

海洋の深層水循環と第四紀後期の環境変遷

西村 昭¹⁾

1. はじめに

現在を含む第四紀は、寒暖の気候の大きな変動を繰り返してきた。特に中期以降の80万年間は気候変動がより顕著で、氷期/間氷期という大きな変化が周期的におこったことで特徴づけられる。その気候変動の原因については、その周期性の解析から、いわゆるミランコビッチサイクルで知られる地球への太陽輻射の変化をもたらす地球の軌道要素、自転軸の傾き、および歳差運動であるといわれる。しかし、その太陽輻射の影響が気候を変化させるメカニズムにおいては、海洋大循環の変化が氷期/間氷期という大きな環境の変遷のトリガーになったという説がいくつか提起されている。海洋の大循環は、物質と熱の輸送に大きな役割をはたしている。また、海洋は大きな熱と物質のリザーバーであり、大気中の二酸化炭素濃度の変動を始めとする物質循環にはきわめて大きな役割をになっており、その運動である海洋大循環の変化は地球規模の気候変動と物質循環に大きな影響を与えるものとして注目されてきた(大河内・平, 1991)。第四紀の後期には海洋の大循環も大きな変化をしてきたが、ここではそのうち深層水循環を中心に、その研究についてのまとめを試みた。

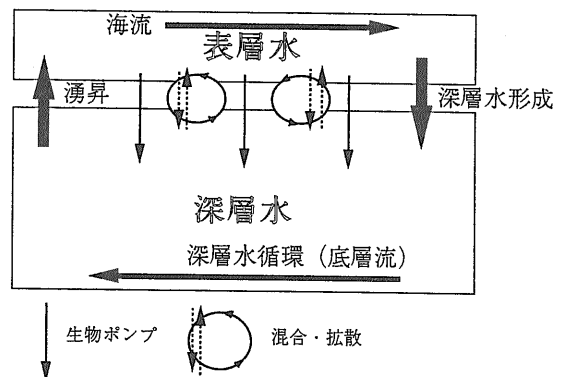
2. 現在の海洋大循環

海洋の大循環は、表層の海流と深層の流れの両者からなるが(第1図)、表層水の循環は海流で知られる運動で風成循環と呼ばれ、大気の運動に伴ったものである(第2図)。基本的には、赤道域と極域の間での熱を運ぶ役割をしている。深層水の循環は一部は海流で運ばれる水を補償する動きを担っているが、駆動力としては、塩熱循環と呼ばれる密

度流である。始新世などの地質時代における大循環は現在とまったく様相が異なっていて、暖かく塩分濃度が大きい高密度の水が深海盆まで沈み込んで深層水を形成していたと考えられている。現在の深層水は、温度が低く塩分濃度の大きな水で、その形成は、北大西洋と南極のウェッデル海の2ヶ所でおこっている。深層水の循環経路はストンメルが提唱した様な経路により海洋を一周していく(Stommel, 1958)(第3図)。北大西洋のグリーンランドの東で形成された深層水は、西岸境界流として大洋の西側を流れ南下している。南極周辺に達した深層水は、ウェッデル海で形成された深層水も加え、南極をまわる周南極深層流となり、太平洋・インド洋を北上していく。

