

パラオ～ミンダナオ間の水塊・流れについて

柏野 祐二*¹ 三寺 史夫*¹ 青山 道夫*²
河野 健*¹ 渡辺 秀俊*³ 黒田 芳史*¹ 安藤健太郎*¹

1992年10月・1994年2月・1995年1月・1995年7月の4回、海洋観測船「かいよう」によりフィリピン・インドネシア近海において WOCE 及び TOCS 観測を行った。その結果から、パラオとミンダナオの間の流れの分布及びそれが運ぶ水塊について考察してみた。

西岸には、北から北太平洋系の水塊を運ぶ最大流速が1m/sを越えるミンダナオ海流が表層・亜表層に存在する。中層以深では北向きのミンダナオ潜流が南太平洋系の水塊を北に運んでいる。ただし、このミンダナオ潜流は解析を行ったすべての観測において現われていないことから、恒常的な流れではないことがいえる。ミンダナオ渦については、1995年7月の観測時にそれらしき構造が見られた以外は見つからなかった。

キーワード：WOCE, TOCS, ミンダナオ海流, ミンダナオ潜流, ミンダナオ渦

Water Masses and Current Structure Between Palau and Mindanao

Yuji KASHINO*⁴ Humio MITSUDERA*⁴
Michio AOYAMA*⁵ Takeshi KAWANO*⁴
Hidetoshi WATANABE*⁶ Yoshifumi KURODA*⁴
Kentaro ANDO*⁴

Four expeditions of WOCE and TOCS were conducted by R/V KAIYO on October 1992, February 1994, January 1995 and July 1995 around Philippine and Indonesia. The current structure and water masses between Palau and Mindanao were investigated using these results. The Mindanao Current with a velocity maximum of $>1\text{m/s}$, which carries the water originating in the North Pacific, exists on surface and subsurface layer of the western boundary area. Below the Pycnocline layer, the Mindanao Under current flows north ward containing the South Pacific water. However, this current seems to be temporary because this was not observed in all expeditions. The Mindanao eddy was not found except during the expedition on July 1995.

-
- * 1 海洋科学技術センター海洋観測研究部
 - * 2 気象庁気象研究所地球化学部
 - * 3 三洋テクノマリン株式会社
 - * 4 Ocean Research Department, JAMSTEC
 - * 5 Meteorological Research Institute
 - * 6 Sanyo Techno Marine Inc.

1 はじめに

パラオとミンダナオの間には、低緯度西岸境界流であるミンダナオ海流が存在することが知られている(例: Nitani(1972)¹⁾)。亜熱帯循環系の一部である西向き流の北赤道海流はフィリピン沿岸で分岐し、一部は黒潮として北上するが、一部は南に向きを変えてミンダナオ島の岸に沿った流れであるミンダナオ海流となる(Fine et al., (1994)²⁾)。このミンダナオ海流は、北半球起源の北太平洋熱帯高塩分水・北太平洋中層水をインドネシア多島海に運び込んでおり(Fine et al., (1994)²⁾)、その一部はインドネシア通過流として、インド洋に抜けられていると考えられている(Ffield and Gordon. (1992)³⁾)。すなわちインドネシア通過流のソースとして重要な位置づけを持った海流である。この海流の特徴を挙げると次のようになる。

- ① 海面から2000db面までの流量が $39 \pm 10 \times 10^9 \text{ kg/sec}$ ($\sim 39 \pm 10 \text{ Sv}$)である(Wijffels et al., (1995)⁴⁾)。
- ② 強流帯は、岸から200km以内に存在し、最大流速は 1 m/sec を越える(Wijffels et al., (1995)⁴⁾)。
- ③ 流量の時間・空間変動が大きい。例えば、Cannon (1970)⁵⁾によると、100km離れた2つの測線を数日の間に観測したところ両者の間で流量が2倍も違っていた場合がある。流量の季節変動の振幅は全体の50%程度である(Wyrki (1961)⁶⁾)。構造(水塊の分布)も大きく変動する(Fine et al., (1994)²⁾)。これらの変動はエルニーニョのような長いタイムスケールのものや、ローカルな風のようなものによっても引き起こされていると思われる(Lukas et al., (1991)⁷⁾)。

この海流はミンダナオ島から離岸した後インドネシア多島海に入るが一部は太平洋に戻ってきて北赤道反流に合流している(Lukas et al., (1991)⁷⁾)、Kashino et al., (1996)⁸⁾)。すなわち、ミンダナオ海流はインドネシア通過流に影響を与えているだけでなく、赤道における海岸循環にも大きな影響を与えていると考えられている(Lukas et al., (1991)⁷⁾)。

北緯7度30分の緯線上の東経127度~129度の間、すなわちミンダナオ海流の流軸からやや東側の水深200m以下に、北向き流のミンダナオ潜流がHu et al., (1991)⁹⁾

により見いだされた。Hu et al., (1991)⁹⁾はその特徴として、流速の最大値が 20 cm/sec 程度であること、2つのコアを持っていること、それぞれが50~100kmの幅を持ち流量が合計で8~22Svであることを示している。Fine et al., (1994)²⁾によると、この北向き流が南太平洋起源の水塊を北半球に運ぶうえで重要な役割を持っている。しかしWijffels et al., (1995)⁴⁾は1987年~1990年間の8回の観測においては、北緯8度の緯線上にこの様な流れはほとんど見いだされなかったことを述べている。

また、パラオとミンダナオの間にはミンダナオ渦と呼ばれる反時計回りの渦が存在していることが知られている(例: Lukas et al., (1991)⁷⁾)。これはミンダナオ海流がミンダナオ島南東で離岸して東向きに向きを変える部分に存在するとされるもので、数100kmの水平スケールを持っている。しかしながら、Wijffels et al., (1995)⁴⁾は、ミンダナオ潜流と同様に、ミンダナオ渦も観測されなかったと述べている。

以上、パラオとミンダナオの間の主な海洋構造について簡単にレビューしたが、それらの実態について、特に時間変動については分かっていないことが多い。例えばMasumoto and Yamagata (1993)¹⁰⁾は数値実験により、北赤道海流・ミンダナオ海流・北赤道反流の3つの海流による循環系(Masumoto and Yamagata (1993)¹⁰⁾はこれをミンダナオドームと呼んだ)の時間変動を調べた。それによると、アジアモンスーンの風ストレスの分布に対応してこれらの海流に囲まれた湧昇域の分布の成長・減衰が決定されるとのことであるが、このモデルの結果を裏付ける観測データが少ない。また、ミンダナオ渦やミンダナオ潜流についてはその存在ですら疑われている。

本報では、1992年10月・1994年2月・1995年1月の3回のWOCE (World Ocean Circulation Experiment, 世界海洋循環実験) 観測、及び1995年7月のTOCS (Tropical Ocean Climate Study) 観測の計4回、パラオ~ミンダナオ間の北緯6度~7.5度の緯線上にて行った結果から、これらの海洋構造がどのようなになっているかを考察した。

構成は次のようになっている。まず、2章でWOCE・TOCS観測の概要を記す。次に流れの様子およびそれに対応する水塊について3章に記述する。4章では3章の結果を踏まえてパラオ~ミンダナオ間の海洋構造について考察する。最後に5章にまとめる。

2 観測

本報で用いた観測データは表1に示す観測のものを用いた。各観測は「かいよう」によって行った。クルーズK9207・9307・9505では、インドネシア経済水域を含む海域において、K9406ではフィリピン経済水域を含む海域において観測を行った。全クルーズにおいて北緯6～7.5度のパラオ～ミンダナオ間の東西線においてCTD観測を行っている(図1)。K9406以外の観測ではミンダナオ島に近寄らなかったため、ミンダナオ島の岸にトラップされているミンダナオ海流を完全にはとらえていない。それぞれのクルーズにおいては表1に示す観測を行っているが、本報ではCTD・採水・船舶搭載型ADCP観測の結果を示す。

表1 観測一覧

Table 1 Summary of the cruises in this study.

クルーズ	プロジェクト	期間	観測項目
K9207	WOCE	1992/10/06~10/29	CTD, XBT, 係留
K9307	WOCE	1994/02/12~03/03	CTD, 採水, 係留 漂流ブイ
K9406	WOCE	1995/01/14~01/24	CTD, 採水, XBT, ADCP
K9505	TOCS	1995/06/30~07/25	CTD, 採水, 係留 ADCP, 海上気象

(WOCE: World Ocean Circulation Experiment, TOCS: Tropical Ocean Climate Study)

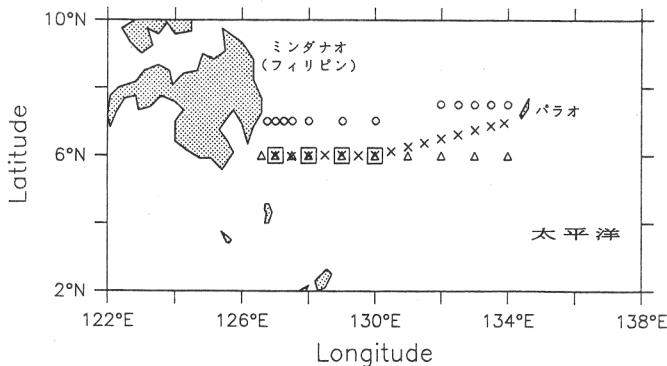


図1 表1に示された各クルーズにおける、パラオ～ミンダナオ間のCTD/採水観測点。

(△: K9207, ×: K9307, ○: K9406, □: K9505.)

Fig. 1 CTD and water sampling station between Palau and Mindanao during the cruises shown in Table 1. △ × ○ and □ denote the stations of K9207, K9307, K9406, and K9505, respectively.

