazaki@geo.kyushu-u.ac.jp



**Fig. 1.** Comparison of  $\text{CO}_2$  (Petit *et al.*, 1999; Monnin *et al.*, 2001; Siegenthaler *et al.*, 2005; Lüthi *et al.*, 2008),  $\delta\text{D}$  (temperature proxy) in the Antarctic ice (Jouzel *et al.*, 2007), and globally stacked benthic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  (ice volume proxy, Lisiecki and Raymo, 2005) during the last 800 kyrs.

辺のウェッデル海やロス海を起源とする南極底層水 (Antarctic Bottom Water: AABW) により駆動されている。グリーンランド沖で沈み込んだ北大西洋深層水は大西洋深層を南下し、南極周辺で南極底層水と混合したのち、インド洋、太平洋の深層へと流入し北上する。太平洋を北上した古い深層水は 3000 m より浅い水深まで湧昇し、中深層を南下していく。現在の北太平洋においては表層の塩分が低いため深層水は形成されず (Warren, 1983)、オホーツク海を起源域とする北太平洋中層水 (North Pacific Intermediate Water; NPIW) が北太平洋の水深 300~700 m に広く分布している (Talley, 1993)。このような中深層循環は、大洋規模の大規模な熱 (海洋は大気の 1000 倍の熱容量を持つ)、塩、それに炭素をはじめとした物質の輸送を担っている。測器による観測記録には限りがあるため、100 年を超える長期間の中深層循環変化を明らかにするにあたっては、

海底堆積物中に保存されている古環境指標に基づく記録が貴重な手掛かりとなる。ここに、古環境指標を用いた海洋循環復元研究の意義がある。

## 1. 過去の海洋循環復元

過去の水塊構造を復元するために利用される古環境指標が、海底境界面に生息する底生有孔虫の殻 (炭酸カルシウム) の炭素安定同位体比 ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) やカドミウム濃度 (Cd/Ca 比) である。両者は栄養塩濃度 (リン酸:  $\text{PO}_4^{3-}$ ) を反映する水塊トレーサーである。リン酸濃度は、海底面で栄養塩が再生することで深層水の流れとともに増加していく ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  は軽くなっていく) ので、代表的な水塊トレーサーとして利用されている。これらの指標により復元された最終氷期の大西洋水塊構造は現在と異なり、現在の NADW に相当する水塊は、水深

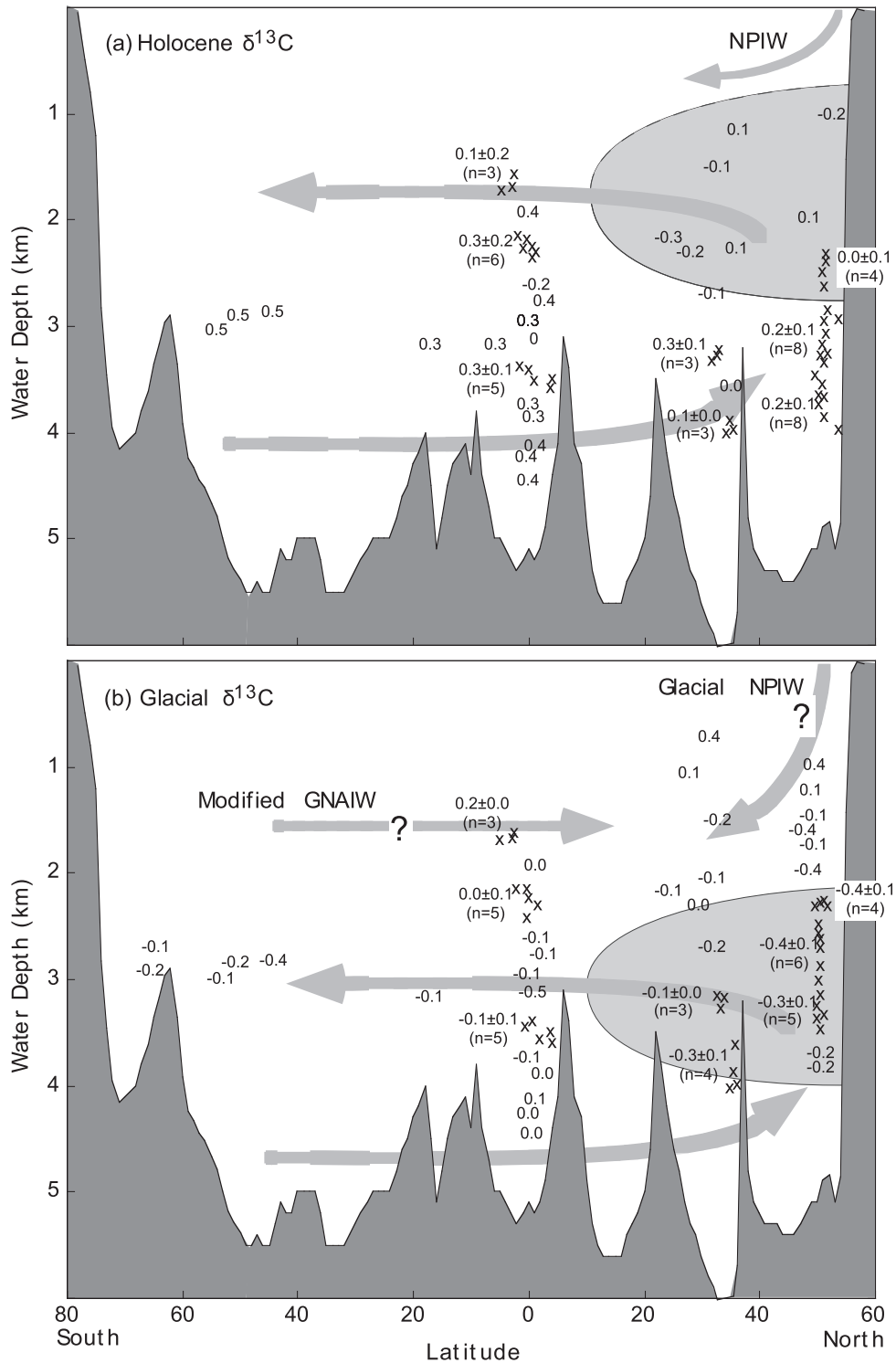


Fig. 2. Modern and glacial distribution of benthic foraminiferal  $\delta^{13}\text{O}$  in the Pacific Ocean (Matsumoto *et al.*, 2002). Reprinted with permission from Elsevier.

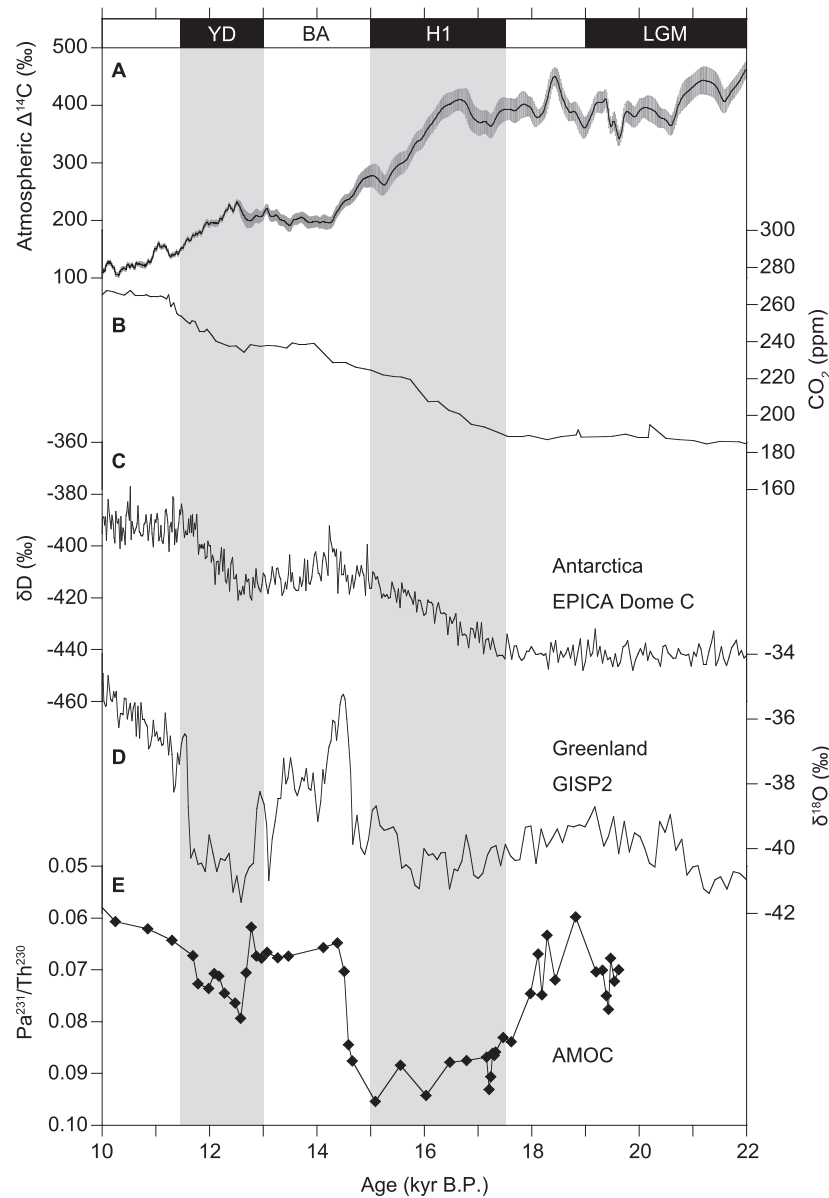
2000 m ほどまでしか沈み込んでいなかった (Duplessy *et al.*, 1988; Lynch-Steiglitz *et al.*, 2007)。この水塊は氷期北大西洋中層水 (Glacial North Atlantic Intermediate Water; GNAIW) と呼ばれている (Duplessy *et al.*, 1988)。GNAIW の下部, 2000 m 以深の大西洋には南大洋起源の水塊 (AABW) が現在よりも北へ拡大していた。一方, 太平洋では炭酸塩の保存が悪く有孔虫殻の産出する海域に限られるため, 詳細な水塊構造復元は難しい。それでも Keigwin (1998) および Matsumoto *et al.* (2002) は, 限られた底生有孔虫  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  データを基に最終氷期の太平洋水塊構造を復元し, 最も軽い  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  データに指標される高栄養塩水塊の中心が現在よりも 1000 m 以上深い水深 3000 m 付近に存在したことを示した (Fig. 2)。水深 2000 m 以浅には, 低い栄養塩濃度を持つ水塊が広がっており, Matsumoto *et al.* (2002) はこの水塊を氷期北太平洋中層水 (Glacial North Pacific Intermediate Water; GNPIW) と名付けた。GNPIW の起源について, (1) 現在の北太平洋亜寒帯域を起源とする NPIW が強化された, (2) GNAIW が南大洋を経て変質した, という 2 つの候補が提案されている (Matsumoto *et al.*, 2002)。海底堆積物中のプランクトン化石とネオジウム同位体比からは, GNPIW の起源はベーリング海であったことが示唆されており, 上記 (1) の北太平洋候補説を支持している (Ohkushi *et al.*, 2003; Horikawa *et al.*, 2010)。ただし, 現在の NPIW の形成に重要なオホーツク海は, GNPIW の主要起源域ではなかったらしい (Keigwin, 2002)。以上のように, 最終氷期の両大洋における水塊構造は, 水深 2000 m 付近を境に栄養塩に乏しい中層水 (GNAIW と GNPIW) と栄養塩に富む深層水に大きく分かれ, 現在よりも栄養塩鉛直勾配が大きかった (成層化していた)。なお, GNAIW と GNPIW は中層水という名称が付けられているが, いずれも水深 2000 m に達する水塊で, 現代海洋学では深層水に類する水塊である点に注意が必要である (Matsumoto *et al.*, 2002; 松本 2004)。

