

論文内容の要旨

論文題目 **Observational studies on the temporal and spatial structures of the deep-circulation current in the western North Pacific**

(西部北太平洋における深層循環流の時空間的構造の観測的研究)

柳本 大吾

海洋深層循環は莫大な量の熱と物質を南北に運ぶ、全球規模の海洋子午面循環 (meridional overturning circulation (MOC)) の重要な一部である。太平洋では、北大西洋北部起源の深層水が南極環海で再冷却されてきた低温・高塩分・高溶存酸素量の Lower Circumpolar Deep Water (LCDW) が、深層循環の流れ(深層循環流)によって南太平洋を経て北太平洋まで運ばれてくる。南西太平洋海盆西岸を北上し、サモア水路を通過して中央太平洋海盆に至る南太平洋の深層循環流については比較的理解が進んでいるが、地形の複雑な西部北太平洋では解明が進まなかった。近年われわれは研究船白鳳丸を用いて CTDO₂ (塩分・水温・水圧・溶存酸素プロファイラ)・採水観測や係留観測を実施し、中央太平洋海盆西岸を北上してウェイク島水路にいたる深層循環流東側分枝と、メラネシア海盆、東マリアナ海盆を北上する西側分枝の経路を見出した(図 1) (Kawabe et al., 2003)。

それより北の深層循環流の経路は、東経 165 度測線上の海水特性の分布 (Kawabe and Taira, 1995) や過去の海水特性の分布からの推測 (Mantyla and Reid, 1983) に基づいて図 1 のように破線で描かれたが、この北西太平洋海盆の 20°N から 35°N の間はまだよくわからない海域として残った。この海域の深層循環像は研究者によって異なっているのが実情で、特に次の 3 点が明確になっていない。(1) 東側分枝はウェイク-ネッカー海嶺とヘス海膨の間を東に通過して北東太平洋海盆に抜けるのか、(2) 西側分枝は小笠原海台の東を迂回して北上を続けるのか、(3) 深層循環流は 20°N と 35°N の間を西に進むのか、あるいは東に進むのか。本研究では、165°E 線上とシャツキー海膨南西に設置した係留系の流速データを用い、海水特性の分布と合わせて解析することでこれらを明らかにした。

また、太平洋の深層循環流の流量時系列は南西太平洋海盆 (Whitworth et al., 1999)、サモア水路 (Rudnick, 1997)、ウェイク島水路 (Kawabe et al., 2005) の 3 海域でしか得られていないが、いずれも大きな流量変動があることがわかってきた。本研究でも、シャツキー海膨南西の大規模係留観測から流量時系列を得、変動を明らかにした。

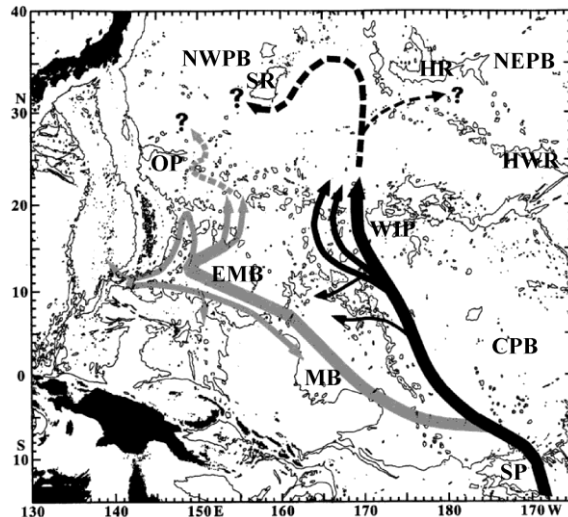


図1 サモア水路を通過後北上する深層循環流の東側分枝と西側分枝(Kawabe, Fujio, Yanagimoto, 2003)。海底地形は 4000m 等深線で示す。地名略称は NWPB:北西太平洋海盆、NEPB:北東太平洋海盆、OP:小笠原海台、SR:シャツキー海膨、HR:ヘス海膨、HWR:ハワイ海嶺、WIP:ウェイク島水路、MB:メラネシア海盆、EMB:東マリアナ海盆、CPB:中央太平洋海盆、SP:サモア水路。

