

学位申請論文

インドネシア通過流による太平洋・インド洋間の輸
送過程の季節変動に関する研究

学位申請者
美山 透

学位申請論文

Study of Seasonal Transport Processes Between
the Pacific and Indian Oceans by the Indonesian
Throughflow

(インドネシア通過流による太平洋・インド洋間の
輸送過程の季節変動に関する研究)

学位申請者
美山 透

目次

1. はじめに	1
2. 数値モデルの概要	12
2.1. 流速場	12
2.2. 粒子追跡	14
2.3. 議論	15
3. モデルで得られた流速場	17
3.1. 全体的な流速場	17
3.2. インドネシア通過流の流量	19
3.3. インドネシア多島海域の流速場の季節変動	21
3.3.1. 表層	21
3.3.2. 中層	22
3.3.3. 深層	23
3.4. 議論	24
4. インドネシア多島海付近の粒子のラグランジュ運動	26
4.1. 表層	26
4.2. 中層	28
4.3. 深層	30
4.4. インド洋に流入した多島海粒子の振る舞い	30
4.5. 議論	32
5. インドネシア多島海の混合層の塩分の季節変化	35
5.1. 手法	35
5.2. 結果	36
5.2.1. バンダ海 (BA 領域)	37
5.2.2. フロレス海 (FL 領域)	39
5.3. 議論	40
5.3.1. 淡水フラックスのデータ	40
5.3.2. 流速のエラー	42
5.3.3. 拡散過程	43
5.3.4. 鉛直方向の動きの効果	45
5.3.5. 粒子追跡開始の時期	45
6. まとめ	47
謝辞	52
付録	53

A. 東インド洋と西太平洋の水塊	53
A.1. 東インド洋	53
A.2. 西太平洋	54
B. Godfrey の「島定理」	55
参考文献	57
図表	68

1. はじめに

温室効果ガスの増加に伴う気候変動をはじめとする地球環境変動が社会的にも大きな問題となっている。この問題を解明するためには、地球システムに果たす海洋の役割を理解することが重要である。海洋は熱容量が大きく(大気の約1000倍)、物質をよく溶かし込む(例えば、二酸化炭素は海洋中に大気の約60倍存在している)。また、近年の人工衛星による観測によれば、海洋による極方向への熱輸送は大気と同程度であり、低中緯度では大気のそれよりも大きい[Carissimo et al., 1985]。従って、グローバルな熱・物質循環に果たす海洋の役割は大きく、それを理解するためには、海洋循環による輸送過程の実態把握とその物理機構の解明がきわめて重要となる。

海洋による熱・物質の蓄積と輸送を考える上で大気と大きく異なる特徴の1つは、陸地という境界に取り囲まれていることである。この境界によって個々の海域が隔てられているために、熱・物質の移動はある程度制限され、太平洋、インド洋、大西洋などそれぞれの大洋には個々に特徴をもった水塊が形成されている。しかし個々の海域は完全に隔てられているわけではなく、インドネシア多島海や唯一地球を周回する南極環海を通して、様々な時間スケールで結び付いている。

本研究の主題であるインドネシア多島海(図1)は熱帯に位置し、太平洋とインド洋を結ぶ重要な海域である。熱帯は太陽から入射する放射エネルギーを最も多く受け取る所であり、そのため、エル・ニーニョおよび南方振動(El Niño and the Southern Oscillation; ENSO)に代表されるように大気海洋相互作用が活発で、地球上の水・熱エネルギーの重要な供給域となっている。従って、インドネシア多島海周辺の流動場と輸送過程の研究は、隣接する両大洋の熱・物質バランスの解明にとって重要である[Gordon, 1986; Wijffels et al., 1992]。また、インドネシア多島海周辺はユーラシア大陸に接しており、世界で最も活発なモンスーンの影響を受けている。さらにインドネシア多島海に隣接する西部熱帯太平洋は、北赤道海流(North Equatorial Current; NEC)、南赤道海流(South Equatorial Current; SEC)の終着点にあたりと同時に、黒潮、北赤道反流(North Equatorial Countercurrent; NECC)、赤道潜流(Equatorial Undercurrent; EUC)の出発点でもある。これらのことから、インド

ネシア多島海周辺の海洋現象は、モンスーンに対する海洋の応答や海流による高緯度への熱・物質の分配機構を理解する上で海洋物理学上興味深い対象である。

インドネシア多島海には、数多くの島が点在しているだけでなく、海底から高くそびえるシルが太平洋側にはマカッサル海峡南部やリファマトラ海峡及びハルマヘラ海に、インド洋側にはロンボク海峡やチモール海峡及びサブ海に存在しており、それらが両大洋を隔てている。そのため、Challenger 号によってなされた初めての包括的な観測では、インドネシア多島海が太平洋とインド洋の接点であるという視点からの解析はほとんどなされなかった。さりとて、完全に閉じているわけでもない。時が経ち 1960 年代に入ると、Wyrski [1961] は、それまでになされたインドネシア多島海周辺の観測結果をもとにして、太平洋・インド洋も視野に入れた先駆的な報告書をまとめた。しかし残念なことに、彼が見積もった太平洋からインド洋への通過流量は $1.7 Sv$ ($1 Sv = 10^6 m^3 s^{-1}$) というかなり小さな値であったために、その後しばらく、この海域を通しての太平洋とインド洋の間の物理量の交換は注目されなかった。

しかし、1970 年代以降、海洋大循環数値モデル (Ocean General Circulation Model; OGCM) による研究が盛んに行なわれ、その結果、 $20 Sv$ に近いインドネシア通過流量が報告されるようになった [例えば Cox, 1975; Takano 1975]。この値は海洋における主要な流れである西岸境界流の流量に匹敵するものであり、インドネシア通過流の重要性を示唆したが、当初は model-dependent result とみなされ、余り注目されず、その海洋物理学的重要性の認識は 1980 年代まで待たねばならなかった。

1980 年代に入って、インドネシア通過流が注目されるようになったのは、インドネシア通過流による海水交換が以下の現象に深く関与していることが観測面から明らかにされるとともに、OGCM による全球スケールでのモデル研究の成果の蓄積によることが大きい。

1. 太平洋・インド洋の水塊形成：インド洋と太平洋の水塊分析やインバース法などの結果から、インドネシア通過流による熱・物質のフラックスは、両大洋の水塊形成 (付録 A 参照) に大きな影響を与えていることがわかった。例えば Gordon [1986] は、東部熱帯インド洋に舌状に広がる低塩分水は、インドネシア多島海から流入する北太平

洋起源の海水であると結論した。また, Piola and Gordon [1984] は太平洋とインド洋のそれぞれの上層にボックスを認定しそれらの塩分収支を調べることから, 太平洋からインド洋に $14 Sv$ 程度の流量がないと太平洋とインド洋の塩分分布を説明できないことを示した。

2. ENSO: 数年スケールの大規模な大気海洋結合現象である ENSO の研究, とりわけ今世紀最大とも言われる 1982-1983 年の ENSO 研究の進展に伴い, その発生メカニズムを考える上で西太平洋の水温変動が重要であると考えられるようになった [McCreary and Anderson, 1991]。ENSO の発生のメカニズムとしては 2 つの説がある。1 つは, 西太平洋に熱が蓄積することで, 活発な大気海洋結合作用を引き起こし, その結果赤道ケルビン波が増幅しつつ東に伝播するといういわゆる擾乱東進説である [Anderson and McCreary, 1985; Masumoto and Yamagata, 1990]。実際, Wyrski [1985] は Warm Water Pool (WWP) と呼ばれる西太平洋暖水域の貯熱量の変化と ENSO とには深い関わりのあることを観測結果から示した。さらに Wyrski [1989] は, WWP の熱収支にインドネシア通過流による熱輸送が無視できない可能性を示唆している。また, Bye and Gordon [1982] は北太平洋の亜熱帯循環とインド洋の亜熱帯循環の強さの経年変動は逆相関にあり, それは季節風によって太平洋からインド洋へ輸送された熱の蓄積による可能性が高いことを示唆した。

ENSO の発生メカニズムのもう 1 つの説は, 東進赤道ケルビン波とそれよりやや高緯度での西進ロスビー波の太平洋の東岸と西岸での入射と反射の繰り返しによる“遅延振動子モデル (delayed oscillator model)” と呼ばれるものである。Battisti [1988] と Schopf and Suarez [1988] は, この大気海洋結合モデルの振る舞いは, 赤道ロスビー波が太平洋西岸でどれだけ反射するかに大きく依存していることを示した。反射率が小さいと ENSO は発生しない。彼らのモデルでは, 太平洋西岸は南北壁として取り扱われているが, 実際には, その赤道付近に比較的大きなセレベス海というギャップが存在しており, そこを通して海水はインドネシア多島海へ流出している。すなわち, 赤道ロスビー波の反射率は, インドネシア通過流の流量に依存する。du Penhoat

and Cane [1991] の波の理論解析によれば、このことによるロスビー波の反射率の減少は約 15 % と見積もられ、Meyer [1996] の観測結果もこの程度の値を支持している。この 15 % の値は、“遅延振動子モデル” を否定するほど大きくはないが、さりとて無視できるほど小さな値でもないという微妙な範囲にあり、その意味からも正確なインドネシア通過流の把握が ENSO 研究の発展に重要となった。