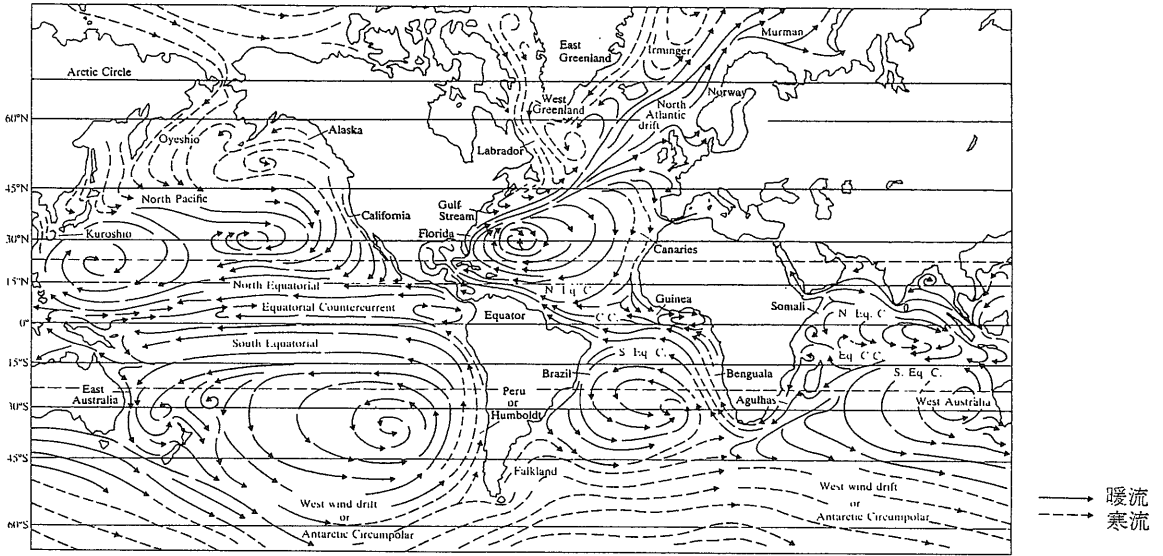
北大西洋と同様に低温になり、深層水形成が期待される北太平洋では現在深層水が形成されていない。それは、北太平洋の蒸発量が小さく海水の塩分濃度が小さいために冷やされても密度が大きくなり沈み込めないことが原因といわれている(Warren, 1983)。

深層水の流れは、流速の大きいところで数 cm/秒であるが、一般には実測も困難である程流れは遅

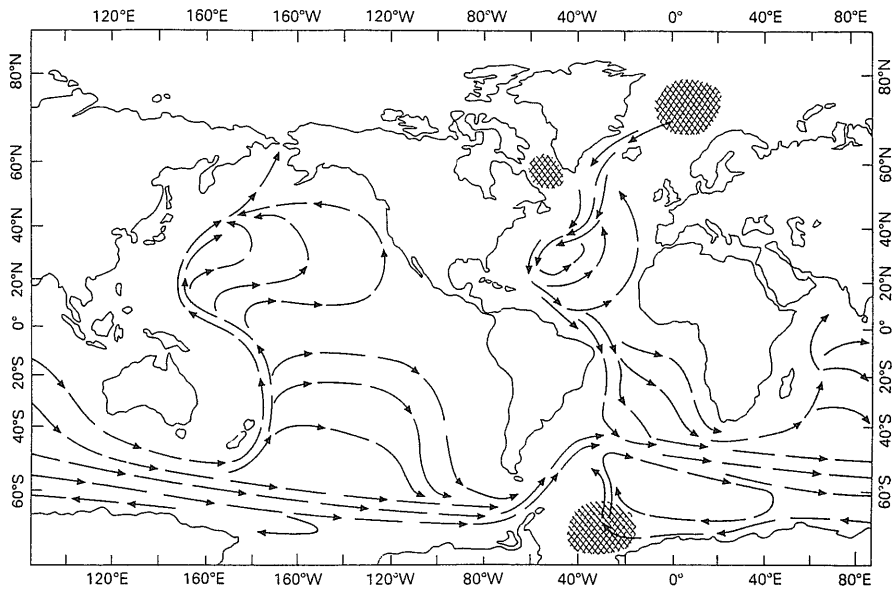


第1図 海洋大循環の簡略化した図。

1) 地質調査所 海洋地質部



第2図 海流分布図



第3図 深層水流路. 網部は深層水形成海域.

