

— 総 説 —

## 北太平洋の中・深層循環とその変化・ 変動の観測的研究\*

瀬瀬 慎也<sup>†</sup>

### 要 旨

主に北太平洋の中・深層における観測に基づく大規模循環場の研究動向について調査を行った。他の海盆と比較すると比較的緩やかとされる北太平洋の中・深層における子午面循環であっても、ある観測断面を横切る流れから推定される等密度面を横切る流れの長期平均についてこれまで得られている見積もり結果の各々の間には大きな差があり、その差は特に北太平洋中緯度以北で大きくなっている。こうした見積もりの不確定性は、近年の観測の充実によって報告されるようになってきた流れや水質の変化に起因する可能性がある。しかし、この変化の時空間的スケールは十分に明らかにされていない。その結果、変化の影響を考慮に入れて観測資料から平均的な流れを高い精度で推定するまでには至っていない。中層についても、広域の塩分分布を説明する種々のプロセスについて多く研究がなされてきた。しかし、各々のプロセスの変動や鉛直拡散の効果を加味した十分な定量的評価が行われているとは言えない。中・深層における循環およびその変化をより高い精度で評価するためにも、水平・鉛直方向の混合現象を把握するための観測研究が必要である。

キーワード：北太平洋子午面循環，水塊分布，水平・鉛直混合

### 1. はじめに

海洋の大規模な循環は、主に表層の水平的循環を支配する風成循環と長期的な南北の熱・物質輸送に関わる子午面循環に大別される。このうち主に子午面循環に関わる大域的な循環のイメージを非常に単純化して示したも

のが Broecker and Peng (1982) のコンベアベルトの図である。この図は、通常、海流という言葉から想起される一方向の流れだけでなく、混合にあたるような交換に類する物質、熱の輸送も含み、かつ、いくつかの循環・輸送の構造を無視したものであることに注意しなくてはならない。示された描像のうち、深層の循環に相当する部分では、北大西洋の沈み込みに起源がある北大西洋深層水 (North Atlantic Deep Water; NADW) が、大西洋を南下し、南極環海で南極起源の沈み込みによる底層水、すなわち、南極底層水 (Antarctic Bottom Water; AABW) と混合する様子が描かれている。この南極環海での混合の影響を受けた海水は、太平洋、インド洋などに広がるとされている。

\* 2016年8月3日受領; 2017年2月27日受理  
著作権: 日本海洋学会, 2017

† 国立研究開発法人海洋研究開発機構  
〒237-0061 横須賀市夏島町2-15  
TEL: 046-867-9493 FAX: 046-867-9503  
e-mail: skouketsu@jamstec.go.jp

こうした底・深層水は海洋内部の乱流混合や南極周極流付近の風によって表層へと持ち上げられ、再度、大気の影響をうける。この一連の過程が子午面循環の中・深層部分をなしている (Fig. 1)。子午面循環を観測によって評価する際には、特に表層で顕著である中規模渦の輸送に代表される水平混合や輸送に関わる季節的な変動の直接的な評価を避け、測線と陸地によって囲われた閉鎖領域での質量・物質の保存を仮定する。そのうえで、特に、中・深・底層水について密度および水温・塩分や溶解物質を用いて定義した水塊が測線を通過する流量の収支を計算することで、各層間の海水のやり取りを間接的に推定する方法が用いられてきた (例えば、Ganachaud and Wunsch, 2000)。ここで推定された各層間の海水のやり取りの大部分は、実際には乱流混合によって生じるものであると考えられる。

Ganachaud and Wunsch (2000) は、このような手法と World Ocean Circulation Experiments (WOCE) による大洋横断観測 (WOCE Hydrographic Programme; WHP) の組み合わせで推定された全球海洋の深底層の循環像を示した。これによれば、北大西洋深層水の形成に伴う大西洋の子午面循環は約 16 Sv である。一方太平洋では、AABW が更に変質した周極深層水 (Circumpolar Deep Water; CDW) の北への広がりに伴い、8-14 Sv 程度が深層に供給されていると推定されている (例えば、Ganachaud and Wunsch, 2000; Lumpkin and Speers, 2007)。大西洋に対して太平洋は広いことを考えれば、この値は小さいと言える。この約 8-14 Sv がそのまま赤道を超えて北太平洋に輸送されると多くの研究で仮定されている (例えば Kawabe and Fujio, 2010)。北太平洋底層の上 (1000-2000 m 付近) には、北太平洋深層水と呼ばれる比

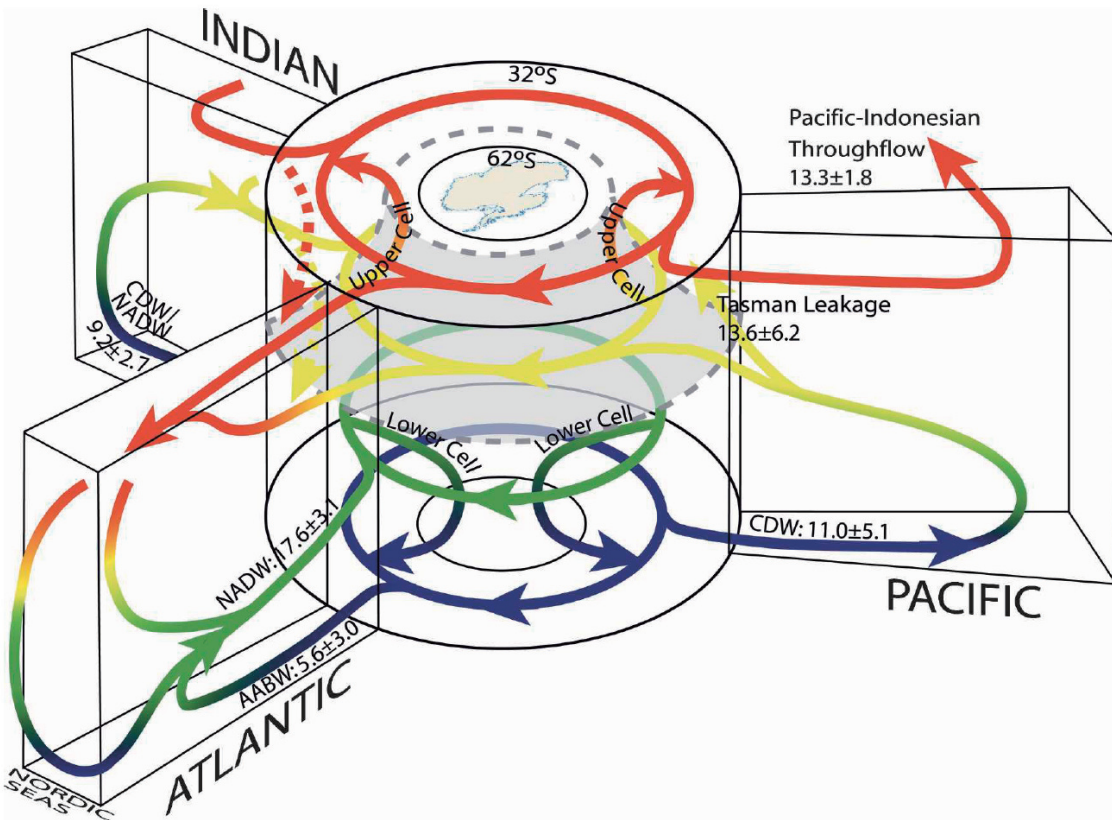


Fig. 1. Meridional overturning circulation. Red, yellow, green, and blue denote upper, intermediate, deep, and bottom layers, respectively (Lumpkin and Speers, 2007).