3. 周辺海域の循環：インドネシア通過流は周辺海域の循環場に大きな影響を与えている。Godfrey and Golding [1981] は、南太平洋の西岸境界流である東オーストラリア海流の流量は、スヴェルドラップの関係から見積もった量より少なく、その分、インド洋に 10 Sv 程度流れ込んでいるらしいことを提示した。またその方がインド洋の風成循環をよく説明できるとしている。Godfrey [1989] はスヴェルドラップの関係を、島(あるいは大陸)を含む場合に拡張した「島定理」(“Island Rule”; 付録 B 参照)を提出し、それによってインドネシア通過流の流量を $16 \pm 4 \text{ Sv}$ と見積もった。このような大きな流量を持つインドネシア通過流による東部熱帯インド洋への暖水輸送が、オーストラリア西岸を極向きに流れるレーウィン海流の形成に本質的であると考えられている [Godfrey and Ridway, 1985; Godfrey and Weaver, 1991]。このレーウィン海流は、他の大洋の東岸流は赤道向きであるのに反して極向きであるという特異な海流であり、その形成機構の理解はインド洋における熱・物質の南北輸送過程に重要である。
4. 暖水ルート：Gordon [1986] は全球海洋の水塊分析から、次のような海洋大循環像を提出した。北大西洋で形成された深層水は、Stommel and Arons [1960] の法則に従い、大西洋西岸を南下後、南極周極流によって各大洋に運ばれ湧昇すると考えられる。深層から表層へ湧昇した水は躍層を通り元の海域に戻るが、北大西洋表層で深層水が次々と形成されるためには比較的暖かい水が大西洋表層に戻る必要がある。彼は、この事に関して、太平洋から大西洋に戻る途中、熱帯太平洋からインドネシア多島海を通して暖められつつインド洋に流れ込む暖水ルート (“Warm Water Route”) が本質的な役割を果たしている可能性がきわめて高いことを示した。Broecker [1991] は

この循環を“コンベア・ベルト”と名付けた(図2)。Semtner and Chervin [1988] は渦分解が可能な全球 OGCM でそれを再現し、“暖水ルート”を“インド洋急行 (Indian Ocean Express)”と名付けている。最近の古気候学では、“コンベア・ベルト”は氷期・間氷期の交替に深くかかわっていると考えられている。氷期には海面が下がり、インドネシア多島海の浅い海峡は陸地となって、インドネシア通過流が減少したために、“コンベア・ベルト”が弱くなり、太平洋から大西洋に運ばれる熱量が減ったという説もある[高野, 1992]。従って、インドネシア通過流による太平洋からインド洋への熱輸送の物理機構の解明は全球海洋熱エネルギー循環解明の基礎となる。

5. 全球モデル：これらを受けて Hirst and Godfrey [1993] は粗い全球 OGCM を用いて、インドネシア多島海(換言すれば、そこでの通過流)が存在する場合としない場合で世界の海の流れや温度分布がどう変化するかを調べた。その結果、多島海が存在することによって、(1) インド洋南赤道海流が強まる、(2) アガラス海流が強くなる、(3) レーウィン海流が強まる、(4) 東オーストラリア海流が弱くなり、その結果、極に運ばれる熱量が少なくなるために、タスマニア海が冷える、(5) インド洋が温かくなる、(6) 太平洋が冷える、などの結果を得た。このように、単純なモデルを用いてインドネシア通過流がインド洋や太平洋の流れや水塊構造に与えるインパクトの大きさを明らかにした意義は大きいと言えるが、定常モデルであるためにインドネシア多島海における最も卓越した変動である季節変動が考慮されていない。多島海では、アジア・モンスーンに呼応して季節的に表層の流れは反転し[Wyrтки, 1961], 躍層の深さも変化する。このような顕著な季節変動に伴って、例えばレーウィン海流の強さも変動する[Gentilli, 1972; Godfrey, 1996]。さらに、彼らのモデル地形には多島海内の島々が抜け落ちており、異なった特性を持つ北太平洋水と南太平洋水の流入比率やそれらのルート選択が不明である。従って、太平洋・インド洋の海水交換と熱塩輸送の物理過程を理解するためには、これらの問題を解明する必要がある。
6. 季節変動： ENSO 現象は季節変動と位相が重なる形で進行することが知られており[Rasmussen and Carpenter, 1982], ENSO 現象の発生機構を明らかにするためには、

季節変動場の物理過程の解明が不可欠である。

そこで本研究では、このように海洋学上重要な意味を持つインドネシア通過流による輸送過程の研究において、最も重要な問題の一つである季節変動過程に焦点をあて解明を試みる。

現在までのところ、季節変動も視野に入れた1年以上の長期にわたる流量の直接測定はロンボク海峡とチモール海峡で行われているに過ぎず [Murray and Arief, 1988; Cresswell et al., 1993; Molcard et al., 1994, 1996], インドネシア通過流の全流量が直接測定されているわけではないが、様々な間接的手法や数値モデルを用いた過去の研究におけるインドネシア通過流量の見積もりを表1に示した。その値は $1.7Sv$ [Wyrtki, 1961] から $20Sv$ [Takano, 1975] と大きなばらつきがあり、インドネシア通過流の実態把握が未だ不十分であることがわかる。表1を少し詳しく見ると、水温や塩分などの観測結果を用いたボックス・モデルやインバース法による結果 [Piola and Gordon, 1984; Fine, 1985; Fu, 1986; Toole et al. 1988] では、ほとんど0から $14Sv$ という比較的小さな値であるのに対し、OGCMを用いた結果 [Cox, 1975; Takano, 1975; Semtner and Chervin 1992; Fujio et al., 1992a] ではほぼ共通して大きな値(約 $20Sv$)であることがわかる。

では、ボックス・モデル(またはインバース法)で得られたやや小さめの流量とOGCMやスヴェルドラップ・モデルで得られた大きめの流量のどちらが正しいのであろうか。このことが、長年、研究者の議論を呼んできた。これまでの大勢としては、水温や塩分の観測結果をトレーサーとして用いたボックス・モデルやインバース法による流量の方が確からしいとみなされ、OGCMの流量は多すぎると考えられてきた。OGCMの流量が大きくなる原因としては、空間分解能の問題から、インドネシア多島海の細かい地形が再現されるところか拡張されているため(例えばSemtner and Chervin, 1988), 多島海の島々による摩擦効果が過小評価され、流量が大きくなると考えられた。インドネシア通過流に関する力学法則であるGodfrey [1989]の「島定理」も摩擦0を仮定しており同様の問題が考えられる。このような考えを強く支持するように思われた直接のきっかけは、Kindle et al. [1989]の結果である。彼らは、インドネシア多島海の細かい水平地形を再現した1.5層有

効重力モデル (reduced gravity model) を用いて、 $7.5Sv$ という OGCM よりもボックス・モデルに近い小さな流量を得た。しかし、最近の観測結果に基づく地衡流計算では、OGCM の値に近い大きな流量値が報告されるようになった。例えば、Fieux et al. [1994] は、インドネシア通過流の出口にあたる東部インド洋での地衡流計算から、1989 年夏のインドネシア通過流量として $17\sim 18Sv$ の値を得ている。

最近の観測で得られる大きな流量が事実だとすれば、同様に観測データを用いたボックス・モデルによる流量がなぜ小さいのであろうか？ その主な理由としては、ボックス・モデルを用いた研究の多くは上層のみを対象としていることがあげられる (表 1)。上層のみを対象としたのは、Wyrтки [1987] や Murray and Arief [1988] のインドネシア通過流の鉛直構造に関する観測的研究から、深層の流速は表層の流速に比べてかなり小さく、それ故、インドネシア通過流の流量はほとんど表層に集中しているとみなされていたことによる。しかし、流量は流速と層厚の積であり、流速が小さいとはいえ、層の厚い深層の流量が層の薄い表層のそれに比べて無視できるとは限らない。加えて、JEBAR (Joint Effect of Baroclinicity and Bottom Relief) による加速効果も考えられる。このように考えると、深層の流量を含んだ OGCM やスヴェルドラップ・モデルの流量の方が、ボックス・モデルの流量より大きく、また、Kindle et al. [1989] の 1.5 層有効重力モデルの結果がボックス・モデルと同様に小さいのは、有効重力モデル自身の必然的結果であり (深層の流速・流量は無視)、従って OGCM とデータ解析結果の相違を矛盾なく説明できる。