CTD観測には、K9207ではSea Bird社のSBE-911を、それ以外のクルーズではSBE-911plusを用いた。採水は、K9307・9406では12リットル36本掛けロゼッタ採水器を、K9505では5リットル12本掛けロゼッタ採水器により行った。K9307・9406では塩分・溶存酸素・栄養塩・C-14(一部の点のみ)の分析を、K9505には塩分・溶存酸素の分析を行った。

船舶搭載型ADCP(Acoustic Doppler Current Profiler)は1993年に「かいよう」に取り付けられたRD Instrument社のナローバンド75Hzのもので、K9406・K9505の2つのクルーズで観測に用いた。

CTD観測はWOCE観測(K9207・9307・9406)においては海底上10~100mまで、TOCS観測(K9505)では水深1,000mまでCTDを降ろして行った。採水層は、WOCE観測では、1,000m以浅で10,20,30,50,75,100,125,150,200,250,300,400,500,600,700,800,900,1,000m,1,000m以深で250mおきとした。TOCS観測では、海面,25,50,100,150,200,250,300,350,400,500,750,1,000mで採水した。測点間隔はK9207ではミンダナオ島近傍で30分で他は1度、K9307では30分、K9406ではミンダナオ島近傍で10~15分で他は1度~2度、K9505では1度である。

ADCP観測では水深30mから16mごとに50層データをサンプルしたが、一般に水深600m以深はエコー強度が低く使えなかった。本報ではPercent Goodが50以上のものを採用して解析した。解析に用いたデータはK9406で10分、K9505で約1分20秒おきに平均したものである。

各観測の精度はそれぞれのクルーズレポートを参照されたい。本報ではWOCE観測で2,000m以浅、TOCS観測で1,000m以浅の海洋構造を議論の対象とするので、CTD・採水分析の精度についてはその議論を行うにあたって十分であると考えられる。ADCPの精度については、今のところキャリブレーションがなされていないので具体的な数値を示すことはできないが、これも600m以浅の流速が10cm/secを越えるような海洋構造を議論するには十分であると思われる。

3 観測結果

3.1 K9207 (1992年10月)

図2に北緯6度の東西線上における、密度・塩分・200db基準の地衡流の分布を、図3に北緯6度上のCTD観測点のポテンシャル温度(θ) - 塩分ダイヤグラム(S)を示す。地衡流の基準面として2,000dbを選んだのは、3.3節で示されるようにADCPによる直接観測の結果と2,000db面基準の地衡流分布がよく合っていたから

である。

海面から100~150mあたり (図 2 (b)), 密度で $\sigma_\theta = 24.0 \sim 24.5$ のところに (図 3), 塩分極大層が見られる。これは柏野ら (1995)¹¹⁾ によると北太平洋熱帯高塩分水で, Tsuchiya (1968)¹²⁾ によるとハワイの西を起源とする水塊である。西端の測点において最も塩分が高くなっている。西側の測点の水深200~500mの間 ($\sigma_\theta = 26 \sim 26.9$) には塩分値が34.5PSSを下回る塩分極小が見られる。これはBingham and Lukas (1994)¹³⁾ によれば北太平洋中層水である。図 3 に示した $\theta-S$ ダイアグラム上では西側の 3 測点において, $\sigma_\theta = 26.0 \sim 26.9$ のところで他の測点における曲線より, 塩分が低い方向に曲線が折れ曲がっていることが分かる。極小は $\sigma_\theta = 26.6$ 付近で見られる。

塩分極小層は $\sigma_\theta = 27.2$ 付近にも見られる。これは柏野ら (1995)¹¹⁾ によると, 南極中層水あるいは赤道起源の中層水であるが, 3.2 節で見ると塩分だけでは両者の区別をする事は困難であるので, 本観測においてはこの中層水が何かを判断することはできない。

地衡流分布 (図 2 (c)) は, 西端で最も流速が速く南向きに 1 m/sec 以上の流れが存在し, そこから東に向

かって約 2 度おきに北向き・南向きに流れの向きが変わっているという構造を示している。西端の強い流れはミンダナオ海流である。東経126.5度~128度の間の海面~水深500mまでの流量は27.7Sv, 海面~2,000dbでは29.8Svであった (2,000db面基準の地衡流量)。すなわち, 海面から500mの間で90%以上を占めている。ただしミンダナオ海流の流量については, いわゆる流軸をとらえていないことから, 実際にはこの値よりかなり大きな値であることが予想される。この流れの位置に対応して, 北太平洋熱帯高塩分水の最も塩分が高い部分, 及び北太平洋中層水が存在している。東経127度以西の水深750m以深に, 北向きの成分の流れが見える。最大流速が10cm/sec程度と弱く地衡流計算の無流面を変えるとその分布が大きく変わってしまうものではあるが (例えば1,500db基準で計算した場合東経129度の北向き流と結びついてしまう), この位置に北向き流が存在していることは否定できない。Hu et al., (1991)⁹⁾ により示されたものとは特徴が異なっているが, ミンダナオ潜流の可能性はある。

図 2 (c)の東経128度以西には, 2 度おきの交互の北向き・南向きの流れの構造が現れている。この様な渦状の

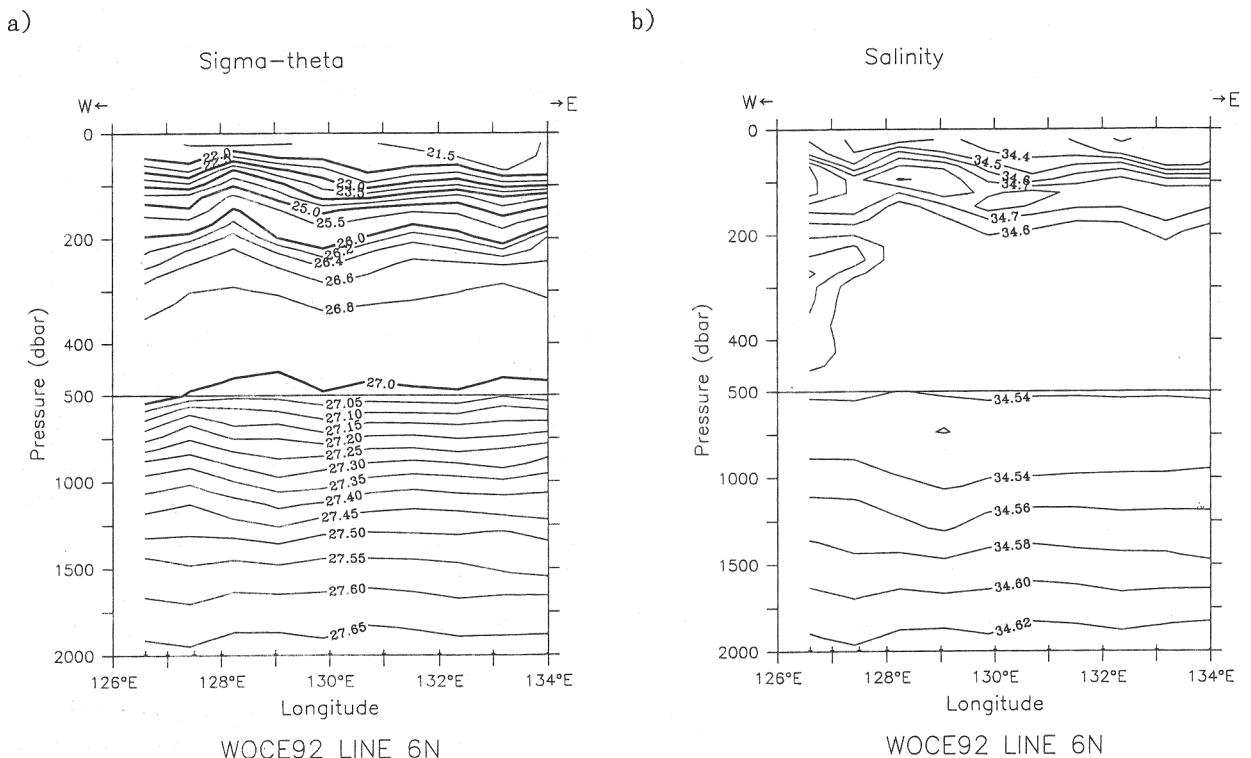


図 2 K9207 (1992年10月) のパラオ~ミンダナオ間の, (a) σ_θ , (b) 塩分, (c) 2000db 面基準の地衡流分布。地衡流についてはハッチしているところが北向き流を表す。

Fig. 2 (a) σ_θ , (b) salinity, (c) geostrophic current (relative to 2000db) sections between Palau and Mindanao during K9207 (October, 1992).

c)

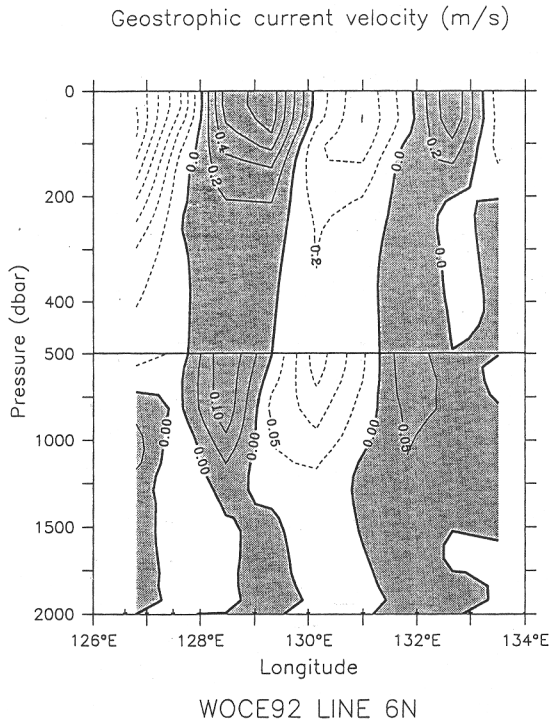


図2 続き
Fig. 2 (continued)

