

インドネシア通過流入り口における海洋循環 — 全球高解像度モデルの結果 —

柏野 祐二*¹ 石田 明生*¹ 門倉 輝明*²

フィリピン海南端部における海洋循環の研究のため、センターにて平成8年から開発・実験を行っている全球高解像度海洋大循環モデルの結果を解析した。モデルの結果をTOCS (Tropical Ocean Climate Study) 及びWOCE (World Ocean Circulation Experiment) 観測の結果と比較したところ、モデルの鉛直拡散が小さめであるためによる塩分分布の違いを除くと、観測結果を良く再現できている。

モデルから得られた平均場及び時間変動を調べたところ、いくつかの興味深い結果が示唆できた。まず、低緯度西岸境界流(ミンダナオ海流・ニューギニア沿岸流)の大半はインドネシア多島海に入らずミンダナオ渦・ハルマヘラ渦の周りを反転して太平洋に戻っている。次にこの海域では約50日周期の変動が卓越していることが知られているが、この変動はフィリピン海における渦の活動に伴って生じている。これらの渦活動に伴い低緯度西岸境界流も大きな季節内変動をしている。ところが、低緯度西岸境界流の大半が反転して太平洋に戻るため、インドネシア通過流のトータル流量の季節内変動は低緯度西岸境界流のそれに比べると小さい。また、これらの渦は南北太平洋起源の水塊をかき混ぜて通過流の起源水を供給している。

キーワード：インドネシア通過流, 全球高解像度モデル

Ocean Circulation at the Entrance of the Indonesian Throughflow — Numerical results by the Global High-Resolution OGCM —

Yuji KASHINO*³ Akio ISHIDA*³ Teruaki KADOKURA*⁴

We investigate the ocean circulation in the southernmost Philippine Sea analyzing numerical results from the high-resolution general ocean circulation model which has been developing since 1996. This model results are similar to observations except for difference of salinity distribution due to the weak model vertical mixing.

Some interesting results are suggested by this model. For example, large part of the volume transport of the low-latitude western boundary currents (Mindanao Current and New Guinea Coastal Current) retroflect to the Pacific turning around the Mindanao and Halmahera Eddies but not enter in to the Indonesian Seas. Intraseasonal variability observed at the southernmost Philippine Sea with period of around 50 days is associated with eddy activity in and around the Philippine Sea. The low-latitude western boundary currents also vary intraseasonally with these eddies. However, intraseasonal variability of total volume transport of the Indonesian Throughflow is not larger than that of the low-latitude western boundary currents because of retroflection of the low-latitude western boundary currents. These eddies also play a role of mixing water masses from the North and South Pacific, and supplying this mixed water to the Indonesian Throughflow.

Key Words : Indonesian Throughflow, OGCM

* 1 海洋科学技術センター海洋観測研究部

* 2 富士総合研究所

* 3 Ocean Research Department, Japan Marine Science and Technology Center

* 3 Fuji Research Institute Co.

1. はじめに

フィリピン海南端部は太平洋からインド洋へ海水を運ぶインドネシア通過流の入り口になっている他、赤道を挟んで南北から赤道に向かって流れる低緯度西岸境界流が存在しているため、海洋学的に興味深い海域である。特にインドネシア通過流はコンベアベルト (Broeker, 1991¹⁾) の一部として1990年代前半以来様々な観点で研究がなされてきた。

海洋科学技術センターもインドネシア通過流の実態解明を目的として、フィリピン海南端部において1992年以来、科学技術振興調整費「海洋大循環の実態解明」及びセンターのプロジェクト研究「熱帯赤道域における観測研究」の基で観測を続けてきた。それらの観測によって得られた主な成果を以下に示す。

a) インドネシア通過流として流れ込む水塊 (柏野他, 1995²⁾, Kashino et al, 1996³⁾)

北太平洋起源・南太平洋起源の両方の水塊がフィリピン海に存在しており、垂表層ではそれらがフロントを形成している。一般に北太平洋起源の海水がインドネシア通過流の起源水として考えられているが、垂表層の南太平洋熱帯水がインドネシア共和国ハルマヘラ島北方に、中層の南極中層水はインドネシア・フィリピンの太平洋沿岸にへばりつくような形で存在しており、両者ともインドネシア通過流の起源水になっていることが示された。

b) インドネシア通過流入り口における海流変動 (柏野他, 1998⁴⁾, Kashino et al., 1999⁵⁾)

1994～95年にかけてインドネシア共和国タラウド諸島ーモロタイ島間における係留観測から、この海域では季節風の変動に応じた海洋の大きな変動が見られること、約50日の振動が卓越していることが分かった。

c) インドネシア通過流の起源水を運ぶミンダナオ海流の構造 (柏野他, 2000⁶⁾)

インドネシア通過流はその起源水の大半をミンダナオ海流により供給されているが (Gordon and Fine, 1996⁷⁾) , そのミンダナオ海流がセレベス海内において反転・分岐・結合といった複雑な構造をしていることが、1999年2月の観測において示された (図1)。

しかしながら、a) 及びc) の結果は個々のクルーズ時点のものであること、b) の結果についてはわずか2点の係留点におけるものであり、この海域全体の海洋構造がどのように変動しているのか、あるいは平均的な場はどうなっているのか、それぞれの海洋現象の力学はどうなっているのかと言ったことが、いまだに分かっていない。これらの点を明らかにするためには、観測だけでは困難であり、数値モデルの結果も併用して考察を進める必要がある。

海洋科学技術センターでは平成8年から両極を除く全球を対象とした高解像度モデルの開発研究を行ってきた。このモデルにおいては、解像度、特に鉛直のそれが高いことから、黒潮の離岸や赤道海流系の複雑な鉛直構造がかなり現実によく再現されている (石田ら, 1997⁸⁾; 1998⁹⁾; 1999¹⁰⁾)。したがって、当該海域においても海洋現象が現実によく再現されている可能性がある。もし、そうであればその結果を解析することで、観測だけでは理解できなかった当該海域の海洋現象の理解が進むことが期待される。

以上の背景を考慮して、全球高解像度モデルの結果を解析して、インドネシア通過流を含むフィリピン海南部の海洋循環の考察を行った。

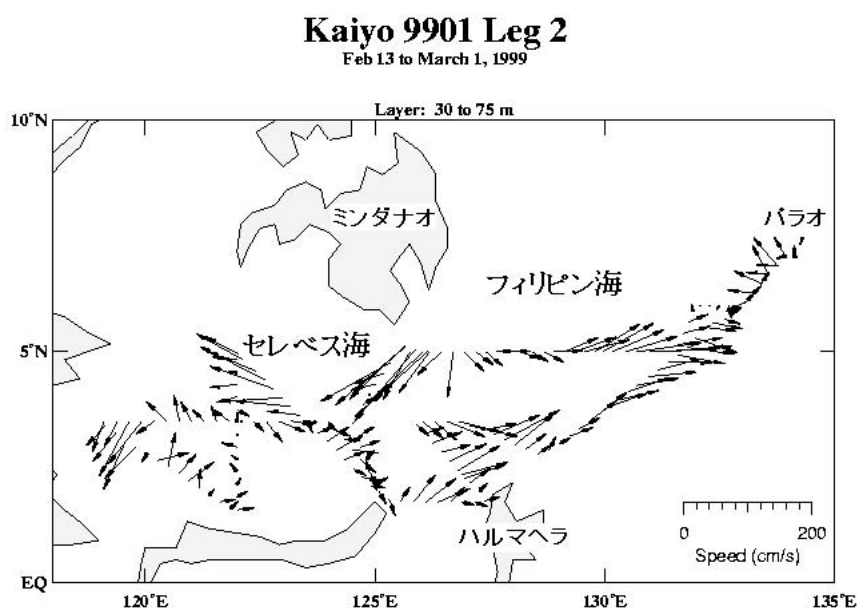


図1 海洋調査船「かいよう」の船底固定型ADCPにより得られた1999年2月のフィリピン海・セレベス海における水深30～75mの海流分布。

Fig. 1 Current pattern between 30 m and 75 m depth in and around the Philippine and Celebes Seas in February 1999 from a shipboard acoustic Doppler current profiler of R/V Kaiyo.