表層循環に関しては、最近の数値モデル [Kindle et al., 1989; Inoue and Welsh, 1993, Masumoto and Yamagata, 1993] によってその循環像が明らかにされつつあるが、問題である中・深層の循環は必ずしも明らかではない。Kindle et al. [1989] と Inoue and Welsh [1993] は 1.5 層有効重力モデルを用いており、Masumoto and Yamagata [1993] は細かい水平地形を再現した OGCM ではあるが、インドネシア通過流の順圧成分を考慮しておらず、中・深層での絶対流速場の評価はできない。従って、インドネシア通過流の流量を明確に理解するためには、水平地形と海底地形の双方を十分に再現した OGCM によるインドネシア多島海の 3 次元流速場、とりわけその鉛直構造の把握が鍵となる。

そこで主論文 1 の前半では、高分解像度数値モデルを用いて、インドネシア多島海及び

その周辺海域の3次元流速場の季節変動過程を解析した。インドネシア多島海のように流速観測が断片的にしかなされていない場合、数値モデルによる流動現象の解析という手法は有効である。しかし、その成否は流速場のみならず他の重要な物理量である水温・塩分場の再現性にも依存する。そこで本研究では、相対的に多くの観測データが得られている水温・塩分場に忠実な流速場が得られる、いわゆる「頑丈な診断モデル」(“robust diagnostic model”)[Sarmiento and Bryan, 1982]を用いた。また、季節変動場を調べるという目的から、2章で述べるような季節変動する風応力と熱塩駆動力を与えた。

次に、太平洋とインド洋における水塊形成を考える上で重要なインドネシア通過流による熱・塩輸送量は、たとえ流量が同じであっても、インドネシア通過流水の水温・塩分の値によって変化する。従って、インドネシア通過流がどのような海水特性を持つのか、つまりその起源水を明らかにしなければならない。しかし、複雑な赤道海流系や熱帯における大気との活発な熱及び淡水の交換のために [e.g., Reid, 1965; Tuchiya, 1968; Donguy et al., 1982; Delcroix et al., 1987], インドネシア通過流の入り口、すなわち西部熱帯太平洋の水塊分布は非常に複雑であり (付録 A), 起源水の特定はそう容易ではない。インドネシア通過流の起源水としては、大まかには北太平洋水と南太平洋水が考えられるが、これらの海水特性は大きく異なっている上に、西部熱帯太平洋ではアジア・モンスーンやミンダナオ渦及びハルマヘラ渦などの影響を受けて両海水が時間的にも空間的にも複雑に分布している。従って、北太平洋と南太平洋の水がいつ、どのようなルートを経てインド洋に到達するのかを見誤ると、インドネシア通過流による熱・塩輸送量の評価に誤りが生じる。その典型的な例は Toole et al. [1988] のボックス・モデルによる結果である。彼らは 0.7 Sv という非常に小さなインドネシア通過流量を得たが、この値は Murray and Arief [1988] がロンボク海峡で得た値より小さい。このような現実的でない値を得た原因は、インドネシア通過流水の起源の誤解に由来している。

インドネシア通過流水の起源と通過ルートを明らかにするために、Field and Gordon [1992] は、インドネシア多島海周辺海域の TS ダイアグラムと移流拡散方程式を用いて、ここでの海水の変質過程を調べた。しかし、様々な水塊が流入しかつ混合の激しい多島海では、水塊がその起源の情報を失うために、彼らの方法では起源と通過ルートの正確な特定

はできず、不明確なまま残された。

インドネシア多島海のように時空間変動の大きい海域での輸送過程を理解するためには、例えば湾流の蛇行や渦の切離といった激しい変動現象による輸送過程を“ラグランジャン・ストリーム”として理解しようとする試みがなされているように [Bower and Rossby, 1989], オイラー的解析よりもラグランジュ的解析の方が適している [Flierl, 1981; Awaji et al., 1991]。流速場が定常である場合には、流線と流跡線は一致するので、オイラー的手法によっても輸送過程を把握するのは比較的容易ではあるが、インドネシア多島海のように変動の激しい海域では流線と流跡線は一致せず、オイラー流速場から通過流水の起源とその通過ルートを明らかにすることは難しい。

主論文1の後半では、このような考え方に基づいて、OGCMで計算された(オイラー的)流速場にトレーサーとして粒子を投入し数値的に追跡するいわゆるオイラー・ラグランジュ法 [Awaji et al., 1980] を用いて、インドネシア多島海域周辺の水塊の季節的なラグランジュ的挙動を調べた。そして、この結果を用いて、これまで不明確であったインドネシア通過流水の起源及び輸送過程を解明する初の解析を試みた。オイラー・ラグランジュ法の利点をまとめると次のようである。

- 海水そのものがどこからどこへどのように流れるのかを直接的に理解することができる。
- 漂流ブイによる観測結果との直接比較が可能であり、漂流ブイ観測に見られるような時空間変動の詳細な解析ができる。
- 粒子を密に配置することで、(起源・通過経路を含めた) 正味の輸送量の評価が可能である。
- 粒子に情報を持たせることで、海水粒子の履歴と変質過程を調べることができる。

このようなオイラー・ラグランジュ法による研究は、狭い海峡を通しての潮汐交換 [Awaji et al., 1980; Imasato et al., 1980] や、沿岸水と黒潮水の交換 [Imasato and Qiu, 1987; Qiu et al., 1988; Awaji et al., 1991], 沿岸性海洋前線を横切る海水交換 [Akitomo, 1988], 太平

洋の深層海盆間の海水交換 [Fujio and Imasato, 1991], さらには大洋間の海水交換 [Fujio et al., 1992b] に適用され成功をおさめている。また, Lozier and Riser [1990] は オイラー・ラグランジュ法を西岸境界流の力学の解明に用いている。

インドネシア多島海は太平洋からインド洋へ海水を通す単なる通過域ではない。“海大陸”とも呼ばれるインドネシア多島海は大気との熱塩的結合が強く、大気フラックスによる混合層の海水特性の変化は無視できない。従って、混合層の熱塩バランスの解明は、通過流のコアが表層付近に存在することを考えると、インド洋への熱塩輸送量を評価する上で欠かせないものであり、またローカルな気候システムを理解する上でも重要である。その意味から、インドネシア多島海の混合層の熱塩バランスの研究が最近注目されるようになったが、その物理機構は未解明である。この問題の研究にあたって、水温データに基づく解析手法はあまり有効なアプローチとは言えない。インドネシア多島海の混合層過程は、主にインドネシア通過流による移流効果と海面での大気フラックスによって支配されていると思われるが、熱帯域特有の強い日射フラックスによって多島海の混合層の水温の時空間変動は一部の沿岸湧昇域を除いて不明瞭であり、そのために、水温データの解析からインドネシア通過流による水平移流効果を見出しにくいからである。それに対して、塩分の時空間変動はアジア・モンスーンに伴う雨季・乾季の存在のために明瞭かつ顕著であり、上記の2つの効果による混合層の季節変動過程の解析に適している。さらに、インドネシア多島海では混合層塩分の変化は成層の変化を通して混合層下底でのエントレインメントの強さ(換言すれば混合層の成長)を支配する大きな要因であるので、混合層の変化を支配する具体的メカニズムを特定しやすい。実際、西部熱帯太平洋では、バリア・レイヤーの存在に示されるように、塩分が温度以上に成層強度を支配している [Godfrey and Lindstrom, 1989; Lukas and Lindstrom, 1991]。また最近では、降雨と蒸発による成層の変化は、大気への熱・淡水フラックスを変化させるというフィードバックの存在が示唆されている [Field, 私信]。

インドネシア多島海での塩分の季節変動は次の3つの要因によって生じていると考えられる。

(1) 大気・海洋間の淡水フラックスの季節変化。

(2) 水平・鉛直の移流効果の季節変化。

(3) 1と2の組み合わせによって生ずる効果。

Wyrski [1961] は(1)と(2)の効果を議論したが、それは定性的段階にとどまっている。また(3)の効果に関しては、従来のオイラー的アプローチでは直接的に取り扱うことができない。そこで、主論文2では、上述した全ての効果を簡明に調べることのできる“粒子追跡法”という混合層解析の新たなアプローチを開発した。この新たな手法を用いることによって、(3)の効果の評価が初めて可能となり、さらにインドネシア多島海の混合層バランスに影響を与えるリモートな効果、すなわち、移流による遠隔地の大気フラックスの多島海への輸送の効果を理解することができる。

第2章では、用いた数値モデルと粒子追跡手法について説明を加えた。第3章では、数値モデルから得られた流速場の季節変動過程とインドネシア通過流量について考察した。第4章では、インドネシア通過流によるラグランジュ的輸送過程を粒子追跡から明らかにした。第5章ではインドネシア多島海の表層混合層の塩分の季節変化の物理機構について述べた。そして、第6章でまとめを示した。