構造はWijffels et al., (1995)⁴⁾やHu et al., (1991)⁹⁾の観測結果にも見られる。しかし次節で述べるように、2度という水平スケールの渦が存在しているのではなく、実際にはもっと細かなスケールの現象(内部波によるノイズ)がエイリアシングにより2度のスケールで見えていると思われる。129度付近に見られる60cm/secを越える強い北向き流はWijffels et al., (1995)⁴⁾で示されたMW893 (WOCE P4 観測)クルーズにも見られる。Wijffels et al., (1995)⁴⁾はこの北向き流及びその西側の南向き流を水塊分析の結果も踏まえて南太平洋起源の水塊を中心に持つ暖水渦ではないかと考えている。しかしながら本観測においては、密度分布には暖水渦は現われておらず、むしろ東経128度を中心とした2度スケールの冷水渦の様な構造が現われている。これはミンダナオ渦と同じ反時計まわりの渦の構造を示している。しかし、3.4で示されるような南半球起源の高塩分水は存在していないので、東経128度以東の北向き流は北赤道反流の蛇行の一部ではなく、したがってこの渦状の構造はミンダナオ渦ではないのではないかと考えている。

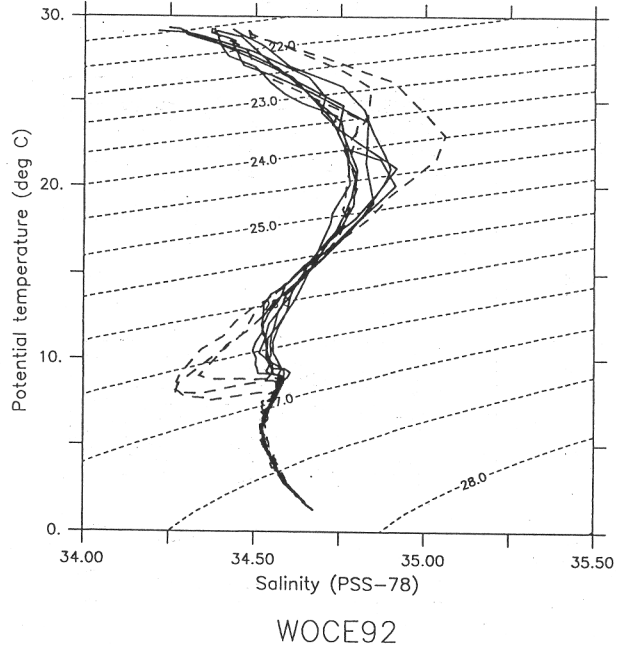


図3 K9207のパラオ～ミンダナオ間の各測点におけるポテンシャル温度-塩分ダイヤグラム。破線は東経127.5度以西の3測点のものである。

Fig. 3 Potential temperature vs salinity relation at the stations between Palau and Mindanao during K9207. Broken lines denote the data from the western three stations of 127.5° E.

3.2 K9307 (1994年2月)

図4に北緯6～7度の東西線上における、密度・塩分・溶存酸素・2000db基準の地衡流の分布を、図5に同じ測線上のCTD観測点の θ -Sダイヤグラムを示す。

K9207に比べミンダナオ島に近づいていないことも原因の一つではあるが、ミンダナオ海流がはっきりととらえられていない(図4 (d))。たとえばK9307の最西端とその隣の測点の間の流速は約60cm/secであるが、K9207の同じ場所の地衡流速は1m/secを越えている。すなわちK9207の観測時に比べ、ミンダナオ海流は弱い、あるいはよりミンダナオ島の岸にトラップされていてこの観測では強流帯をとらえられなかったものと考えられる(例えばK9406の観測時では、ミンダナオ海流の流軸は東経127度より西に存在していた)。

ミンダナオ海流がとらえられていないことに対応して、K9207ではっきりととらえていた北太平洋中層水はK9307でははっきりせず、わずかに水深200m付近に34.5PSS以下の低塩分水が見られるのみである(図4 (b)・図5)。そのかわりに東経127.5～128度を中心とした水深200～

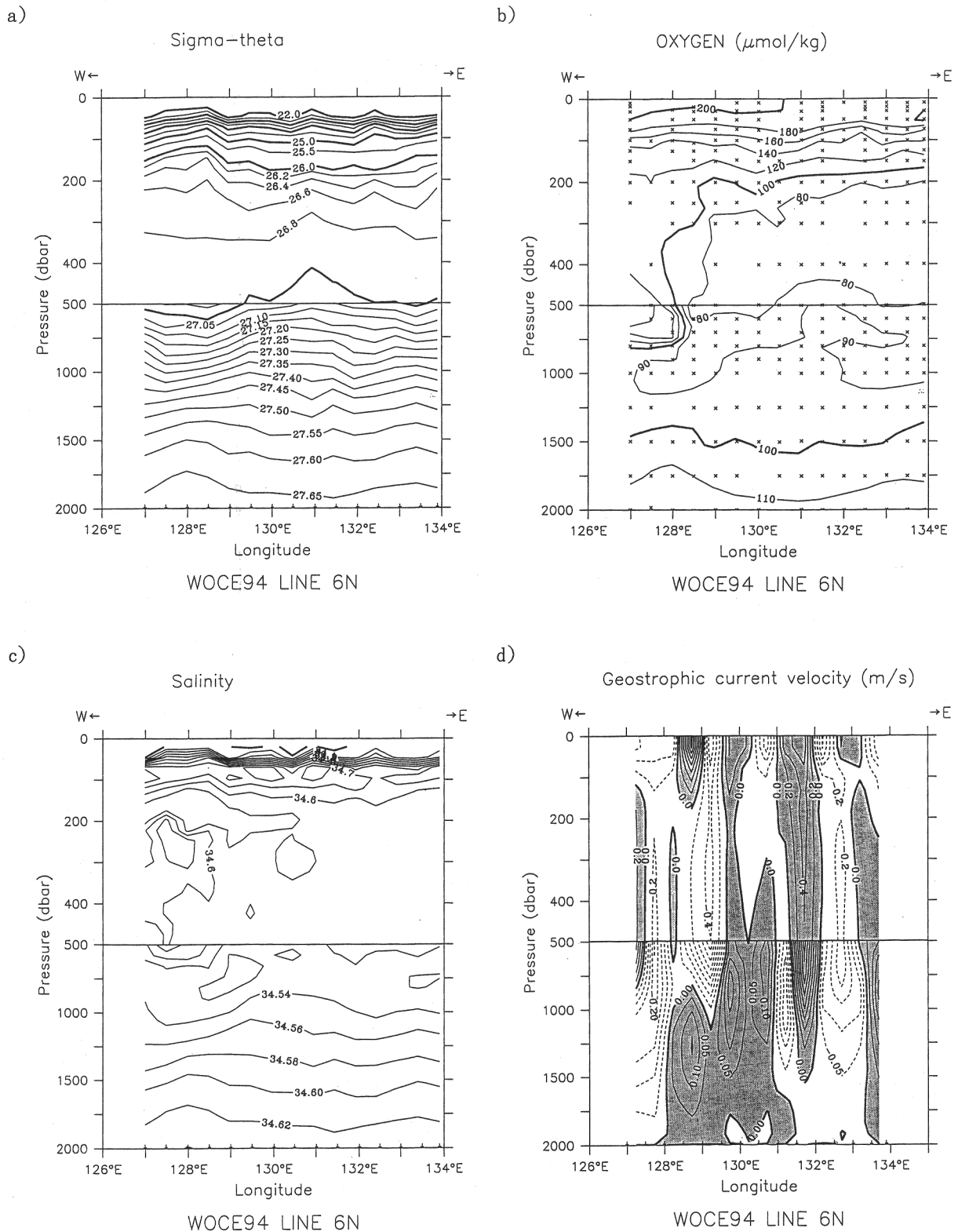


図4 K9307 (1994年2月)のパラオ～ミンダナオ間の(a) $\sigma\theta$, (b)塩分, (c)溶存酸素, (d)2000db面基準の地衡流分布。地衡流についてはハッチしているところが北向き流を表す。

Fig.4 (a) $\sigma\theta$, (b) salinity, (c) dissolved oxygen, (d) geostrophic current (relative to 2000db) sections between Palau and Mindanao during K9307 (February, 1994). Northward flow is hatched in geostrophic current station.

400mのところにはK9207では見られなかった塩分値が最高34.7PSSを越える高塩分水のコアが存在している。図4(c)から、この高塩分水における溶存酸素の値は東側の水に比べ高くなっている。この高塩分水は、Kashino et al., (1996)⁸⁾によると、南太平洋を起源としてニューギニア沿岸潜流によりこの海域まで運ばれてくる南太平洋熱帯高塩分水の一部である。さらに、この下層(500~750m)には同様に東側に比べ溶存酸素が高い水が存在している。これはやはり南半球起源の南極中層水である(Kashino et al., (1996)⁸⁾)。この水塊は $\sigma_\theta=27.2$ で塩分極小層を持つことが特徴であるが、同様にこの海域に存在して同じ密度で塩分極小層をもつ赤道太平洋起源の中層水とは、溶存酸素の分布から両者を区別できる。この水塊も南太平洋熱帯高塩分水同様ニューギニア沿岸潜流によりこの海域に運ばれてきていると考えられる(Fine et al., (1994)²⁾, Kashino et al., (1996)⁸⁾)。

地衡流分布とこの溶存酸素分布を比較すると、西側の南半球起源の海水が存在するところにははっきりとした北向きの流れは存在していないことがわかる。ミンダナオ潜流(らしきもの)は、わずかに最西端の測点とその隣の測点の間に見られるのみである。すなわちこれら南半球起源の水塊はミンダナオ潜流により直接北に輸送されているのではないことが示唆される。むしろ密度構造からWijffels et al., (1995)⁴⁾により示唆された、南半球起源水をコアとするレンズ状渦とよく似ており、Wijffels et al., (1995)⁴⁾が述べているように北太平洋起源の水と南太平洋起源の水が接しているフロントから切り離された渦によって運ばれている可能性がある。しかし南極中層水の深さでは流速が20cm/sec以下のため渦の切離だけでメカニズムを説明するのは難しい。