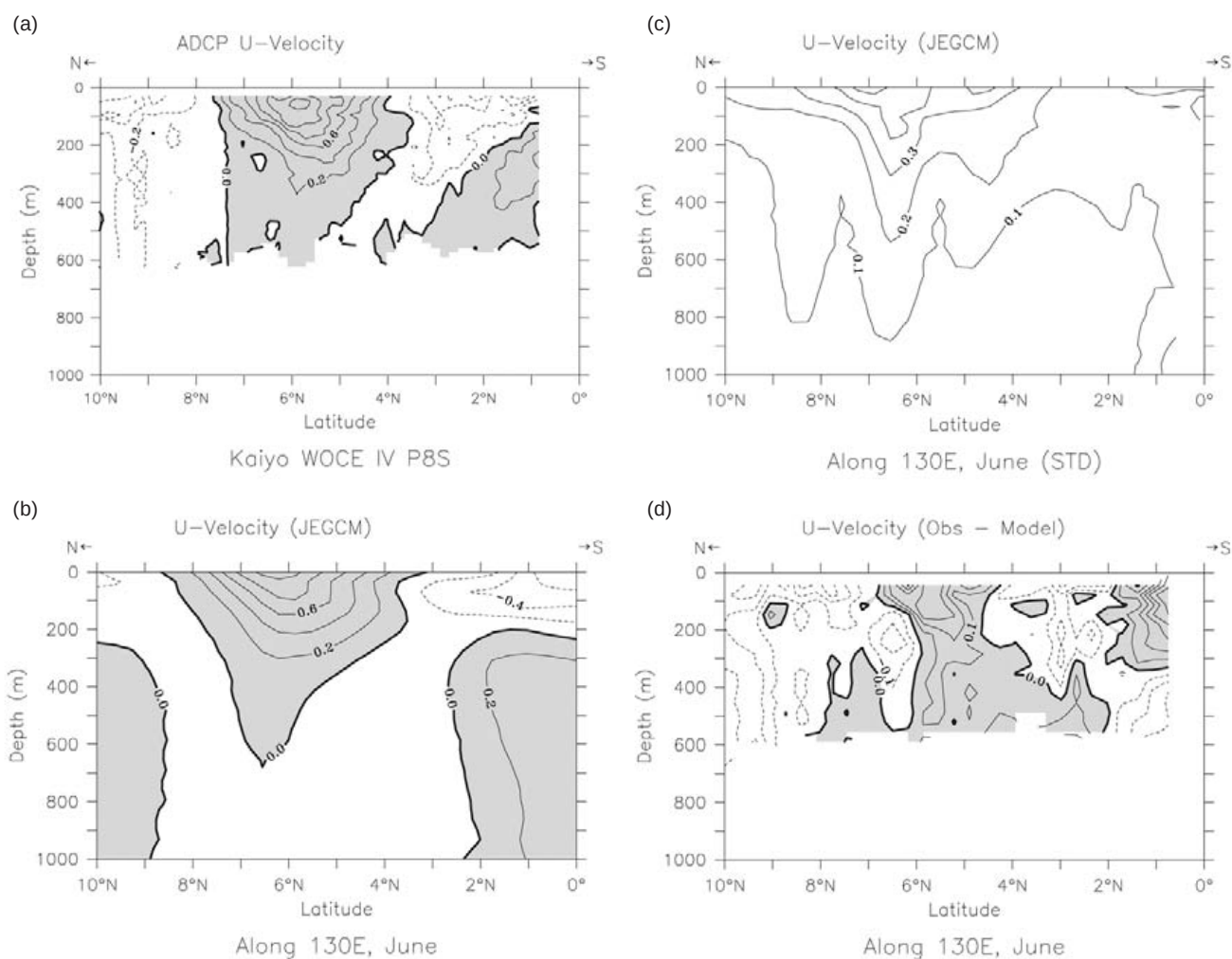


図2 1996年6月に「かいよう」にて行ったWOCE観測時の東経130度の東西流速(a), モデルから得られた同じ経度における東西流速の6月の平均(b)と標準偏差(c), 観測とモデルの差(d)。

Fig. 2 130E sections of (a) zonal velocity during WOCE observation in June 1996 by R/V Kaiyo, (b) monthly mean and (c) standard deviation of zonal velocity in June from model, and (d) difference between (a) and (b).

2. モデル

用いたモデルは石田ら(1997)⁸⁾で用いられた両極(75度以北・南)を除いた全球モデルである。解像度は、水平1/4度×1/4度、鉛直は55層で、特に表層～中層の解像度が高いのが特徴である。また、この水平解像度のため海洋中の中規模渦が分解でき、渦に伴う海洋現象の研究にも使用できる。コードはGFDL(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, 米国プリンストン大学)にて開発されたMOM2(Modular Ocean Model 2)を並列化したものを使用した。

初期状態は静止状態とし、その時の温度・塩分場にはLevitus(1982)¹¹⁾の年平均値を用いた。境界条件として、Hellerman and Rosenstein(1983)¹²⁾の風、及びLevitus(1982)¹¹⁾の温度・塩分を6日のe-holding timeで1層目に緩和して与えた。ただし、積分開始から2年間はそれぞれの年平均値で、それ以降は月平均値により積分を行った。また、水深2000m以深においては、モデル中の深層水の変質を避ける

ため、Levitus(1982)¹¹⁾の年平均温度・塩分値に2年間のe-holding timeで緩和した。

水平拡散・粘性は、2年目まではHarmonic, それ以降はBi-Harmonicな形式のものとした。鉛直のそれについてはPacanowski and Philander(1981)¹³⁾のものをを用いた。

積分は20年間行った。本報では15年目から20年目までの5年間の計算結果を用いた。

3. 結果

3.1. 観測との比較

モデルの出力結果を現実の海洋のデータと同様に解析する前に、そのモデルの出力がどの程度観測に合っているかを調べる必要がある。比較のための観測データとしては、最近では海洋科学技術センターとインドネシア技術評価応用庁(BPPT)が共同で1992年から行っているWOCE(World Ocean Circulation Experiment)及びTOCS(Tropical Ocean Climate Study)において行ったものや、ラ