現在の海洋では, 大西洋子午面循環 (Atlantic Meridional Overturning Circulation; AMOC) により大西洋から太平洋へと栄養塩が輸送されることで, 太平洋と大西洋の間で底生有孔虫の  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  に差が生じてい

る (太平洋のほうが軽い)。最終氷期においても両大洋間で差があるため, 当時も AMOC が駆動していたと考えられている (Boyle, 1992)。また, 放射性核種  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  比は, 両核種の水柱における滞留時間が 1 桁異なる ( $^{231}\text{Pa}$ : 約 100–200 年;  $^{230}\text{Th}$ : 約 20–40 年) ことを利用して循環速度の復元に利用されている。大西洋の海底堆積物中の  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  データから復元された AMOC の強さは, 研究によって差はあるものの, 最終氷期に AMOC が稼働していたことを支持している (Yu *et al.*, 1996; McManus *et al.*, 2004)。

深層水特性を復元する指標として, 水温や塩分を記録している保存性トレーサーがある。代表的なものに, 底生有孔虫殻の酸素同位体比や Mg/Ca 比があるが, 炭酸塩補償深度以深の大水深域では利用できない。そこで, 海底堆積物中の間隙水の酸素同位体比と塩化物イオン濃度から, 拡散モデルを用いて最終氷期の深層水温度と塩分を復元する方法が考案されている (Schrag and DePaolo, 1993; Adkins *et al.*, 2002)。この手法によると, 最終氷期の太平洋, 南大洋, 大西洋の深層水は, ほぼ一様に低温 (氷点に近い) で, 高塩分 (現在よりも 1% 以上高い) であったことが示唆された (Adkins *et al.*, 2002)。この復元結果が正しければ, 高密度の深層水塊が全球に分布しており, 成層が強化されていたはずである。そこで, 高密度深層水塊が氷期炭素リザーバーとなった, という仮説が立てられた (Broecker *et al.*, 2004)。

古海洋学において最終氷期と並んで興味深い時代が, 最終氷期から現在へと続く間氷期 (完新世) への移行期にあたる最終退氷期 (約 19,000 年前から 10,000 年前) である。最終退氷期は, 1000 年スケールの激しい気候変化が起こったことで知られている (Fig. 3)。この期間, 氷期炭素リザーバーの解消により, 大気中二酸化炭素濃度は 70 ppm ほど上昇した (Monnin *et al.*, 2001)。最終退氷期のなかでも, 約 17,500 年前から 15,000 年前の時代は, 炭素循環と海洋循環に大きなイベントが起こったことで注目されている。当時, 北米大陸に存在したローレンタイド氷床の崩壊により, 大量の氷山が北大西洋へと流出し, 氷山に含まれていた大量の砕屑粒子が海底に堆積した (Heinrich, 1988)。このイベントは, ハインリッヒイベント 1 (H1) と呼ばれている。流出した氷



**Fig. 3.** Temporal changes in (A) atmospheric radiocarbon activity (Reimer *et al.*, 2009), (B)  $\text{CO}_2$  (Monnin *et al.*, 2001), (C)  $\delta\text{D}$  (temperature proxy) in the Antarctic ice (Jouzel *et al.*, 2007), (D)  $\delta^{18}\text{O}$  (temperature proxy) in the Greenland ice (Grootes *et al.*, 1993), and (E)  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  ratio as a proxy for the AMOC strength in the North Atlantic (McManus *et al.*, 2004) from 22,000 to 10,000 yr B.P. Labels above lower axis indicate major climatic intervals: YD, Younger Dryas; BA, Bølling-Allerød; H1, Heinrich event 1; LGM, Last Glacial Maximum.

山の融水により表層水の塩分が低下し沈み込みが弱化したため、AMOCは著しく停滞した (McManus *et al.*, 2004; Fig. 3)。また、この期間に大気中二酸化炭素濃度は約 40 ppm 上昇し (Monnin *et al.*, 2001)、大気の

$^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  比は 190 ‰ 減少した (Hughen *et al.*, 2004; Reimer *et al.*, 2009; Fig. 3)。放射性同位体である  $^{14}\text{C}$  は、大気中で宇宙線の作用により生成され、その生成量は太陽活動と地球磁場の変動に左右される。生成された

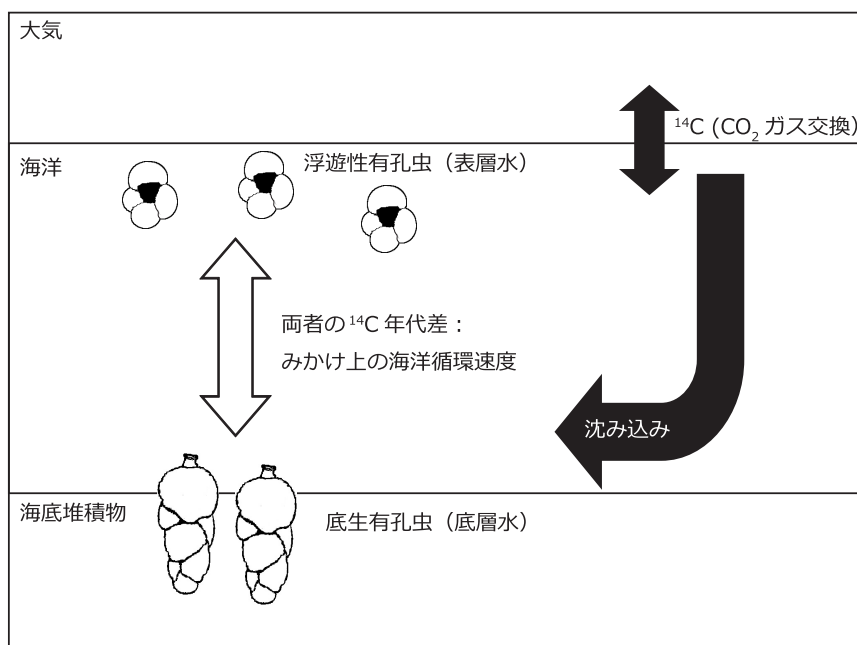
$^{14}\text{C}$  は、 $^{14}\text{CO}_2$  として大気、海洋、生物、堆積物の炭素リザーバー間を循環し、 $^{14}\text{C}$  の生成場である大気から隔離されると 5730 年の半減期で壊変していく (Godwin, 1962)。H1 期における 190‰もの大気  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  比の減少幅は、地球磁場強化に伴う宇宙線入射量減少による  $^{14}\text{C}$  生成量減少だけでは説明できない (Broecker and Barker, 2007)。そこで、この時代に氷期炭素リザーバーから古い炭素 ( $^{14}\text{C}$  に乏しい炭素) が大気へと供給されたと考えられており、そのリザーバーの最有力候補は海洋深層の高密度水塊である (Broecker, 2007)。

もし、高密度深層水塊が最終氷期の海洋に存在し、そこから最終退氷期に  $^{14}\text{C}$  に乏しい大量の炭素が大気へと放出されたならば、海洋深層のベンチレーションは著しく変化したはずである。その検出ツールとなるのが、海底堆積物の同じ層準から拾い出した浮遊性有孔虫殻と底生有孔虫殻の  $^{14}\text{C}$  年代の差から見かけ上のベンチレーション年齢を計算する方法 (Broecker *et al.*, 1984) である。本手法により中深層水の循環速度を復元することで、古い  $^{14}\text{C}$  年代を持つ高密度深層水塊を探索する研究が行われてきた。

## 2. 海洋ベンチレーションの復元

中深層水のベンチレーション指標となる浮遊性-底生有孔虫殻の  $^{14}\text{C}$  年代差について述べる。有孔虫には、海洋表層に生息する浮遊性有孔虫と、海底に生息する底生有孔虫がある。浮遊性有孔虫は、炭酸カルシウム殻の形成時に、表層水の  $^{14}\text{C}$  を取り込み、底生有孔虫は底層水の  $^{14}\text{C}$  を取り込む。そして有孔虫が死ぬと外界との炭素交換が行われなくなるので有孔虫殻の  $^{14}\text{C}$  は 5730 年の半減期で減少していく。したがって、海底堆積物の同じ層準に含まれる両者の  $^{14}\text{C}$  年代差は、有孔虫が生息していた当時の表層水と底層水の年齢差、すなわち見かけ上のベンチレーション年齢となる (Fig. 4)。

浮遊性-底生有孔虫の  $^{14}\text{C}$  年代差を過去の中深層水ベンチレーション復元に利用するにあたっては、いくつか注意すべき点がある。まず、海底堆積物は通常、底生生物により乱されている (生物攪拌) ため、堆積速度が十分に速い海域でないと不確かさが大きくなる。通常、生物攪拌は表層約 8 cm で起こるため、例えば 2 cm/



**Fig. 4.** Schematic diagram of ocean ventilation reconstruction based on radiocarbon measurements of coexisting planktic and benthic foraminiferal shells in sediment.