地衡流分布はK9207のそれと比較すると、ミンダナオ海流の部分だけでなくその東側においても大きく異なっている。特に格子間隔が狭くなった分それに応じて交互に現れる北/南流の構造も細くなっている。これはLukas et al., (1991)⁷⁾により指摘されている、内部波によるノイズによるものであろう。Lukas et al., (1991)⁷⁾はこのノイズを取り除くために、地衡流計算を行うに当たって隣合った測点の圧力勾配から直接地衡流を計算するのではなく、両隣の点のデータも用いて2次の中央差分で計算している。本研究でも同様ななんらかのスムージングを行うべきであったが、それについては今後の課題としたい。注意すべきことは、この地衡流分布をK9207と同様に1度おきの間隔で計算するとするとやはり2~3度の水平スケールを持った構造が現れることで、

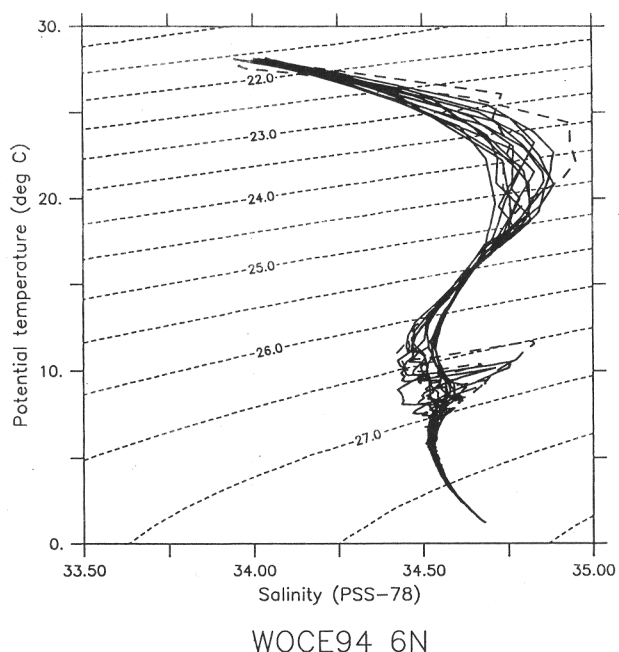


図5 K9307のパラオ～ミンダナオ間の各測点におけるポテンシャル温度-塩分ダイアグラム。破線は東経127.5度以西の2測点のものである。

Fig. 5 Potential temperature vs salinity relation at the stations Between Palau and Mindanao during K9307. Broken lines denote the data from the western two stations of 127.5° E

すなわちK9207で現れていた渦状構造はより細かな構造がエイリアシングにより見えていたものと思われる。2度以上の大きさの海洋構造を注目する限り、密度分布からは西岸近くを除くと顕著な構造は見られず、ミンダナオ渦と呼べそうなものも存在していない。

3.3 K9406 (1995年1月)

図6に北緯7~7.5度の東西線上における、密度・塩分・溶存酸素・2,000db基準の地衡流・船舶搭載型ADC Pによる流れの南北成分の分布を、図7に同じ測線上のCTD観測点の $\theta-S$ ダイアグラムを、図8に水深50mと500mにおけるADCPによる流速ベクトル図を示す。

2,000db面基準の地衡流速(図6(d))とADCPによる流速(図6(e))を比較すると、ミンダナオ海流の部分については良く合っていることがわかる。すなわち2,000db面が地衡流計算における基準面として適当であるといえる。東経129度から132度の間は両者は合っていないが、これはCTD観測点がこの間に無いので比較することに

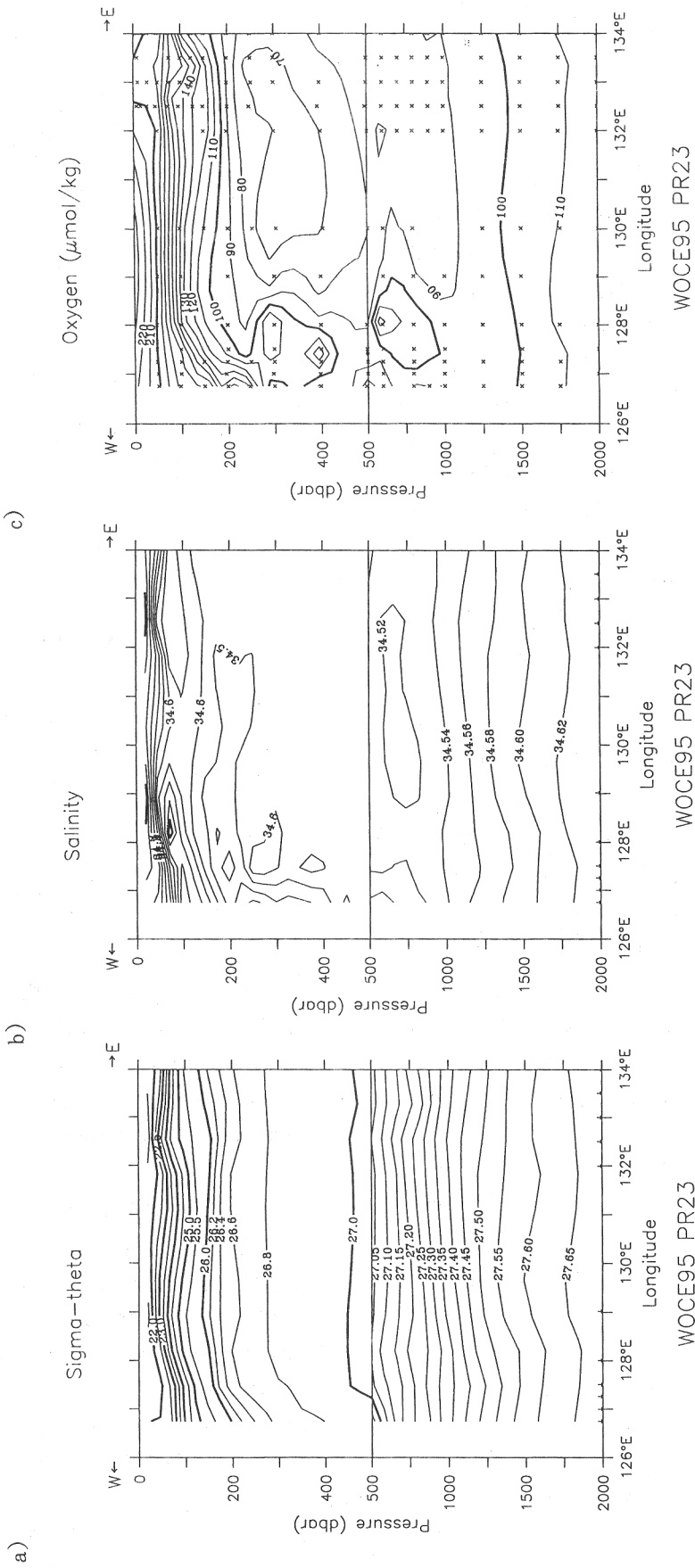


図6 K9406 (1995年1月)のパラオ〜ミンダナオ間の(a) σ_θ , (b) 塩分, (c) 溶存酸素, (d) 2000db面基準の地衡流, (e) 船舶搭載型 ADCPによる流れの南北成分の分布。地衡流・ADCPによる流速についてはハッチしているところが北向き流を表す。
 Fig. 6 (a) σ_θ , (b) salinity, (c) dissolved oxygen, (d) geostrophic current (relative to 2000db), (e) meridional velocity by shipboard ADCP sections between Palau and Mindanao during K9406 (January, 1995). Northward flow is hatched in geostrophic current and ADCP velocity sections.

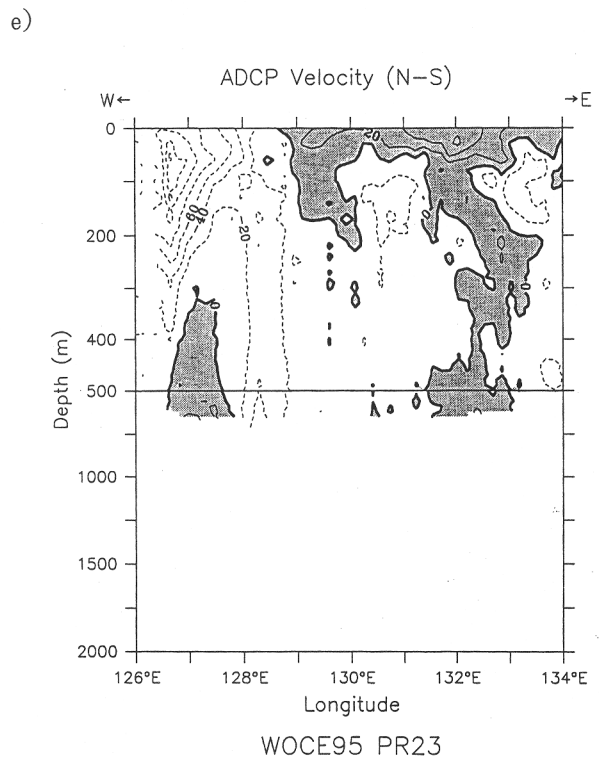
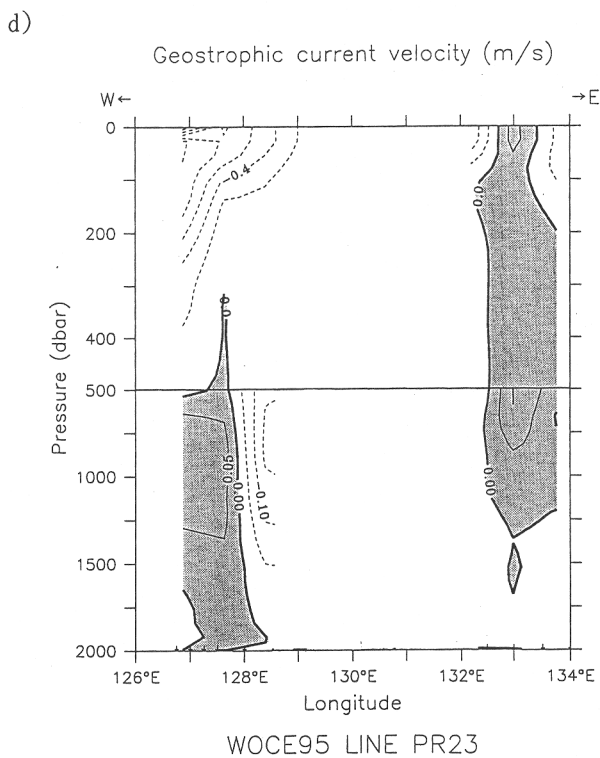