なお、本研究の着想は申請者と共同研究者の淡路、秋友、今里との討論から生まれたものであるが、その遂行において、申請者はモデルの作成から結果の考察までの全過程の中心となって行った。特に、粒子に水塊の情報を持たせ、海域ごとの季節変化に影響を及ぼす海水の起源と変質過程を調べる手法は申請者の発案であり、その解析と考察も申請者が行った。

2. 数値モデルの概要

2.1. 流速場

本研究で用いた数値モデル (以後、モデルと呼ぶ) の対象海域は、図 3 に示されるインドネシア多島海でつながった太平洋とインド洋である。領域として、南北には 40°N から 65°S 、東西には 10°E から 60°W をとった。モデルの空間分解能は、水平には $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 、鉛直には 19 層をとった。(躍層部分をより詳しく見るために、表 2 のように 1000 m までに 10 層をとり、表層では 20 m、深層では 500m の層をとった。) 地形のデータは、DBDB5 [National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado] を用いて作成した (図 3B)。本モデルでは、オーストラリアを島として取り扱った。従って、オーストラリアを 1 周する流れ、すなわち、インドネシア通過流の順圧成分の計算が可能である。

リジッドリッド近似・ブシネスク近似・静水圧近似を行った球座標系での方程式系は以下の通りである。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + Lu - \frac{uv \tan \phi}{a} - fv = -\frac{1}{\rho_0 a \cos \phi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + F^{\lambda}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + Lv - \frac{u^2 \tan \phi}{a} + fu = -\frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial p}{\partial \phi} + F^{\phi}, \quad (2)$$

$$0 = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g, \quad (3)$$

$$L(1) = 0, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + L\theta = \gamma(\theta^* - \theta) + F^{\theta}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + LS = \gamma(S^* - S) + F^S, \quad (6)$$

$$\rho = \rho(\theta, S, P) \quad (7)$$

ここで u, v, w は東西、南北、鉛直流速、 θ は温位、 S は塩分、 t は時間、 p は圧力、 ρ は密度、 ρ_0 は基準密度、 g は重力加速度、 a は地球の半径、 $f (= 2\Omega \sin \phi)$ はコリオリパラメータ、 L は非線型項を表す演算子で以下のように定義される。

$$L\mu = \frac{1}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} (u\mu) + \frac{\partial}{\partial \phi} (v\mu \cos \phi) \right] + \frac{\partial w\mu}{\partial z}. \quad (8)$$

本モデルでは観測値を重視する立場から、「頑丈な診断モデル」(robust diagnostic モデル)を採用した。これは、Sarmient and Bryan [1982] が提唱したものである。「頑丈な診断モデル」には、式 (5) と式 (6) の右辺に、 γ で定められる時間スケールで温位と塩分を観測値 (θ^* , S) に近づける項 (γ 項) が含まれている。本研究では、海面の 2 層以外では γ 項を以下のようにして与えた。

$$\gamma = \gamma_0 |\sin \phi|. \quad (9)$$

Fujio and Imasato [1991] 及び Fujio et al. [1992a] は、この方法を用いて、 γ の値が緯度によらず一定とした従来の「頑丈な診断モデル」より物理的に妥当な流速場を求めている。本研究では係数 γ_0 を $1/(1 \text{ 年})$ とした。温位 (θ^*) と塩分 (S^*) の観測値としては Levitus [1982] のデータセットを用いた。

項 F は渦粘性及び渦拡散の項を表す。水平の渦粘性係数と渦拡散係数はそれぞれ $3 \times 10^3 m^2 s^{-1}$, $1 \times 10^3 m^2 s^{-1}$ とした。「頑丈な診断モデル」は予報モデルほど渦拡散の値には影響を受けないことが知られている [Sarmiento and Bryan, 1982]。成層効果と関連した鉛直拡散係数には、赤道周辺のような鉛直シアの強い海域においては一定の粘性・拡散係数よりも良い結果が得られる Pacanowski and Philander [1981] のパラメタリゼーションを採用した。

状態方程式 (7) は UNESCO [1978] の International Equation of State 80 を Bryan and Cox [1972] の方法を用いて 9 項多項式で近似した。

境界条件は以下のように与えた。

- 海表面

熱・塩のフラックスは、海面下 2 層の水温・塩分を 30 日の時間スケールで観測値に復元させる Newtonian damping の形で与えた。これは Haney [1971] タイプの境界条件に相当する。風応力は Hellerman and Rosenstein [1983] の月平均データを与えた。冬・春・夏・秋の風応力分布を図 4 に示す。

- 開境界

モデルの南大洋高緯度には南極周極流 (Antarctic Circumpolar Current, ACC) が流れている。それを表現するために、対応する西端と東端の一部を開境界とし、西から流入し、東から流出する条件を課した。その流量は季節によらず一定とし、観測結果をもとに $130 Sv$ [Whitworth et al., 1982] とした。同様の方法を用いて、Fujio and Imasato [1991] は太平洋の流速場の計算に成功している。一方、同じく開境界である北太平洋の $40^\circ N$ 線上では、流速の傾圧成分は許すが順圧成分は 0 とした。

- 閉境界（陸岸）

粘着条件を与えた。

- 海底

ジャワ海などの浅い領域では海底摩擦応力が無視できない考えられるので、流速に比例する摩擦応力を与えた。摩擦係数は $5.0 \times 10^{-4} ms^{-1}$ 。この値は浅い湾のモデルで通常用いられる値である [Chapman and Brink, 1987]。

計算は以下の手順で行なった。

1. 初期値として流速は 0 、温位・塩分は観測値を与える。
 2. $2^\circ \times 2^\circ$ の粗い水平格子のモデルで年平均の温位・塩分・風を用いて 4 年間計算する。
 3. その計算から得られた場を初期値にして、 $1/2^\circ \times 1/2^\circ$ の細かい水平格子のモデルで年平均の温位・塩分・風を用いて 2 年間計算する。
 4. 以上のスピニアップの最終結果を初期値として、季節変化する温位・塩分・風を与えて統計的に定常な季節変動が得られるまで 11 年間計算した (図 5)。
- 3 章以降でなされる議論はこの季節変動させた 11 年目の結果に基づく。

2.2. 粒子追跡

粒子追跡は以下のような方法で行なった。3 次元の流速ベクトル $\mathbf{u}$ が与えられた時、粒子の位置ベクトル $\mathbf{X}$ は次の初期値問題を解いて得られる。

$$\frac{d\mathbf{X}}{dt} = \mathbf{u}, \quad (9)$$

$$\mathbf{X} = \mathbf{X}_0 \text{ at } t = 0. \quad (10)$$

(9) 式の積分は精度よく行う必要があるので、4 次のルンゲ・クッタ・スキームを用い、時間間隔は 1 時間で行った。各時刻の流速はモデルで得られた時間変化する流速場を 1 日おきに保存し、その流速を時間的に線形補間して得た。各地点の流速は、各グリッドの流速を空間的に線形補間して求めた。粒子が境界にぶつからないようにするために、境界に近づいた時（側壁では水平グリッドの 1/4 の距離、海面と海底では鉛直層厚の 1/4 の距離）には、境界に直角な流速成分を 0 とした。1 月から粒子追跡を開始する。粒子の初期配置は、水平には各格子 ($1/2^\circ \times 1/2^\circ$) の中央に 1 個ずつ、鉛直にはインドネシア多島海周辺での表層、中層、深層の海水交換に焦点を当てた第 4 章では 35m 深、300m 深、1250m 深に、多島海の混合層の季節変動過程を扱う第 5 章では各層の中心に 1 つずつ投入した。

2.3. 議論

「頑丈な診断モデル」は γ の大きさによって大きく結果が変わる可能性があるため、適切な γ 項の大きさについて少し議論しておく必要がある。Fujio and Imasato [1991] と Fujio et al. [1992a] では、いくつかの対照実験を行なうことによって、この問題に関する重要な知見を与えている。彼らの結果によれば、水温・塩分の観測結果に忠実な結果を得るためには、大きな γ の値が必要である。特に、彼らは 100 日の時間スケールの γ の値を用いた時、「頑丈な診断モデル」が良い結果（例えば、水温の観測値との差は 0.1 度、深層ではそれ以下）を与えることを示した。また、彼らは、この値の近くではモデルは γ の値にはそれほど敏感ではないことを示した。これらの研究をもとに、 γ を 1/year とした。この値は基本的に彼らの場合と同じであるが、若干小さい。理由は次の通りである。Sarmiento and Bryan [1982] によって提案された「頑丈な診断モデル」の γ 項は、観測値と計算値の相違を軽減するためのものである。相違は、主にモデルが流れを再現できるほど十分な分解能を持たないことから生ずる。しかし、本モデルは彼らの $2^\circ \times 2^\circ$ モデルより高分解能で、さらに季