1000 yr の堆積速度を持つ試料の場合、4000 年分の有孔虫殻が混ざってしまう。浮遊性-底生有孔虫の  $^{14}\text{C}$  年代差、すなわち見かけ上のベンチレーション年齢は、数百年から 2000 年ほどなので、ほとんどの外洋域では生物攪拌の効果がベンチレーション変化を凌駕してしまう。ただし、堆積速度が速くとも、再堆積が起きている堆積物は、古い有孔虫殻が混入してしまう可能性があるため本手法には適さない。ドリフト堆積物のように外洋域の速い堆積速度を持つ試料を扱う際は、特に注意が必要である。また、二次炭酸塩の付着も古い炭素の混入を招くため続成作用にも注意を払わなければならない。これらの検証には、殻の薄い浮遊性有孔虫と殻の丈夫な浮遊性有孔虫を同じ試料から拾い出し、個別に  $^{14}\text{C}$  年代測定を行って両者に年代差がないことを確認することが有効である (Broecker *et al.*, 2004)。上記の条件を満たす深層水のベンチレーションを復元に適した堆積物試料 (高堆積速度・深い水深・再堆積なし・有孔虫殻が保存・続成作用小さい) を得るのは困難で、試料探しが大きなハードルとなる。このほか、海洋は大気二酸化炭素との交換

速度が比較的遅いため、海洋表層平均で約 400 年の見かけ上の  $^{14}\text{C}$  年代を持つ (海洋リザーバー効果,  $R$ )。海洋リザーバー効果は海洋循環により地域的な偏りを持ち (地域的な海洋リザーバー効果,  $\Delta R$ )、例えば現代 (核実験起源  $^{14}\text{C}$  の影響を受ける以前) の北太平洋表層水における見かけ上の  $^{14}\text{C}$  年代は、中低緯度域で 300 年から 500 年ほどの全球平均に近い値なのに対し、古い深層水が湧昇する高緯度域の表層水は 600 年から 1000 年である (Ingram and Southon, 1996; Hideshima *et al.*, 2001; Kuzmin *et al.*, 2001; McNeely *et al.*, 2006; Kuzmin *et al.*, 2007; Shishikura *et al.*, 2007; Yoneda *et al.*, 2007)。また、現在の北太平洋における深層水は約 2000 年の  $^{14}\text{C}$  年代を示すが、海洋リザーバー効果を考慮すると実際の北太平洋の深層水年齢 (深層循環の時間スケール) は 2000 年より若く約 1000 年となる (Matsumoto, 2007)。

浮遊性-底生有孔虫の  $^{14}\text{C}$  年代差から過去の水塊のベンチレーション年齢を見積もる方法として、(1) 単純な浮遊性-底生有孔虫の  $^{14}\text{C}$  年代差 (B-P 年; Broecker *et*

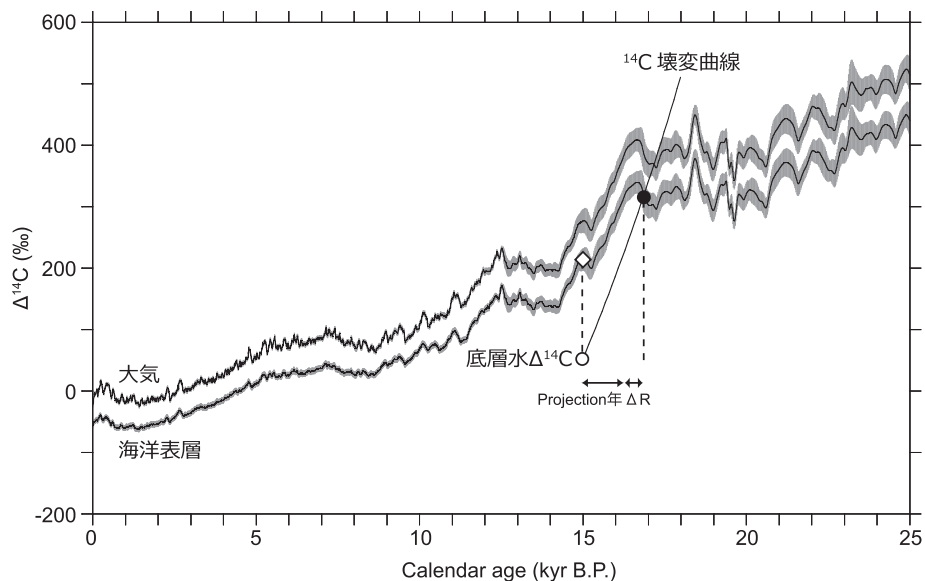


Fig. 5. Schematic diagram of projection age calculation for ventilation reconstruction (Adkins and Boyle, 1997). Atmospheric and mean surface ocean  $\Delta^{14}\text{C}$  during the last 25,000 yrs are from Reimer *et al.* (2009). The  $^{14}\text{C}$  decay trajectory of a benthic sample is shown.  $\Delta R$  is the local anomaly from the global mean  $^{14}\text{C}$  age of surface water.

al., 1984), と (2) 大気の  $^{14}\text{C}$  濃度変化を考慮する方法 (Projection 年; Adkins and Boyle, 1997) が提案されており, それぞれ長所短所がある。B-P 年の長所は仮定を置かない単純さにある。しかし, 表層水の年齢は地域的に不均一なため, ある海域の深層水年齢を正確に見積もるには, その場所の表層水  $\Delta^{14}\text{C}$  に加え, 深層水が沈み込んだ海域の表層水  $\Delta^{14}\text{C}$  を知る必要がある (Adkins and Boyle, 1997)。また, 大気および海洋表層の  $^{14}\text{C}$  濃度は時間変化をしており (Reimer *et al.*, 2009), それによっても深層と表層の  $\Delta^{14}\text{C}$  値に差が生じ, 深層水年齢が見かけ上変化してしまうことがある。Projection 年は, 後者の  $^{14}\text{C}$  濃度の時間変化を考慮に入れたベンチレーション年齢復元法である (Fig. 5; Adkins and Boyle, 1997)。この方法は, 底生有孔虫の  $^{14}\text{C}$  値から, 当時の深層水の  $^{14}\text{C}$  濃度 (Fig. 5 の白丸) を計算し, そこから放射性炭素の壊変曲線に沿って, その深層水が大気とガス交換していた時点 (Fig. 5 の黒丸) まで遡りベンチレーション年齢を計算する (Fig. 5)。Fig. 5 の白丸と白ダイヤモンドの  $\Delta^{14}\text{C}$  差 (B-P 年に相当) と比べ, Fig. 5 の白丸と黒丸の  $\Delta^{14}\text{C}$  差 (Projection 年に相当) は大きな値を持っている。このように大気や海洋表層の  $^{14}\text{C}$  濃度が大きく変化した時期は, 手法によりベンチレーション復元結果に大きな差が生じる。Projection 年の短所として, 復元対象となる深層水塊が海洋表層から沈み込んで以降, 周囲の海水と炭素の交換をしなかった (閉鎖系) とする理想化の非現実性が挙げられる。

B-P 年, Projection 年いずれの場合も, 海底堆積物試料の年代を決めるため, 浮遊性有孔虫の  $^{14}\text{C}$  年代を暦年代へと変換する暦年較正を行う必要がある。暦年較正を行う際に,  $\Delta R$  の値とその誤差の見積もり次第で, 海底堆積物コアの年代が左右される。加えて, 深層水の  $^{14}\text{C}$  濃度を底生有孔虫  $^{14}\text{C}$  から復元する際, 試料の暦年代が必要となるため,  $\Delta R$  の見積もりはベンチレーション復元結果, 特に Projection 年に基づく復元結果に影響する。したがって, 特に炭素循環が 1000 年スケールで大きく変化した最終退氷期のイベントなどを議論する際には,  $\Delta R$  の見積もりを精査しなければならない。

### 3. 北太平洋における中深層水ベンチレーション変化

Broecker *et al.* (1984) による復元手法提案以降, 浮遊性-底生有孔虫の  $^{14}\text{C}$  年代差を用いたベンチレーション復元研究が行われてきた。この背景には, 加速器質量分析 (Accelerator Mass Spectrometry; AMS) の進歩による微量化と高精度化に伴い, 単一有孔虫種の  $^{14}\text{C}$  年代測定が可能となったことがある。ここで太平洋域のベンチレーション復元研究史を概観する。黎明期の研究は, 主に最終氷期の太平洋ベンチレーションの実態を探ることが目的であった。代表的な研究例として, Shackleton *et al.* (1988), Duplessy *et al.* (1989), そして村山ら (1992) がある。1990 年代半ばになると, サンタバーバラ海盆の堆積物から発見された亜氷期, 亜間氷期に対応した明暗互層から, 北太平洋中層水の消長と堆積物の酸化還元イベントが論じられるようになった (Kennett and Ingram, 1995)。当時の海洋物理学における北太平洋中層水研究の進展も相まって, 北太平洋の東西で数々のベンチレーション復元研究が行われた (van Geen *et al.*, 1996; Mix *et al.*, 1999; Keigwin, 2002; Ahagon *et al.*, 2003; McKay *et al.*, 2005; Ikehara *et al.*, 2006; Sagawa and Ikehara, 2008)。これらの研究により, 北太平洋域における水深 800–1500 m の水塊のベンチレーションは, 最終退氷期に千年スケールで大きく変化していたことが明らかにされた。2000 年代に入ると, 1 章で述べたように, 高密度深層水塊の存在が示唆されるようになり, 主な興味は氷期炭素リザーバーの探索に移行していった。この議論を一貫してリードしてきたのが, ウォレス・ブローカーで, (1) 氷期炭素リザーバーは少なくとも水深 2800 m 以浅にはない (Broecker *et al.*, 2004; 2008), (2) ハイブリッドイベント 1 の急激な大気  $^{14}\text{C}$  濃度低下を説明するには氷期炭素リザーバーからの古い炭素放出が必要 (Broecker and Barker, 2007), といった知見を次々に発表した。この流れのなかで, 水深 2000 m 以深の北太平洋深層水のベンチレーション復元が行われるようになってきた (Galbraith *et al.*, 2007; Minoshima *et al.*, 2007; Lund *et al.*, 2011)。また, 2007 年に発表された Marchitto *et al.* (2007) は, 大きな議