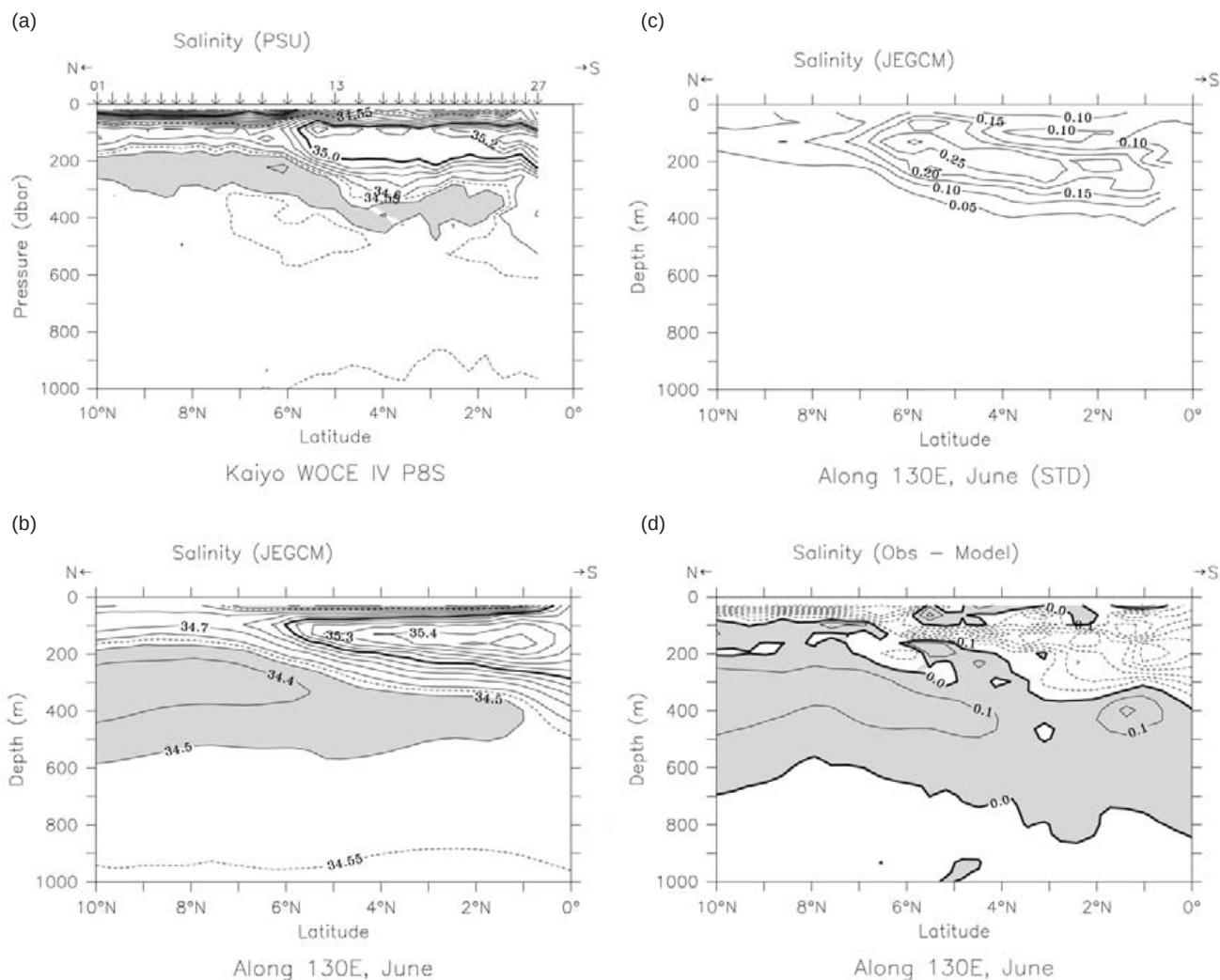


図3 塩分の断面であることを除けば図2と同じ。

Fig. 3 Same as Fig.2 but for salinity.

モントードハティ地球研究所とBPPTが共同で行っている Arlindoプロジェクトによる観測がある。しかしながら、流速場に関するものはほとんどないため、モデルとの比較においては流速観測データも取得されている1996年の WOCE観測の結果をここで用いる。それ以外に当海域において行ったクルーズ(例：1995年7月のTOCS観測，Kuroda et al. (1995)¹⁴⁾を参照)の結果との比較も行ったが、本報では割愛する(特記する必要があるような違いは見られない)。

図2は1996年6月に「かいよう」にて行ったWOCE観測時の東経130度の東西流速(a)，モデルから得られた同じ経度における東西流速の6月の月平均(b)と標準偏差(c)，並びに観測とモデルの差(d)である。東西流速の特徴的な構造としては北緯6度付近に流軸を持つ北赤道反流及びその南の表層に位置するニューギニア沿岸流，さらにその下層に東向きの流れがあるが，モデルの6月の平均流速場にもこれらがよく現れている(図2a, b)。特に北赤道反流の流軸が深くなるにつれ南にシフトしている構造が再現さ

れていることが興味深い。

細かく見ると観測とモデルの間には当然ながら差が見られる。が，モデルの季節変動が現実のものと合っていて，かつ経年変動が無視できると仮定できるのであれば，両者の差は渦活動に起因するものと考えられ，それは標準偏差のオーダーに収まるであろう。そこで標準偏差(図2c)と両者の差(図2d)を比較すると，測線の南端の表層及び北緯8度以北を除くと，ほぼ標準偏差のオーダーにモデルと観測の差が収まっていることが分かる。すなわち，測線の南北端を除くと両者の差はモデル中に存在する渦によるもので説明できる。測線の南北端で標準偏差の数倍の差が出ている点については，モデルにおけるニューギニア沿岸流が観測より強いこと，北赤道反流の北を西に流れる北赤道海流が弱すぎるためであろう。この差が出た原因については現在検討中である。

次に塩分断面について比較する。図2の塩分に対応するものを図3に示す。観測された塩分分布(図3a)には南太平洋起源の高塩分水(北緯6度以南の水深150mを中心とした塩

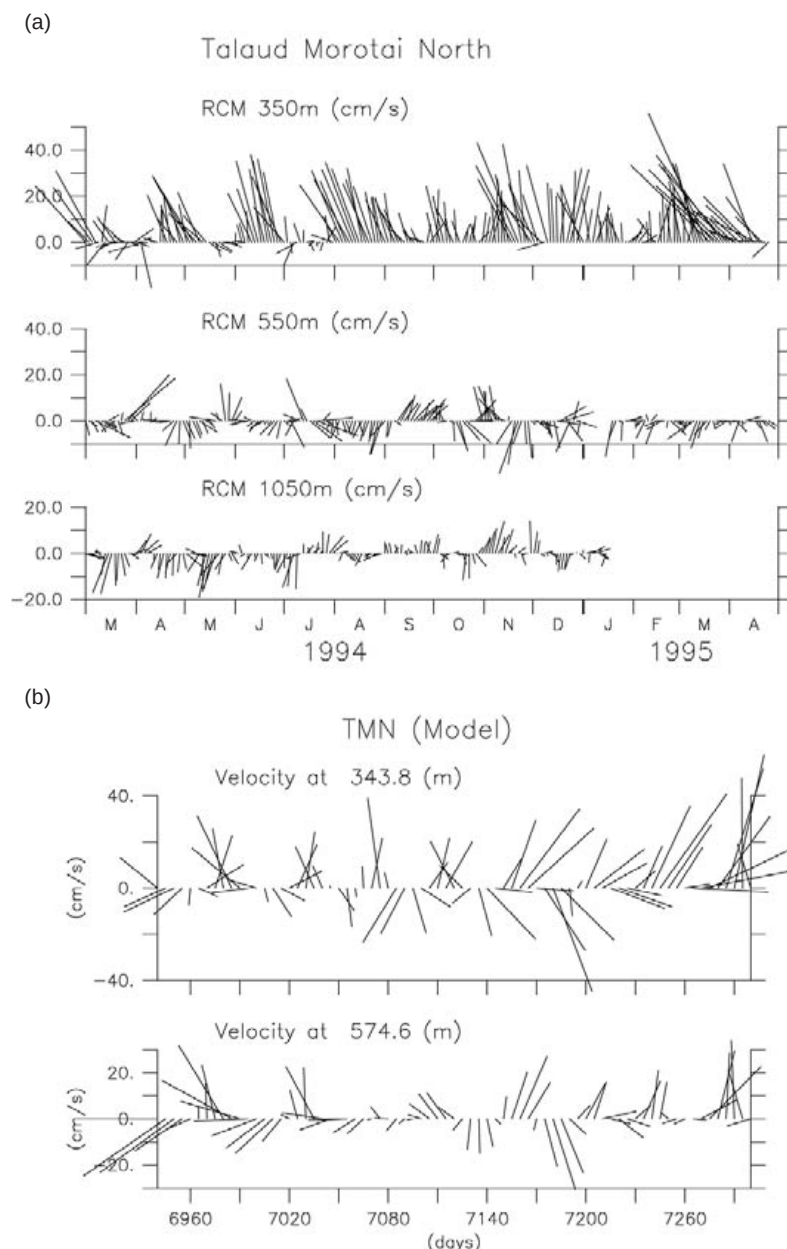


図4 (a)インドネシア共和国タラウド諸島ーモロタイ島間に係留した流速計から得られた流速の時系列, (b)モデル中の同じ場所における流速の時系列。

Fig. 4 Time series of current (a) from the mooring observation between Talaud and Morotai (Indoensia), and (b) from the model at the same location as (a).

分極大層), 北太平洋起源の高塩分水(北緯6度以北, 水深100mを中心とした塩分極大層で, 南太平洋のものに比べ塩分は低い), さらに北から舌状に南に伸びて南太平洋起源の高塩分水の下に潜り込んでいる北太平洋起源の低塩分水がよく見えている。モデルの結果(図3b)には, 同様な塩分極大・極小層がよく再現されている。特に北太平洋起源の塩分極小層が南太平洋起源の塩分極大層の下に潜り込んでいる構造がきれいに再現されており, これらの水塊の形成及びそれぞれの場所に運ばれる力学がモデルにおいて正しく表現されていることがうかがえる。

塩分の絶対値を比較すると, モデル中の高塩分水は観測より高めに, 低塩分水は観測のそれに比べ低めになっている。観測とモデルの差(図3d)が標準偏差(図3c)よりかなり大きいことからこの塩分分布の違いは渦活動では説明が難しい。この差はモデルの鉛直拡散が実際の海洋のそれより小さいために生じていると考えることができる。実際, この海域ではこのモデルでは表現できないインターリーピングや内部波の碎波と思われる鉛直拡散に寄与する短時間の時間変動が観測されており, Pacanowski and Philander (1981)¹³⁾で表現される鉛直拡散項では弱いものと考えられる。