較的一定の水質を保った膨大な体積を持つ海水が存在している。海洋表層に存在した海水が北太平洋深層水になるまでの平均的な時間（これを海水の“年齢”，つまり，新しさの基準とされる）は，放射性炭素による年代推定によれば，約900年（Matsumoto, 2007）とされており，全球海盆でも最も古い海水であることが知られている。このことから，北太平洋は全球海洋大循環の終着点といわれることもある。しかしながら，北太平洋深層水の900年という年齢は，北大西洋で沈み込んだ海水が移流される時間を表しているわけではない。北太平洋深層水に変質する底層水は，移流だけでなく水平混合の影響を受けると考えられる。また，深層水の平均年齢には，深層水の上に存在する，より新しい中層水との鉛直混合も影響していると考えられる。

北太平洋の子午面循環は，北太平洋中層水付近で上下2つに分かれているという見方もできる。上述のように，深層水の下層には，南極近辺から広がる底層水が鉛直混合を経て徐々に北太平洋深層水の一部となる深層の子午面循環が存在する。一方で，北太平洋中層水の上には，主に冬季の表層混合層を起源とする亜熱帯モード水や中央モード水が存在する。これらモード水を代表とする，風成循環に強く影響される表層・亜表層水塊の形成・輸送過程は，北太平洋内に概ね限定された浅い子午面循環の主な構成要素である。この2つの循環の間に存在するのが，いわゆる，中層の循環と考えることもできる。中層では，北太平洋外洋域では大気の影響を直接的には受けず，北太平洋の縁辺海での水塊形成に影響される北太平洋中層水と，南極周極流付近を起源とする南極中層水の代表的な2つの海水が存在しているとされる。本稿では，主に北太平洋の子午面循環に関わる研究を紹介することを目的とする。特に子午面循環に対しての混合の寄与評価に留意して記述した。各層や個々の水塊とそれに関わる様々な現象について十分網羅したものでないことに留意されたい。

## 2. 底層水の循環

南大洋から太平洋底層に流れ込む海水は，周極深層水（CDW）と名付けられているものの一部である。このCDWは，周極流近傍で鉛直溶存酸素極小で特徴づけら

れ，中立面密度  $27.4\text{--}28.0\text{ kg m}^{-3}$  に分布する上部周極深層水（Upper CDW；UCDW）と，塩分極大で特徴づけられ，中立面密度  $28.0\text{--}28.2\text{ kg m}^{-3}$  に分布する下部周極深層水（Lower CDW；LCDW）に分けられる。高塩で栄養塩の少ないNADWと低塩で栄養塩の多いAABWの溶存物質濃度から混合比を決定する手法によれば，LCDWの大部分は，NADWではなく，南極環海で形成される底層水（南極底層水）によって構成されていると報告されている（Johnson *et al.*, 2008）。このLCDWは，ニュージーランド沖に広がる南西太平洋海盆を通じて太平洋に流入する。このときの輸送量は12-16 Svと見積もられている（Warren and Voorhis, 1970；Wunsch *et al.*, 1983；Taft *et al.*, 1991；Tsimplis *et al.*, 1998；Whitworth *et al.*, 1999）。さらに，北太平洋に流入する直前のサモア近海にある谷状の地形であるサモア通路（ $10^{\circ}\text{S}$ ）とその周辺の観測により約12 Svがポリネシア北西部に広がる中央太平洋海盆に至るとされている（Rudnick, 1997；Roemmich *et al.*, 1996）。

Kawabe and Fujio (2010) によれば（当該論文 Fig. 2c を参照，同様の描像は Talley *et al.* (2011) でも確認できる），中央太平洋海盆に至ったLCDWは，主に地形により上下に分断され，4500 mより浅い部分の4 Svが西側分枝として北西方向に流れ，4500 mより深い部分の8 Svは東側分枝として北向きに流れていく。東側分枝のうち約半分（4 Sv）は東に流れる。この4 Svは天皇海山列とハワイ諸島によって東西に区切られた北太平洋東側の北東太平洋海盆の南部に流入する。さらにそのごく一部（ $< 1\text{ Sv}$ ）はハワイ諸島を左手に迂回し北へと流れるが，多くはそのまま北東太平洋海盆南部で鉛直混合を受けるとされる。東側分枝（8 Sv）のうち残りの半分（4 Sv）は，マーシャル諸島の北にあるウェーク島近辺の谷状地形であるウェーク通路を通り（Kawabe *et al.*, 2005），日本とハワイ諸島の間広がる北西太平洋海盆に流入する。そのうちごく一部はそのまま北上して天皇海山列の大きな切れ目（所謂メインギャップ）から東に流出するが，そのほとんどは日本東方沖に至る。一方で，中央太平洋海盆で分かれた西側分枝（4 Sv）のうち約半分（2 Sv）は，フィリピン西沖のフィリピン海やパプアニューギニア北方の東キャロライン海盆に流入し，そこで混合を受けるとされるが，残り半分（2 Sv）はやはり日

本東方沖に至り、ここで先のウェーク通路を通った4 Svと合流する (Fujio *et al.*, 2000; Fujio and Yanagimoto, 2005)。この日本東方沖で合流した6 Svは、そのまま北上し、天皇海山列最北部からアリューシャン列島に沿う海溝であるアリューシャントレンチを通り (Warren and Owens, 1988) 北東太平洋海盆北部に至るとされている。

こうした主要な深層流経路の観測、特に係留観測によって、観測期間内に大きな時間変動が捉えられていることも重要である。例えば、太平洋全体への底層水流入量の決定において重要な通路であるサモア通路に至る直前の32°Sでは、LCDWの約2年間の平均流量が16 Svであるのに対し、時間変動成分の標準偏差が9 Sv程度であったことが報告されている (Whitworth *et al.*, 1999)。また、北太平洋への流入量評価に重要と考えられるウェーク通路では、-5~15 Svと非常に大きな変動が観測されている (Kawabe *et al.*, 2005)。こうした変動の成因は十分に明らかにはなっていない。

上述のような主要な深層流通路での実測に主に基づく手法とは別に、大洋横断観測を利用して、定常を仮定した流量収支を推定する試みも行われてきた。この方法による流量収支の推定結果の多くは、深層流通路における直接測流による流量に比べて比較的少なめの値となっている。また、いくつかの点では、流量収支に基づく推定値と深層流通路の実測に基づく推定値の間で定性的な違いもあることに注意が必要である。また、Macdonald (1998) ほか、流量収支の結果から北太平洋西部が底層水的主要な湧昇域であると推定しているが、これは、中央海盆に流入した底層水の大部分が北太平洋北部へと流入するという先のKawabe and Fujio (2010)の結果と異なっている。例えば、過去の研究についてHuussen *et al.* (2012)の方法を参考に流量を鉛直拡散に換算して比較すると、実際に各々の研究によってバラつきがあることが分かる (Fig. 2)。特に、北太平洋亜熱帯循環以北はバラつきが大きい (Fig. 3)。大洋横断観測を利用した流量収支による推定結果の間の違いは、主に使用した測線の組み合わせによるものであると考えられ、概ね、各々の研究で提示されている推定誤差を考慮すれば有意な違いとは言えない。また、深層流通路での実測に基づく見積もりと定常を仮定した流量収支に基づく見積もりの間の違いも、通路での大きな流量の短周期変動成分を考慮