図6 続き
Fig. 6 (continued)

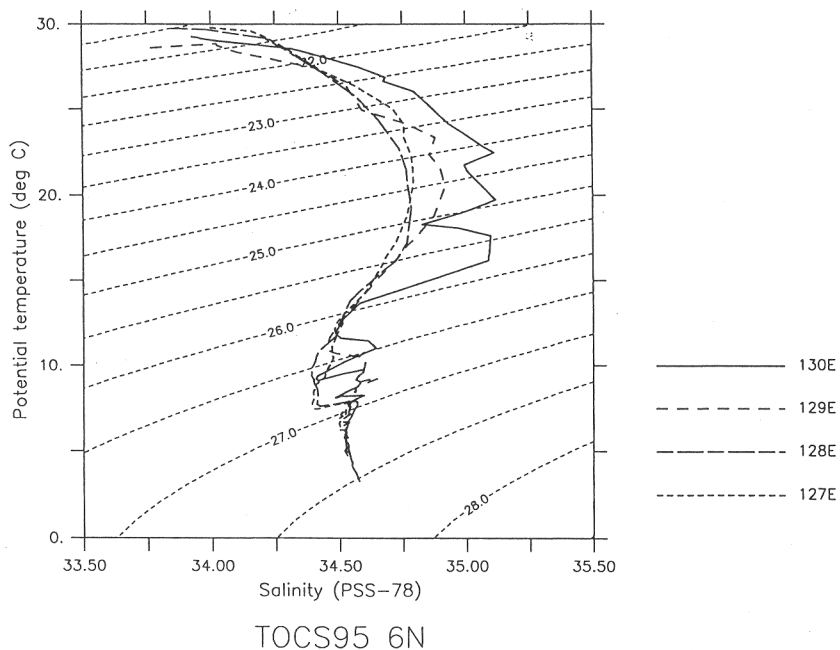


図7 K 9406のパラオ～ミンダナオ間の東経134度・132度・129度・127度15分・127度・126度45分の各測点におけるポテンシャル温度-塩分ダイアグラム。

Fig. 7 Potential temperature vs salinity relation at 134°E, 132°E, 129°E, 127° 15'E, 127°E and 126° 45'E between Palau and Mindanao during K 9406.

意味が無い。

この観測においては、フィリピン経済水域内まで観測を行ったためミンダナオ海流をよくとらえている。ADCP観測の結果から北緯7度における流軸は東経126度45分付近、すなわち岸から約30kmの所に存在し、流速は水深50~100mの間で最大1.2m/secを越えていることがわかる。幅は水深50mで約200kmであるが、深くなるにつれ幅が狭くなり水深500mになるとほとんど見えなくなっている(図8)。地衡流量は東経128度以西の海面~500dbの部分で24Svで、K9207のそれと1割程度の違いであった。ミンダナオ海流に対応する水塊も $\sigma\theta < 26.7$ のところではK9207とほぼ同じで(図7)、 $\sigma\theta = 24.0$ 付近に塩分極大を持つ北太平洋熱帯高塩分水が、 $\sigma\theta = 26.5$ 付近に塩分極小を持つ北太平洋中層水が見られる。

K9207との大きな違いは、 $\sigma\theta = 26.7$ 付近で塩分が34.7PSSにも達する高塩分水が存在することで(図7)、これはK9307に見られていた南太平洋起源の南太平洋熱帯高塩分水の一部で、K9307とほぼ同じ場所に存在している。その下層にはやはりK9307で観測されて $\sigma\theta = 27.2$ で塩分極小を持ち、酸素濃度が高い南極中層水が存在している(図6(c))。これら南半球起源の水とその上の北半球起源の水との境界は、 $\theta-S$ ダイアグラム上(図7)ではっきりしており、 $\sigma\theta = 26.7$ 付近にみられる。その境界のところより下層でみられるシャープな塩分極大層は、塩分極大を $\sigma\theta = 25.0$ 付近で持つ南太平洋熱帯高塩分水(Tsuchiya et al., (1989)¹⁰), Kashino et al. (1996)⁹)の上層部が削られて $\sigma\theta = 26.7$ より下層の部分がみえているもので、結果的にこれが $\sigma\theta = 26.7$ における塩分極大層を形成している。すなわち、Wyrski (1961)⁶)によりその存在を示された北太平洋中層水と南極中層水で形成される二重塩分極小の間の塩分極大層は、いわゆる「水塊」ではなく、見かけ上そこに塩分極大を持っているものである。

これら南半球起源の水が存在する場所には、最大流速が20cm/secに達する北向きの流れが見られる(図6(d)・(e))。この流れはHu et al. (1991)⁹)により示された二重構造にはなっていないものの、位置が一致することからミンダナオ潜流であると思われる。しかしながら、図8(b)から東経127.5度付近に中心を持つ時計周りの渦の一部のようにも見える。地衡流近似が正しいとすれば、この流れは少なくとも2,000dbの深さまで達している。東経128度以西の海面~2,000dbまでの北向き成分の地衡流量は10Svで、ミンダナオ海流に比べ半分近い流量であり、量的には無視できない。

K9207・K9307でもその傾向は見られていたが、ミンダナオ海流が存在する最も西側の測点で北太平洋熱帯高塩分水は塩分が高く、北太平洋中層水は塩分が低くなっており、東側に行くにつれて前者は塩分が低く、後者は塩分が高くなっている(図7)。すなわち、コアメソッド($\theta-S$ ダイアグラムにおいて、 $\theta-S$ 曲線のカーブしているところを観測点ごとに追跡することにより、そのカーブを形成する水塊の起源を推定する方法)から、北太平洋熱帯高塩分水および北太平洋中層水はミンダナオ海流の部分から東に向かうにつれて徐々に拡散してその性質を失ってゆくことを示している。

この観測においてもミンダナオ渦と呼べそうな海洋構造は見られない。

3.4 K9505 (1995年7月)

図9に北緯6度線上の東経127~130度の間における密度・塩分の分布を、図10にパラオ~北緯6度東経127度の観測点の間の船舶搭載型ADCPによる流速の南北成分を、図11に北緯6度線上の観測点における $\theta-S$ ダイアグラムを、図12にADCPによる水深50m・500mの流速のベクトル図を示す。

この観測はWOCCE観測と異なり、CTDにより海底近くまで精密にかつ狭い測点間隔で観測することが目的ではないので、CTD観測点が北緯6度線上の測線において1度おきにわずか4点で、水深1,000mまでしか観測を行っていない。しかしながら観測時期が他の航海と異なり(北半球の)夏に行ったものであるため、他の観測の結果と顕著な違いがみられることが期待される。

まず、CTD観測結果に注目すると(図9, 図11)、他のクルーズで見られない塩分の高い(35PSSを超える)海水が東経130度の測点の水深100~200mのところに見られる。

この高塩分水は、西側の測点にみられる塩分極大層と異なり、極大値を $\sigma\theta > 24.0$ のところ待っている。この性質は柏野ら(1995)¹¹)によれば、南太平洋熱帯高塩分水に見られるものである。3.2・3.3節でも述べたようにK9307やK9406においても、南太平洋熱帯高塩分水はこの緯度にまで達しているが、それが見られるのはミンダナオ海流直下の西岸境界域で、しかも $\sigma\theta > 26.5$ の下層部が見られるのみであった。この観測時にはより塩分の高い表層の海水がミンダナオ島からはなれた所でこの緯度に達していることが興味深い。また $\theta-S$ ダイアグラム(図11)からこの測点の近辺で南太平洋熱帯高塩分水と北太平洋熱帯高塩分水がインターリーピングを