い。あとで述べるように、深層水が地球一周に1000年オーダーを要しているの、その流れは0.1 cm/秒程度である。ゆっくりと流れている深層水は、流れる間に海底を通して地球内部からの熱を得て温度がかすかに上昇していく。また、上方から生物ポンプと呼ばれる生物起源粒子により供給された生物起源の有機物などの分解による影響が蓄積されて(第1図)、溶存酸素量の減少、硝酸や磷酸などの栄養塩類濃度などの上昇などの変化がおこる。こ

れを利用して、深層水のポテンシャル温度や栄養塩・シリカ濃度の空間的な分布を手がかりにして深層水の循環経路が明らかにされている。深層水は、循環するとともに古くなる。大気と炭素を交換するのは深層水形成域の海洋表層のみなので、海水の年齢を¹⁴C年代決定することで循環経路や循環速度を明らかにすることができる。それによれば一番古い北太平洋の海水の年齢は2000年である。

深海盆をつなぐせまい地峡状の海底地形の所では

流れが大きくなり、流れの実測が可能であったり、底層流で形成されたマッドウェーブ(mud wave)や海山周辺の本モート(moat)状地形といった地形や堆積構造からも深層水循環の経路の一部の復元がなされている。

3. 堆積物に見られる過去の深層循環

深層水とくに底層水の循環が強いときには、海底に堆積物が堆積しない、あるいは削剝される状態が生じハイアタス(hiatus; 時間間隙)が形成される。ハイアタスで欠ける年代の層序学的な分布はある特定の位置に集中する。それを総合して作られたハイアタス層序学は、1980年代のなかばに完成し、ハイアタスに古第三系はPH、新第三系はNHの番号をつけて呼ばれている(Barron and Keller, 1982など)。このハイアタスのいくつかは、地球環境や海洋の環境の大きな変動に対比されているが、堆積物の欠如により知られるハイアタスであるために、その形成期間に必ずしも具体的に深層水の循環や底層流が活発になった証拠が見い出されているわけではない。

深海盆の第四系にもハイアタスは存在している。地質調査所が太平洋中央海盆で行ったマンガン団塊の調査のコアにも見い出されている。しかし、深海盆のコア試料の場合は堆積速度が小さく、浮遊性有孔虫などの炭酸カルシウム殻の微化石を産出せず、年代決定が残留磁化方位の反転などで行われているので、氷期か間氷期のどちらにハイアタスを形成するような深層水循環の活発な時期があったのかを議論できるものは少ない。深海盆において、第四紀に深層水循環が活発であったのではないかという考えはあるが、定量的な議論はされず、氷期と間氷期のどちらが流れが大きかったかについても、堆積速度の遅い堆積物では明らかにするのは容易ではない。

深層水の流路とマンガン団塊の高濃集域の分布は、よく一致しており、現在までの深層水循環がマンガン団塊の形成に大きな役割をになってきたと考えられる(西村, 1993)。また、新第三紀以降の海洋の循環の強いときにはマンガン酸化物(マンガン・クラスト)の形成速度が大きくなったという研究があり、堆積物においてもマンガン酸化物の含有量が多くなったという報告もある。しかし、マンガン

酸化物の沈積量の変化からの深層水循環の復元には年代解像度など解決すべき課題が多い。

4. 第四紀後期における深層水循環の復元

第四紀後期は気候変動が激しく、大きな環境変動を繰り返してきたことが明らかとなってきた。深層水の循環には、上で述べたように現在の北大西洋を出発点とするような循環と異なる別の循環のモードが氷期にあって、その繰り返しをしてきたという考えも提起されている。