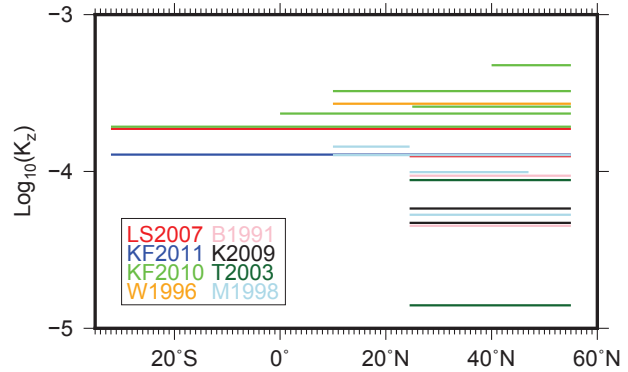


Fig. 2. Vertical diffusion coefficients ( $K_z$ ;  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) in the Pacific, which are inferred from deep-layer transport reported in previous studies (see below). The vertical axis ("Height") denotes distance above the sea floor. Detailed estimation methods are given in Huussen *et al.* (2012). The deep layer thickness used in the estimation was calculated from the World Ocean Atlas 2013 (Locarnini *et al.*, 2013). Deep layer transport was taken from the following studies: LS2007, Lumpkin and Speer (2007); KF2011, Katsumata and Fukasawa (2011); KF2010, Kawabe and Fujio (2010); W1996, Wijffels *et al.*, (1996); B1991, Bryden *et al.* (1991); K2009, Kouketsu *et al.* (2009); T2003, Talley (2003); M1998, Macdonald (1998).

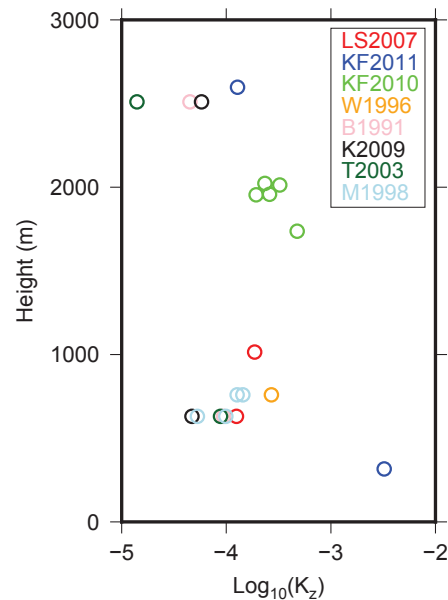


Fig. 3. Vertical diffusion coefficients ( $K_z$ ;  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) for different latitudinal ranges. Data sources are as in Fig. 2.

に入れば、見積もりの不確かさの範囲内である可能性は高い。流量収支に基づく見積もりには、基本的に定常性が仮定されている点で問題がある。一方で、係留観測は、順圧流を含む比較的強い流れをいくつかの系で観測するものであって、観測期間の長さが十分であるかだけでなく、流れの主要な水平構造を十分に捉えているかどうか不明であるという問題を抱えている。

広い太平洋において LCDW の輸送は、主要な通路以外では簡単に把握できないほど微弱な流れであるにもかかわらず、2000 年代以降、WHP 再観測によって LCDW の輸送経路に沿った昇温傾向が観測されている (Fukasawa *et al.*, 2004; Kawano *et al.*, 2006)。これは、WHP の下で行われた慎重な品質管理に基づく高精度観測の結果 (Uchida *et al.*, 2007) である。比較的大きな昇温が、主に LCDW の経路に沿っていること、また、昇温傾向は太平洋への LCDW の流入口である 30°S のセクション (P06) でより高いことなどから、LCDW の流入量の減少が関わっている可能性が示唆されている。このような昇温の空間パターンは、海洋大循環の再現に歴史的に利用されてきた低解像度 (水平  $1^\circ \times 1^\circ$ ) の数値シミュレーションでも LCDW 流入量の弱体化として再現され得ることが同化システムを通じて示されている (Masuda *et al.*, 2010)。この結果は、深層の微小な変化を再現するため、海洋内部領域で熱・淡水の人工的な付加がない方法で観測と数値シミュレーションを統合するデータ同化システムを用いた点で新しかった。しかしながら、この同化システムが深層の変化に関わる全ての過程を十分に取り入れているわけではない。例えば、このデータ同化システムでは考慮されていない地熱効果が、LCDW 流入が完全に停止した場合に計算上、観測と同等の昇温を北太平洋にもたらす可能性がある。このことを考えれば、昇温をもたらす重要な過程を十分定量的に評価しているとは言えない。また、一般にデータ同化システムは、観測結果、初期推定場、元となるシミュレーションの現象再現性などについて、それぞれの確からしさを表す重みを設定した上で再現してシミュレーションと観測の統合を行うものであり、その重みに任意性が存在する。その重みの設定や元となるシミュレーションモデルによって再解析の場に違いが生じることになり、必ずしも唯一の最適解ではない。実際に、深層の研究に用いられているデータ同

化システムの間でも、深層の微小な変化の再現性に違いがあることなどに注意が必要である (例えば、Estimating the Circulation and Climate of the Ocean (ECCO; Forget *et al.*, 2015) と Estimated State of Global Ocean for Climate Research (ESTOC; Masuda *et al.*, 2010))。

### 3. 深層水の循環

いわゆる北太平洋深層水は、放射性炭素による年代推定などからも明らかなように (例えば、Matsumoto, 2007)、非常に微小な速度で循環をしている。このことから、底層を含むような大規模な子午面循環に関わる輸送を推定するにあたっては、多くの観測的研究において、この北太平洋深層水の存在する深度が地衡流計算の基準面 (無流面) として用いられてきた。従って、単純な流量計算をもって北太平洋深層水の循環を推定するのは困難である。全層的な質量収支を利用した逆問題を解く手法を利用すれば何かしらの流量とその方向を得ることができるが、あくまで間接的なものであって、流量計算から得られる水平的な循環像は、実際の深層の緩やかな循環を十分に反映したものとならない可能性が高い。実際、過去に提示されてきた循環像自体が場所によっては、トレーサーの水平的分布と十分整合的でない面もある (藤尾, 2016, 私信)。そのため、北太平洋深層水の循環については、過去に行われてきたようなトレーサー分布のみによって記述された循環像 (例えば、Reid, 1997) との比較も十分に検討されるべきであると言える。さらには、深層内部での水平輸送・混合のみならず、中層や底層の海水との混合の影響もより大きいものと考えられる。従って、中層と底層の循環を定量的に把握することで、中層・底層との混合が深層のトレーサー分布に与える影響を考慮にいたした上で、海水混合強度の空間分布を推定する必要があると考えられる。

### 4. 中層水の循環

北太平洋亜熱帯の中層 26.7-26.8  $\sigma$  付近には、鉛直的な塩分極小構造が広く観測され (例えば、Talley, 1993)、北太平洋中層水と名付けられている (Fig. 4)。この構造は、北太平洋亜寒帯の低塩分水が中規模渦輸送などの