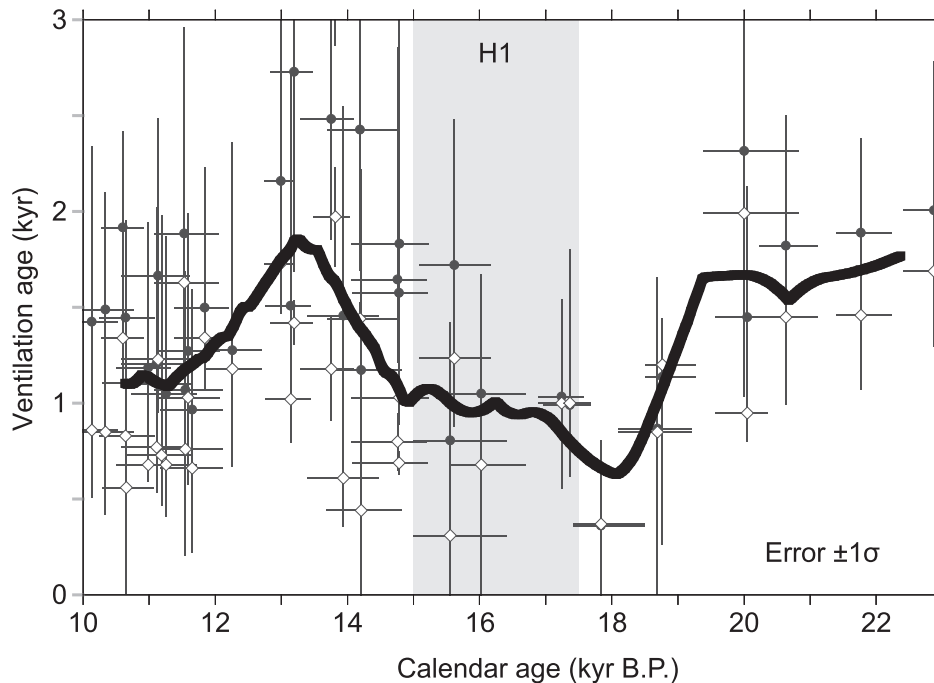


Fig. 6. Compilation of ventilation age changes based on published radiocarbon data in the western North Pacific between 900 and 2800 m water depths. BF-PF ages (open diamonds), projection ages (gray circles), and smoothed spline interpolation of averaged BF-PF and projection ages (black line) (Okazaki *et al.*, 2010). Uncertainty of calendar age and ventilation age is  $1\sigma$ .

論を呼んだ。彼らは、東太平洋バハカリフォルニア沖水深 700 m の堆積物から復元したベンチレーション変化から、H1 期における極めて古い中層水の存在を示し、氷期炭素リザーバーから放出された古い炭素が南極中層水を経て東太平洋に供給されたとする仮説を提唱した。その後、この説を支持する論文も発表されたが (Stott *et al.*, 2009)、南極中層水仮説は、南太平洋域におけるベンチレーション復元研究や数値モデル研究により棄却されたと言えるだろう (De Pol-Holz *et al.*, 2010; Rose *et al.*, 2010; Hain *et al.*, 2011)。

これまで述べてきた先行研究は、いずれも 1 本ないし数本の堆積物コア試料の結果に基づき議論を行っており、最終氷期から最終退氷期にかけて太平洋中深層水のベンチレーションの時空間変化を議論するに至っていなかった。そこで、筆者は堆積物記録から時空間データセットを構築し、気候モデル研究者の協力を得て、最終氷期から最終退氷期にかけての北太平洋のベンチレーション変化とそのメカニズムを明らかにしようと考えた。特に、

AMOC が停滞することで海洋深層循環が大きく変化したハインリッヒイベント 1 における北太平洋海洋循環に注目した。

筆者は、これまで発表されている太平洋における浮遊性—底生有孔虫  $^{14}\text{C}$  年代差データをコンパイルし、空間的なデータセットを作成した (Okazaki *et al.*, 2010)。3 章で述べたとおり、地域的な海洋リザーバー効果 ( $\Delta R$ ) の補正は、ベンチレーション復元結果に影響を与える。筆者は、これまで試料ごとにばらばらに見積もられてきた  $\Delta R$  値を、誤差範囲を大きく見積もることで海域別に統一し、再解析を行った。その結果、最終退氷期の H1 期に、北西太平洋中深層水 (水深 900–2800 m) のベンチレーションが有意に良くなるのが B-P 年と Projection 年の両方からわかった (Fig. 6)。一方、北東太平洋では、中深層水に有意なベンチレーション変化は認められなかった。H1 期の北西太平洋における中深層水塊は、GNPIW よりも更にベンチレーションが良く、北太平洋の海洋循環に顕著な変化が起こって

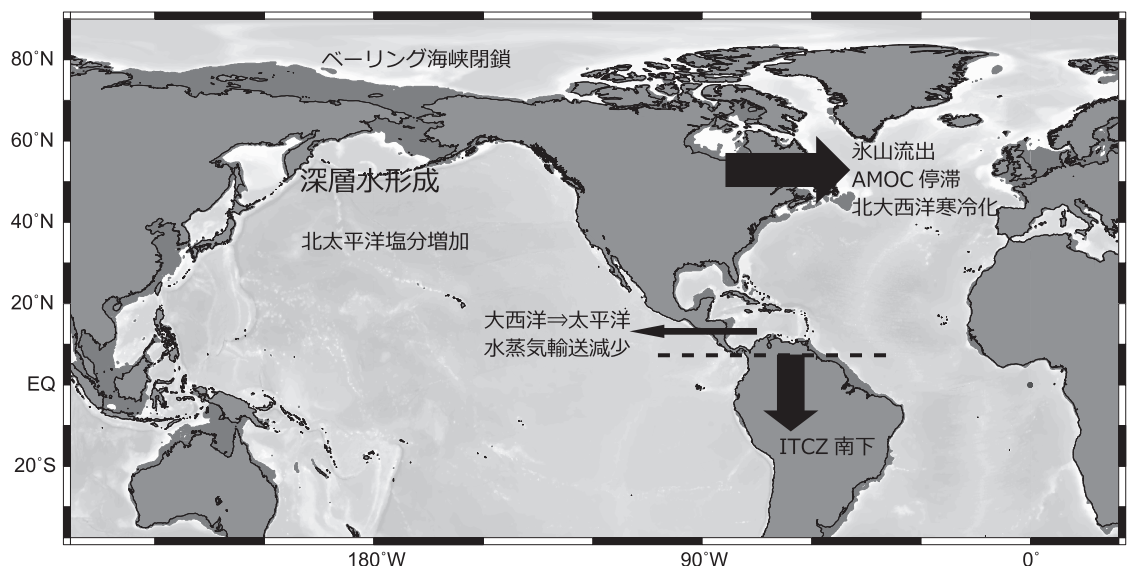


Fig. 7. Schematic illustrating of mechanisms for deep water formation in the North Pacific during H1. Grey are represents the bathymetry between 0 and 100 m isobaths. During H1, sea-level dropped  $\sim 100$  m below that of today.

たことを示唆していた。

H1 期における AMOC の停滞が、太平洋の中深層循環にどのように影響を及ぼしたか調べるため、共同研究者による数値モデル実験が行われた (Okazaki *et al.*, 2010)。具体的には、H1 期の北大西洋への氷山流出イベントを模し、モデル上で北大西洋に淡水フラックスを与える水撒き実験を行った。その結果、H1 期には、北大西洋に変わって北太平洋で水深 2500 m 付近まで達する深層水の沈み込みが起り、熱塩循環の起点が北大西洋から北太平洋へとスイッチしたことが示唆された。そのメカニズムは以下のように説明される (Fig. 7)：(1) 北米大陸に存在したローレンタイト氷床の一部が崩落し北大西洋に氷山流出 (Heinrich, 1988), (2) 氷山の融水による北大西洋の塩分低下によって沈み込み弱体化 (AMOC 停滞) (McManus *et al.*, 2004), (3) 極向き熱輸送の減少 (メキシコ湾流弱体化) により北半球寒冷化 (Mikolajewicz *et al.*, 1997), (4) 熱帯収束帯 (Intertropical Convergence Zone; ITCZ) 南下 (Wang *et al.*, 2004) に伴う貿易風帯南下により、中央アメリカを介した大西洋から太平洋への水蒸気輸送減少 (Krebs and Timmermann, 2007), (5) 北太平洋の塩分が増加し沈み込みが開始。北太平洋で沈み込みが始ま

ると現在の北大西洋と同様に、亜熱帯の高塩分水が北太平洋へと輸送される正のフィードバックにより、北太平洋子午面循環 (Pacific Meridional Overturning Circulation; PMOC) が成立することを数値実験は示した。また、北太平洋の塩分増加にベーリング海峡の閉鎖が必要条件であることがわかった。北太平洋高緯度域で形成された深層水は水深 2500 m 付近まで達し、深層西岸境界流の発達に伴い北太平洋西側縁辺を南下した。この数値実験結果は、堆積物の浮遊性一底生有孔虫  $^{14}\text{C}$  年代差から復元されたベンチレーション変化と大局的には良く一致し、ベンチレーションの東西勾配の成因を説明するものであった。あくまで一つのモデルの結果ではあるが、PMOC 成立による極向き熱輸送は、AMOC 停滞に伴う減少分のおよそ 3 分の 2 に相当し、H1 期の全球の気候に大きな役割を果たしていたことを示唆した。