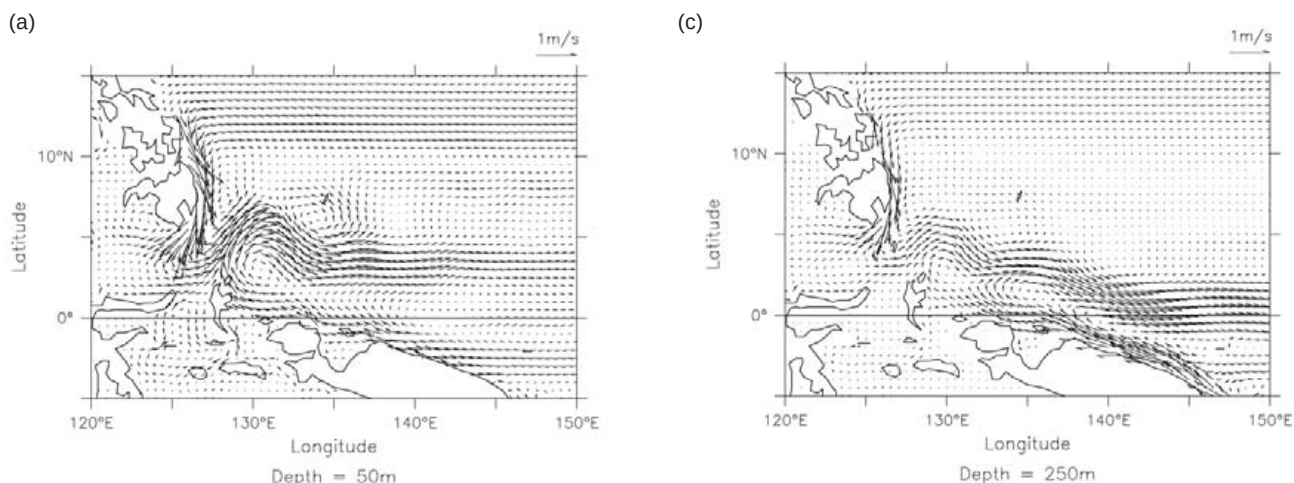


図5 モデルから得られた水深50m及び250mの5年間の平均流速分布図。
Fig. 5 5 years average current field at depths of (a) 50m and (b) 250m from the model.

時間変動について、柏野他(1999)⁵⁾の係留観測結果と比較する。図4はインドネシア共和国タラウド諸島－モロタイ島間に係留した流速計から得られた流速の時系列と、モデル中の同じ場所における流速の時系列である。両者に顕著なのは約40～50日周期の振動である。観測は約50日、モデルは約40日と若干周期が異なるものの、モデルにおいても季節内変動が卓越していることが言える。すなわち季節内変動についてはモデルは実際の変動を再現していると考えることができる。

以上のことから、いくつかの問題点はあるものの、モデルは観測結果と大きく矛盾した海洋現象・構造を示しておらず、当該海域の海洋現象の研究に堪えうるものと判断できる。

3.2. 平均場

次にモデル中の海洋の平均場について記す。図5は水深50m及び250mの5年間の平均流速分布図である。まず50mの流速場(図5a)を見ると、ミンダナオ沿岸沿いに南下するミンダナオ海流、並びにニューギニア沿岸沿いを北西向きに流れるニューギニア沿岸流がよく現れていることが分かる。これらの海流はそれぞれミンダナオ－ハルマヘラ間及びハルマヘラ北東海域において反転し、結合して北赤道逆流として蛇行しながら東へ流れている。このパターンはLukas et al. (1991)¹⁵⁾により示された漂流ブイの軌跡とよく似ている。興味深いのはハルマヘラ渦・ミンダナオ渦の形である。ハルマヘラ渦はきれいな円形をしているが、ミンダナオ渦は緯度方向に長く伸びた形をしており、渦と言うより海流の反転部分に存在する再循環のように見える。実際この渦はWijffels et al. (1995)¹⁶⁾は北緯8度上における8回の観測で渦状の構造が見つからなかったことを示しており、いわゆる中規模渦とは異なるものであると考えられる。

このミンダナオ海流の反転であるが、Lukas et al. (1991)¹⁵⁾及びGordon and Fine (1996)⁷⁾の結果はそれぞれ

セレベス海・マルク海の中で起こっていることを示しており、このモデルの結果と異なっているように見える。が、3.3節で示すようにこのミンダナオ海流の反転は非常に不安定で様々な場所で起こるため、このような違いも観測と矛盾するものではない。

水深250mの流れの分布(図5b)は50mのそれと少し異なっている。特に注意すべき点は、北赤道逆流が東に向かうにつれ南にシフトして東経140度以東では赤道潜流と結合している構造である。この流れはミンダナオ海流から連続した流れであることから、中緯度起源の海水がこのパスを通過して赤道にまで達している可能性を示している。実際、東経160度の赤道潜流の北には $\sigma_\theta = 26.0 \sim 26.5$ 周辺に塩分極小層が存在しており(Ando et al. 1994¹⁷⁾)、このパスを通過して運ばれてきたと考えることができる。また、このことは北太平洋起源のシグナルもこのパスを通過して熱帯域の海洋変動に水塊変動を介して影響を与える可能性を示唆している。

南太平洋起源の起源の海水はニューギニア沿岸を北西方向に流れてフィリピン海にまで達しているが、図5bからこの流れはハルマヘラ渦の場所(北緯3度東経130度)の手前2カ所(赤道東経138度及び北緯1度東経133度)で反転している。それぞれの反転場所で、上記の北太平洋からの流れに合流している。すなわち、これらの場所で北太平洋起源の海水と南太平洋起源の海水の混合が起こっている可能性を示唆している。実際、5年間の平均の北緯7度東経127度(太線、ミンダナオ島そば)、北緯2.5度東経130度(破線、ハルマヘラ渦)、南緯2.5度東経142度(実線、ニューギニア沿岸)におけるポテンシャル温度－塩分図(図6)は、 $\sigma_\theta < 26.8$ においてハルマヘラ渦の海水がミンダナオ島そばの海水とニューギニア沿岸の海水の混合で作ることができることを示している。

この海域の海洋学に関して、多くの研究者が興味を持っているテーマの一つにインドネシア通過流の流量がある。この通過流の流量に関して議論するためにフィリピン

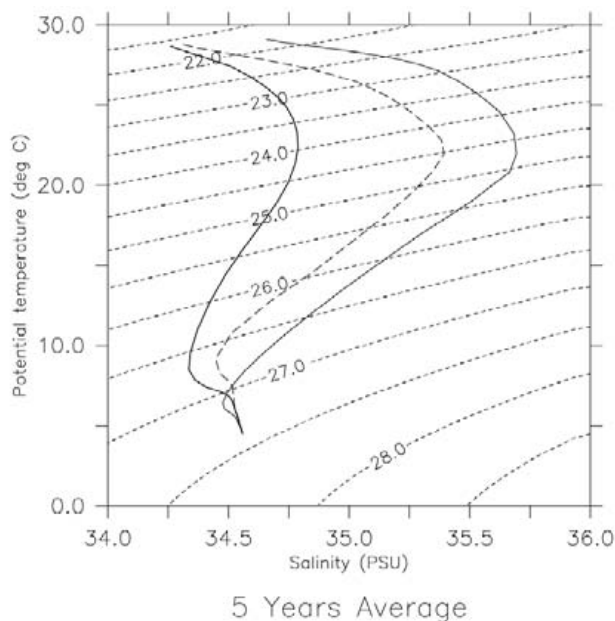


図6 モデルから得られた5年間の平均の北緯7度東経127度(太線)、北緯2.5度東経130度(破線)、南緯2.5度東経142度(実線)におけるポテンシャル温度-塩分図

Fig. 6 Potential temperature - salinity relations at 7N, 127E (thick line), 2.5N, 130E (dashed line) and 2.5S, 142E (thin line).