様々な過程を経て、混合・形成されたものが観測されていると考えられている（例えば、Yasuda, 2003）。この塩分極小が観測される密度帯において北太平洋で最も低塩な海水が観測される海域がオホーツク海であることから、低塩な性質の起源はオホーツク海であると推定される。オホーツク海では、冬季の結氷に伴い、北西陸棚域・樺太沿岸部で高密度陸棚水が形成されることが知られている。この陸棚水の一部が、オホーツク海内部で混合過程を経て、北太平洋中層水近辺の密度帯に取り込まれると考えられる。このオホーツク海で形成された海水は、千島列島にある海峡を通じて北太平洋の海水と交換される。このとき、オホーツク海から流出した海水は、付近の強い鉛直混合（例えば、Nakamura and Awaji, 2004; Yagi *et al.*, 2014）により、カムチャツカ半島沿岸から流れてきた海水との混合で変質し、親潮によって北海道沖まで南下する。親潮によって南に輸送される海水は中層 26.7–26.8 $\sigma$  付近で水平的に比較的低塩かつ低渦位である。このため、南下の様子は、低渦位水の分布によっても検出される（Yasuda, 1997）。親潮によって南下する間、北海道沖までは、顕著な塩分極小構造が頻りに観測されることはなく、表層ほど低塩で深層で高塩な海水が観測される。

塩分極小構造は、基本的には亜寒帯の低塩水が風成循環境界（42°N 付近）を越えて亜熱帯亜表層に輸送されることで形成される。その一つの過程として、親潮に沿って輸送された低塩水が、北海道沖では、表層のみが周囲の高塩な海水との急速な混合により高塩化することで、結果として高塩分水との混合の影響が少ない中層が鉛直

的に最も低塩となり、鮮明な塩分極小を形成する様が観測されている（Kono, 1997）。この亜表層の低塩水の一部は、その性質を保ちつつ親潮によって輸送され、黒潮統流との間の混合水域に入り、黒潮統流上流の北縁まで到達し、統流流軸付近に局所的に明瞭な塩分極小を形成する様子がたびたび観測されている（Yasuda *et al.*, 1996; Maximenko *et al.*, 1997; Okuda *et al.*, 2001）。一方で、黒潮統流域の 150°E 付近では、局所的な低塩水の構造が観測されることは少なく、塩分極小の値が南北に比較的一様となることが報告されている。このことは、150°E までの混合水域西部での混合が、北太平洋における塩分極小付近の海水供給に重要な役割をしていることを示唆している（Hiroe *et al.*, 2002; Masujima *et al.*, 2003）。なお、混合水域亜表層への低塩水の輸送全体には、親潮が離岸して続く親潮フロントや、45°N 付近をさらに東へ延びる亜寒帯フロント付近での渦による水平混合も重要であることに注意が必要である（例えば、Yoshinari *et al.*, 2001）。この混合水域で形成された北太平洋中層水は、おおむね亜熱帯循環に沿って輸送され、亜熱帯循環域の広い範囲で観測される。また、一部は東に流れて日付変更線を超え、アラスカ湾側へ流入し、亜寒帯における鉛直的な水温極大（中暖構造）の元となっていることが示唆されている（Ueno and Yasuda, 2003）。

このように、中層水の変質過程には、混合過程が大きく関わっているため、混合過程そのものの研究も行われてきた。例えば、亜寒帯フロントは強い塩分フロントであるために、キャベリング（等密度面上の混合の結果、海水の状態方程式の水温・塩分に対する非線形性から元

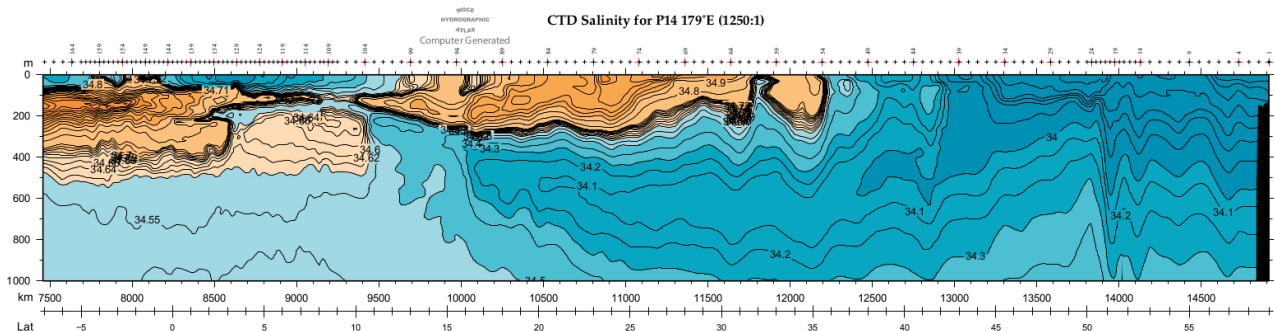


Fig. 4. Salinity on the vertical section along 180° (WHP-P14), from WOCE Atlas Volume 2 (Talley, 2007).

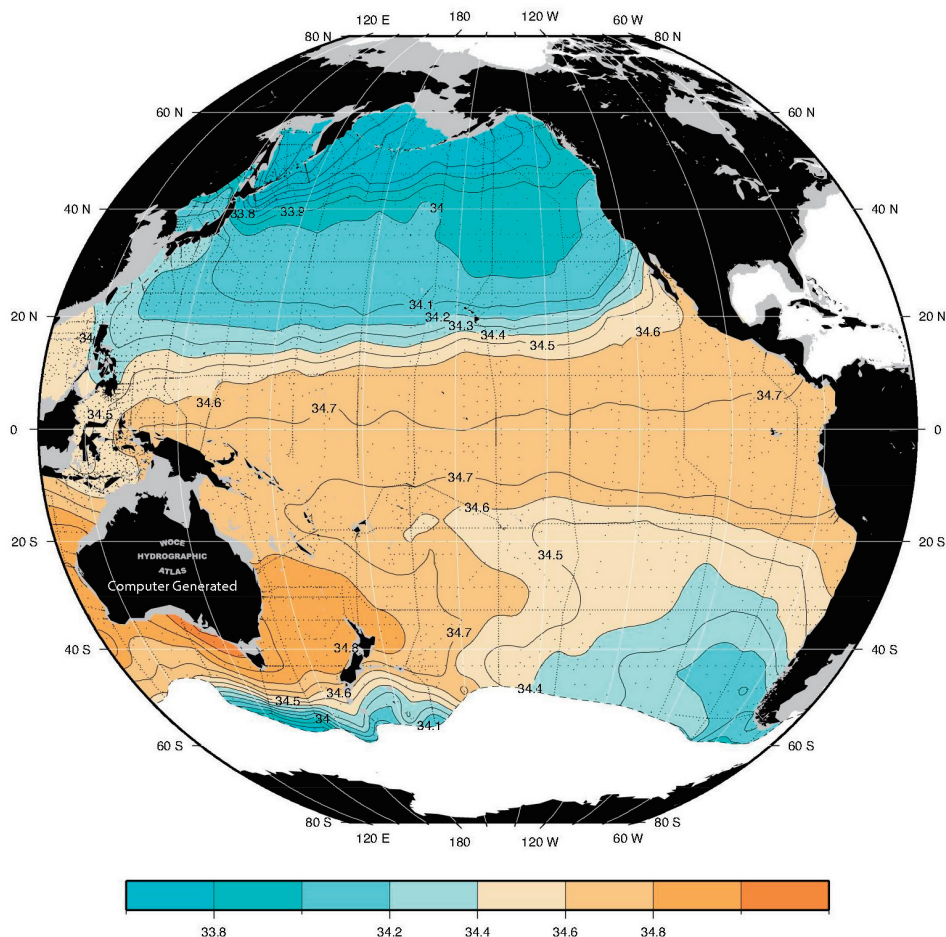
Salinity (PSS78) 26.85  $\gamma^n$  (kg/m<sup>3</sup>)

Fig. 5. Salinity distribution on 26.85 neutral density surface, from WOCE Atlas Volume 2 (Talley, 2007).