節変動も含んでいる。従って、 γ の値も彼らのものより小さくすべきであると思われる。同様の取り扱いは高分解能の Semtner and Chervin [1992] のモデルでも行なわれている。しかしながら、 γ の値の選択に関して未だ一般的な法則はなく [Haines et al., 1993], 得られた流速の信頼性については、次章で論ずるように観測結果と比較するしかない。

本モデルは太平洋とインド洋を含むかなり大きな領域を対象としているが、大西洋は含まれておらず本質的には領域モデルである。インドネシア通過流がグローバルな熱塩循環と深い関わりを持っていることを考えると、このことはモデルのインドネシア通過流の循環を歪めている可能性がある。しかし、「頑丈な診断モデル」では、水温・塩分を観測値に近づけるために、全球スケールの熱塩循環の効果は間接的に表現されている。従って、領域モデルであるという欠点はある程度緩和されていると考えられる。

3. モデルで得られた流速場

本章では数値モデルで得られた流速場の特徴を観測結果と比較し、信頼性を確かめつつ、インドネシア多島海の流速場の季節変動について新たに得られた知見を中心に述べる。本研究では春・夏・秋・冬という用語は北半球での季節を指すことにする。

3.1. 全体的な流速場

まず、モデル領域全体の流速場に見られる季節変化の特徴をモデル結果の検証も兼ねて簡単に記述する。各季節の流量の流線関数の分布を図6に示す。秋から冬にかけて、太平洋の熱帯には渦状の分布が見られる。これは、波長約1000km、周期30日の“Legeckis Wave”と呼ばれる西進する波によるものである[Legeckis, 1979]。その発生機構は、この時期に強いNECCとSECによるシア不安定であると考えられている(例えば、Cox [1980])。北太平洋の亜熱帯循環の西岸境界流である黒潮の流量は、冬に最大、秋に最小となる。これはKawabe [1985] や Greatbatch and Golding [1989] の結果とよく一致している。(30°N, 130°E)での流量の流線関数から黒潮の流量を見積もると1年間で65 Sv から 50 Svまで変化する。黒潮は冬には伊豆海嶺に捕捉されたように流れており、順圧的な構造が卓越している。南太平洋の亜熱帯西岸境界流である東オーストラリア海流(East Australian Current; EAC)の流量は冬に最大、夏に最小となり、(30°S, 156°E)の流量の流線関数から算出すると、冬は28 Sv, 夏は20 Svである。北インド洋の循環は、西岸境界流であるソマリー海流が冬は南向き、夏は北向きであることから容易にわかるように、夏と冬でその向きは反転する。南インド洋のアガラス海流は、Pearce and Grundlingh [1982] が示したように、季節変動はそれほど大きくない。年平均の流量は62 Svであり、Grundlingh [1980] の観測結果に近い。

表層の流速場の再現性を見てみよう。図7は水深35 mでの流速場である。そこに見られる特徴はこれまでに得られている観測的知見と良い対応が認められる。例えば、1年を通して、太平洋にはNEC, NECC, SECが見られる(詳細は後述)。180°E線の断面での流速分布を図8に示す。またオーストラリアの西には、レーウィン海流が極向きに流れてお

り、しかもその流れは春から夏にかけて強くなっているが、これは Smith et al. [1991] の結果と一致する。インド洋の熱帯海域では、冬に NEC(約 5°N) と SEC(約 10°S) の間を赤道反流(約 5°S) が流れている。春と秋にはインド洋の赤道上に “Wyrkti Jet” と呼ばれる東向きの流れが見られる。これはインド洋のモンスーンの移行期に、インド洋の赤道を吹く東風によるものである [Wyrkti, 1973]。

次に、太平洋赤道海流の季節変化は、後述するインドネシア多島海の輸送過程の季節変化と密接な関係があるので少し詳しく見てみる。太平洋の赤道海流の流量は以下のように各海流を定義して見積もった。

NEC: 上層 450 m に存在する 18°N から 10°N の西向きの流れ。

NECC: 上層 450 m に存在する 10°N から 3°N の東向きの流れ。

EUC: 上層 450 m に存在する 3°N から 3°S の東向きの流れ。

SEC: 上層 450 m に存在する 6°N から 10°S の西向きの流れ。

180°E 断面でのそれぞれの流量の季節変化を図 9 に示す。結果は以下の通り。

NEC: 流量(西向き)は 1 月に最大となり(約 28Sv)、5 月に最小(約 16Sv) となる。

NECC: 流量(東向き)は 10 月に最大(約 27Sv) となり、5 月に最小(3Sv) となる。

EUC: 流量(東向き)は 6 月に最大(約 71Sv) となり、1 月に最小(約 26Sv) となる。流量が大きい時期には、EUC は海面近くにまで現れる。

SEC: 流量(西向き)は 2 月に最大(約 68Sv) となり、7 月に最小(約 29Sv) になるが、その後増加して 9 月ごろ第 2 ピーク(約 48Sv) をいったんとった後、再び減少して 12 月ごろ再び極小(35Sv) となるという半年振動のような変化をする。

以上のような季節変化は、Wyrkti [1974] が、観測で得られた力学高度から考察した赤道海流系の季節変化と同様である。また、太平洋の赤道海流を対象とした Philander et al. [1987] の予報モデルの結果とはほぼ同じである。

以上を示した表層の流れに比べ深層の流れの季節変化はかなり小さい。1 例として 1250 m 深での 8 月の流速分布を図 10 に示す。このような深さでの流速は、グローバルな熱塩循環によって決定されている部分が多いので [Kawase, 1987; Semtner and Chervin, 1992],

信頼性はその熱塩循環の再現性に関わっているが、本研究で得られた熱塩循環のパターン(図 11) は過去の多くの研究結果 (Reid and Mantyla, 1978; Wunsch et al., 1993; Fujio and Imasato, 1991; Sarmiento and Cherivin, 1992) に示された結果とよく一致している。さらに図 10 は、太平洋の赤道付近の深層に (渦のためはっきりしない部分もあるが) 強い西向きの流れの存在を示している。このような赤道に沿った深層での強い西向流は図 8 にも見られる。最近の 159°E 線での Leetma and Spain [1981] や Firing [1987, 1989] らの測流結果 (図 12) は、赤道の躍層下を鉛直方向に東西に向きを変えながら流れる “equatorial deep jet” [Luyten and Swallow, 1976] の一部として同様の西向流が約 1000 m から 1500 m 深に存在することを明瞭に示した。この赤道沿いの深層での西向流が西岸に衝突した後分岐して、一部は北に向かい、一部は南に向かってバンダ海に入る。図 13 はミンダナオ海流 (Mindanao Current, MC) の流量の季節変化を示す。MC はインドネシア通過流の供給源ではないかと考えられており [Wyrtki, 1961; Gordon, 1986; Fine, 1985], それ故インドネシア通過流を考える上で重要である。 8°N での MC の平均流量は約 25 Sv であり、過去の測流結果に基づく報告値 [Wyrtki, 1961; Nitani, 1972; Toole et al., 1990; Lukas et al., 1991] と良く似ている。また、秋に最大で夏に最小となる季節変動をしており、これはミンダナオ島のダーバオとパラオ群島のマラカル間の海面水位差から求めた Lukas [1988] の結果と一致している。

以上のように、計算結果と観測結果との対応は良好であり、モデルの流速場は太平洋とインド洋の流速場の季節変化をよく再現していると言える。従って、両太平洋と接しそれらの流速場と深く関わるインドネシア通過流の再現性も良いと考えられる。以下に、インドネシア多島海の流速場の特徴を詳しく示すことにする。

3.2. インドネシア通過流の流量

図 14 に 8.5°S 断面 (図 3 の点線) を通過するインドネシア通過流の流量の年変化を示す。流量の年平均値は太平洋からインド洋向きに約 20 Sv である。この値は過去の OGCM で得られた値 (表 1) に近い。例えば, Semtner and Chervin [1992] は 17 Sv を得ている。また、この値は、スベルドラップ・モデルに基づく「島定理」(付録 B) から求めた Godfrey [1989]

の値にも近い。本研究で用いたモデルは、これらの研究よりも多数の島をよく再現しているにもかかわらず、流量の値に差が見られない。この事実を踏まえると、インドネシア多島海の小さな島は、インドネシア通過流の全流量にはほとんど影響を与えていないと判断できる。それ故、インドネシア通過流の流量は大洋スケールの駆動力を重視した Godfrey [1989] の「島定理」によって、その骨格部分が決定されていると考えられる。

1 章で述べたように、インドネシア通過流の流量を考える上で、その鉛直分布は重要である。表 2 は 各層の単位深さ当たりの流量と全流量を示している。各層の単位深さ当たりの流量を見ると、表層で最も大きく、中層で極小となり、それ以深では次第に流量が増加し、11 層目で表層での値より小さいものの極大値をとる。このような流量の分布からインドネシア通過流は以下の 3 層に区分することができる。