第四紀後期の深層水の循環についての研究を、手法により区分すると以下のようになる。

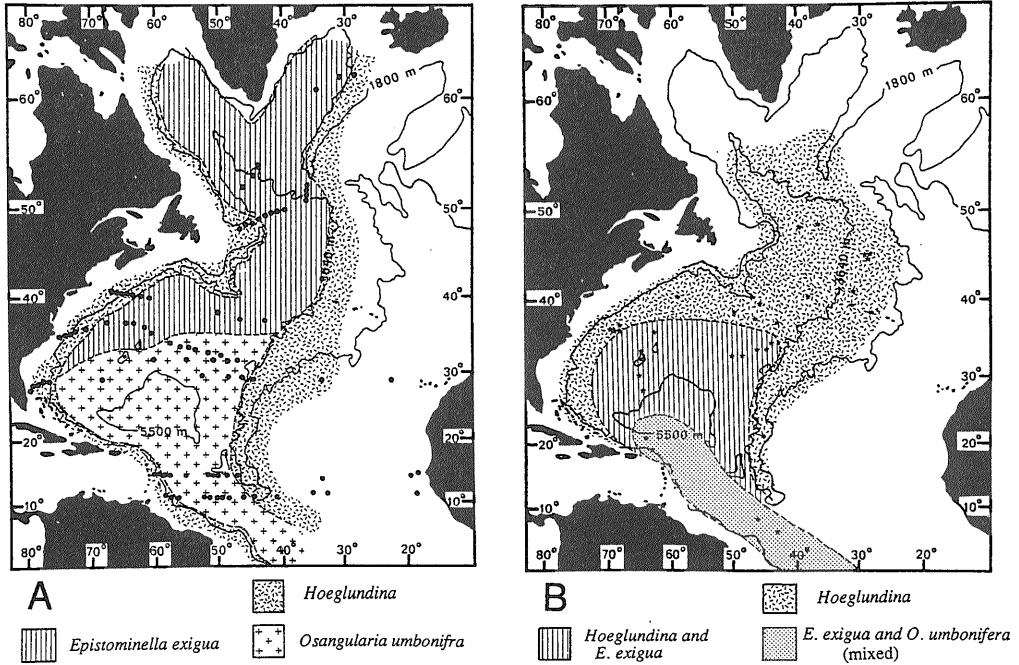
- 1) 底棲生物指標
- 2) 化学トレーサー
- 3) 同位体年代
- 4) 数値実験によるシミュレーション

海底堆積物に残された情報を読み取って行う研究においては、詳細な年代決定は炭酸カルシウム殻の有孔虫の酸素同位体比で行なわれるので、深海の環境復元も有孔虫が保存されている炭酸カルシウム補償深度(CCD)以浅の‘深海’が対象とされている。深層水循環として5,000 mを超える水深の深海盆の底層水循環もそれが移動しながら上部の水と混合していくので、‘深海’のデータからも底層水を含む深層水の循環のデータが得られる。

(1) 底棲生物指標

海底表層に棲む底生有孔虫は海底環境の指標であり、深層水の海底表層における性質を反映する群集が認められる。大西洋ではすでに1970年代のCLIMAPプロジェクトによって、最終氷期には現在の分布とまったく異なる底生有孔虫の分布パターンをしていたことが明らかとなっていた(第4図)。さらに、間氷期は現在と同様の分布であって、氷期と間氷期で深層水循環の変化にともない分布の入れ替わりがあった(Schnitker, 1974)。

最近、四国沖の堆積物試料において、底生有孔虫の分析から、最終氷期から後氷期にかけて起こった深層水循環の変化が明らかにされた(安田ら, 1993)。その研究によれば、最終氷期から後氷期にかけて大西洋と太平洋で同時に底生有孔虫の群集の変化が起きたこと、氷期には北大西洋での深層水形成が弱まり南極の底層水の影響が強いモードであっ



第4図 大西洋における底棲有孔虫の分布。現在と最終氷期(Schnitker, 1974).
A ; 現在, B ; 氷期.