の密度より重い海水が形成される現象)で生じるより深い(重い)層への輸送が比較的大きいという解析結果もある(You, 2003)。この亜寒帯フロントでの渦混合は、水平的には亜熱帯に低塩低温な海水をもたらすと同時に、亜寒帯に高塩高温な海水を運ぶことにもなることから、中層水の変質だけでなく、亜寒帯側での中暖構造の形成のような北太平洋における中層水の広域分布に関わる可能性がある。また、亜寒帯の低温低塩な海水と亜熱帯の高温高塩の海水が鉛直的に重なり合う現象が日本沿岸で頻繁に観測されることは、塩分と温度の拡散の強さの違いにより生じる二重拡散対流などの鉛直混合過程が塩分

極小層の密度帯および分布の決定に重要であることを示唆している(Inoue *et al.*, 2007)。こうした混合過程は、性質の違う二つの海水が隣り合うフロント域で鮮明に観測される代表的な現象であり、注目される。しかし、この現象は、北太平洋における複数のフロントの近傍で間欠的に生じているため、その長期平均な循環・分布への寄与が定量的、網羅的に明らかにされているとは言えない状況である。

北太平洋中層については、その塩分分布を中心に数多くの研究がおこなわれてきた。しかし、中層の海盆全体の流量収支の定量化は、非常に困難であると推測される。

なぜなら、中層の起源水の形成がオホーツク海内に限定されている (< 1 Sv; 例えば, Shcherbina *et al.*, 2004; Fukamachi *et al.*, 2004) にもかかわらず、その変質・輸送過程には比較的強い流れを伴う複数のフロントが関わっており、各々の流れを水質 (例えば塩分) と同時に高頻度で測るのが非常に難しいあるためである。さらには、流量への寄与が無視できない混合過程を直接観測で定量的に把握するのが難しいことも流量収支の定量化を難しくしている。北太平洋中層水と南極周極流付近で形成される南極中層水の影響を受けているとされる亜熱帯中央部での大域的な流量およびその方向が、複数の研究 (例えば, Macdonald, 1998; Talley, 2003; Kawabe and Fujio, 2011) で異なっているのは、このようなことも理由の1つであると考えられる。

長期平均的な循環像の研究の一方で、近年では、北太平洋の塩分極小付近での変化、変動が報告されている。Nakanowatari *et al.* (2007) は、オホーツク海における最近 50 年の変化として検出された低酸素化の傾向の原因は、高密度陸棚水の形成の弱化であることを示唆している。また、この傾向が、千島列島東沖にも広がっている様子を示している。さらに、Nakanowatari *et al.* (2015) は、北太平洋中層水の 50 年間の特に強い低塩トレンドが混合水域で検出されることを示し、その低塩化が風の変化による親潮流量の変化と相関があることから、混合水域においては、主に風の変化による中層循環の変化が水質変化に強く影響しており、先のオホーツク海の変化を直接的に反映したものではないとしている。また、この 50 年のトレンドを形成する主な要因は、いわゆる 1976 年の気候レジームシフトであったとしている。

一方で、大規模観測によって北太平洋海盆全体の中層塩分の変化を捉えることを目的とした研究もおこなわれてきた。歴史的データを利用した研究では、47°N と 24°N において経度方向平均の塩分極小の低塩化傾向が報告されており、温暖化に伴う亜寒帯における長期的な淡水フラックスの増加に起因するという議論がなされている (Wong *et al.*, 2001)。137°E における約 40 年にわたる長期観測でも同様に低塩化傾向が検出されている (Nakano *et al.*, 2007)。中層水の変化を海面での淡水フラックス変化に求める Wong *et al.* (2001) の推察は、先の Nakanowatari *et al.* (2007, 2015) の結果とは、単純には整合し

ない。オホーツク海での温暖化に伴う高密度陸棚水形成の弱化は、中層水の起源水の低密度化を伴う (例えば, Ohshima *et al.*, 2014)。したがって、温暖化進行以前には陸棚水の影響の小さかった低塩なより表層に近い海水と、温暖化進行後に軽くなった高塩な陸棚水とが同一等密度面上で比較されることになるため、起源水は等密度面上ではより高塩高温側に変化することが予想され、外洋域で観測された中層低塩化に単純には結びつかない。ただし、Nakanowatari *et al.* (2015) が中層低塩化の主な要因として挙げた風による中層循環の変化が一時的な移流の変化に限定されるものであれば、中層内部での分布を変化させるのみで、海盆の一部で低塩化を引き起こしても海盆全体で低塩化にはならない。したがって、混合水域での強い低塩化をよく説明していても、海盆全体がどういった理由でどの程度変化したかについては不明である。過去 50 年を解析する限りにおいては、観測点配置が水平的にまばらであり、観測精度も一定していないため、海盆平均塩分を精度よく求めることができないことに問題があると考えられる。

ある測線上の変化を同一の観測精度で捉える研究は、1990 年以降の観測資料を利用したものが大部分である。それでも海盆スケールの変化の鉛直分布として、塩分極小の上部で低温低塩化、下部で高温高塩化する傾向が、様々な測線で捉えられている。その変化は中層付近の温暖化として捉えることができるが、少なくとも 47°N, 30°N, 24°N に沿う測線での塩分極小近辺では、ごく小さな低塩化しか捉えられていない (Kouketsu *et al.*, 2010)。この結果は 10 年程度と比較的短い期間の差であることから先の 50 年という長期間の変化とは一概に比べられず、海盆全域での中層塩分変化については、現時点ではこうした手法でも十分に明らかではない。そもそも中層水が亜熱帯、亜寒帯の性質をもつ海水の混合で形成されているため、これまでの研究の結果の一部は混合比の変化を捉えている可能性もある。実際に Qiu and Chen (2011) では、Argo フロートのデータから、渦活動の変動が混合比を変えた可能性について言及している。

近年報告されてきたような塩分の変化も含む中層の水質変化の要因としては、水平的な循環や混合の変化だけでなく、鉛直的な混合も考慮しなくてはならない。特に、大気中の濃度が著しく増加するような物質の吸収を考



る場合は、中層への鉛直混合による浸透現象は無視できないのは明らかである。先に述べたように北太平洋中層水にあたる密度層は、外洋域で広くは露出していないため、直接的な大気の影響は少ないと考えられる。ただし、1970年代以降に利用が開始され、急速に大気中濃度が増加した人工物質であるクロロフルオロカーボンは、海面で海洋に溶け込み、近年では亜熱帯域の塩分極小付近であっても既に検出可能な濃度に達している (Watanabe *et al.*, 2003)。この理由を全てオホーツク海域内での大気から中層への直接的な沈み込みであると考えよりは、比較的表層に近い亜寒帯全体での鉛直混合過程を無視できないと考える方が妥当であろう。同様に、人為起源二酸化炭素の増加に伴うシグナルと考えられる全炭酸変化も塩分極小下部まで検出可能な値に達している (Kouketsu *et al.*, 2013)。このような事実から類推するに、前述の長期の中層塩分変化をより高い精度で定量化するためには、鉛直混合を考慮に入れた解析が必要になると考えられる。

## 5. 表層水塊の循環

海洋の子午面循環は南北の熱輸送を伴うため、気候の維持・変動の過程の中でも重要な要素の1つである。この南北熱輸送を考える限りにおいては、北太平洋において重要なのは浅い子午面循環である (例えば, Talley, 2003)。黒潮によって北に運ばれた高温高塩の海水が中緯度で冷やされ亜熱帯外洋域で南下するという循環がこの北太平洋の浅い子午面循環の主な構成要素である。外洋域で南下する海水の一部は、冬季に亜表層の海水を取り込んで (オブダクション) 発達する混合層を起源とし、春季に海面の加熱によりごく表面だけを残し混合層と隔てられ、亜表層に沈み込み (サブダクション)、比較的大きな体積を持つ水塊として観測されている。この冬季の深い混合層に起源をもつ海水の代表が亜熱帯モード水である。