次に、最終氷期から最終退氷期にかけての北太平洋ベンチレーションの時系列変化に目を向けた。2 章に示した通り、最終氷期の太平洋は成層化しており、水深 2000 m を境に、栄養塩に乏しくベンチレーションの良い GNPIW と、栄養塩に富むベンチレーションの悪い太平洋深層水 (Pacific Deep Water; PDW) に分かれていた (Fig. 2; Matsumoto *et al.*, 2002)。筆者らは、

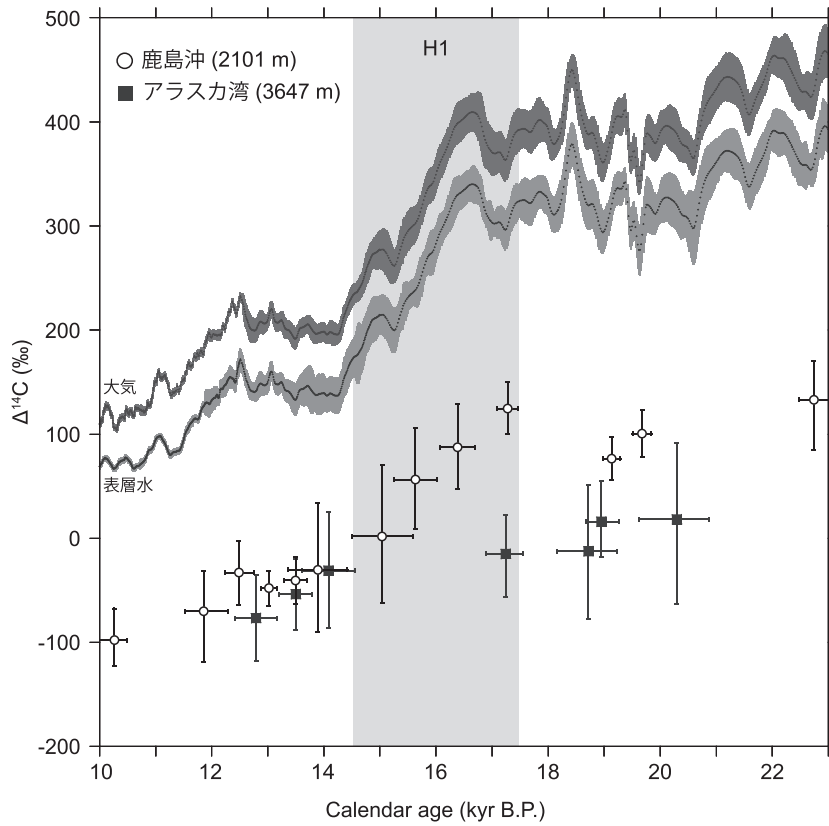


Fig. 8.  $\Delta^{14}\text{C}$  change in core MD01–2420 of Japan (2101 m) and core ODP 887 in the Gulf of Alaska (3647 m, Galbraith *et al.*, 2007) between 23 and 10 kyr B.P. along with atmospheric and surface ocean  $\Delta^{14}\text{C}$  change (Reimer *et al.*, 2009).

成層化に特徴づけられる氷期モードから H1 期を経て、現在のように栄養塩に富む深層水が湧昇する間氷期モードへと、太平洋の海洋循環がいつ移行したか調べることにした。北太平洋における深層流の主要流路である北西太平洋鹿島沖から採取された堆積物コア試料（水深 2100 m）の浮遊性—底生有孔虫 $^{14}\text{C}$ 年代差から、詳細な $^{14}\text{C}$ 濃度変化を復元した (Fig. 8; Okazaki *et al.*, 2011)。この堆積物試料は、速い堆積速度（1000 年間に約 30 cm）を持つベンチレーション復元に適した試料である。また、3 章で述べた複数の浮遊性有孔虫種による $^{14}\text{C}$ 測定を行い、堆積場が不安定なために起こる年代の逆転や続生作用による二次炭酸塩の付着が無いことを確認した。鹿島沖の記録を、北太平洋唯一の水深 3000 m 以深のベンチレーション記録であるアラスカ湾コア試料（水深 3647 m）の $^{14}\text{C}$ 濃度変化 (Galbraith *et al.*, 2007) と比較した。すると、最終氷期から H1 期にかけて両者

に有意な差があるのに対し、14,000 年前（ベーリングアレード期, BA 期）以降は有意な差が無いことがわかった (Fig. 8)。このことは、太平洋の海洋循環は、H1 から BA 期に、氷期の成層化モードから、間氷期の湧昇モードへと移行したことを示している。このシナリオは、北太平洋亜寒帯域における最終氷期と H1 期の低い生物生産と BA 期の急増 (Narita *et al.*, 2002; Crusius *et al.*, 2004; Galbraith *et al.*, 2007) を、海洋循環の変化に伴い深層から有光層への栄養塩供給が増加したと解釈することで無理なく説明できる (Okazaki *et al.*, 2011)。

ここで筆者の個人的な経験を振り返ってみたい。筆者が北太平洋のベンチレーション変化に興味を持ってから上記のように研究が形になるまでには 4 年間ほどの紆余曲折があった。本課題に取り組むきっかけは、ベーリング海やオホーツク海の海底堆積物に記録されていた顕著

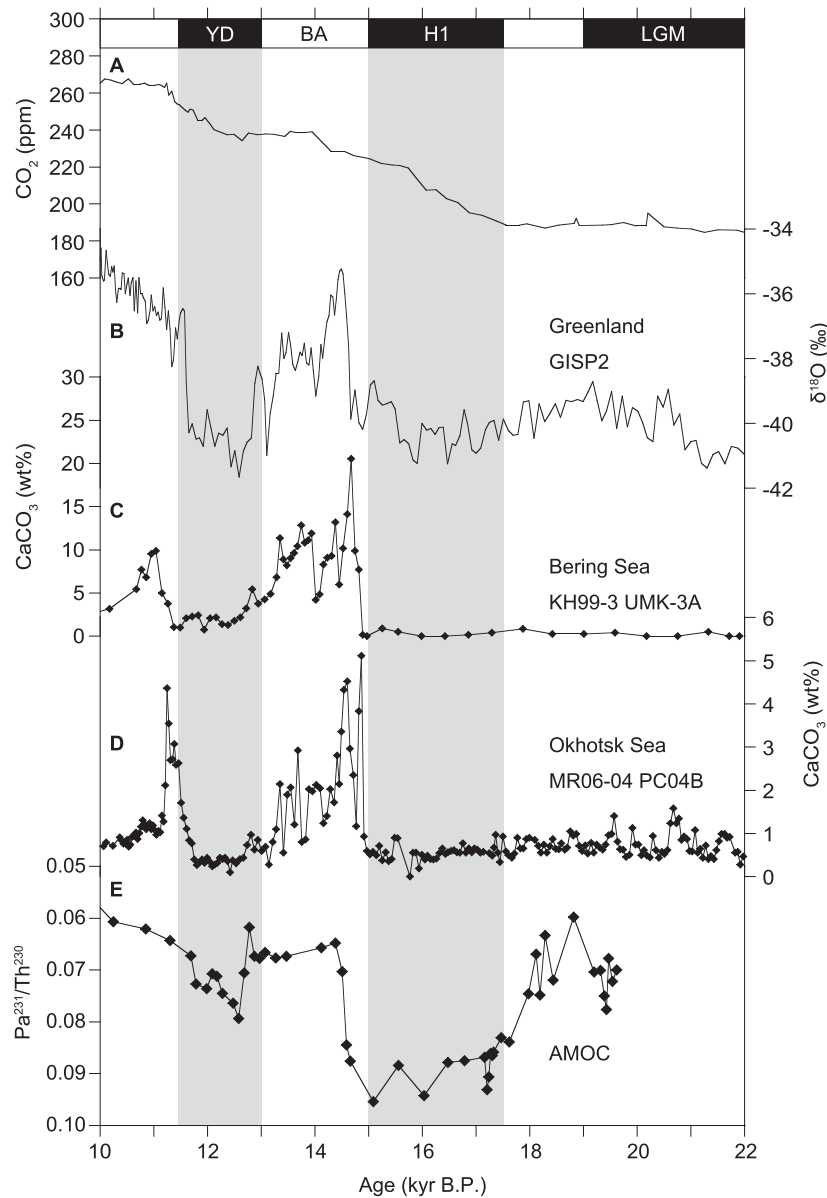
な BA 期の生物生産指標のピークの成因を考えたことである (Okazaki *et al.*, 2005a, 2005b)。当時、筆者は H1 期にはほとんど注意を払っていなかったが、2007 年から古気候モデル研究者と、北太平洋の堆積物記録と古気候モデルの対照研究を行うようになり、最終氷期の定常状態からモデル実験をスタートできる H1 期が主要な研究対象となったことで、筆者も H1 期に目を向けざるを得なくなった。当時の筆者の目には、H1 期は古海洋環境復元研究を行う上で難しい時代と映っていた。それは H1 期の北太平洋海底堆積物中の炭酸塩含量は少なく BA 期ほど顕著な変化がありそうに見えなかったからである。しかし、ベンチレーション変化復元のため堆積物記録をまとめていくうち、予想以上に多くの古海洋環境指標が H1 期の大きな海洋環境変化を示唆していることに気付いた。特に、北東太平洋では見られない大きなベンチレーション変化を、北西太平洋の堆積物記録から見つけられたのは、筆者が太平洋西岸の住人であることが大きかったように思う。古海洋研究は、米国と欧州の研究者を中心に発展してきたため、欧米から遠い北西太平洋は最も注目されにくい海域の一つであった。しかし、ストンメルが示したように深層流の主要な流路は大洋の西側に存在し (Stommel, 1958)、古海洋研究、特に過去の海洋循環復元研究において北西太平洋の重要性は高いはずである。本研究が、一人でも多くの古海洋研究者の目を北西太平洋に向けさせるきっかけとなったならば幸いである。