ン海並びにインドネシア多島海の各海峡を横切る年平均の流量を図7に示す。モデルにおけるトータルのインドネシア通過流量はマカッサル海峡(7.0Sv)、マルク海(1.0Sv)、ハルマヘラ海(2.7Sv)を通る分に加え、図に現れていない南シナ海からジャワ海経由のものが2.6Svあるので、合計13.3Svである。注意すべきことは、ミンダナオ海流(ミンダナオ-8N131E)とニューギニア沿岸流(ニューギニア-2N131E)によってフィリピン海に運ばれる海水がトータルで46.1Svもあるにもかかわらず、通過流として抜けていく分はこの4割にも満たないことである(ジャワ海を通る分を除くと通過流量は10.6Svであるため、3割にも満たない)。すなわち、これらの海流が運ぶ海水のほとんどが通過流としてインド洋に抜けずに海流の反転により太平洋に戻っていることがわかる。ミンダナオ-タラウド間を通過する海水に関しても(26.3Sv)、その7割が太平洋に戻っている。このことは、この海流の反転が通過流の流量にかなり影響を与えている可能性を示唆している。この点については、次項において議論する。

一般に通過流の流量のほとんどはマカッサル海峡を通過する北太平洋起源の海水であると考えられている(例: Gordon and Fine, 1996⁷⁾) が、ジャワ海を通過する分も考慮すると、半分近くはそれ以外のところを通過している。

3.3. 季節内変動

図4aに示されるように、この海域では数十日周期の季節内変動が卓越している。この変動がモデル上においてどのように起こっているかを図8に示す。図8は水深100m

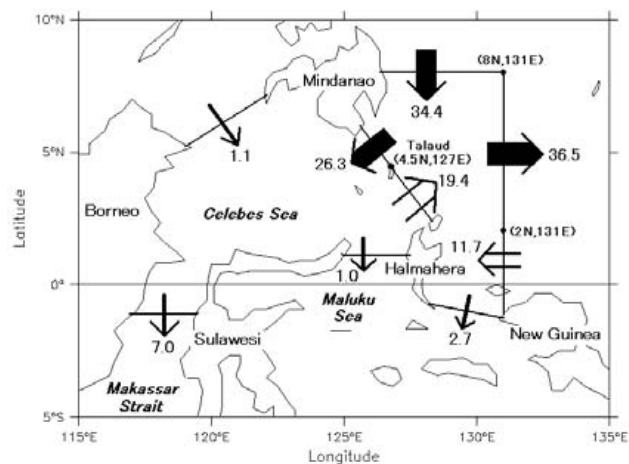


図7 モデルから得られたフィリピン海・インドネシア多島海の各断面を横切る5年間の平均の流量分布。

Fig.7 Map of volume transport from model five years averaged field across the sections in the Philippine and Indonesian Seas.

における塩分分布を重ねた流速ベクトル図で、モデルの時間で20年10月23日から10日おきにプロットしたものである。これらの図から渦の活動が活発であることがわかる。特にハルマヘラ渦の変動が著しい。また、ミンダナオ海流の反転部に存在する反時計回りの渦をミンダナオ渦と定義するならば、その渦も活発に活動していることが分かる。

10月23日(図8a)には、ハルマヘラ渦の中心は北緯3度東経132度付近にある。その北西方向に反時計回りの渦(ミンダナオ渦)が存在している。これらの渦の周りをニューギニア沿岸流及びミンダナオ海流がまわって、北赤道反流として東に流れている。また、セレベス海西岸付近にも反時計回りの渦が存在している。10日後(11月2日、図8b)には北赤道反流の蛇行が大きくなり、ハルマヘラ渦が北に動いている。ミンダナオ渦は、この蛇行に伴い南北方向につぶれている。また、ミンダナオ海流の反転が渦の南部だけではなく、北緯5度東経127度付近でも起こっている。セレベス海西岸にあった反時計回りの渦はつぶれかけている。10月23日には渦の南半分にしかなかった35PSU以上の高塩分水が時計回りの流れによって渦全体に行き渡っている。

11月12日(図8c)にはハルマヘラ渦の東側の南下流により運ばれている北太平洋起源の低塩分水が渦の南部にまで流れ込んでおり、35PSUを越える部分は渦として閉じようとしている。この南下流に伴い、渦中の高塩分水はハルマヘラ海からインドネシア多島海に流れ込んでいく。この南下流の東側(東経134度付近)ではニューギニア沿岸流の新たな反転現象が起こりはじめ、ハルマヘラ渦はニューギニア沿岸流から切り離されそうになっている。ミンダナオ渦に関しても、ミンダナオ海流の反転が北緯5度東経128度付近で大きくなったため、同様にミンダナオ海流から切り離されている。11月22日(図8d)には

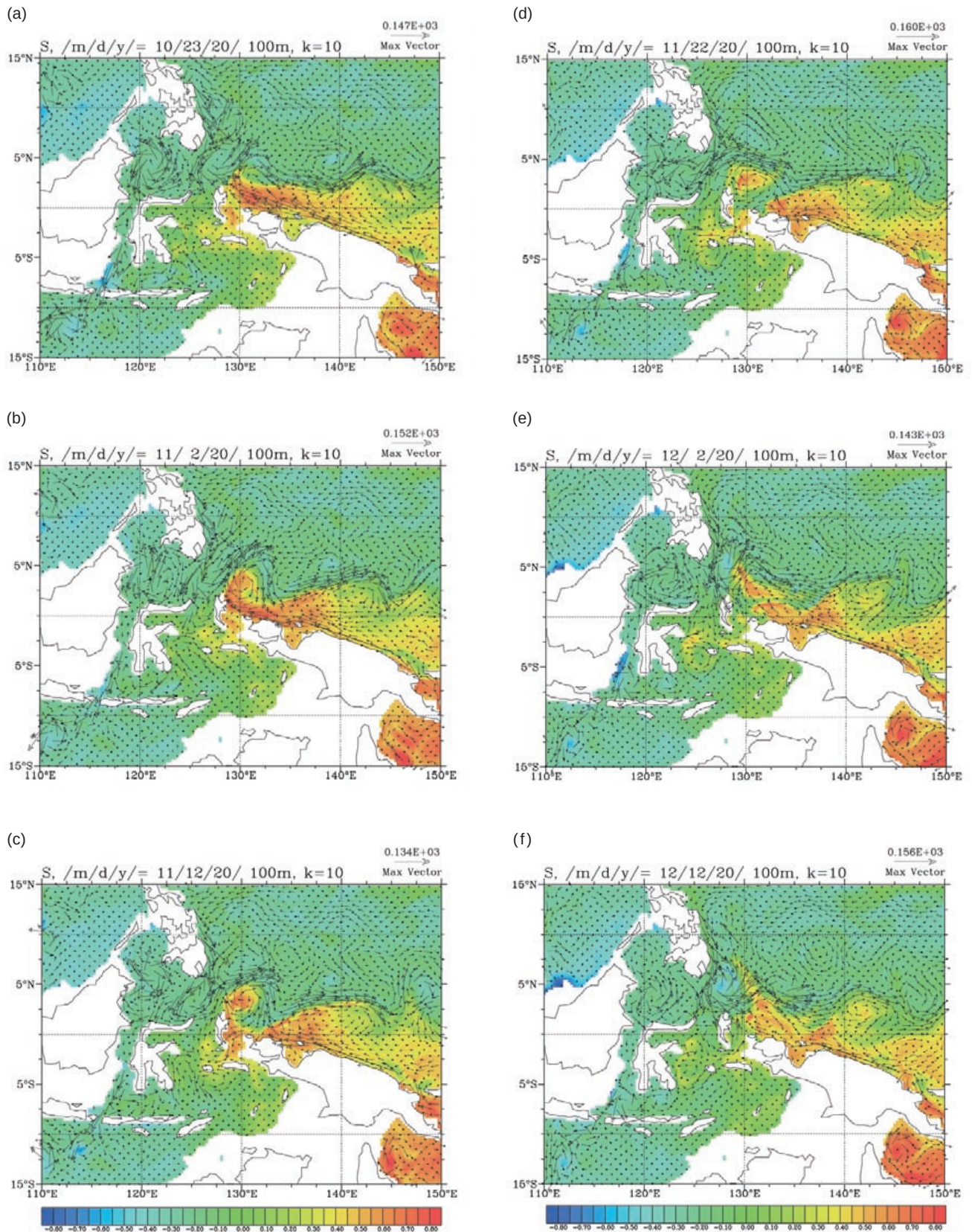


図8 モデルの水深100mにおける流速・塩分分布図。積分開始から20年目の、(a)10月23日、(b)11月2日、(c)11月12日、(d)11月22日、(e)12月2日、(f)12月12日の各瞬間のものである。

Fig. 8 Current velocity map with salinity contours at 100m depth at (a) October 23, (b) November 2, (c) November 12, (d) November 22, (e) December 2, and (f) December 12 in model 20 years.