- **表層:** 流量の最大値を含む 1 層目 から 5 層目まで。
- **中層:** 流量の極小を含む 6 層目 から 10 層目まで。Wyrski [1961] はこの深さにインド洋からインドネシア多島海に広がる O_2 最小層が存在することを示している。また、太平洋側では、北太平洋中層水が熱帯に達している深さに相当する (付録 A)。
- **深層:** 流量の 2 次的極大を含む 11 層目以深。深層上部は太平洋では南極中層水が赤道に達している深さに相当している (付録 A)。

これまで、Wyrski [1987] や Murray and Arief [1988] らの観測的研究から、インドネシア通過流のコアーは表層 300m 以浅にあり、深くなるにつれて流速が急激に小さくなるため、深層の流量は無視されてきた。本研究の結果は、流速に対応する単位深さ当たりの流量は同様に深さとともに急激に減少はしているが、11 層目だけでも全流量の約 1/4 に相当する $5.3Sv$ の流量が存在するように、深層の流量は無視できないことを示している。これは深層の流速は小さいものの層厚が表層のそれより 1 桁以上大きいために、流量としては大きくなるからである。

このような事実は、最近の深層にまで達する精力的な観測の展開によって報告されるようになった。例えば、Cresswell et al. [1993] はインド洋への重要な出口であるチモール海峡での観測から、そこを通過する全流量の 50 % は 350 m 以深に存在することを示した。また Fieux et al. [1994] のジャワ島・オーストラリア間の観測結果 (図 15) は、地衡流計算で

はあるが、1000m 深あたりに流量の極大が存在することを示している。従って、今後更に詳しく調査する必要はあるが、深層の流量は大きく、無視できない可能性がきわめて高いと言える。また、このように考えると、1章で述べた OGCM と他の方法によるインドネシア通過流の相違を合理的に説明できる。すなわち、前者は深層の流量を含んでいて大きい、後者はそれを考慮してしていないために小さい。実際、OGCM の流量が大き過ぎるといふきっかけを与えた Kindle et al. [1989] の躍層以浅を対象とした有効重力モデルの結果は本研究で得た表層の全流量の $9.52 Sv$ とほぼ同じである。従って、彼らのモデルの流量が小さいのは、小さな島を再現したことによる摩擦の効果によるものではなく、深層の流量を無視したためである。

深層に流量の極大が存在する原因としては、Broecker et al. [1986] がモルッカ海峡とバンダ海の間のシル上で $0.2 \sim 0.25 \text{ ms}^{-1}$ の強い南流を観測している事実を考えると、JEBAR の加速効果による可能性が強い。このような JEBAR によって本研究での流量が Godfrey [1989] の「島定理」による値 ($16 Sv$) より大きくなっていると思われるが、詳しくは今後の研究を待たなければならない。

本研究で得られたインドネシア通過流の流量の季節変動は $\pm 3 Sv$ である (図 14)。流量が最大になるのは北半球の春から夏にかけてであり、最小になるのは北半球の冬である。このような季節変動の詳細は次節で述べる。

3.3. インドネシア多島海域の流速場の季節変動

インドネシア通過流の鉛直構造は表層、中層、深層に分けられる。そこで各層を代表する 35 m, 300m, 1250m 深の流速場の季節変化について説明する。

3.3.1. 表層

図 16 は 35 m 深の流速場の季節変化を示す。この深さの流速場の特徴は、全域で季節変動が極めて大きいことである。アジア・モンスーンの風向の変化 (図 4) に応じて、インドネシア多島海のはほとんどの場所で流向が季節によって逆転している。例えば、冬には西風

風モンスーンに対応してジャワ海、フロレス海、バンダ海では流れは東向きであるが、夏には東風モンスーンに呼応して西向きとなる。同様にニューギニア沖を東に流れるニューギニア沿岸流 (New Guinea Coastal Current, NGCC) は冬には南東方向に流れるが (135°E , 10°S) で約 0.3ms^{-1}), 夏には北西方向に流れる (135°E , 10°S) で約 0.2ms^{-1})。夏の NGCC はニューギニアの北でハルマヘラ渦と相互作用して反転し東に向かうが、その際、一部はハルマヘラ海を南下してインドネシア多島海に入る。南シナ海の流れも風の向きに従う。すなわち、冬には南向きで、夏には北向きである。従って、インドネシア多島海域の表層の流れはローカルな風の応力場に強く影響されている。

しかしながら、マカッサル海峡を通過する流れはローカルな風向きとは逆センスである。例えば、夏には風は北向きであるが、1 年の中で最も南向きの流れが強い (約 0.5ms^{-1})。これは、マカッサル海峡の流れがローカルなモンスーンに支配されていないことを意味する。周りに目を広げると、マカッサル海峡の流れの季節変動は西太平洋の赤道海流の季節変動と連動していることが見てとれる。春から夏にかけて、MC とマカッサル海峡の流れは連続しており、正の相関が高い。しかも、ジャワ島の南岸で強い湧昇が発生するため (図 17) 海面高度が下がり、太平洋・インド洋間の圧力差が増加する [Wyrtki, 1987]。これは、マカッサル海峡を南下する流量を増大させるよう作用する。しかし、秋には NECC, 冬には西向きの NGCC の強化に伴って、MC はそれらの海流とリンクして流れるようになる。従って、マカッサル海峡を南下する流量は減少する。このような赤道海流とのリンクの重要性は他の場所にも見られる。例えば、ハルマヘラ島のまわりの流れの季節変動は、NGCC の季節変化と強く結びついている。

3.3.2. 中層

図 18 は、300 m 深の流速場の季節変化を示している。この深さでのインドネシア周辺の総観的な流れ場の季節変動については観測が無く、またモデルによる報告もない。従って、本研究が初めて示すものである。中層を代表するこの深さでの最も顕著な季節変化は、西太平洋の EUC の変動である。EUC の流量は春から夏にかけて最大になり、冬に最小になる (図 9)。これは、西太平洋赤道の躍層の強さの季節変化によるものである。この EUC

の季節変化に伴って、インドネシア多島海の中層の流れは変化する。すなわち、EUC が弱い冬には、EUC と MC 間のリンクは弱く、ニューギニア沿岸潜流 (New Guinea Coastal Undercurrent, NGCUC) が EUC の主たる供給源となっている。このことに関連して、MC は EUC に流れ込むかわりにマカッサル海峡を南下する流れを供給する。従って、冬には MC からマカッサル海峡に流れ込むことのない表層の流れと様相が大きく異なる。春から夏になるにつれて、EUC が強くなると、MC は EUC と強く結びつくようになる。MC の西側の分枝がセレベス海に流れ込むように見えるが、そのほとんどがセレベス海で反時計回りに循環した後、太平洋に戻る。この状態は EUC が弱まり始める秋まで続く。一方、NGCUC は観測結果と同様一年中西向きであり [Lindstrom et al., 1987], 赤道潜流に流れ込む。

バンダ海に代表されるインドネシア多島海東部の流速は西部のマカッサル海峡の流速より小さい (10^{-2}ms^{-1} のオーダー)。また、込み入った地形と風応力のカールのために、インドネシア多島海西部よりも複雑な流れになっている。しかし詳しく見ると、EUC の強い春から夏には、フロレス海からバンダ海の西岸を通り、ハルマヘラ海を抜け、EUC につながる流れが存在する。また、バンダ海には時計回りの循環が見られる。すなわち、インドネシア多島海東部の水が太平洋に流出している。逆に EUC の弱い秋から冬には、NGCUC の一部がハルマヘラ海を通してインドネシア多島海に流入する。この流れはハルマヘラ海の周りを時計回りに循環する。しかし、流れはセラム島にブロックされ、バンダ海にはほとんど影響を及ぼさない。バンダ海の内部領域は他の領域に比べ西太平洋の変動から独立しているようである。むしろ春から夏 (秋から冬) の時計回り (反時計回り) の循環はローカルな風の渦度によって決まっている。フロレス海はバンダ海の西岸の流れと連動しており、バンダ海の西岸の流れが北向きの時は東向き、南向きの時は西向きに流れる。

3.3.3. 深層

深層のインドネシア多島海内には表層や中層に見られた顕著な季節変動は存在しない。図 19 は 1250 m 深の流速場を示す。3.2 節で示したように、流速は表層に比べてかなり小さい。いくつかの興味ある現象が見られるが、中でも赤道周辺における最も顕著な特徴は、西太平洋を西に進む流れ ($(135^{\circ}\text{E}, 0^{\circ}\text{S})$ で約 0.09ms^{-1}) の一部が、バンダ海を南下する

流れとなり ($125^{\circ}\text{E}, 0^{\circ}\text{S}$) で 0.02 ms^{-1}), インド洋に至っていることである。深層には南極中層水 (Antarctic Intermediate Water) 起源の水が存在しており, 本研究で示された過程で南太平洋高緯度の南極中層水がインド洋に流れ込むことが十分考えられる。一方, 西太平洋赤道を西に進む流れの残りは北太平洋の西岸を北上する。これは観測によって最近指摘され始めており [Mindanao Undercurrent; Lukas et al., 1991], 興味深い。