#### 4. 今後の展望と課題

筆者らは、海底堆積物記録と古気候モデルによる数値実験の統合研究により、最終氷期初期に北太平洋で深層水が形成されていたことを示した。これまで氷期-間氷期サイクルにおける海洋循環は、子午面循環の起点である北大西洋と南大洋を中心に議論されてきた。しかし、筆者らの研究は AMOC が弱化した時代には、北大西洋に代わって北太平洋が子午面循環の起点となったことを示唆している。このことは、北大西洋と南大洋に加え、北太平洋が気候変動に重要な役割を果たしていた時代があった可能性を示す。また、ハインリッヒイベントは過去 6 万年間に 6 回起こったことが知られており

(Hemming, 2004)、PMOC が成立したのは H1 期だけでなかったかもしれない。

研究を進めるうちに、展望と課題が見えてきた。最初の課題は、北大西洋水撒き実験に対応する北太平洋での深層水形成の規模がモデルにより大きく異なることである。これまで本稿で述べてきた数値実験結果は、簡略化結合モデル (Earth system model with intermediate complexity; EMIC) によるものであるが、大気海洋結合大循環モデル (Atmosphere-ocean coupled general circulation model; AOGCM) による同様の数値実験結果は、PMOC が成立するケースとしないケースに大きく分かれている (Chikamoto *et al.*, 2012; Hu *et al.*, 2012)。モデル結果の妥当性の検証のためには、堆積物記録に基づき高精度でベンチレーション変化の復元を行わなければならないが、現在のところ太平洋におけるベンチレーション復元データは質・量ともに不十分である。3 章で述べたように中深層水ベンチレーション復元に適した堆積物試料を得ることは容易ではないが、地道にデータを積み上げていかなければならない。また、Fig. 6 が示すとおりベンチレーション復元結果には大きな誤差がある。これは堆積物の年代決定とベンチレーション復元の両方に有孔虫  $^{14}\text{C}$  年代を利用しており、地域的な海洋リザーバー効果の不確かさの影響を大きく受けてしまうためである。したがって、最終氷期や最終退氷期における地域的な海洋リザーバー効果の評価を行う必要があるが、この点で日本は大変恵まれた環境にある。それは、1 年に 1 枚の縞模様を形成する年縞堆積物が福井県の水月湖から得られているためである。この約 7 万年間をカバーする年縞堆積物は高精度の年代軸を提供し  $^{14}\text{C}$  年代の暦年較正を行うための標準時計となることが期待されている (Staff *et al.*, 2011; Nakagawa *et al.*, 2012)。都合の良いことに、水月湖の年縞堆積物には過去の巨大火山噴火による火山灰層 (広域テフラ) が挟在しており、近い将来その噴火年代が極めて高精度で明らかになる可能性が高い。このような広域テフラは日本周辺の海底堆積物にも挟在するため、テフラ層直上と直下の層準から得られた有孔虫の  $^{14}\text{C}$  年代を測定することで、当時の地域的な海洋リザーバー効果を高精度で明らかにできると筆者は期待している。なお、テフラを用いた地域的な海洋リザーバー効果復元の先駆的な研究例として Sikes



**Fig. 9.** Temporal changes in (A)  $\text{CO}_2$  (Monnin *et al.*, 2001), (B)  $\delta^{18}\text{O}$  (temperature proxy) in the Greenland ice (Grootes *et al.*, 1993), (C)  $\text{CaCO}_3$  contents in the Bering Sea (Okazaki *et al.*, 2005a), (D)  $\text{CaCO}_3$  contents in the Okhotsk Sea (原田ら, 2009), and (E)  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  ratio as a proxy for the AMOC strength in the North Atlantic (McManus *et al.*, 2004) from 22,000 to 10,000 yr B.P. Labels above lower axis are same as Fig. 3.

*et al.* (2000) および Ohkushi *et al.* (2007) がある。

氷期深層水の水塊特性復元も重要な課題である。氷期の深海に高密度水塊は本当にあったのだろうか。間隙水の酸素同位体比と塩化物イオン濃度が示す、冷たく（結氷点に近い水温）高塩分（現在より 1% 以上高い塩分）

の高密度深層水塊の存在は、他の古海洋指標により検証されるべきである。しかし、炭酸塩補償深度以深の深海底では、有孔虫殻が保存されないため、深層水特性を復元するために新たな指標開発が必要となる。筆者は、井尻暁博士（海洋研究開発機構）とともに微量の珪酸塩の

酸素同位体比を測定するシステムを構築してきた。この測定システムを使い、深海底に生息する珪質海綿の酸素同位体比から、最終氷期の深層水特性復元を試みている。

最後に、氷期-間氷期スケールの古海洋研究における本丸というべき炭素循環について述べたい。海洋深層の氷期炭素リザーバーが最終退氷期に解消し大気へ大量の二酸化炭素が放出されたならば、深層水の炭酸イオン濃度の一時的増加と炭酸塩堆積イベントが起こったはずである (Broecker and Peng, 1987; Marchitto *et al.*, 2005)。

筆者らは、ベーリング海およびオホーツク海において最終退氷期の顕著な炭酸塩保存イベントを見つけている (Fig. 9; Okazaki *et al.*, 2005a; 原田ら 2009)。しかし、その保存イベント (Fig. 9C および D) は、大気中二酸化炭素濃度 (Fig. 9A) が大きく上昇した H1 期ではなく、その後の BA 期に起こっており、単純な海洋深層から大気への二酸化炭素放出シナリオでは説明できない。北太平洋亜寒帯域の海底堆積物中の炭酸カルシウム含量変化 (Fig. 9C および D) は、グリーンランド氷床コア (Fig. 9B) に記録されているような典型的な北半球型パターンを示しており、AMOC と PMOC のスイッチが太平洋深層水の炭酸イオン濃度にどのような影響を与えていたかという視点でこの課題に取り組む必要があると筆者は考えている。

欧米から遠く炭酸塩の保存が悪い北太平洋は、海洋大循環の終着点、という言葉が枕詞のように使われるとおり、古海洋研究の辺境としてあまり注目されてこなかった。しかし、近年、風向きが変わりつつあるように筆者は感じている。2009 年には、古海洋環境復元を目的とした統合国際深海掘削計画によるベーリング海掘削と、ドイツを中心とした古海洋コミュニティによる北太平洋全域での堆積コアリングという 2 つの大規模な研究航海が実施された。これらの航海で得られた試料の分析により、氷期-間氷期サイクルの気候変動における北太平洋の役割が明らかになっていくことを期待している。

## 謝 辞

多くの方々のご指導とご協力のおかげで、これまで研究を続けてこられました。九州大学の高橋孝三先生には、学部から博士課程、そして今日に至るまで長年にわたり

ご指導いただくとともに、研究者として成長するための数々の機会を与えていただきました。高橋先生が要所で背中を押し、励ましてくださったおかげで今日の私があります。東京大学大気海洋研究所の徳山英一教授には、ポスドクとして受け入れていただき、自由に研究することを許してくださいました。現在の所属先である海洋研究開発機構地球環境変動領域では、才野敏郎プログラムディレクターや原田尚美チームリーダーをはじめとした皆様のおかげで、大変恵まれた環境で日々の研究活動を行っています。また、海洋研究開発機構に所属していることで、阿部彩子チームリーダーや近本めぐみ博士、ハワイ大学国際太平洋研究センターの Axel Timmermann 教授や Laurie Menviel 博士 (現ベルン大学) と共同研究を行うことができました。海洋研究の多くがそうであるように、古海洋研究も多くの方々のご協力があってはじめて実施できます。全てのお名前を挙げることはできませんが、伝統ある岡田賞を受賞できたのは、これまでお世話になった皆様のおかげです。今後も、古海洋分野だけにとどまらず、海洋学のさまざまな分野の研究者に広く興味を持ってもらえるような成果を挙げられるよう努力したいと思います。また、二名の匿名査読者からの適切な指摘により本稿は改善されましたことに感謝します。

## References

- Adkins, J. F., and E. A. Boyle (1997): Changing atmospheric  $\Delta^{14}\text{C}$  and the record of deep water paleoventilation ages, *Paleoceanography*, **12**, 337–344.
- Adkins, J. F., K. McIntyre, and D. P. Schrag (2002): The Salinity, temperature, and  $\delta^{18}\text{O}$  of the glacial deep ocean, *Science*, **298**, 1769–1773.
- Ahagon, N., K. Ohkushi, M. Uchida, and T. Mishima (2003): Mid-depth circulation in the northwest Pacific during the last deglaciation: Evidence from foraminiferal radiocarbon ages, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2097, doi : 10.1029/2003GL018287.
- Boyle, E. A. (1992): Cadmium and  $\delta^{13}\text{C}$  paleochemical ocean distributions during the stage 2 glacial maximum, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **20**, 245–287.
- Broecker, W. S. (2007): Musing about the connection between thermohaline circulation and climate, p. 265–278, In *Ocean circulation mechanisms and impacts*, edited by A. Schmittner, C. H. Chiang, and S. Hemming, Geophysical Monograph 173, American Geophysical Union, Washington, DC.
- Broecker, W. S., and T. -H. Peng (1987): The role of  $\text{CaCO}_3$