冬季混合層の発達には正に鉛直混合過程であるし、表層中規模渦の存在が深い混合層形成へ影響することも指摘されている (例えば, Uehara *et al.*, 2003)。こうした表層水塊の形成には混合過程が大きな役割を果たしているのは明らかである。亜表層にサブダクションした後の水

塊の輸送過程と海洋亜熱帯循環における役割については、主に通気躍層理論 (Luyten *et al.*, 1983)、及び、その応用・発展 (例えば, Kubokawa, 1999) によって定性的には説明されてきた。実際に観測による平均的な渦位分布などは理論的研究と定性的には整合している (例えば, Hanawa and Talley, 2001; Suga *et al.*, 2004)。しかしながら、亜表層水塊の輸送過程における混合の寄与については、Oka and Qiu (2012) ほかが議論しているものの、定量的には明らかにされていない。ただし、外洋域での混合層を起源とする亜熱帯モード水の正味供給量 (すなわち、サブダクションーオブダクション) に対しサブダクション (もしくはオブダクション) の大きさやその変動が大きいこと (例えば, Suga *et al.*, 2008; Toyama *et al.*, 2015) を考えると、収支バランスから混合の寄与を間接的に評価する方法には限界があると推察される。したがって、乱流混合の直接的な観測に基づく混合現象の定量的評価が重要となる可能性がある。一方で、直接的な中規模渦や乱流観測の結果を亜表層水塊のサブダクション全体に対する評価とどう結びつけるかについては工夫が必要であると考えられる。なぜなら、表層の乱流混合現象は、中規模渦活動や風によって比較的強く影響を受け、局所的に観測される傾向にあるためである。

## 6. 議論とまとめ

本稿では北太平洋の子午面循環に関わる研究について概観し、混合に関わるいくつかの研究例・示唆・議論について記述した。北太平洋においては、様々な観測によって各層の循環について多くの知見が積み重ねられている状況にある。得られた知見を基に、質量あるいは熱・物質の収支から子午面循環を推定する研究によって各層の循環を結ぶ混合現象の子午面循環における役割についての示唆も与えられてきた。一方で、一時的な観測に基づいた収支から混合現象を推定することの限界も明らかになってきた。特に長期平均的な循環に対する混合の役割を定量的に評価するには、観測の密度および現代的な精度での観測期間が不足している。また、海盆の一部海域で卓越する個々の過程の海盆規模での寄与を、より統合的、定量的に評価することも、今後必要である。例えば、表・中層では、いくつかの海域で特徴的な現象の仕

組みを明らかにする研究が盛んに行われ、個々の海域や過程の重要性の評価・議論がなされてきた。しかしながら、特に混合現象の海盆規模循環への寄与については、様々な研究の成果を考慮に入れた定量的評価が十分に行われているとは言い難い。さらには、トレーサー分布の経年変化に関する研究が増えてきており、その定量的な評価のためにも、海洋内部の混合現象の把握の本質的な重要性は高まってきているとも言える。何故なら、等密度面上での水質変化のような波動に依らない変化を解析する限りにおいては、混合過程が時間変化に対し無視できるとする仮定が疑わしいためである。特に、中・深層においては、強い平均的な流れが存在しない海域が広いため、そもそも長期平均的な循環像をより定量的に評価するにも、我々が観測している場が時間的に変化している場であることを考慮して移流・混合の役割を評価する必要がある点も注意すべきであろう。

こうした現状を考えれば、数値モデル計算結果や再解析データなどの時空間的連続性が保たれた資料を使って研究を進めるべきであることは明らかである。しかし、これら現代的な手法にも解決すべき課題は多い。その詳細については他に譲ることとしたい。海洋循環と混合現象の海洋循環へ役割をより深く理解するためにおこなう広域現場観測の有効な手法としては、大規模な水温・塩分の空間的分布の把握を可能とする Argo フロート観測網やその深層への延伸である Deep Argo フロートなどのより積極的な利用が挙げられる。熱・物質収支の十分な評価には鉛直混合と水平混合を同時に評価する必要があることが明らかであり、水平的分布を一様に把握する点において Argo に代表される自動観測網の拡充は有効だと考えられる。さらに、海洋内部の水質変化が比較的長い時間スケールを持っていることを考えれば、自動観測網の維持こそが本質的に重要であると言える。ただし、自動観測網単体での観測精度が十分ではない現状では、船舶で実施されている高精度観測も混合現象や循環の変化によってもたらされる微小な変化を検出する基盤の一つであって、WHP などで確立した手法を多くの観測で実施するなどの基礎的な活動が重要であることも付け加えておきたい。

## 謝 辞

本稿執筆にあたり、東京大学大気海洋研究所藤尾伸三准教授、柳本大吾助教、宮本雅俊さんとの議論が非常に参考になりました。また、海洋研究開発機構勝又勝郎博士、内田裕博士には参考資料を提供いただきました。京都大学吉川裕准教授、東京大学大気海洋研究所田中雄大研究員、及び、2名の査読者には本稿の改訂にあたり適切なアドバイスをいただきました。本稿の取りまとめは、MEXT 科研費 JP15H05819 によって行われたものです。

## References

- Bryden, H. L., D. H. Roemmich and J. A. Church (1991): Ocean heat transport across 24°N in the Pacific, *Deep-Sea Res.*, **38** (3), 297–324.
- Broecker, W. S., and T.-H. Peng (1982): *Tracers in the sea*, 690 pp., Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, doi: 10.2307/1309641.
- Fujio, S., and D. Yanagimoto (2005): Deep current measurements at 38°N east of Japan, *J. Geophys. Res.*, **110** (2), 1–11, doi: 10.1029/2004JC002288.
- Fujio, S., D. Yanagimoto, and K. Taira (2000): Deep current structure above the Izu-Ogasawara Trench, *J. Geophys. Res.*, **105** (C3), 6377–6386.
- Fukamachi, Y., Mizuta, G., Ohshima, K. I., Talley, L. D., Riser, S. C., and M. Wakatsuchi (2004): Transport and modification processes of dense shelf water revealed by long-term moorings off Sakhalin in the Sea of Okhotsk, *J. Geophys. Res.*, **109** (9), 1–16, doi: 10.1029/2003JC001906.
- Fukasawa, M., H. Freeland, R. Perkin, T. Watanabe, H. Uchida, and A. Nishina (2004): Bottom water warming in the North Pacific Ocean, *Nature*, **427** (6977), 825–827, doi: 10.1038/nature02337.
- Ganachaud, A., and C. Wunsch (2000): Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data, *Nature*, **408** (6811), 453–457, doi: 10.1038/35044048.
- Hiroe, Y., I. Yasuda, K. Komatsu, K. Kawasaki, T. M. Joyce, and F. Bahr (2002): Transport of North Pacific intermediate water in the Kuroshio Oyashio interfrontal zone, *Deep-Sea Res. II*, **49** (24–25), 5353–5364, doi: 10.1016/S0967-0645(02)00195-9.
- Huussen, T. N., A. C. Naveira-Garabato, H. L. Bryden, and E. L. McDonagh (2012): Is the deep Indian Ocean MOC sustained by breaking internal waves, *J. Geophys. Res.*, **117** (8), doi: 10.1029/2012JC008236.
- Inoue, R., H. Yamazaki, F. Wolk, T. Kono, and J. Yoshida (2007): An Estimation of Buoyancy Flux for a Mixture of Turbulence and Double Diffusion, *J. Phys. Oceanogr.*, **37** (3), 611–624, doi: 10.1175/JPO2996.1.
- Johnson, G. C. (2008): Quantifying Antarctic Bottom Water and North Atlantic Deep Water volumes, *J. Geophys. Res.*, **113** (C5), C05027, doi: 10.1029/2007JC004477.
- Katsumata, K., and M. Fukasawa (2011): Changes in meridional fluxes and water properties in the Southern Hemisphere subtropical oceans between 1992/1995 and 2003/2004, *Prog. Oceanogr.*, **89** (1–4), 61–