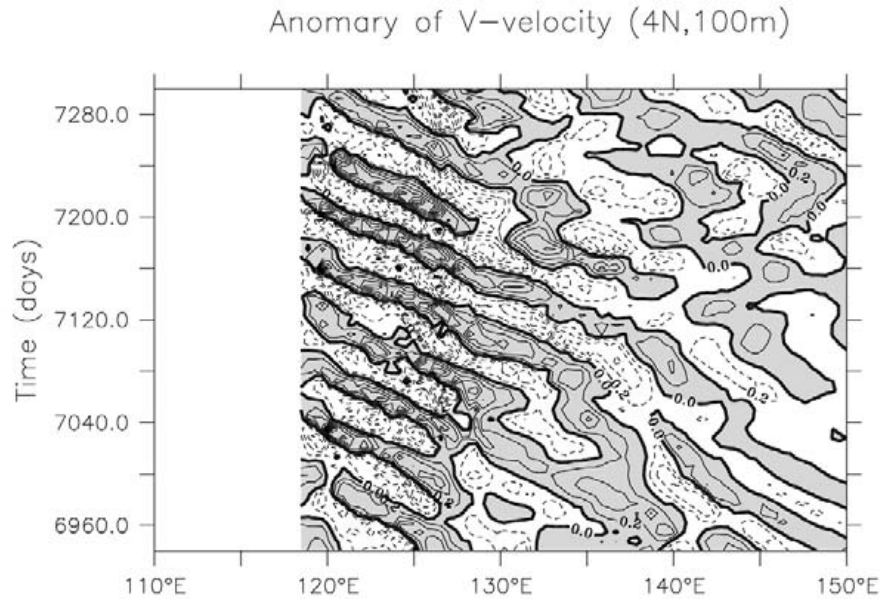


図9 水深100m, 北緯4度における南北流速アノマリの経度-時間図。

Fig. 9 Meridional velocity anomaly from annual mean as a function of longitude and time at 100m depth along 4N. Positive anomalies are hatched.

ミンダナオ渦・ハルマヘラ渦とも完全にミンダナオ海流・ニューギニア沿岸流から切り離されている。

10日後(12月2日, 図8e)切り離されたミンダナオ渦はセレベス海を西進し, 11月22日にミンダナオ島そばに存在したミンダナオ海流の反転部が成長して新たなミンダナオ渦になっている。ハルマヘラ渦に関しては, 切離した渦と東経134度付近に存在していたニューギニア沿岸流の反転部が結合したような状態となっている。12月12日(図8f)にはミンダナオ渦・ハルマヘラ渦ともきれいな円形に復活している。

以上のような渦の活動が約40~50日の周期で起こっている。図9から, この渦活動に伴うシグナルの多くは東経133~140度付近を起源として西進し, ミンダナオ島(東経127度)以西で強くなっているように見える。また, その経度以西で40日周期振動がクリアになっている。その位相速度は等値線の傾きから約19cm/secで, この海域の典型的な密度及び渦の空間スケールにおける傾圧第1モードロスビー波(21cm/sec)もしくは非発散順圧ロスビー波(23cm/sec)にほぼ一致する。

これらの波動に関しては群速度が負の値であるため, この経度あたりで発生する北赤道反流・ニューギニア沿岸流の不安定がトリガーとなってシグナルがロスビー波として西に伝搬していると考えることができる。ミンダナオ島そばにおいて強くなっているように見えるのはMiyama et al. (1998)¹⁸⁾により示されたミンダナオ海流反転部に存在する渦の切離がミンダナオ島周辺で起こるためであろう。すなわち, この渦の切離はMiyama et al. (1998)¹⁸⁾によるとミンダナオ海流の流速がある範囲(71cm/s~160cm/s)に収まった時に起こることから, 東から伝わってきたシグナルがミンダナオ海流に達してその流速を変動させることによ

り, 渦の切離と東から来るシグナルが同期してシグナルが強くなっているように見えていると思われる。さらに, Qiu et al. (1999)¹⁹⁾の理論・数値実験にも示されるように, セレベス海が東から伝わってくるロスビー波に対してちょうど共鳴するような大きさとなっていることもあり, ミンダナオ島以西ではっきりとした40~50日位の振動となっているのであろう。

熱帯域には海洋を駆動する大気の方にも40~50日の周期のMadden-Julian-Oscillation (Madden and Julian, 1994)²⁰⁾があることが知られているが, 本研究で使用しているモデルやMiyama et al. (1998)¹⁸⁾及びQiu et al. (1999)¹⁹⁾で使用しているモデルは月平均の風で駆動されており, Madden-Julian-Oscillationによる風の変動は境界条件として与えられる風の場合には含まれていないため, 純粋に海洋だけでこのようなモードが存在しうることをこれらの数値実験は意味している。

この渦活動はインドネシア通過流の流量に対しても影響を及ぼしている可能性がある。それを調べるために, 図7に記した各断面を通過する流量及びトータル流量の時系列を図10に示す。フィリピン海南部の活発な数十日周期の渦活動のため, ミンダナオ海流・ニューギニア沿岸流・北赤道反流の流量が数十Svのオーダーで変動していることが分かる(図10a)。ミンダナオ海流の流量+ニューギニア沿岸流のその和と北赤道反流のそれと逆位相になっており, その和と北赤道反流の差, すなわちインドネシア通過流としてインドネシア多島海に入り込む流量の変動が小さいことが興味深い。この結果は渦運動に伴う低緯度西岸境界流の変動がインドネシア通過流の正味の流量変動にほとんど寄与していないことを意味している。