3.4. 議論

以上のようにモデルで得られた流速場は, 太平洋・インド洋・インドネシア多島海の季節変化をよく再現している。しかしながら, 改善すべきいくつかの問題点も見られる。まず第一に, ロンボク海峡の通過流量に関するモデルと観測結果 [Murray and Arief, 1988] の不一致があげられる。図 20 に示されるように, モデルの流量は観測値の 3~4 倍である。同じような欠陥は過去の全てのモデル (例えば Kindle et al, 1989) にも見られる。Murray et al. [1989] は, Kindle et al. [1989] のモデルの $0.5^{\circ} \times 0.7^{\circ}$ の分解能ではロンボク海峡 (実際の幅は約 30 km) を表現できないので, 海峡の幅を開けすぎたことによりこの欠陥が生ずると述べている。本研究の分解能は $1/2^{\circ} \times 1/2^{\circ}$ であり, 同じような問題が生じている。しかし, 両者の季節変動のパターンは極めてよく似ている (例えば, 流量の最大値は夏に最大になる)。従って, 季節変動を起こすメカニズムは再現できていると考えられる。ロンボク通過流量の過大評価が太平洋からインド洋への輸送過程に及ぼす影響については 4 章で詳しく検討する。

次に, equatorial deep jet の構造や Tuchiya [1975] によって示された 東向きの North Equatorial Subsurface Countercurrent と South Equatorial Subsurface Countercurrent が明瞭ではないという問題がある。このことが本研究で見積もられた EUC の流量を少し大きくしている。これは, 複雑な赤道海流系を分解するためには本研究の分解能ではまだ不十分であることと, 水温と塩分場の計算に用いた Levitus [1982] のデータは $4^{\circ} \times 4^{\circ}$ のスムージングをかけていることによると思われる。

また, 冬のマカッサル海峡表層の流れはモデルでは北向きであるが, Wyrтки [1961] の結

果では弱いながらも南向きである。モデルのマカッサル海峡の流れが冬に北向きになる理由の一つは恐らくジャワ海の東向きの流れが強すぎるためであろう。モデルのマカッサル海峡の流れが北向きになるのは 50 m 以浅であり、それはジャワ海の深さに対応している。冬のジャワ海の流量を見ると (図 21), 1 月に 4.92 Sv であって、Wyrтки [1961] の推定値の約 4.5 Sv と大差はない。しかし、ジャワ海は浅くて狭いので、流速にすると差は大きくなる。それ故、強化されたジャワ海の東向きの流れが北に分岐し、かつ、この時期のセレベス海の西向きの流れも弱いために (図 21), マカッサル海峡表層に北向きの流れが形成されたと考えられる。

本研究では浅い海域での研究結果 [例えば, Chapman and Brink, 1987] を基に、底摩擦を与えている。しかし、それにもかかわらず、ジャワ海で現実よりも強い流れが生じるということは、まだその効果が不十分であることを意味している。従って、ジャワ海のような浅い海での海底地形と潮汐の非線型相互作用の効果 [Wyrтки, 1961; Hatayama et al., 1996] を考慮する必要があるだろう。この問題でのさらなる研究は通過流におけるプロセスを理解するのに必要だと考えられる。

しかし以上の様な問題点はあるにしろ、本研究結果は全般的には観測結果の特徴を良く再現していると言えるので、次章で試みるインドネシア通過流による輸送過程の解析は可能である。

4. インドネシア多島海付近の粒子のラグランジュ運動

季節的に変化するインドネシア通過流の起源・通過経路を明らかにするために、インドネシア多島海域での粒子の動きを調べる。3章で述べたように、インドネシア通過流の季節変動は西太平洋赤道海流の季節変化と深く関係しているため、特にその結び付きに注目して考察を加える。また、前述したように、インドネシア通過流は鉛直に3層構造をしているので、表層、中層、深層を代表する35m, 300m, 1250m 深に粒子を投入して各層の輸送過程の特徴を明らかにする。

4.1. 表層

図22は初期に35 m 深に投入した粒子群の分布の時間変化を示している。赤、緑、黄、青色の各粒子はそれぞれ初期に北太平洋、南太平洋、インドネシア多島海、インド洋に存在した粒子を表しており、ここではそれぞれNP粒子、SP粒子、IN粒子、IO粒子と呼ぶことにする。図23Aは1月から3月までの、図23Bは7月から9月までの粒子の軌跡を示している。

まず、赤道近くの粒子運動について述べる。赤道近くのNP粒子(赤色)は、冬に南東向きのNGCCによって南太平洋に流入する。春になり、SP水であるSECの水(緑色)が西に進入するようになると、南東向きのNGCCと北西向きのSECが140°E近くで衝突し、NPとSPの粒子は混ざりながら北太平洋に押し出されるように北上する(図22B,C)。北太平洋に入ったこれらの粒子は、この時期の北半球での東風によるエクマン流によって海面近くまで湧昇し、さらに北に運ばれる。NPとSPの粒子は、その途中でハルマヘラ渦やミンダナオ渦の影響を受けてさらによく混合する(図22D,E,F,G)。北上した粒子の一部は、NECとMCに取り込まれる。赤道近くの粒子に見られる強い混合(赤と緑の粒子のかなり一様な混在)は、水温・塩分場が西太平洋赤道の表層では水平的に比較的均一であることと良く対応している[Webb and King, 1989]。

SECの粒子のうち140°Eで北上しなかった粒子は、夏にはNGCCが完全に西向きになるため、さらに西に進む。その粒子の多くはニューギニアの西端で反転し、ハルマヘラ

渦を作りつつ NECC に流入する。しかし、一部はハルマヘラ海を経て南下し、NP 粒子と混合しつつ、インドネシア多島海東部のバンダ海に流入する (図 22D,E)。このようなハルマヘラ海やモルッカ海からバンダ海を南下してインド洋に達するインドネシア通過流の流路を以後“東方ルート”と呼ぶことにする。この“東方ルート”に沿ったインドネシア通過流による輸送過程の特徴は、図 22 からわかるように、NP・SP 水のかなりの部分が、インド洋に抜ける前に、秋にハルマヘラ海の流れが北向き変わるため、逆にバンダ海から太平洋に粒子が出て行くようになる (すなわち、太平洋に戻る)。結局 1 年を通してみると、NP と SP の粒子は少ししかインドネシア多島海東部に残らない (図 22G)。実際、1 年後にバンダ海に存在する赤の NP 粒子は 31 個、緑の SP 粒子は 46 個である。また、インド洋には緑の SP 粒子が 1 個だけしか入っていない。

次に、約 13 °N に位置する NEC 起源の粒子運動について述べる。西向きの NEC 中の NP 粒子は、フィリピン東岸で分岐し、黒潮によって北上するものと MC によって南下するものとに別れる。MC に分岐した粒子の一部は、春までにはセレベス海に入る (図 22B,C)。これらの NP 粒子は、夏の短い期間にマカッサル海峡・ロンボク海峡を通過し、インド洋に到達する (図 22D,E)。以後、このようなセレベス海・マカッサル海峡・ロンボク海峡を通り、インド洋に達するインドネシア通過流の流路を“西方ルート”と呼ぶことにする。“西方ルート”の 1 つの大きな特徴は、マカッサル海峡の流れが比較的速いために (約 0.5 ms^{-1})、通過時間は数ヶ月であり、“東方ルート”よりずっと短いことである。この短い通過時間のおかげで、秋にマカッサル海峡の流れが逆転して北向きになる前に、多くの NP 粒子がインド洋に抜ける。この点が“東方ルート”と大きく異なる点である。実際、253 個の赤の NP 粒子がインド洋に入っており、“東方ルート”によるインド洋への輸送量よりはるかに多い。このような“西方ルート”に沿った NP 粒子の効果的な輸送は、夏の終わりまでである。これは、NP 粒子の供給源である MC が、3.3.1 節で述べたように、秋には NECC と (図 22) 冬には NGCC と (図 22) リンクするために、MC からの粒子の供給がほとんど途絶えるためである。以上に述べられた NP 粒子の季節的挙動は、MC に投入された漂流ブイのそれ (Wooding et al., 1990: 図 24) をよく説明している。5 月から 10 月までは“西方ルート”を流れるブイが観測されているが、11 月から 4 月までは観測されていない。これは粒子の動