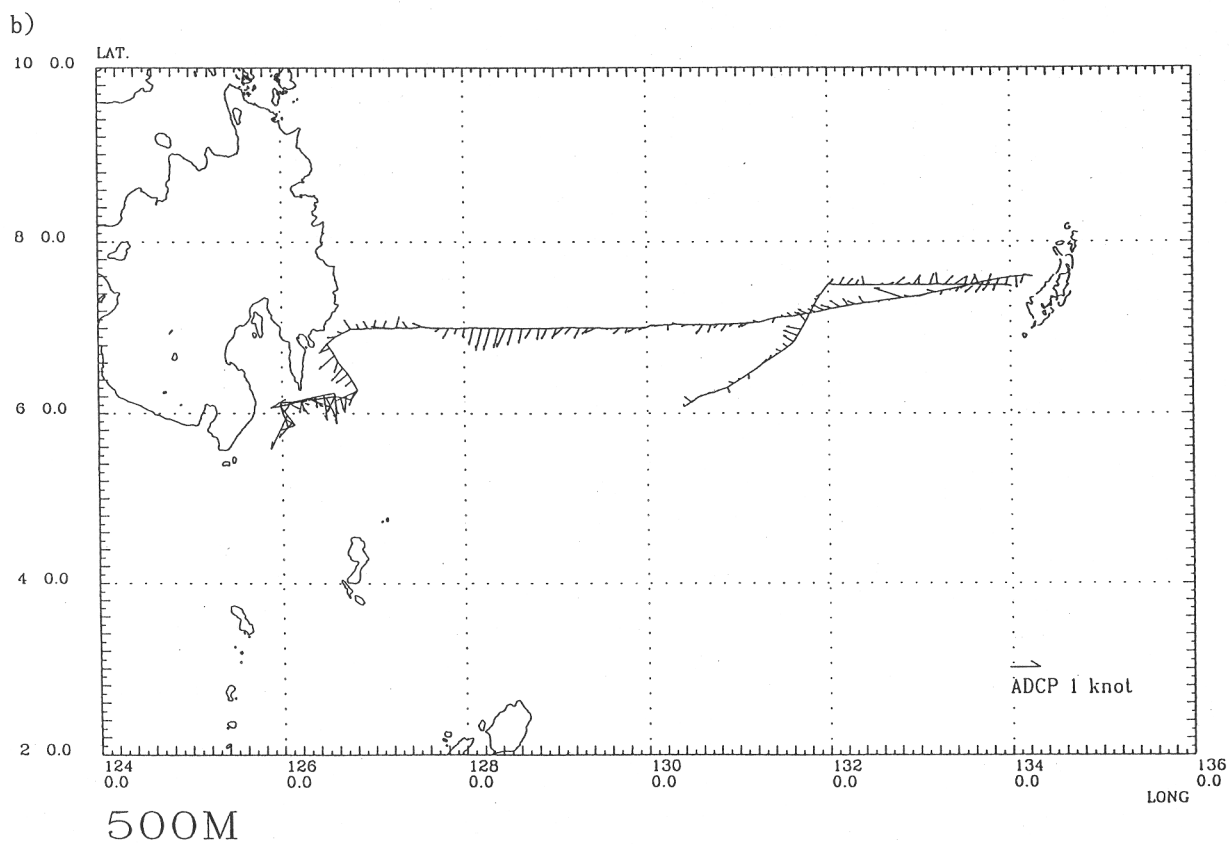
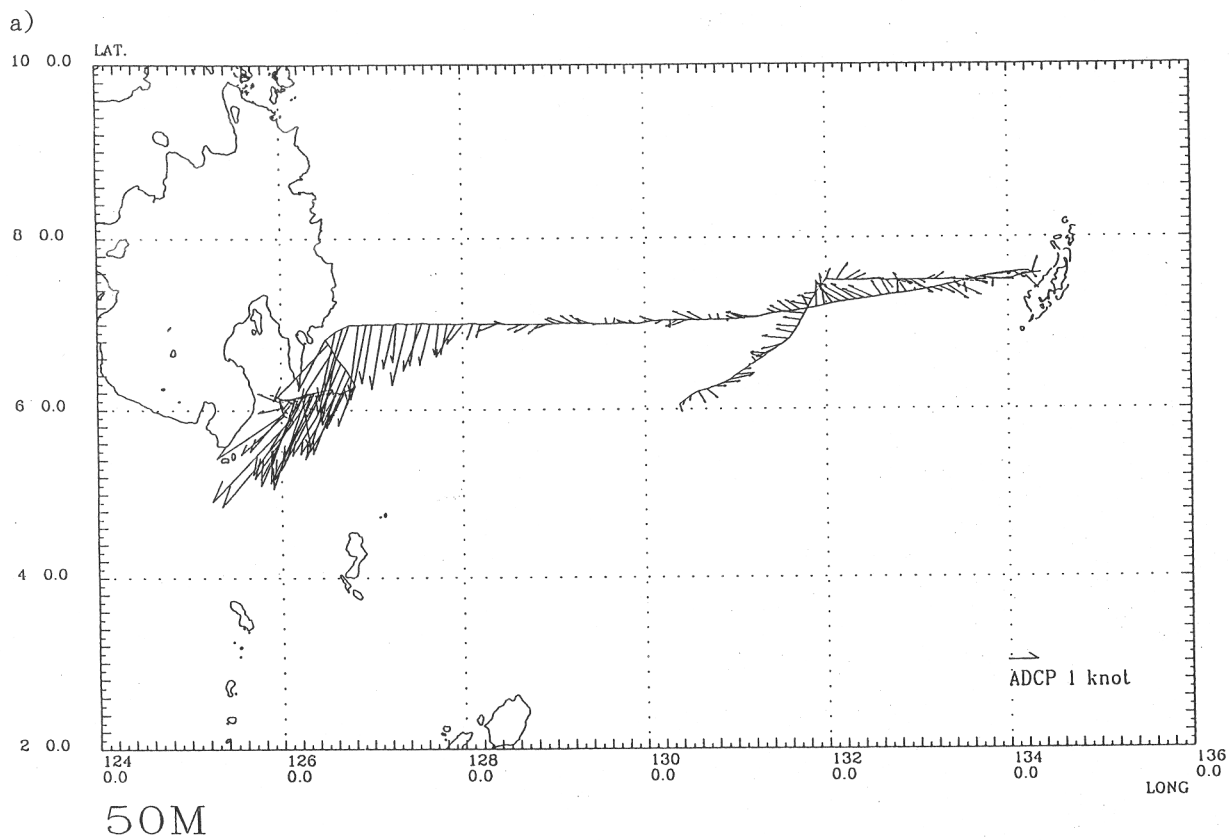


図8 K9406の(a)水深50m, (b)水深500mにおける船舶搭載型ADCPによる流速ベクトル図。
 Fig.8 Current measured by shipboard ADCP at the depth of (a)50m and (b)500m during K9406.

起こしている様子がうかがえる。

流速の水平分布を見ると (図12 (a)), 最大3ノット (約1.5m/sec) を越える強い流れが東経128度より東に観測されている。この流れは北赤道反流で, Kawano et al.(1994)¹⁴⁾によるとその流れの流軸は北太平洋の海水と南太平洋の海水が接するフロントと一致する。図10から北赤道反流は東経128から134度にかけて蛇行しており, フロントが東経130度以東でより北上したため南太平洋熱帯高塩分水がここで観測されたのであろう。ちなみにK9406では北赤道反流は観測されず (図8), またK9307においてはその流軸は東経130度で北緯5度付近であり, 北緯6度の観測線では観測されなかった (Kawano et al. (1994)¹⁴⁾)。

ミンダナオ海流については, ミンダナオ島に近づいていないので1m/secを越えるような強流帯は観測されていないが, 東経128度以西にその一部と思われる最大80cm/secに達する南西向きの流れを観測している。この流れは東経127度では水深300mより浅いところにしか存在しておらず (図9) それより下は北向きになっている。

この北向き流 (図12 (b)で見ると北東流) はミンダナオ潜流と場所は一致している。しかしながら図9 (b)からこの場所には $\sigma_\theta = 26.7$ 付近にK9406で見られたような高塩分水は見られず, むしろ北太平洋中層水の性質を持った低塩分水がその場所に存在している。したがってこの流れは, ニューギニア沿岸潜流の延長でミンダナオ潜流としてなりたっているのではなく, 図12 (b)から時計周りの渦の一部であると考えられる。

北緯6度線上ではCTD観測がわずか4点しかなく, 測点間隔も1度と粗いため断定することはできないが, 密度分布 (図9 (a)) には水深400m以浅に東経128度付近を中心とする冷水渦のような構造が見られる。これに対応して流れもそれ以西で南西もしくは南向き, 以東で北東向きと渦のような流れの分布となっている (図12 (a))。すなわちこのあたりの海面から300mまでの循環場は, Lukas et al. (1991)¹⁷⁾のFig.11で示されたようになっていると思われ, この東経128度付近を中心とする冷水渦 (のようなもの) がミンダナオ渦ではないかと考えることができる。

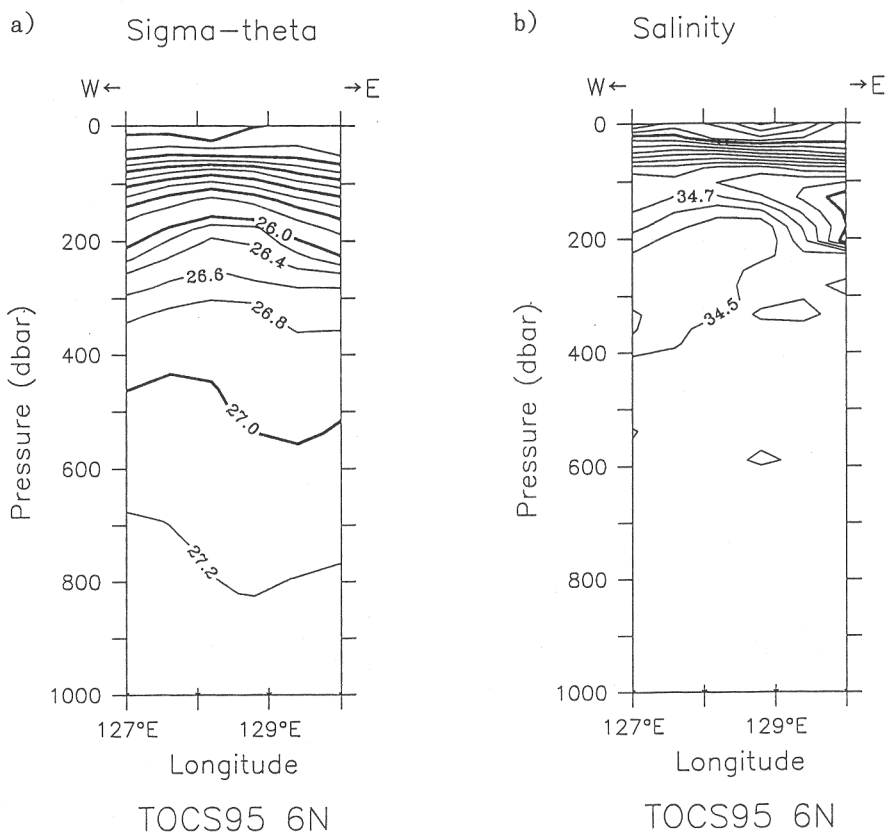


図9 K9505 (1995年7月) のパラオ～ミンダナオ間の測点における, (a) σ_θ , (b) 塩分の分布。
Fig.9 (a) σ_θ , (b) salinity sections between Palau and Mindanao during K9505 (July, 1995).