まず 165°E における深層流速を調べた。165°E では、1991 年と 1993 年の白鳳丸観測と 1992 年の米国による観測のいずれにおいても 30°–35°N の深層に酸素の豊富な海水が見られ、LCDW を運ぶ深層循環流の経路がこの付近にあると推測される。1991 年の白鳳丸航海で設置し 1993 年に回収した 27°–35°N の 5 系 (M1–M5) での係留観測の結果、M2 (33°N) に見られる平均流速 7.8 cm s^{-1} の安定した北西流が、高酸素の深層水を 165°E 測線の東から西へ渡す深層循環流であることがわかった(図 2)。M2 の北西流は 4–6 か月おきに 1–2 か月ほど流速が弱まるか反対向きになっており、これは深層循環流が弱まるだけではなく流軸が南北に移動することも原因として考えられる。M3 (31°N) でも北西流が 1 か月ほど続くことがあり、深層循環流が M3 まで拡大することがわかった。一方、M1 (35°N) では中規模渦が卓越し、深層循環流は M1 には達していないと判断した。また 1989 年から 1991 年まで観測された係留系 CP (27°N, 168°E) は、流速が微弱で、深層循環流の外だった。

33°N、165°E に見られた深層循環流の経路を面的に理解するために、近年得られた高品質の CTDO₂ 採水測線データを用いて、海底直上および 5000–6000m の等密度面上の溶存酸素の分布を調べた。高品質とは言え測線ごとに系統的なずれがあることが知られているので (Johnson et al., 2001)、本研究では 165°E の CTDO₂ データを基準に、等ポテンシャル水温面上の酸素と塩分の値が交点で最もよく合うように測線ごとに補正してマッピングを行った。

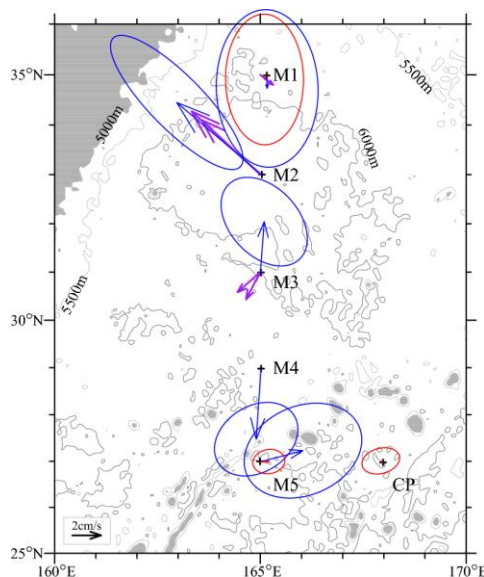


図2 東経 165 度での平均流速の分布。青は海底直上、赤は 4000m 深、紫は 1983~1985 年に Schmitz (1987) が観測した 4000m 深の平均流速。

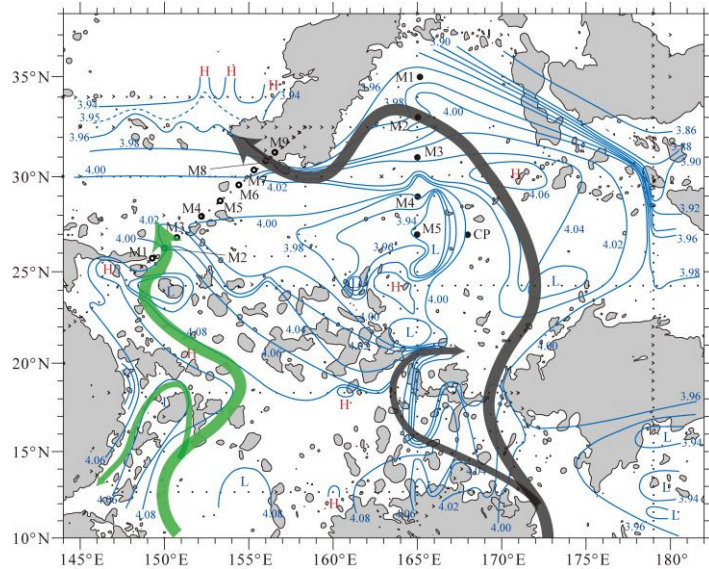


図3 本研究で明らかになった深層循環流の東側分枝(黒)と西側分枝(緑)の経路。青線は等密度面(50.17 σ_θ)上の溶存酸素の等値線。ハッチ部分は5000mより浅い海底地形を示す。