同様な関係はミンダナオーハルマヘラ間を通過する流

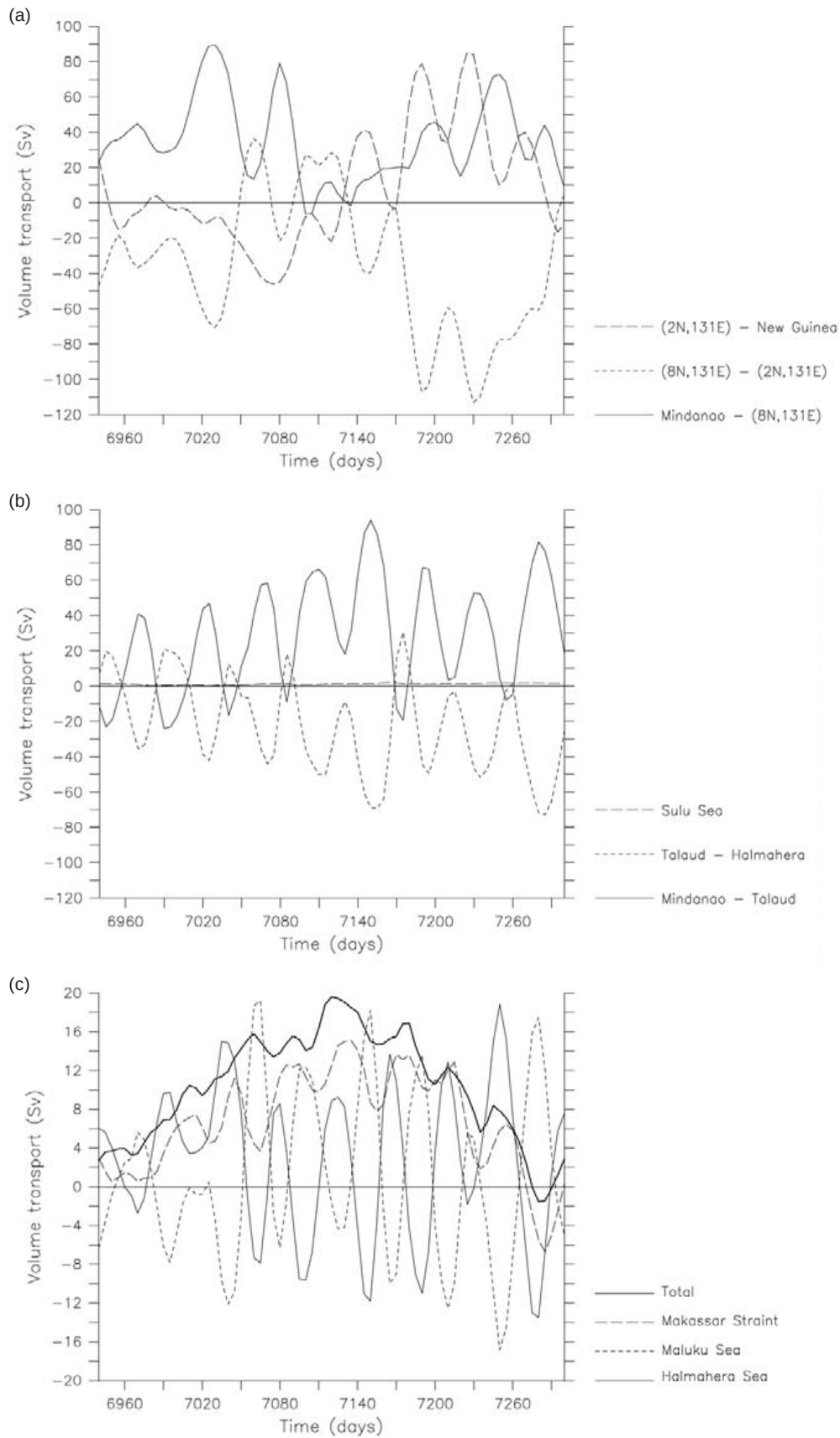


図10 図7に示した各断面を通過する流量の積分開始から20年目の変動。太平洋からインド洋向き(南向きもしくは西向き)が正である。
 Fig.10 Time series of volume transport at the sections shown in Figure 7. Positive values mean transport from the Pacific to Indian Ocean (i.e., southward or westward).

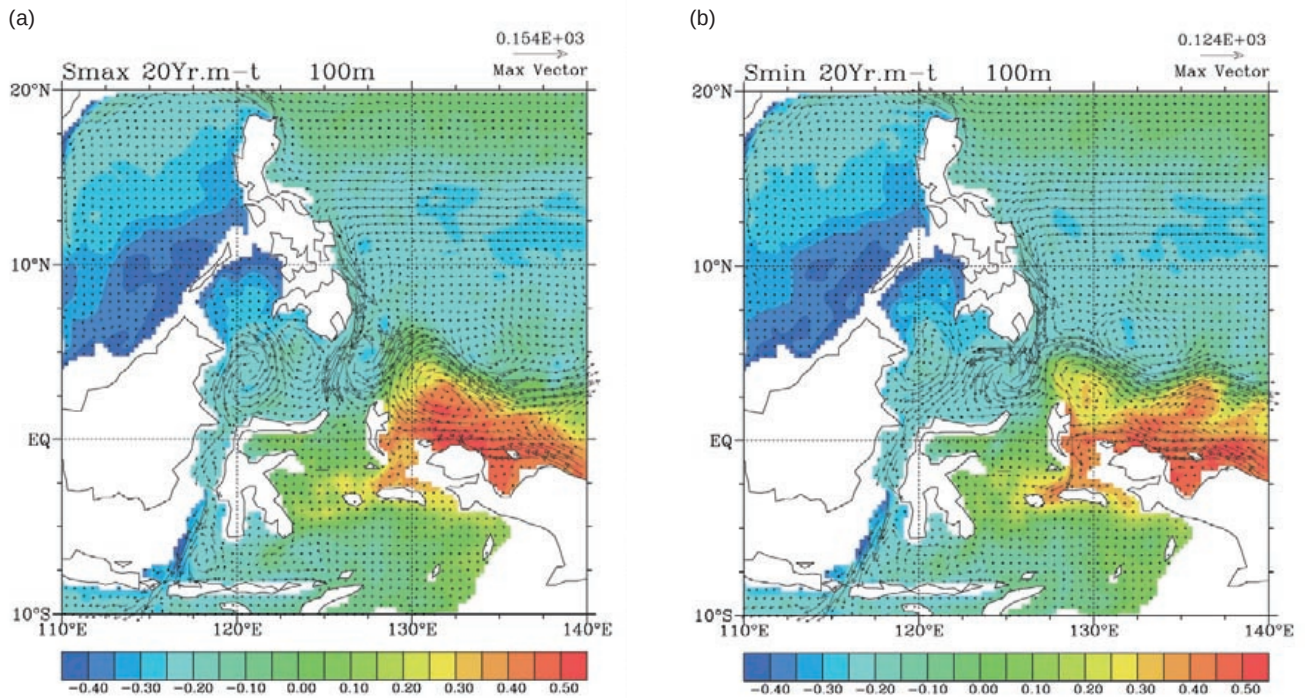


図11 ミンダナオ・タラウド間の流量が(a)極大値、及び(b)極小値を取った場合をそれぞれ平均した水深100mにおける流速・塩分分布。
Fig.11 Mean current and salinity field when transport between Mindanao and Talaud takes (a) maximum and (b) minimum.

量にも見られる(図10b)。ミンダナオ・タラウド間、タラウドーハルマヘラ間を通過する流量変動が逆位相になっており、ミンダナオ・タラウド間を通過するミンダナオ海流の流量の増加の結果、タラウドーハルマヘラ間を通過するセレベス海からの反転流も増加している。この結果として、ミンダナオ・タラウド間を通過する流量の変動がマカッサル海峡の通過流量と全く異なっており、後者の変動幅が前者に比べ1/10程度と小さい。ハルマヘラ海とマルク海を通過する流量に関しても同じ関係が見られ(図10c)、両者を通る流量は互いにキャンセルするような関係となっている。このため、結果的にはトータルのインドネシア通過流の変動はマカッサル海峡を通るそれと似た変動パターンとなっている。

この流量変動については先に記したように渦の変動によるものであるが、詳しく見るために、ミンダナオ・タラウド間を通る流量が極大値及び極小値を取った時の平均を図11に示す。両者の比較から、渦、特にハルマヘラ渦の場所が大きく異なっていることがわかる。ミンダナオ・タラウド間の流量が最小の時(図11b)は、ハルマヘラ渦の北端はタラウド付近にまで達し、ミンダナオ海流はミンダナオ・タラウド間を通過する部分と、そこを通過せずに北赤道反流に流れ込む部分に分岐している。すなわち、ハルマヘラ渦がミンダナオ海流のセレベス海への流入を妨げるような格好になっている。またミンダナオ渦はミンダナオ海流から切離されている。一方、流量が最大の時(図11a)はハルマヘラ渦はハルマヘラ島の北東に位置し、ミンダナオ海流はこの渦に妨げられずにセレベ

ス海に入り込むが、セレベス海東部で反転し太平洋に戻るパターンとなっている。

どちらの場合においても、ミンダナオ海流は必ずその大半がミンダナオ渦の周りもしくはハルマヘラ渦の北端に沿って反転して太平洋に戻ってくる構造となっている。すなわち、ミンダナオ渦及びハルマヘラ渦のためにミンダナオ海流・ニューギニア沿岸流の大半が太平洋に戻り、ごく一部がしみ出すような形で通過流として流れ込んでいる。

マルク海及びハルマヘラ海の流量変動については上記のパターンと少し異なる。ハルマヘラ海からインドネシア多島海に流れ込む流量が大きい時は、ミンダナオ・タラウド間の流量極小時にはほぼ一致するが、その際ハルマヘラ海の周りを時計回りの循環が生じる。一方、マルク海の流量が最大の時はハルマヘラをまわる循環は逆向きとなる。

以上のような変動パターンについては、実際の観測においては確認されていないが、Gordon and Fine (1996)⁷⁾やKashino et al. (1999)⁵⁾により示された南太平洋起源水のパスの違いから、実際に起こっている可能性は否定できない。

4. 考察・まとめ

フィリピン海南部における海洋循環に関して、全球高解像度モデルによる計算結果を解析した。まず、比較しうる観測データは少ないが、その結果との比較を見る限り主な海洋構造(例：ミンダナオ海流)だけではなく、ハルマヘラ渦のような渦スケールの現象までよく再現して

いると言える。この海域ではこれらの渦に伴う海洋変動が大きく、観測だけではその現象の理解が困難であったが、このモデルが渦スケールの海洋現象まで再現していることから、このモデルを用いて観測結果をより深く検討することが可能となる。例えば、1994年2月～1995年6月にかけてタラウドーモロタイ間に2系の係留系を設置して海流変動を観測し、その結果として約50日周期の変動を発見したが、この変動がどのようなものであるのかをたった2系の係留観測から確かめることが困難であった。しかしこのモデルの結果を調べたことにより、この変動がミンダナオ・ハルマヘラ渦の活動に伴うものであることが示唆できた。