- compensation in the glacial to interglacial atmospheric CO<sub>2</sub> change, *Global Biogeochem. Cy.*, **1**, 15–29.
- Broecker, W., and S. Barker (2007): A 190‰ drop in atmosphere's  $\Delta^{14}\text{C}$  during the “Mystery Interval” (17.5 to 14.5 kyr), *Earth Planet. Sci. Lett.*, **256**, 90–99.
- Broecker, W., A. Mix, M. Andree, and H. Oeschger (1984): Radiocarbon measurements on coexisting benthic and planktic foraminifera shells: potential for reconstructing ocean ventilation times over the past 20000 years, *Nucl. Instr. and Meth., B*, **5**, 331–339.
- Broecker, W. S., E. Clark, I. Hajdas, and G. Bonani (2004): Glacial ventilation rates for the deep Pacific Ocean, *Paleoceanography*, **19**, PA2002, doi: 10.1029/2003PA000974.
- Broecker, W., E. Clark, and S. Barker (2008): Near constancy of the Pacific Ocean surface to mid-depth radiocarbon-age difference over the last 20 kyr, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **274**, 322–326.
- Chikamoto, M. O., L. Menviel, A. Abe-Ouchi, R. Ohgaito, A. Timmermann, Y. Okazaki, N. Harada, A. Oka, and A. Mouchet (2012): Variability in North Pacific intermediate and deep water ventilation during Heinrich events in two coupled climate models, *Deep-Sea Res. II*, **61**–**64**, 114–126.
- Crusius, J., T. F. Pedersen, L. Keigwin, and L. Labeyrie (2004): Influence of northwest Pacific productivity on North Pacific Intermediate Water oxygen concentrations during the Bølling-Ållerød interval (14.7–12.9 ka), *Geology*, **32**, 633–636.
- Curry, W. B., J. C. Duplessy, L. D. Labeyrie, and N. J. Shackleton (1988): Changes in the distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  of deep water  $\Sigma\text{CO}_2$  between the last glaciations and the Holocene, *Paleoceanography*, **3**, 317–341.
- De Pol-Holz, R., L. Keigwin, J. Southon, D. Hebbeln, and M. Mohtadi (2010): No signature of abyssal carbon in intermediate waters off Chile during deglaciation, *Nature Geoscience*, **3**, 192–195.
- Duplessy, J. C., N. J. Shackleton, R. G. Fairbanks, L. Labeyrie, D. Oppo, and N. Kallel (1988): Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation, *Paleoceanography*, **3**, 343–360.
- Duplessy, J. -C., M. Arnold, E. Bard, A. Juillet-Leclerc, N. Kallel, and L. Labeyrie (1989): AMS  $^{14}\text{C}$  study of transient events and of the ventilation rate of the Pacific intermediate water during the last deglaciation, *Radiocarbon*, **31**, 493–502.
- Galbraith, E. D., S. L. Jaccard, T. F. Pedersen, D. M. Sigman, G. H. Haug, M. Cook, J. R. Southon, and R. Francois (2007): Carbon dioxide release from the North Pacific abyss during the last deglaciation, *Nature*, **449**, 890–894.
- Godwin, H. (1962): Half-life of radiocarbon, *Nature*, **195**, 984.
- Grootes, P. M., M. Stuiver, J. W. C. White, S. J. Johnsen, and J. Jouzel (1993): Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores, *Nature*, **366**, 552–554.
- 原田尚美, 木元克典, 岡崎裕典, 長島佳菜, A. Timmermann, 阿部彩子 (2009): 北西部北太平洋海底堆積物に記録された表層および中・深層循環の1,000年スケール変動, *第四紀研究*, **48**, 179–194.
- Hain, M. P., D. M. Sigman, and G. H. Haug (2011): Shortcomings of the isolated abyssal reservoir model for deglacial radiocarbon changes in the mid-depth Indo-Pacific Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L4604, doi: 10.1029/2010GL046158.
- Hays, J. D., J. Imbrie, and N. J. Shackleton (1976): Variation in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages, *Science*, **194**, 1121–1132.
- Heinrich, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years, *Quat. Res.*, **29**, 142–152.
- Hemming, S. R. (2004): Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint, *Rev. Geophys.*, **42**, RG1005, 1–43.
- Hideshima, S., E. Matsumoto, O. Abe, and H. Kitagawa (2001): Northwest Pacific marine reservoir correction estimated from annually banded coral from Ishigaki Island, southern Japan, *Radiocarbon*, **43**, 473–476.
- Horikawa, K., Y. Asahara, K. Yamamoto, and Y. Okazaki (2010): Intermediate water formation in the Bering Sea during glacial periods: Evidence from neodymium isotope ratios, *Geology*, **38**, 435–438.
- Hu, A., G. A. Meehl, W. Han, A. Abe-Ouchi, C. Morrill, Y. Okazaki, and M. O. Chikamoto (2012): The Pacific-Atlantic seesaw and the Bering Strait, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L03702, doi: 10.1029/2011GL050567.
- Hughen, K., S. Lehman, J. Southon, J. Overpeck, O. Marchal, C. Herring, and J. Turnbull (2004):  $^{14}\text{C}$  activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years, *Science*, **303**, 202–207.
- Ikehara, K., K. Ohkushi, A. Shibahara, and M. Hoshiba (2006): Change of bottom water conditions at intermediate depths of the Oyashio region, NW Pacific over the past 20,000 yrs, *Global Planet. Change*, **53**, 78–91.
- Ingram, L. B., and J. R. Southon (1996): Reservoir ages in eastern Pacific coastal and estuarine waters, *Radiocarbon*, **38**, 573–582.
- Jouzel, J., V. Masson-Delmotte, O. Cattani, G. Dreyfus, S. Falourd, G. Hoffmann, B. Minster, J. Nouet, J. M. Barnola, J. Chappellaz, H. Fischer, J. C. Gallet, S. Johnsen, M. Leuenberger, L. Loulergue, D. Luethi, H. Oerter, F. Parrenin, G. Raisbeck, D. Raynaud, A. Schilt, J. Schwander, E. Selmo, R. Souchez, R. Spahni, B. Stauffer, J. P. Steffensen, B. Stenni, T. F. Stocker, J. L. Tison, M. Werner, and E. W. Wolff (2007): Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years, *Science*, **317**, 793–796.
- Keigwin, L. D. (1998): Glacial-age hydrography of the far northwest Pacific, *Paleoceanography*, **13**, 323–339.
- Keigwin, L. D. (2002): Late Pleistocene-Holocene paleoceanography and ventilation of the Gulf of California, *J. Oceanogr.*, **58**, 421–432.
- Kennett, J. P., and L. Ingram (1995): A 20,000-year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara basin, *Nature*, **377**, 510–514.
- Krebs, U., and A. Timmermann (2007): Tropical Air-Sea Interactions Accelerate the Recovery of the Atlantic Meridional Overturning Circulation after a Major Shutdown, *J. Clim.*, **20**, 4940–4956.
- Kuzmin, Y. V., G. S. Burr, and A. J. T. Jull (2001): Radiocarbon reservoir correction ages in the Peter the Great Gulf, Sea of Japan, and eastern coast of the Kunashir, southern Kuriles (northwestern Pacific), *Radiocarbon*, **43**, 477–481.
- Kuzmin, Y. V., G. S. Burr, S. V. Gorbunov, V. A. Rakov, and N. G. Razjigaeva (2007): A tale of two seas: Reservoir age correction values (R,  $\Delta R$ ) for the Sakhalin Island (Sea of Japan and Okhotsk Sea), *Nucl. Instr. and Meth., B*, **259**, 460–462.
- Lisiecki, L. E., and M. E. Raymo (2005): A Pliocene-Pleistocene stack