たのが、北大西洋で深層水形成が起こる現在のモードへと変化した過程を描き出している。また氷期には貧酸素に伴う種が多く、現在よりも循環速度の遅いよどんだ深層循環が考えられる。

(2) 化学トレーサー

堆積物に残された手がかりのなかで、深層水の移動にともなう栄養塩濃度の変化を示すものとして、化石(底生有孔虫)のカドミウム含有量がある。カドミウムは栄養塩のリン酸の濃度に比例して存在し、炭酸カルシウムにはその濃度に比例して取り込まれるので、深層水の栄養塩の濃度分布を復元することができる。濃度の変化は移動の速度や海水の混合の程度により変化する。それにより、大西洋での深層水循環は氷期には南極底層水の勢力が強かったことが明らかとなった(Boyle and Keigwin, 1987)。先に述べた四国沖の試料のカドミウムを調べた大河内ら(1993)は、最終氷期の末期に北大西洋の現在の深層水形成域と同様の低いレベルであることから、この時には北太平洋で深層水が形成されたのではないかという指摘をしている。

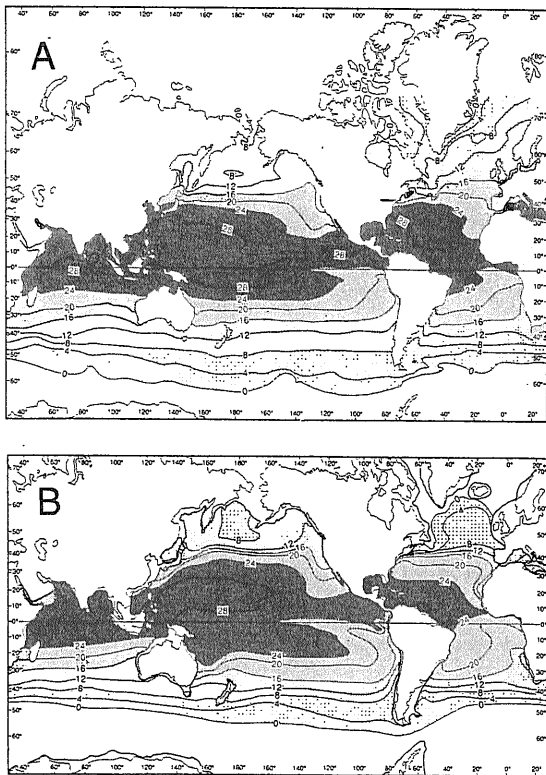
安定同位体の ^{13}C も化学トレーサーと同様に使用できる。海洋表層で形成される植物プランクトンは

光合成で ^{13}C より ^{12}C を多く取り込む。粒子として表層水から深層水に運び込まれた植物プランクトンの有機物の分解により古い深層水ほど $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比は小さくなっていく。現在と氷期の $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比の垂直分布から、太平洋では循環速度が遅く深層水はよどんでいたことが指摘されている(Duplessy et al., 1988)

そのほか、海底環境の酸化-還元環境の指標として Ce, Mo の有効性が指摘されている(German and Elderfield, 1990)。堆積物中の Ce の含有量は深層水の酸化-還元の度合を示す指標になりそうであるが、マンガと同様に堆積後の二次移動や溶出がなにかの検討が必要である。

(3) ^{14}C 年代法

^{14}C 年代をつかって深層水の循環速度を求める方法は、現在の循環を海水の年代から明らかにしたものの過去への応用である。浮遊性有孔虫は大気と平衡にある海洋表層で殻を作るのでその年代は生息時の年代を示す。それに対して海底に棲む底生有孔虫は深層水の中で殻を作るために深層水が海洋表層で作られた後、移動してきて、その地点に達した古い海水から殻を作る。その時間差がその地点に深層水