その結果、ウェイク島水路から北東に伸び、反時計周りに転回して、東経165度測線の30°–35°Nに近づく舌状の高酸素分布があった。酸素量は急激に低下していくが、この舌はシャツキー海膨の南まで追うことができる。33°N、165°Eでの北西方向の流速とあわせると、東側分枝の経路を図3の黒線のようにつなぐことができた。一方、ヘス海膨とハワイ海嶺の間を抜けて北東太平洋海盆に出て行くような経路は見られなかった。西側分枝も小笠原海台へ北西に伸びる舌状の酸素分布として現れ、西側分枝の経路が図3の緑線のように北上を続けることが示唆された。

次に、これらの両分枝が通過すると思われるシャツキー海膨と小笠原海台の間の深層流速を調べた。観測は、2004年9月から2005年11月までシャツキー海膨と小笠原海台との間に9系の係留系を設置して行った。設置した計50台の流速計はポテンシャル水温1.2°C以下のLCDWの層をカバーしており、破損やデータ不良でまったく機能しなかったのはそのうち2台のみだった。

まず、シャツキー海膨に近いM9(31°13'N, 156°33'E)からM6(29°33'N, 154°24'E)には北西流が並び(図4)、図3の東側分枝の経路が確認された。M8(30°48'N, 156°00'E)の北西流が最も頻度が高く安定した流向を持ち、東側分枝は海膨斜面下部のM8を中心に平均流速5.3 cm s⁻¹で流れ、中腹のM9や麓のM7(30°19'N, 155°18'E)に広がりながら平均200 kmの幅をもって北西向きに流れていることがわかった。また、中心(M8)から207 kmほど離れた点(M6)まで一時的に広がるがあった。