- 91, doi: 10.1016/j.pocean.2010.12.008.
- Kawabe, M., and S. Fujio (2010): Pacific Ocean Circulation Based on Observation, *J. Oceanogr.*, **66**, 389–403, doi: 10.1007/s10872-010-0034-8.
- Kawabe M., D. Yanagimoto, S. Kitagawa, and Y. Kuroda (2005): Variations of the deep western boundary current in Wake Island Passage, *Deep-Sea Res. I*, **52**, 1121–1137.
- Kawano, T., M. Fukasawa, S. Kouketsu, H. Uchida, T. Doi, I. Kaneko, M. Aoyama, and W. Schneider (2006): Bottom water warming along the pathway of lower circumpolar deep water in the Pacific Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, **33** (23), 0–4, doi: 10.1029/2006GL027933.
- Kono, T. (1997): Modification of the Oyashio Water in the Hokkaido and Tohoku areas, *Deep-Sea Res. I*, **44** (4), 669–688, doi: 10.1016/S0967-0637(96)00108-2.
- Kouketsu, S., M. Fukasawa, D. Sasano, Y. Kumamoto, T. Kawano, H. Uchida, and T. Doi (2010): Changes in water properties around North Pacific intermediate water between the 1980s, 1990s and 2000s, *Deep-Sea Res. II*, **57** (13–14), 1177–1187, doi: 10.1016/j.dsr2.2009.12.007.
- Kouketsu, S., A. Murata, and T. Doi (2013): Decadal changes in dissolved inorganic carbon in the Pacific Ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, **27** (1), 65–76, doi: 10.1029/2012GB004413.
- Kubokawa, A. (1999): Ventilated Thermocline Strongly Affected by a Deep Mixed Layer: A Theory for Subtropical Countercurrent, *J. Phys. Oceanogr.*, **29** (6), 1314–1333, doi: 10.1175/1520-0485(1999)029<1314:VTSABA>2.0.CO;2
- Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. M. Zweng, C. R. Paver, J. R. Reagan, D. R. Johnson, M. Hamilton, and D. Seidov (2013): *World Ocean Atlas 2013, Volume 1, Temperature*, edited by S. Levitus (Technical Editor: A. Mishonov), NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp.
- Lumpkin, R., and K. Speer (2007): Global Ocean Meridional Overturning, *J. Phys. Oceanogr.*, **37** (10), 2550–2562, doi: 10.1175/JPO3130.1.
- Macdonald, A. M. (1998): The global ocean circulation: A hydrographic estimate and regional analysis, *Prog. Oceanogr.*, **41** (3), 281–382, doi: 10.1016/S0079-6611(98)00020-2.
- Masuda, S., T. Awaji, N. Sugiura, J. P. Mathews, T. Toyoda, Y. Kawai, T. Doi, S. Kouketsu, H. Igarashi, K. Katsumata, H. Uchida, T. Kawano, and M. Fukasawa (2010): Simulated Rapid Warming of Abyssal North Pacific Waters, *Science*, **329** (5989), 319–322, doi: 10.1126/science.1188703.
- Masujima, M., I. Yasuda, Y. Hiroe, and T. Watanabe (2003): Transport of Oyashio water across the Subarctic Front into the mixed region and formation of NPIW, *J. Oceanogr.*, **59** (6), 855–869, doi: 10.1023/B:JOCE.0000009576.09079.f5.
- Matsumoto, K. (2007): Radiocarbon-based circulation age of the world oceans, *J. Geophys. Res.*, **112** (C9), C09, 004, doi: 10.1029/2007JC004095.
- Maximenko, N.A., T. Yamagata, and K. Okuda (1997): Frontal convection in the Kuroshio and at the Subarctic Front, *Oceanology*, **37** (3), 295–300.
- Nakamura, T., and T. Awaji (2004): Tidally induced diapycnal mixing in the Kuril Straits and its role in water transformation and transport: A three-dimensional nonhydrostatic model experiment, *J. Geophys. Res.*, **109** (9), 1–22, doi: 10.1029/2003JC001850.
- Nakano, T., I. Kaneko, T. Soga, H. Tsujino, T. Yasuda, H. Ishizaki, and M. Kamachi (2007): Mid-depth freshening in the North Pacific subtropical gyre observed along the JMA repeat and WOCE hydrographic sections, *Geophys. Res. Lett.*, **34** (23), 1–6, doi: 10.1029/2007GL031433.
- Nakanowatari, T., H. Mitsudera, T. Motoi, I. Ishikawa, K. I. Ohshima, and M. Wakatsuchi (2015): Multidecadal-Scale Freshening at the Salinity Minimum in the Western Part of North Pacific: Importance of Wind-Driven Cross-Gyre Transport of Subarctic Water to the Subtropical Gyre, *J. Phys. Oceanogr.*, **45** (4), 988–1008, doi: 10.1175/JPO-D-13-0274.1.
- Nakanowatari, T., K. I. Ohshima, and M. Wakatsuchi (2007): Warming and oxygen decrease of intermediate water in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk, 1955–2004, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04602, doi: 10.1029/2006GL028243.
- Ohshima, K. I., T. Nakanowatari, S. Riser, Y. Volkov, and M. Wakatsuchi (2014): Freshening and dense shelf water reduction in the Okhotsk Sea linked with sea ice decline, *Prog. Oceanogr.*, **126**, 71–79, doi: 10.1016/j.pocean.2014.04.020
- Oka, E., and B. Qiu (2012): Progress of North Pacific mode water research in the past decade, *J. Oceanogr.*, **68** (1), 5–20, doi: 10.1007/s10872-011-0032-5
- Okuda, K., I. Yasuda, Y. Hiroe, and Y. Shimizu (2001): Structure of Subsurface Intrusion of the Oyashio Water into the Kuroshio Extension and Formation Process of the North Pacific Intermediate Water, *J. Oceanogr.*, **57** (2), 121–140, doi: 10.1023/A:1011135006278.
- Qiu, B., and S. Chen (2011): Effect of Decadal Kuroshio Extension Jet and Eddy Variability on the Modification of North Pacific Intermediate Water, *J. Phys. Oceanogr.*, **41** (3), 503–515, doi: 10.1175/2010JPO4575.1.
- Reid, J. L. (1997): On the total geostrophic circulation of the Pacific Ocean: flow patterns, tracers, and transports, *Prog. Oceanogr.*, **39** (4), 263–352, doi: 10.1016/S0079-6611(97)00012-8
- Roemmich, D., S. Hautala, and D. Rudnick (1996): Northward abyssal transport through the Samoan passage and adjacent regions, *J. Geophys. Res.*, **101** (C6), 14, 039–14, 055, doi: 10.1029/96JC00797.
- Rudnick, D. (1997): Direct velocity measurements in the Samoan Passage, *J. Geophys. Res.*, **102** (C2), 3293–3302.
- Shcherbina, A. Y., Talley, L. D., and Rudnick, D. L. (2004): Dense water formation on the northwestern shelf of the Okhotsk Sea: 1. Direct observations of brine rejection, *J. Geophys. Res.*, **109** (9), 1–14, doi: 10.1029/2003JC002196
- Suga, T., Y. Aoki, H. Saito, and K. Hanawa (2008): Ventilation of the North Pacific subtropical pycnocline and mode water formation, *Prog. Oceanogr.*, **77** (4), 285–297, doi: 10.1016/j.pocean.2006.12.005.
- Suga, T., K. Motoki, Y. Aoki, and A. M. Macdonald (2004): The North Pacific Climatology of Winter Mixed Layer and Mode Waters, *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 3–22, doi: 10.1175/1520-0485(2004)034<0003:TNP-COW>2.0.CO;2
- Taft, B. A., S. P. Hayes, G. E. Friederich, and L. A. Codispoti (1991): Flow of Abyssal Water into the Samoa Passage, *Deep-Sea Res. A*, **38**, S103–S128, doi: 10.1016/S0198-0149(12)80007-0.
- Talley, L. D. (1993): Distribution and Formation of North Pacific Intermediate Water, *J. Phys. Oceanogr.*, **23** (3), 517–537, doi: 10.1175/1520-0485(1993)023<0517:DAFONP>2.0.CO;2.
- Talley, L. D. (2003): Shallow, Intermediate, and Deep Overturning Components of the Global Heat Budget, *J. Phys. Oceanogr.*, **33** (3), 530–560, doi: 10.1175/1520-0485(2003)033<0530:SIADOC>2.0.CO;2.
- Talley, L. D. (2007): *Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation*