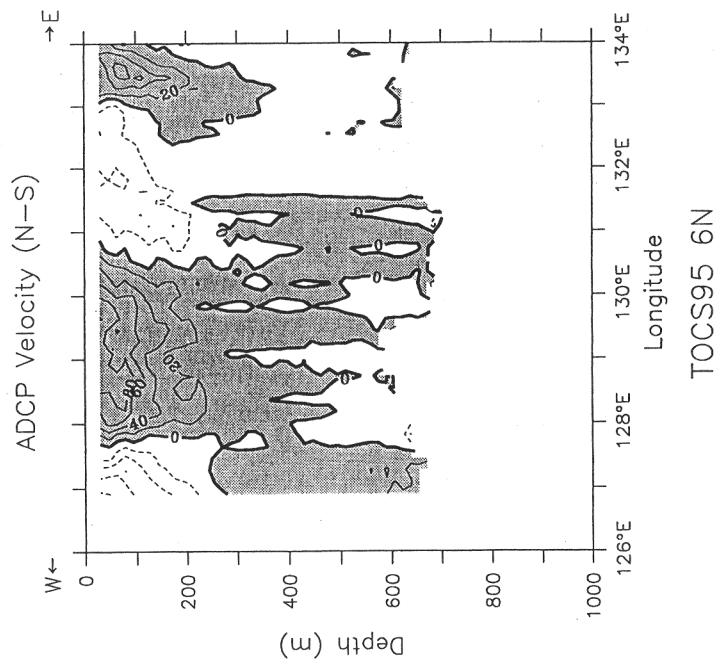


図10 K9505のパラオ～ミンダナオ間の船舶搭載型ADCPによる流れの南北成分の分布。ハッチしているところが北向き流を表す。

Fig.10 Meridional velocity section measured by shipboard ADCP between Palau and Mindanao during K9505 (July, 1995). Northward flow is hatched.

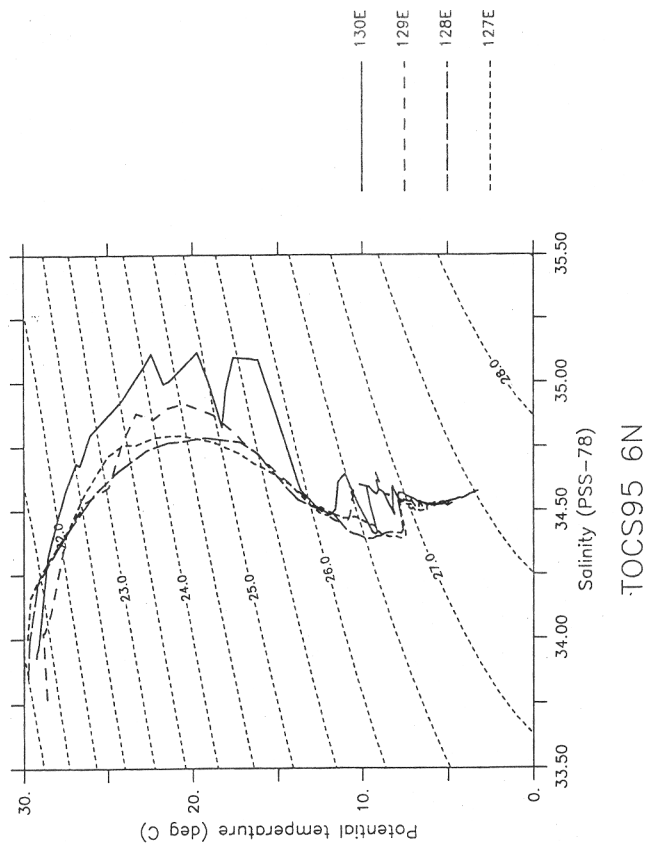
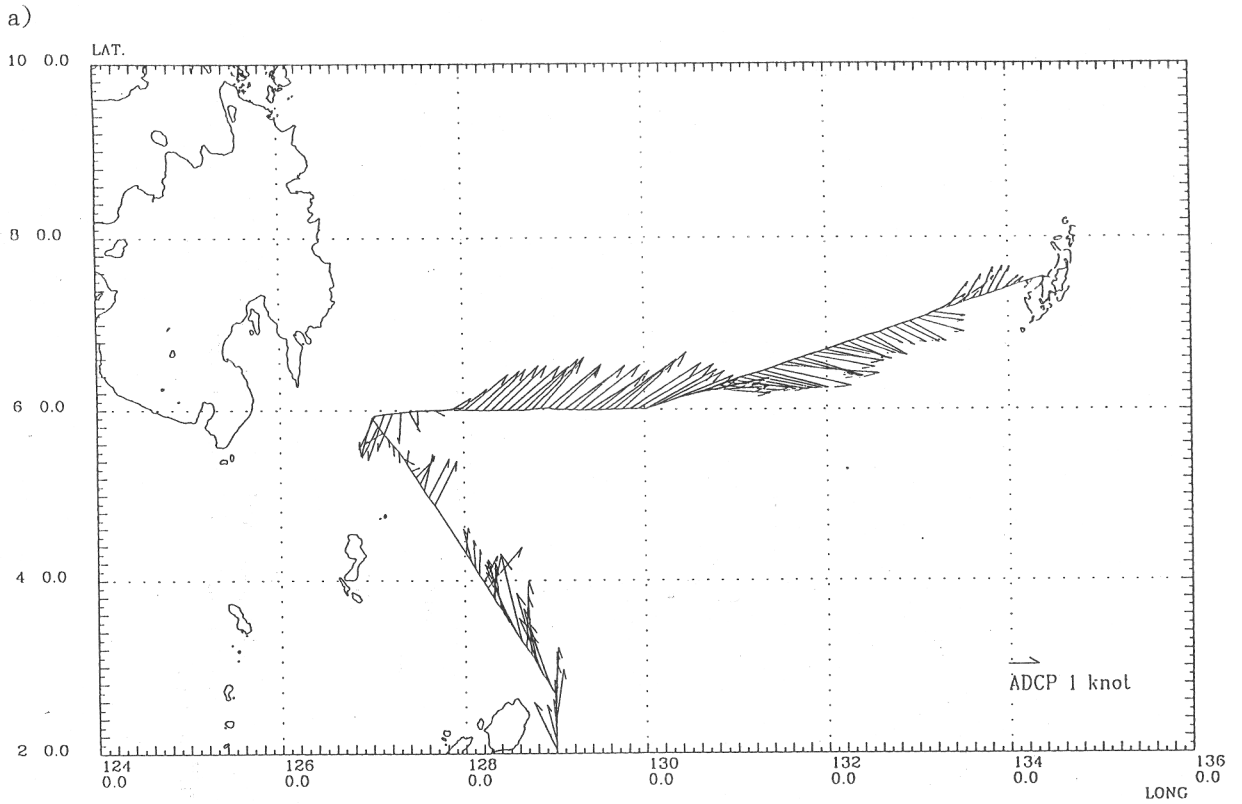
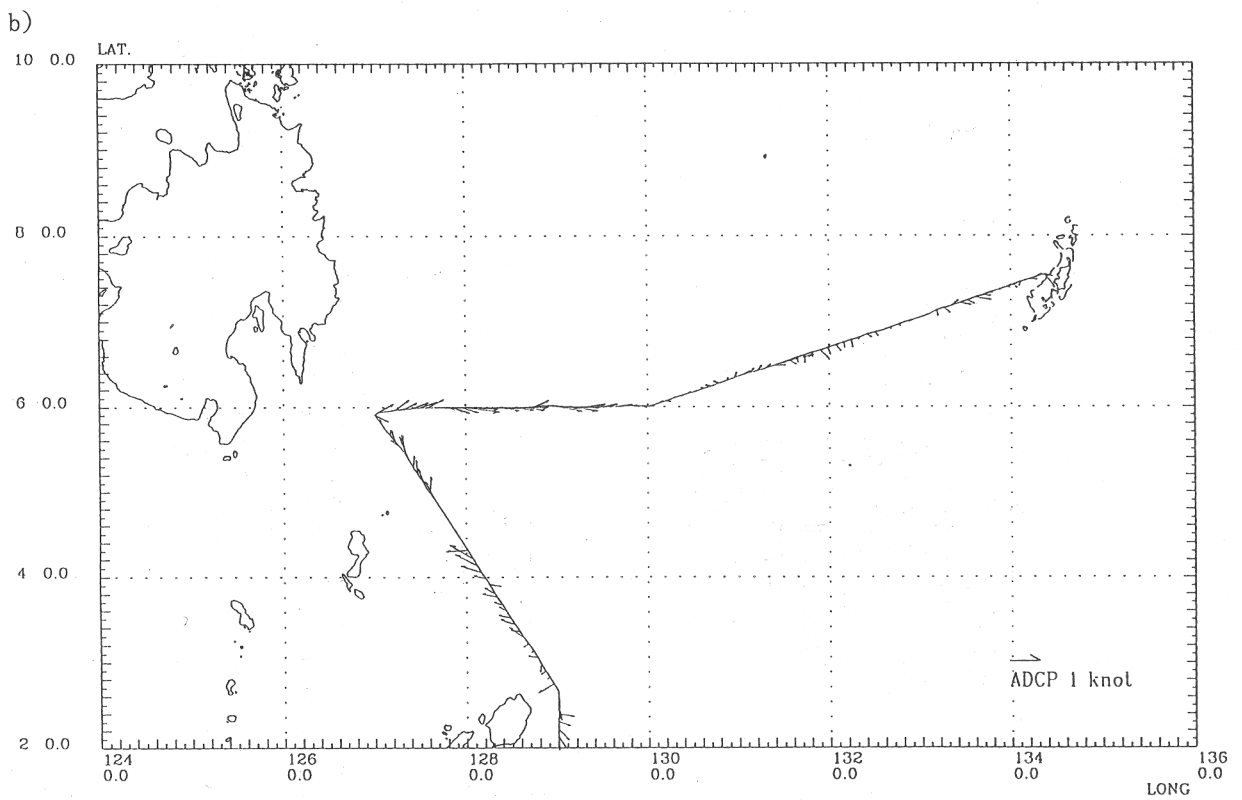


図11 K9505のパラオ～ミンダナオ間の各測点におけるポテンシャル温度-塩分ダイアグラム。
Fig.11 Potential temperature vs salinity relation at the stations between Palau and Mindanao during K9505.