モデルに現れた渦の活動は大変興味深い。まず変動自体が大きく、ミンダナオ海流やニューギニア沿岸流の反転の場所が様々なところに移動するほか、これらの反転部の切離、海流の分岐・蛇行といった様々な現象が起こっている。この変動は図8から北赤道反流・ニューギニア沿岸流が不安定を起こし、ミンダナオ海流の反転部がその不安定に伴う渦と呼応して切離・西進しているように見える。特に渦が切離した後セレベス海を西進するロスビー波が共鳴の効果により、40～50日付近の振動が特に強調されて現れていると思われる(図9)。実際タラウド島近くにおける係留観測結果も、特に北側の点において他の周期の変動が分からないくらい約50日周期の振動がはっきりしている様子を示しており、共鳴の効果がよく現れているように思われる。

この渦による変動はインドネシア通過流のトータルの流量変動にはあまり大きな影響を与えていない。が、各海峡を通る流量については大きな影響を与えている。図10はある場所から多くの海水が多島海に入る状況になると、別な場所からの流入が減り(あるいは逆流し)、トータルとしては流量変動に効かないという結果を示している。このことは、トータルの流量変動を議論するに当たって、一部の海峡における観測結果からのみ推定するのは危険であり、トータルで流量を押さえることが必要であることを意味している。マカッサル海峡の流量変動が最もトータル流量の変動パターンに似てはいるものの、それだけでは誤差が数Sv生じることが示唆できる。

また、これらの渦はインドネシア通過流の入り口において、北太平洋起源及び南太平洋起源の海水をかき混ぜている(図6)。このかき混ぜられた海水は、いわゆるインドネシア通過流の起源水としてインドネシア多島海に流れ込んでいる。すなわち、これらの渦はインドネシア通過流の起源水を形成する役割も持っている。Field and Gordon(1992)²¹⁾は南北太平洋及びインドネシア多島海内部の水塊の解析から、多島海内部において他の海域より鉛直拡散が大きいことを示しているが、この大きな拡散の一部をこの渦が果たしていることが考えられる。そうであれば、インドネシア多島海内部の鉛直拡散は、実際にはField and Gordon(1992)²¹⁾が見積もったものより小さい可能性がある。

以上、まとめると以下のことが示唆できる。

1) 係留観測によりフィリピン海南部においては約50日の振動が卓越していることが分かったが、この振動はフィリピン海にて活発に活動するミンダナオ渦・ハルマヘラ渦の変動に伴っているものである。

2) インドネシア通過流の起源水を運ぶ低緯度西岸境界流(ミンダナオ海流・ニューギニア沿岸流)の流量の70%以上は多島海内に入り込まずにセレベス海・フィリピン海で反転して太平洋に戻る。

3) 渦活動に伴い低緯度西岸境界流も大きな季節内変動(数十Sv)をしているが、渦活動により多島海へのインプットが増える(減る)とその反転が強く(弱く)なり、太平洋へ戻っていく流量が増える(減る)ため、結果として多島海における流量の季節内変動はあまり大きくない。特にトータル流量における季節内変動は数Svのオーダーでしかない。

4) ハルマヘラ渦・ミンダナオ渦は北太平洋起源・南太平洋起源の水塊をかき混ぜ、通過流の起源水を供給している。

謝辞

本研究は特別研究「高解像度海洋大循環モデルによる海洋観測評価手法の研究」の基で行った。また、比較となる観測データはプロジェクト研究「熱帯赤道域における観測研究」及び受託研究「インドネシア通過流の観測研究」の基で行った観測で得られたものである。本モデルによる数値計算にはNECのスーパーコンピュータSX-4を使用した。

参考文献

- 1) Broecker, W.: The great ocean conveyor, *Oceanography*, 4, 79-89. (1991)
- 2) 柏野祐二・青山道夫・河野健・安藤健太郎・宗山敬・Syafudin・Yudi Anantasena・渡辺秀俊: フィリピン海南東方海域の垂表層・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-, 海洋科学技術センター試験研究報告, 32, 133-151. (1995)
- 3) Kashino Y., M. Aoyama, T. Kawano, N. Hendiarti, Syafudin, Y. Anantasena, K. Muneyama and H. Watanabe: The water masses between Mindanao and New Guinea, *J. Geophys. Res.*, 101, 12391-12400. (1996)
- 4) 柏野祐二・渡辺秀俊・山口初代・Bambang Herunadi・Djoko Hartoyo・青山道夫: インドネシア通過流域における係留観測結果, 海洋科学技術センター試験研究報告, 38, 35-54. (1998)
- 5) Kashino, Y., H. Watanabe, B. Herunadi, D. Hartoyo, M. Aoyama, M.: Current variability at the Pacific entrance of the Indonesian Throughflow, *J. Geophys. Res.*, 104, 11021-11036. (1999)
- 6) 柏野祐二・Eric Firing・Peter Hacker・Lukiyanto・Sutrisno: セレベス海及びその周辺海域における海洋

- 循環, 海洋科学技術センター試験研究報告, 40, 1-9. (2000)
- 7) Gordon, A. L., and R. A. Fine : Pathways of the water between the Pacific and Indian oceans in the Indonesian seas, *Nature*, 379, 146-149. (1996)
 - 8) 石田明生・柏野祐二・三寺史夫・吉岡典也・門倉輝明 : 高解像度海洋大循環モデルによる海洋変動の研究 - 序報 -, 海洋科学技術センター試験研究報告, 36, 157-170. (1997)
 - 9) 石田明生・柏野祐二・三寺史夫・門倉輝明 : 高解像度OGCMに見られる赤道太平洋垂表層反流の平均構造と変動, 海洋科学技術センター試験研究報告, 39, 117-137. (1999)
 - 10) Ishida, A, Y. Kashino, H. Mitsudera, N. Yoshioka, T. Kadokura : Mesoscale variability in the western Pacific and the Indonesian Throughflow fluctuations appeared in a global high-resolution GCM, *Proceedings of the Fourth International Scientific Symposium, IOC/WESTPAC*, Feb. 2 - 7, 1998, Okinawa, Japan, p. 427 - 435.
 - 11) Levitus, S. : *Climatological atlas of the world oceans*, NOAA Prof. Paper 13, U.S. Govt. Print. Off., Washington, D.C. (1982)
 - 12) Hellerman, S., and M. Rosenstein : Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J.Phys.Oceanogr.*, 13, 1093-1104. (1983)
 - 13) Pacanowski, R., and S. G. H. Philander : Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans, *J.Phys.Oceanogr.*, 11, 1443-1451. (1981)
 - 14) Kuroda, Y., K. Ando, H. Mitsudera, D. Hartoyo, A. Alkatiri, Y. Kashino, K. Yoneyama, and K. Muneyama : Oceanic structure in the western tropical Pacific observed during TOCS cruises, *Proceedings of International Workshop on the Throughflow Studies in and around Indonesia Waters*, 105-121, (1995)
 - 15) Lukas, R., E. Firing, P. Hacker, P. L. Richardson, C. A. Collins, R. A. Fine, and R. Gammon : Observations of the Mindanao Current during the Western Equatorial Pacific Ocean Circulation Study, *J.Geophys.Res.*, 96, 7089-7104. (1991)
 - 16) Wijffels, S., E. Firing, and J. Toole : The mean structure and variability of the Mindanao Current at 8°N, *J.Geophys.Res.*, 100, 18421-18435. (1995)
 - 17) Ando, K. T. Ichiye and K. Muneyama : Water masses and hydrography in the tropical Pacific during Japanese Pacific Climate Study '91 cruise, *J.Oceanogr.Soc.Japan*, 50, 239-254. (1994)
 - 18) Miyama, T., B. Qiu, and T. Awaji : Origins of the Indonesian Throughflow controlled by the Mindanao Current strength: simple model study, *Proceedings of the International Symposium TRIANGLE'98*, p128-143, (1998)
 - 19) Qiu, B. M. Mao and Y. Kashino : Intraseasonal variability in the Indo-Pacific Throughflow and the regions surrounding the Indonesian Seas, *J.Phys.Oceanogr.*, 29, 1599-1618, (1999)
 - 20) Madden, R. A., and P. R. Julian : Observation of 40-50-day tropical oscillation - A review, *Mon.Wea.Rev.*, 122, 814-837, (1994)
 - 21) Ffield, A., and A. L. Gordon, Vertical mixing in the Indonesian thermocline, *J.Phys.Oceanogr.*, 22, 184-195, (1992)

(原稿受理：2000年7月6日)