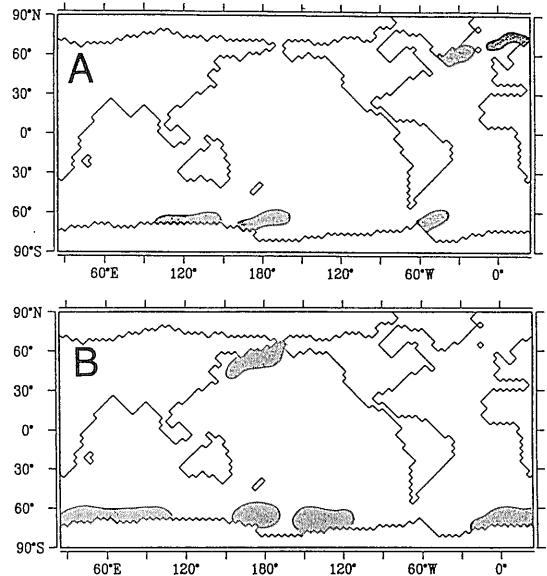


第5図 現在と有孔虫群集から復元された氷期の海洋表層の温度分布(CLIMAP Project Members, 1981). A; 現在, B; 氷期.

形成から到達するのに要した時間になっている。この原理をつかって、同一試料の浮遊性有孔虫と底生有孔虫の年代差によって深層水の起源や循環速度が論じられている。それによれば、氷期の深層水の表層水との年齢差は大きく、循環速度は間氷期である現在に比べ遅いとされている(Shackleton et al., 1988)。先の底生有孔虫の分析で述べた四国沖の同じ試料について詳しく調べた例では、氷期や氷期から間氷期への変動期においても比較的短い周期での変化があったと考えられている(村山ら, 1993)。

(4) 数値実験による方法

氷期についても CLIMAP などにより、海洋表層の温度分布(第5図)・海水分布・氷床分布が明らかにされている。それらを使用して、GCM による数値実験により海洋表層の塩分濃度分布が求められている。それによれば、北大西洋での深層水形成は弱くなり、北太平洋においては塩分濃度が大きくなり、氷期に深層水の形成があった可能性が明らかに



第6図 モデル計算による現在と氷期の深層水形成域の分布. A; 間氷期, B; 氷期.

されている(第6図)。しかし、深層水はこの数値実験の対象外であるので、北太平洋での深層水の形成の可能性が高くても、中層水の形成が大きかったのか深層まで沈み込む本当の深層水を形成したかについては明らかにはなっていない。この数値実験でも南極周辺海域は現在よりは深層水形成が活発であった可能性を示している。南極周辺海域の炭酸カルシウムの含有量は、氷期と間氷期でかなり違って、深層水の性質の変化があり、CCD の変化したことが指摘されている(Globe and Mackensen, 1992)。

5. おわりに

堆積物には種々の過去の環境に関する情報が残されている。それは、エオリアンダストのような大気循環の記録であったり、海洋表層における生物生産の変遷であったりする。深層水の循環の記録も記録されており、それを読み取る研究も行われてきている。海洋の大半を占める深層水は熱と物質の大きな貯蔵庫であり、その循環の全体像を明らかにすることは環境変動や物質循環の研究にとって、きわめて重要である。深層水の循環については、現在の循環についてもトレーサーがそれほど多くない状況であ

り(鈴木, 1993), 過去における循環の復元に使用できる堆積物に残されている指標はさらに限定されると考えられるが, 是非とも深層水の性質を知る新しいトレーサーを見い出すことが必要である。それらの解釈においては, 深層水の形成から移動により変化する成分と深層水の循環パターンが異なるために起こる深層水の起源の違いを十分に考慮する必要がある。