50M



500M

図12 K9505の(a)水深50m, (b)水深500mにおける船舶搭載型ADCPによる流速ベクトル図。
 Fig.12 Current measured by shipboard ADCP at the depth of (a) 50m and (b) 500m during K9505.

4 考察

以上の4つの観測結果およびWijffels et al. (1995)⁴⁾により示された観測結果を併せてパラオとミンダナオの間の海洋構造について考察する。

最も顕著な海洋構造はミンダナオ海流であるが、フィリピン経済水域内を観測したK9406以外の観測ではその流軸をとらえられなかった。どの観測においても北緯6度から7.5度のあいだでは、東経128度以西、すなわち岸から200km以内のところに存在している。これはWijffels et al. (1995)⁴⁾が示した北緯8度における観測の結果と一致する。その流速分布は、例えばK9307とそれ以外の観測の結果の比較から変動が大きいことが示され、これはLukas et al. (1991)⁷⁾の結果と一致する。流量はK9406で24Sv、K9207では海岸近傍を観測していないにもかかわらず27Svあり、その90%が海面～水深500mのところに集中している。すなわちWijffels et al. (1995)⁴⁾によって指摘されているように傾圧性が強い。この流れが存在する位置、すなわちミンダナオ島近傍には北太平洋中・低緯度で形成される北太平洋熱帯高塩分水・北太平洋中層水が存在していた。

ミンダナオ海流の下層の水深300m以深には、4回の観測全てに現れてはいないが、最大流速が20cm/secに達する北向き流が観測された。特にK9406においてはその流れが存在するところに南半球起源の南太平洋熱帯高塩分水の下層部及び南極中層水を観測し、この流れが南半球起源の海水を北に運んでいることを示していた。これはHu et al. (1991)⁹⁾によりその存在を示されたミンダナオ潜流であるとおもわれるが、この流れは本観測結果からミンダナオ海流のように常にその場所に存在する流れではないこと、及びその分布もHu et al. (1991)⁹⁾で示された二重構造になっていないことから、ミンダナオ海流と同様に時間・空間変動が大きいと思われる。この流れについて議論が必要なのはこの北向き流がいわゆる「海流」なのかそれとも「渦」なのか、そのメカニズムは何か、さらには南半球の水をどれだけ北に運びうるかであろう。しかしながら、本観測からはこれらの疑問点に対してはヒントを与えたのみで、明確な答えを与えることはできなかった。例えばメカニズムとしてはWijffels et al. (1995)⁴⁾はミンダナオ潜流と呼べる流れは見つからないが南半球起源の海水はコア状に存在していたことから、北半球の水と南半球の水が接するフロントからの渦の切離のようなメカニズムも考えることを示している。ただし最大流速が20cm/secと小さいことから、このメカニズムは表層に限られると思われ、

Reid (1965)¹⁵⁾の図25に現れているような $\sigma_{\theta}=27.2$ 付近（この海域では水深650～800m）の中層水の熱帯太平洋西岸に沿った北への輸送を説明できるわけではなく、別のメカニズムも考える必要があるだろう。これらの疑問点を解明するためにはミンダナオ潜流が存在すると思われる場所（北緯5～8度、東経127～128度）において、流速計・CTDを係留して観測する必要があるだろう。

ミンダナオ渦はこの4回の観測ではK9505でそれらしきものがあつた以外は観測されなかった。これらの観測が緯線に沿った1ショットの観測で測点間隔も粗く、さらには内部波によると思われる密度面の細かな凹凸も観測されるので、数100kmのオーダの現象を議論するには問題があるが、少なくともK9505以外の観測ではLukas et al. (1991)⁷⁾で見られたような数100kmスケールの反時計周りの渦は密度分布には現れていなかった。この原因として考えられることの一つに、この海域の季節変動が挙げられる。Masumoto and Yamagata (1991)¹⁰⁾によれば、北赤道海流・ミンダナオ海流・北赤道反流の循環系（ミンダナオドーム）は冬にその領域が大きくなる。この際北赤道反流は夏より南にシフトする。K9207・K9307・K9406で観測されなかったのは観測測線が北赤道反流の存在する位置より北である、すなわちミンダナオ反流の反転する位置より北を観測したためにミンダナオ渦が観測されなかったと説明できる。K9505でそれらしきものがみられたのは、それらの観測が北赤道反流がより北に位置する夏に行われたためであろう。ちなみにWijffels et al. (1995)⁴⁾がミンダナオ渦を示していないのは、測線が北緯8度付近であるので、ミンダナオ海流の反転の位置よりかなう北のデータを扱ったためと思われる。

5 まとめ

1992年10月から1995年7月の間フィリピン東方海域において「かいよう」により4回海洋観測を行った。その結果から、パラオ～ミンダナオの間に存在する海洋構造および水塊を調べ考察した。まとめると次のようになる。

- ① ミンダナオ島近傍には南向きのミンダナオ海流が存在し北太平洋熱帯高塩分水及び北太平洋中層水を南に運んでいる。この海流は強流帯は岸のごく近傍でかつ表層に存在し、その流量の90%が海面から水深500mに集中している。
- ② ミンダナオ海流の下層300m以深には、最大流速が20cm/secを越え南太平洋の水塊を北に運んでいるミンダナオ潜流が、少なくともK9406において観測された。しかしながら、他の観測においてはほとんど見つ

からない場合もあることから、その変動はかなり大きいことが推測される。

- ③ ミンダナオ渦は K 9505 においてそれと思われるものが観測された他は、見つからなかった。これは、それが見つからなかった観測においては北赤道海流の季節変動により、観測測線上に存在していなかったためと考えることができる。

謝 辞

1992年10月・1994年2月・1995年1月の WOCE 観測および1995年7月の TOCS クルーズに参加された他の研究者および「かいよう」の乗組員の皆様に深く感謝致します。なお、1992年10月・1994年2月・1995年7月の観測はインドネシア科学技術評価応用庁との共同研究協定に基づいて行った。さらに、3回の WOCE 観測は科学技術庁の平成4・5・6年度科学技術振興調整費「海洋大循環の実態解明と総合観測システムに関する国際共同研究」の一環として行った。

参考文献

- 1) Nitani, H. : Beginning of the Kuroshio. Kuroshio, Physical Aspects of the Japan Current, University of Washington Press. 129-163. Edited by H. Stommel and K. Yoshida. (1972)
- 2) Fine, R., R. Lukas, F. Bingham, M. Warner and R. Gammon : The western equatorial Pacific : A water mass crossroads. J. Geophys. Res., **99**, 25063-25080. (1994)
- 3) Field, A. and A. Gordon : Vertical mixing in the Indonesian thermocline. J. Phys. Oceanogr., **22**(2), 184-195. (1992)
- 4) Wijffels, S., E. Firing and J. Toole : The mean structure and variability of the Mindanao Current at 8N. J. Geophys. Res., **100**, 18421-18435. (1995)
- 5) Cannon, G. A : Characteristics of waters east of Mindanao. Philippine Islands. August 1965, in the Kuroshio, A Symposium on the Japan Current, 205-211, edited by J. C. Marr. East-West Center. Honolulu, Hawaii, (1970)
- 6) Wyrtki, K. : Physical oceanography of south-east Asian waters. NAGA report Volume 2, Scripps Institution of Oceanography, 195pp. (1961)
- 7) Lukas, R., E. Firing, P. Hacker, P. Richardson, C. Collins, R. Fine and R. Gammon : Observations of the Mindanao Current during the Western Equatorial Pacific Ocean Circulation Study. J. Geophys. Res., **96**(C4), 7089-7104. (1991)
- 8) Kashino, Y., M. Aoyama, T. Kawano, N. Hendiarti, Syaefudin, Y. Anantasena, K. Muneyama and H. Watanabe : The water masses between Mindanao and New Guinea. J. Geophys. Res., (1996). submitted.
- 9) Hu, D., M. Cui, T. Qu and Y. Li : A subsurface northward current off Mindanao identified by dynamic calculation. Oceanography of Asian Marginal Seas, Elsevier Oceanography Series, **54**, 359-365, Edited by K. Takano. (1991)
- 10) Masumoto, Y. and T. Yamagata : Response of the western tropical Pacific to the Asian winter monsoon : The generation of the Mindanao dome. J. Phys. Oceanogr., **21**(9), 1386-1398. (1991)
- 11) 柏野祐二, 青山道夫, 河野 健, 安藤健太郎, 宗山 敬, Syaefudin, Yudi Anantasena. 渡辺秀俊 : フィリピン南東方海域の亜表層・中層における水塊の分布について—1994年2月「かいよう」WOCE観測結果より—, 海洋科学センター試験研究報告, 第32号, 133-151, (1995)
- 12) Tsuchiya, M. : Upper waters intertropical Pacific Ocean. Johns Hopkins Oceanogr. Stud., **4**, 44pp. (1968)
- 13) Tsuchiya, M., R. Lukas, R. Fine, E. Firing and E. Lindstrom : Source waters of the Pacific equatorial undercurrent. Prog. Oceanogr., **23**, 101-147. (1989)
- 14) Kawano, T., H. Nani, Y. Anantasena, Y. Kashino, Syaefudin, K. Muneyama, M. Aoyama and K. Ando : A hydrography in the southern Philippine Sea: from WOCE Hydrographic Programme section PRIS and PR24. IOC-UNESCO sub-commission for the WESTPAC third international scientific symposium. 22-26 Nov. 1994, Bali, Indonesia.
- 15) Reid, J : Intermediate Waters of the Pacific Ocean. The Johns Hopkins Oceanogr. Stud., **2**, 85pp, (1965)

(原稿受理 : 1996年1月22日)