一方、小笠原海台の東は複雑で、北北西流がM2(26°15'N, 150°00'E)とM4(27°55'N, 152°12'E)に見られる(図

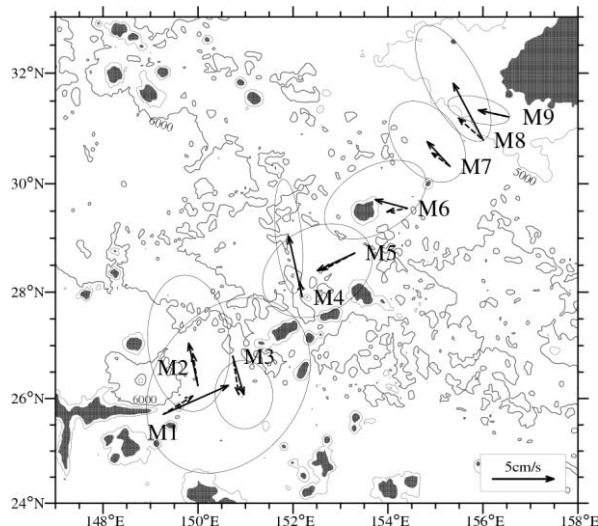


図4 シャツキー海膨南西の平均流速の分布。実線は海底直上、破線は4000m深の平均流速。楕円は海底直上の流速の標準偏差。

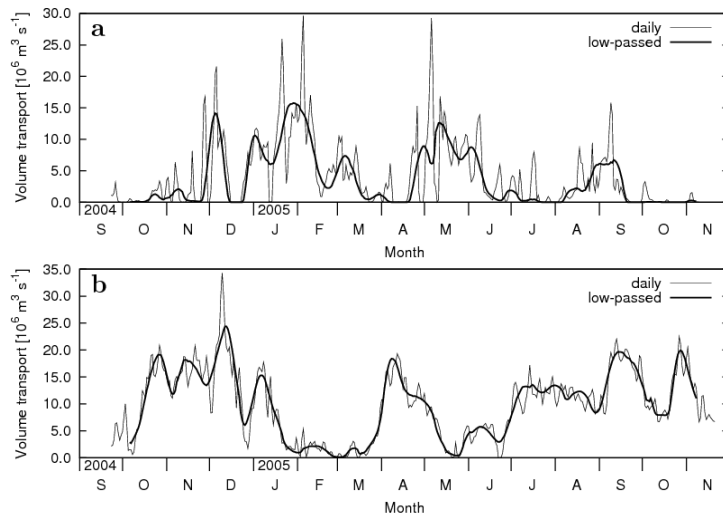


図5 西側分枝(a)と東側分枝(b)の流量時系列

4). そのうち小海山の中腹に設置された M4 の北北西流は、小海山をはさんで対向する地衡流があることから小海山のまわりのローカルな流れと考えられる。また、M1 (25°42'N, 149°16'E) や M3 (26°48'N, 150°44'E) の流れは M2 の流れとの有意なコヒーレンスが認められず、これらは深層循環流として 1 つにつながる流れではないと判断できる。このように西側分枝は M2 にしか見られない幅の狭い流れであったが、図 3 の西側分枝の経路を確認できた。

最後に、日平均流速および 25 日ローパスフィルタで平滑化した流速の断面直交成分を深さ 100m ごと、緯度 0.1 度ごとの測線断面グリッドに客観内挿し、ポテンシャル水温 1.2°C 以下の層で積分して、東側分枝 (M6-M9) と西側分枝 (M1-M3) の流量時系列を得た (図 5)。両分枝とも 2-4 か月ごとに流量が極端に少なくなる変動が見られ、パワースペクトルでは 1 か月と 3 か月の周期にピークが見られた。これはウェイク島水路 (Kawabe et al., 2005) の結果と似ていたが南西太平洋海盆 (Whitworth et al., 1999) やサモア水路 (Rudnick, 1997) とは異なっていた。

以上により、北西太平洋海盆の 20°N から 35°N における海域の深層循環流の経路が明らかになった。(1) 東側分枝はウェイク-ネッカー海嶺とヘス海膨の間を東に通過して北東太平洋海盆に抜けることはなく、(2) 西側分枝は小笠原海台の東を迂回して北上を続け、(3) 深層循環流 (東側分枝) は 20°-35°N を西に進む。図 6 は西部北太平洋での深層循環流の経路を示す。本研究では青い星印の 3 か所で深層循環流を押さえた。この結果は研究海域の深層循環流の経路を明らかにしただけでなく、太平洋深層の MOC の北限についても重要な示唆を与える。北西太平洋海盆に入った深層水はすべて、北東太平洋海盆への最北の流入口 (Mantyla and Reid, 1983) と考えられるアリューシャン海溝に接続する海盆北端 (55°N 付近) まで北上することが推測される。このことは、北限を 20°-40°N とするインバース法の結果 (Macdonald et al. (2009) など) よりも MOC が北に伸びていることを示唆する。

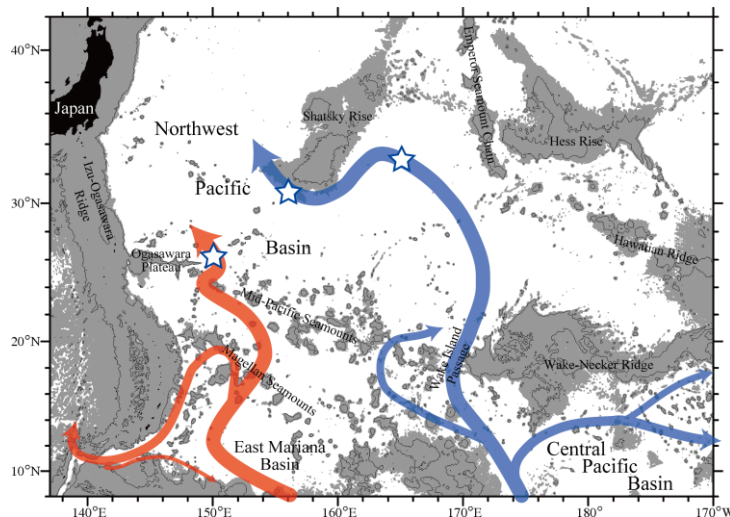


図6 西部北太平洋における深層循環流の経路。青矢印が深層循環流とそれに続く東側分枝、灰色矢印が西側分枝。青星印は本研究で経路を特定した係留点。