- of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records, *Paleoceanography*, **20**, PA1003, doi : 10.1029/2004PA001071.
- Lund, D. C., A. C. Mix, and J. Southon (2011): Increased ventilation age of the deep northeast Pacific Ocean during the last deglaciation, *Nature Geoscience*, **4**, 771–774.
- Lüthi, D., M. Le Floch, B. Bereiter, T. Blunier, J. -M. Barnola, U. Siegenthaler, D. Raynaud, J. Jouzel, H. Fischer, K. Kawamura, and T. F. Stocker, (2008) : High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present, *Nature*, **453**, 379–382.
- Lynch-Stieglitz, J., J. F. Adkins, W. B. Curry, T. Dokken, I. R. Hall, J. C. Herguera, J. J.-M. Hirschi, E. V. Ivanova, C. Kissel, O. Marchal, T. M. Marchitto, I. N. McCave, J. F. McManus, S. Mulitza, U. Ninnemann, F. Peeters, E. -F. Yu, and R. Zahn (2007): Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial maximum, *Science*, **316**, 66–69.
- Marchitto, T. M., J. Lynch-Stieglitz, and R. A. Hemming (2005): Deep Pacific  $\text{CaCO}_3$  compensation and glacial-interglacial atmospheric  $\text{CO}_2$ , *Earth Planet. Sci. Lett.*, **231**, 317–336.
- Marchitto, T. M., S. J. Lehman, J. D. Ortiz, J. Flückiger, and A. van Geen (2007): Marine radiocarbon evidence for the mechanism of deglacial atmospheric  $\text{CO}_2$  rise, *Science*, **316**, 1456–1459.
- 松本克美 (2004) : 堆積物コアに記録された最終氷期の深層水, *月刊地球/号外*, **44**, 110–116.
- Matsumoto, K. (2007): Radiocarbon-based circulation age of the world oceans, *J. Geophys. Res.*, **112**, C09004, doi : 10.1029/2007JC004095.
- Matsumoto, K., T. Oba, J. Lynch-Stieglitz, and H. Yamamoto (2002): Interior hydrography and circulation of the glacial Pacific Ocean, *Quat. Sci. Rev.*, **21**, 1693–1704.
- McKay, J. L., T. F. Pedersen, and J. Southon (2005) : Intensification of the oxygen minimum zone in the northeast Pacific off Vancouver Island during the last deglaciation : Ventilation and/or export production?, *Paleoceanography*, **20**, PA4002, doi : 10.1029/2003PA000979.
- McManus, J. F., R. Francois, J. -M. Gherardi, L. D. Keigwin, and S. Brown-Leger (2004): Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes, *Nature*, **428**, 834–837.
- McNeely, R., A. S. Dyke, and J. R. Southon (2006): Canadian marine reservoirages, preliminary data assessment, Open File 5049, Geol. Surv. Can., Ottawa.
- Mikolajewicz, U., T. J. Crowley, A. Schiller, and R. Voss (1997): Modelling teleconnections between the North Atlantic and North Pacific during the Younger Dryas, *Nature*, **387**, 384–387.
- Minoshima, K., H. Kawahata, T. Irino, K. Ikehara, K. Aoki, M. Uchida, M. Yoneda, and Y. Shibata (2007): Deep water ventilation in the northwestern North Pacific during the last deglaciation and the early Holocene (15–5 cal. kyr B.P.) based on AMS  $^{14}\text{C}$  dating, *Nucl. Instr. and Meth., B*, **259**, 448–452.
- Mix, A. C., D. C. Lund, N. G. Pisias, P. Bodén, L. Bornmalm, M. Lyle, and J. Pike (1999): Rapid climate oscillations in the northeast Pacific during the last deglaciation reflect Northern and Southern Hemisphere sources, In: *Mechanisms of global climate change at millennial time scales*, edited by P. U. Clark, R. S. Webb, and L. D. Keigwin, Geophysical Monograph 112, American Geophysical Union, Washington, D.C., 127–148.
- Monnin, E., A. Indermühle, A. Dällenbach, J. Flückiger, B. Stauffer, T. F. Stocker, D. Raynaud, and J. -M. Barnola (2001): Atmospheric  $\text{CO}_2$  concentrations over the last glacial termination, *Science*, **291**, 112–114, 2001.
- 村山雅史, 平朝彦, 岩倉央和, 松本英二, 中村俊夫 (1992): AMS 法による有孔虫  $^{14}\text{C}$  年代と海洋深層水循環, *名古屋大学加速器質量分析計業績報告書*, **3**, 114–121.
- Nakagawa, T., K. Gotanda, T. Haraguchi, T. Danhara, H. Yonenobu, A. Brauer, Y. Yokoyama, R. Tada, K. Takemura, R. A. Staff, R. Payne, C. Bronk Ramsey, C. Bryant, F. Brock, G. Schlolaut, M. Marshall, P. Tarasov, H. Lamb, and Suigetsu 2006 Project Members (2012), SG06, a fully continuous and varved sediment core from Lake Suigetsu, Japan: stratigraphy and potential for improving the radiocarbon calibration model and understanding of late Quaternary climate changes, *Quat. Sci. Rev.*, **36**, 164–176.
- Narita, H., M. Sato, S. Tsunogai, M. Murayama, M. Ikehara, T. Nakatsuka, M. Wakatsuchi, N. Harada, and Y. Ujiie (2002): Biogenic opal indicating less productive northwestern North Pacific during the glacial ages, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1732, doi: 10.1029/2001GL014320.
- Ohkushi, K., T. Itaki, and N. Nemoto (2003): Last Glacial-Holocene change in intermediate-water ventilation in the Northwestern Pacific, *Quat. Sci. Rev.*, **22**, 1477–1484.
- Ohkushi, K., M. Uchida, K. Aoki, M. Yoneda, K. Ikehara, K. Minoshima, H. Kawahata, R. Tada, M. Murayama, and Y. Shibata (2007): Radiocarbonmarine reservoir ages in the northwestern Pacific off Hokkaido Island, Japan, during the last deglacial period, *Radiocarbon*, **49**, 963–968.
- Okazaki, Y., K. Takahashi, H. Asahi, K. Katsuki, J. Hori, H. Yasuda, Y. Sagawa, and H. Tokuyama (2005a): Productivity changes in the Bering Sea during the late Quaternary, *Deep-Sea Res. II*, **52**, 2150–2162.
- Okazaki, Y., K. Takahashi, K. Katsuki, A. Ono, J. Hori, T. Sakamoto, M. Uchida, Y. Shibata, M. Ikehara, and K. Aoki (2005b): Late Quaternary paleoceanographic changes in the southwestern Okhotsk Sea: Evidence from geochemical, radiolarian, and diatom records, *Deep-Sea Res. II*, **52**, 2332–2350.
- Okazaki, Y., A. Timmermann, L. Menviel, N. Harada, A. Abe-Ouchi, M. O. Chikamoto, A. Mouchet, and H. Asahi (2010): Deepwater formation in the North Pacific during the last glacial termination, *Science*, **329**, 200–204.
- Okazaki, Y., T. Sagawa, H. Asahi, K. Horikawa, and J. Onodera (2011): Ventilation changes in the western North Pacific since the last glacial period, *Clim. Past Discuss.*, **7**, 2719–2739.
- Petit, J. R., J. Jouzel, D. Raynaud, N. I. Barkov, J. -M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V. M. Kotlyakov, M. Legrand, V. Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, and M. Stievenard (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, **399**, 429–436.
- Reimer, P. J., M. G. L. Baillie, E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. Bronk Ramsey, C. E. Buck, G. S. Burr, R. L. Edwards, M. Friedrich, P. M. Grootes, T. P. Guilderson, I. Hajdas, T. J. Heaton, A. G. Hogg, K. A. Hughen, K. F. Kaiser, B. Kromer, F. G. McCormac, S. W. Manning, R. W. Reimer, D. A. Richards, J. R. Southon, S. Talamo, C. S. M. Turney, J. van der Plicht, and C.



- E. Weyhenmeyer (2009): INTCAL09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP, *Radiocarbon*, **51**, 1111–1150, 2009.
- Rose, K. A., E. L. Sikes, T. P. Guilderson, P. Shane, T. M. Hill, R. Zahn, and H. J. Spero (2010): Upper-ocean-to-atmosphere radiocarbon offsets simply fast deglacial carbon dioxide release, *Nature*, **466**, 1093–1097.
- Sagawa, T., and K. Ikehara (2008): Intermediate water ventilation change in the subarctic northwest Pacific during the last deglaciation, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L24702, doi : 10.1029/2008GL035133.
- Sarmiento, J. L., and N. Gruber (2006): *Ocean Biogeochemical Dynamics*, Princeton Univ. Press, pp. 503.
- Schrag, D. P., and D. J. DePaolo (1993): Determination of  $\delta^{18}\text{O}$  of seawater in the deep ocean during the last glacial maximum, *Paleoceanography*, **8**, 1–6.
- Shackleton, N. J. (1977): Carbon-13 in *Uvigerina*: Tropical rain forest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycle, p. 401–428, In *The fate of fossil fuel CO<sub>2</sub> in the oceans*, edited by N. R. Andersen and A. Malahoff, Plenum Press, New York.
- Shackleton, N. J., J. -C. Duplessy, M. Arnold, P. Maurice, M. A. Hall, and J. Cartlidge (1988): Radiocarbon age of last glacial Pacific deep water, *Nature*, **335**, 708–711.
- Shishikura, M., T. Echigo, and H. Kaneda (2007): Marine reservoir correction for the Pacific coast of central Japan using  $^{14}\text{C}$  ages of marine mollusks uplifted during historical earthquakes, *Quat. Res.*, **67**, 286–291.
- Siegenthaler, U., T. F. Stocker, E. Monnin, D. Lüthi, J. Schwander, B. Stauffer, D. Raynaud, J. -M. Barnola, H. Fischer, V. Masson-Delmotte, and J. Jouzel (2005): Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene, *Science*, **310**, 1313–1317.
- Sigman, D. M., and E. A. Boyle (2000): Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide, *Nature*, **407**, 859–869.
- Sikes, E. L., C. R. Samson, T. P. Guilderson, and W. R. Howard (2000): Old radiocarbon ages in the southwest Pacific Ocean during the last glacial period and deglaciation, *Nature*, **405**, 555–559.
- Staff, R. A., C. Bronk Ramsey, C. L. Bryant, F. Brock, R. L. Payne, G. Schlolaut, M. H. Marshall, A. Brauer, H. F. Lamb, P. Tarasov, Y. Yokoyama, T. Haraguchi, K. Gotanda, H. Yonenobu, T. Nakagawa, and Suigetsu 2006 Project Members (2011): New  $^{14}\text{C}$  determinations from Lake Suigetsu, Japan: 12,000 to 0 cal BP, *Radiocarbon*, **53**, 511–528.
- Stommel, H. (1958): The abyssal circulation, *Deep-Sea Res.*, **5**, 80–82.
- Stott, L., J. Southon, A. Timmermann, and A. Koutavas (2009): Radiocarbon age anomaly at intermediate water depth in the Pacific Ocean during the last deglaciation, *Paleoceanography*, **24**, PA2223, doi : 10.1029/2008PA001690
- Talley, L. D. (1993): Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water, *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 517–536.
- van Geen, A., R. G. Fairbanks, P. Dartnell, M. McGann, J. V. Gardner, and M. Kashgarian (1996): Ventilation changes in the northeast Pacific during the last deglaciation, *Paleoceanography*, **11**, 519–528.
- Wang, X., A. S. Auler, R. L. Edwards, H. Cheng, P. S. Cristalli, P. L. Smart, D. A. Richards, and C. -C. Shen (2004): Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies, *Nature*, **432**, 740–743.
- Warren, B. A. (1983): Why is no deep water formed in the North Pacific?, *J. Mar. Res.*, **41**, 327–347.
- Yoneda, M., H. Uno, Y. Shibata, R. Suzuki, Y. Kumamoto, K. Yoshida, T. Sasaki, A. Suzuki, and H. Kawahata (2007): Radiocarbon marine reservoir ages in the western Pacific estimated by pre-bomb molluscan shells, *Nucl. Instr. and Meth., B*, **259**, 432–437.
- Yu, E. -F., R. Francois, and M. P. Bacon (1996): Similar rates of modern and last-glacial ocean thermohaline circulation inferred from radiochemical data, *Nature*, **379**, 689–694.

# Paleoceanography in the North Pacific: Ocean circulation change since the last glacial period

Yusuke Okazaki<sup>†</sup>

## Abstract

Meridional overturning circulation plays an important role in the global climate change at centennial to millennial scales through transport of heat, carbon and nutrients. During the last deglacial period, the Pacific meridional overturning circulation (MOC) was temporarily established when the Atlantic MOC was nearly collapsed. I discuss mechanisms for the establishment of the Pacific MOC and its role in global climate. Further, I provide a perspective on a quest for glacial carbon reservoir in the deep sea.

**Key words:** Meridional overturning circulation, ventilation, last glaciations,  
last deglaciation, North Pacific

(Corresponding author's e-mail address: okazakiy@jamstec.go.jp)

(Received 23 November 2011; accepted 20 February 2012)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2012)

---

<sup>†</sup> Research Institute for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)  
Natsushima-cho 2-15 Natsushima-cho, Yokosuka 237-0061, Japan  
Present address: Department of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Sciences, Kyushu University  
6-10-1 Hakozaki, Higashi-ku, Fukuoka 812-8581, Japan