- Experiment (WOCE). Volume 2: Pacific Ocean*, International WOCE Project Office, Southampton, U.K.
- Talley, L. D., G. L. Pickard, W. J. Emery, and J. H. Swift (2011): *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*, 6th ed., 560 pp., Elsevier, Boston.
- Toyama, K., A. Iwasaki, and T. Suga (2015): Interannual Variation of Annual Subduction Rate in the North Pacific Estimated from a Gridded Argo Product, *J. Phys. Oceanogr.*, **45** (9), 2276–2293, doi: 10.1175/JPO-D-14-0223.1.
- Tsimplis, M. N., S. Bacon, and H. L. Bryden (1998): The circulation of the subtropical South Pacific derived from hydrographic data, *J. Geophys. Res.*, **103** (C10), 21, 443, doi: 10.1029/98JC01881.
- Uchida, H., K. Ohyama, S. Ozawa, and M. Fukasawa (2007): In situ calibration of the seabird 9plus CTD thermometer, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **24** (11), 1961–1967, doi: 10.1175/JTECH2093.1.
- Uehara, H. (2003): A role of eddies in formation and transport of North Pacific Subtropical Mode Water, *Geophys. Res. Lett.*, **30** (13), 1999–2002, doi: 10.1029/2003GL017542.
- Ueno, H., and I. Yasuda (2003): Intermediate water circulation in the North Pacific subarctic and northern subtropical regions, *J. Geophys. Res.*, **108** (C11), 3348, doi: 10.1029/2002JC001372.
- Warren, B. A., and W. B. Owens (1985): Some preliminary results concerning deep Northern-Boundary currents in the North Pacific, *Prog. Oceanogr.*, **14** (C), 537–551, doi: 10.1016/0079-6611(85)90027-8.
- Warren, B. A., and A. D. Voorhis (1970): Velocity Measurements in the Deep Western Boundary Current of the South Pacific, *Nature*, **228** (5274), 849–850, doi: 10.1038/228849b0.
- Watanabe, Y. W., A. Shimamoto, and T. Ono (2003): Comparison of time-dependent tracer ages in the western North Pacific: Oceanic background levels of SF6, CFC11, CFC-12 and CFC-113, *J. Oceanogr.*, **59** (5), 719–729, doi: 10.1023/B:JOCE.000009600.12070.1a.
- Whitworth III, T., B. A. Warren, W. D. Nowlin, Jr., S. B. Rutz, R. D. Pillsbury, and M. I. Moored (1999): On the deep western-boundary current in the Southwest Pacific Basin, *Prog. Oceanogr.*, **43**, 1–54.
- Wijffels, S., J. Toole, and H. Bryden (1996): The water masses and circulation at 10°N in the Pacific, *Deep-Sea Res. I*, **43** (4), 501–544, doi: 10.1016/0967-0637(96)00006-4.
- Wong, A., N. L. Bindoff, and J. Church (2001): Freshwater and heat changes in the North and South Pacific Oceans between the 1960s and 1985–94, *J. Climate*, **14** (7), 1613–1633, doi: 10.1175/1520-0442(2001)014<1613:FAHCIT>2.0.CO;2.
- Wunsch, C., D. Hu, and B. Grant (1983): Mass, Heat, Salt and Nutrient Fluxes in the South Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **13** (5), 725–753, doi: 10.1175/1520-0485(1983)013<0725:MHSANF>2.0.CO;2.
- Yasuda, I. (2003): Hydrographic Structure and Variability in the Kuroshio-Oyashio Transition Area, *J. Oceanogr.*, **59**, 389–402.
- Yasuda, I., K. Okuda, and Y. Shimizu (1996): Distribution and Modification of North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio-Oyashio Interfrontal Zone, *J. Phys. Oceanogr.*, **26** (4), 448–465, doi: 10.1175/1520-0485(1996)026<0448:DAMONP>2.0.CO;2.
- Yoshinari, H., Yasuda, I., S. Ito, E. Firing, Y. Matsuo, O. Katoh, and Y. Shimizu (2001): Meridional transport of the North Pacific Intermediate Water in the Kuroshio-Oyashio Interfrontal Zone, *Geophys. Res. Lett.*, **28** (18), 3445–3448, doi: 10.1029/2000GL012690.
- You, Y. (2003): Implications of cabbelling on the formation and transformation mechanism of North Pacific Intermediate Water, *J. Geophys. Res.*, **108** (C5), 3134, doi: 10.1029/2001JC001285.

## A review of observational studies of circulation in intermediate and deep layers in the North Pacific

Shinya Kouketsu\*

### Abstract

This article reviews observational studies of circulation in intermediate and deep layers in the North Pacific. While meridional overturn in the North Pacific is relatively weak in comparison to other basins, deep layer observation studies show that the vertical diffusion inferred from mass or volume conservation differs. Large differences are present north of the North Pacific midlatitudes. The differences could be due to large mooring observations capturing high frequency transport changes and influences of long-term small changes in water properties, however, estimates of overturn have not sufficiently accounted for variations in transport and water properties. In addition, although many previous studies have successfully captured the processes relating to tracer distributions and circulation structures in intermediate layers, quantitative evaluation of the processes is not sufficient to explain the small changes in deep layers. As mixing in the ocean is assumed to be negligible or spatially and temporally constant in many observational studies, evaluation of ocean mixing may be one of the keys for better understanding North Pacific circulations.

**Key words** : meridional overturn in the North Pacific, water masses, vertical and horizontal diffusion

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

(Received 3 August 2016 ; accepted 27 February 2017)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2017)

---

\* Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology,  
2-15, Natsushima-cho, Yokosuka, 237-0061, Japan  
Corresponding author : Shinya Kouketsu  
TEL: +81468679493 FAX: +81468679503  
e-mail: skouketsu@jamstec.go.jp