第四紀後期においては, 氷期の北太平洋における深層水の形成を示唆するデータが報告されつつある。アリューシャン海溝とその南の深海盆で採取されたコア試料には, 珪質の緑色系の粘土の堆積域において, 氷期から後氷期の移行期の堆積物にマンガンを含む赤色の粘土の堆積が認められ, 北太平洋において深層に溶存酸素にとんだ水を供給したのではないかと解釈されている(Dean et al., 1989)。この氷期の北太平洋での深層水形成の問題は, 北太平洋の古環境変遷の復元に大きな影響を持つだけでなく, 地球規模の環境の変化や氷期の大循環モードの構築にも大きく関係するため, 堆積物を対象に研究する一人としては, 是非とも明らかにしたい問題である。また, 南極海域での深層水の形成の変遷(深層水の性質と量)の研究も重要課題である(西村, 1992)。太平洋の深層水の出発点である南半球の太平洋のデータが不足しており是非とも調査が行われることが必要である。

謝辞: 地質調査所海洋地質部の川幡穂高博士には, 本原稿を読んでいただき, ご意見をいただいた。記して感謝いたします。

文 献

- Barron, J. A. and Keller, G. (1982): Widespread Miocene hiatuses: Coincidence with periods of global cooling. *Geology*, **10**, 577-581.
- Boyle, E. A. and Keigwin, L. D. (1982): Deep circulation of the North Atlantic over the last 200,000 years: geochemical evidence. *Nature*, **330**, 35-40.
- CLIMAP Project Members (1981): Seasonal reconstructions of the earth's surface at the Last Glacial Maximum. *Geological Society of America Map and Chart Series*, MC-36, 1-18 and 9 maps.
- Dean, W. E., Gardner, J. V., and Hemphill-Haley, E. (1989): Changes in redox conditions in deep-sea sediments of the subarctic North Pacific Ocean: Possible evidence for the presence of North Pacific Deep Water. *Paleoceanography*, **4**, 639-653.
- Duplessy, J., C., Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Labeyrie, L., Oppo, D. and Kallei, N. (1988): Deep-water source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography*, **3**, 343-360.
- German, C. R. and Elderfield, H. (1990): Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: The ground rules. *Paleoceanography*, **5**, 823-833.
- Globe, H. and Mackensen, A. (1992): Late Quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic continental margin. *Antarctic Res. Ser.*, **56**, 349-376.
- 村山雅史・安田尚久・松本英二・中村俊夫・平 朝彦(1993): 過去35,000年における北西太平洋の深層水循環変遷—加速器質量分析法による¹⁴C年代からのアプローチ。月刊海洋, **25**, 337-343.
- 西村 昭(1992): 地球規模の環境問題と南極およびその周辺海域。地質ニュース, **452**, 10-18.
- 西村 昭(1993): マンガン団塊・クラストに記録された海洋のイベント。月刊地球, 号外 **8**, 60-64.
- 大河内直彦・川幡穂高・平 朝彦(1993): 最終氷期の太平洋での深層循環。月刊海洋, **25**, 330-333.
- 大河内直彦・平 朝彦(1991): 海底堆積物からみた氷期・間氷期の海洋環境の変化。第四紀研究, **30**, 297-312.
- Schnitker, D. (1974): West Atlantic abyssal circulation during the past 120,000 years. *Nature*, **248**, 385-387.
- Shackleton, N. J., Duplessy, J. C., Arnold, M., Maurice, P., Hall, M. and Cartlidge, J. (1988): Radiocarbon age of last glacial Pacific deep water. *Nature*, **335**, 708-711.
- Stommel, H. (1958): The abyssal circulation. *Deep-sea Res.*, **5**, 80-82.
- 鈴木 歎(1993): 化学的手法で海洋深層循環像をどこまで描けるか。月刊地球, 号外 **4**, 178-184.
- Warren, B. A. (1983): Why is no deep water formed in the North Pacific? *Jour. Marine Research*, **42**, 327-347.
- 安田尚久・村山雅史・大場忠道(1993): 北西太平洋における最終氷期以降の深層循環変動—北大西洋との底生有孔虫群集比較—。月刊海洋, **25**, 344-349.
- NISHIMURA Akira (1994): Deep Sea Ocean Circulation and Global Change during the late Quaternary.

〈受付: 1994年1月18日〉