きから明らかになように、北太平洋水が“西方ルート”を通過する季節が春と夏だけであることに起因する。

冬にロンボク海峡を通過する粒子は、夏の NP 粒子ではなくジャワ海の粒子である (黄色)。このように季節によってロンボク海峡を通過する粒子の起源が異なるので、ロンボク海峡を経由するインド洋への輸送は、流量だけではなく海水特性も季節によって異なることが示唆される。実際、観測によれば、ロンボク海峡の表層の塩分は降水や蒸発の季節変化だけでは説明できない大きな季節変化をすることが報告されている (Wyrtki, 1961, 図 25)。また Gentili [1972] はオーストラリア西岸では季節変動のために暖水分布が不連続になる可能性を指摘している。なお、表層の塩分の季節変化の機構に関しては 5 章で詳しく議論する。

図 22H は 2 年後の粒子の分布である。“西方ルート”には 2 年後でも NP 粒子しか入ってこない。それとは対照的に、“東方ルート”には異なった海水特性を持つ様々な起源の粒子が入って来ている。実際、2 年後のバンダ海には、赤の NP 粒子は 24 個、緑の SP 粒子は 69 個、青の IO 粒子は 32 個存在している。さらに、これらの粒子はバンダ海で渦のような循環 (図 23) や流れの季節変動のためによく混合される。Field and Gordon [1992] は水塊分析によって、“西方ルート”上の海水特性はほとんど北太平洋起源であるが、“東方ルート”上の海水の起源ははっきりしないと報告している。本研究の粒子追跡の結果は、“西方ルート”の表層を通る海水の起源は北太平洋であることを明瞭に示すと同時に、“東方ルート”の起源が不明確である理由は、様々な起源の粒子が流入しかつ混合しているためであるということを示したと言えよう。

4.2. 中層

図 26 は初期に 300 m 深に投入した粒子群の分布の時間変化である。図 27Af は 1 月から 3 月までの、図 27B は 7 月から 9 月までの粒子の軌跡を示している。一見して、“西方ルート”への MC の水の供給は表層と異なり冬に生ずることがわかる。これは 3 章で述べたように、MC とマカッサル海峡の流れのリンクがこの季節に強いからである。EUC が春から

強まるにつれて MC 中の NP 粒子は次第に EUC の方に流れるようになり、そのため夏にはマカッサル海峡に流れ込まなくなる。この状況は秋まで続く。従って、MC の粒子が“西方ルート”に流れ込む期間は表層に比べて短く、マカッサル海峡を流れる NP 粒子はパッチ状になる (図 26B のマカッサル海峡の赤の粒子)。注目すべきは、“西方ルート”に NP 粒子の供給がない時には、スル海の粒子 (黄色) がマカッサル海峡を南下することである。すなわち、インドネシア通過流の主たる経路である“西方ルート”の中層では、NP 粒子とスル海の粒子が不連続的に流れる。通過する海水の起源が大きく異なるというこの事実は、通過する海水特性が大きく変化することを意味している。従って、本研究結果はインド洋への熱・物質輸送の理解とその量的評価に対してきわめて重要な知見を明らかにしたと言える。図 18 に示されたオイラー流速場にはマカッサル海峡の中層に大きな季節変化は認められないことから、このような事実は粒子追跡を行うことによって初めて明らかにしえたものである。

300m 深の流速は 35m 深の流速よりも遅いため、“西方ルート”中層の通過時間は表層に比べて長い。1 年後には相当数の NP 粒子 (18 個) がインド洋に流入する (図 26)。Bingham and Lukas [1994] は北太平洋中層水がミンダナオ沖からマカッサル海峡にまで流入している観測結果を示している。また、この深さでの“西方ルート”の塩分の観測値は空間的に値がバラついていることが報告されている [Wyrtki, 1961]。これらの現象は、ここで示したパッチ状の水の輸送を考えれば、合理的かつ容易に説明できる。

また、MC と EUC のつながりを直接示す観測的証拠はまだないが、Tuchiya et al. [1989] は EUC の北部には北半球起源の水が存在することを指摘しており、このことも本研究結果の信頼性を高めるものである。

図 26D は 2 年後の粒子の分布を示している。上述したプロセスによって 1 年目にインド洋に流入した NP 粒子は 2 年目には、約 10 °S 付近をさらに西に進む。この時、インドモンスーンによる強い季節変動の影響を受けて、東西に分散しながら進んでいく。1 年目と 2 年目で赤の粒子の動きが少し違うのは、赤の粒子の初期位置が 1 年目と 2 年目で違うためである。2 年目にマカッサル海峡を通過した NP 粒子の一部 (20 個) は、ロンボク海峡を通らずにフロレス海を東に進む。これは、Field and Gordon [1992] が水塊分析から指摘し

た“back door pathway”(北太平洋水が遠回りして背後の西からバンダ海に入ってくる経路)を直接的に裏付けている。

緑の SP 粒子は、この深さではインドネシア多島海には入らず(図 26)、主に EUC に海水を供給している。この結果は、Lindstrom et al. [1987] が塩分場の観測結果から間接的に示した Tsuchiya [1968] の仮説、すなわち「EUC の高塩分水の起源は NGCUC である」ことを直接的に証拠づけるものである。インドネシア多島海の中層には南太平洋水は全く入っていないということは、Lindstrom et al. [1987] のデータ解析によっても不明であったことであり、本研究が初めて明らかにしたことである。さらに、EUC が強い春から夏にかけてはバンダ海から EUC に水が流出する(黄色の粒子)という新たな事実も明らかとなった。これらの成果は、今後のインドネシア通過流に関する研究の展開に大きな意義があろう。

4.3. 深層

図 28 は、初期に 1250 m 深に投入した粒子群の水平分布の時間変化を示している。また、1 年間の粒子の軌跡を図 29 に示す。赤道深層の西向流によって太平洋の粒子がインドネシア多島海東部に流入している様子が明瞭であり、それは NP と SP の両粒子で構成されている。2 年後(図 28B)には 47 個の NP 粒子(赤色)と 15 個の SP 粒子(緑色)が多島海に存在している。2 年後の分布から判断すると、深層での“東方ルート”の通過時間は数年である。これらの結果は、インドネシア多島海の海水の起源は両太平洋水であることを示しており、水塊分析の結果と一致する。例えば、Van Vennecom [1988] はシリカをトレーサーとして用い、本研究と非常に近い結果を示している。一方、表層・中層ではインド洋への輸送に重要であった“西方ルート”は、1000m よりも浅いため深層では存在しない。

4.4. インド洋に流入した多島海粒子の振る舞い

インドネシア多島海を通過して太平洋からインド洋に入った粒子は、表層では 2 年間でインド洋の西岸まで到達する。この節では、表層で多島海からインド洋に流入した粒子の広がりについて説明を加える。これはインドネシア通過流がインド洋の海洋・気候現象に及

ばす影響を理解するのに役立つ。

図 30 に、インドネシア多島海からインド洋に入った粒子の分布を示す。インド洋に入った粒子は 10°S 付近の SEC によって西に流されるだけでなく、エクマン流によって南にも流され約 30°S 近くの中緯度まで達した後、粒子はそこで沈降している。また、オーストラリアの西岸をレーウィン海流により南下している粒子も見られる。

このようなインド洋の熱帯の粒子の南下の動きを詳しく見るために、初期に 80°E 線の 20°N から 20°S にかけて投入した粒子の 1 年間の軌跡を示したものが図 31 である。南半球の粒子には距離にして 20°S 近く南下しているものも見られる。このような顕著な南下は夏に起こり、それはインド洋に投入した漂流ブイの軌跡 [Molinari et al., 1990] にも見られる。

この南下の概念図を図 32 に示す。冬には、インド亜大陸から海へ南向きのモンスーンが吹く。この時のエクマン流は北向きとなる (図 32A)。夏には反対に海から大陸へ北向きのモンスーンが吹き、この時のエクマン流は南向きとなる (図 32B)。春と秋には、モンスーンの移行期に当たり、赤道上では西風により東向きの強流 (“Wyrтки Jet”, 3.1 節参照) が発生する (Fig. 32C)。以上のような流動場の季節変動に伴って、春から夏にかけて、まず東へ、次に南へという顕著な粒子の動きが見られるのである。また、この南流によって一部の粒子は、オーストラリア大陸東岸を一年中南に流れるレーウィン海流に入り、オーストラリア大陸の南西端まで移動する。

約 $10^{\circ}\text{S} \sim 30^{\circ}\text{S}$ では風は年中西向きである。従って、エクマン流は南向きである。 10°S 以北では冬にはエクマン流は北向きとなるので、約 10°S では流れは発散し、湧昇が起こる (図 32)。この 10°S 付近は、多島海からインド洋に入った水の通り道である SEC の流れるところなので、インドネシア通過流によってインド洋へ運ばれた太平洋起源の海水は冬に湧昇によって海面まで持ち上げられ、次の夏にエクマン流によって効果的に南に輸送される。南の 40°S 付近は 1 年中 西風なのでエクマン流は北向きである。従って 20°S から 30°S では流れは収束し沈降が生ずる。特に夏には南下する水が多くなるので沈降量は大きくなる。

従って、以上のようなエクマン流によって熱帯から中緯度への効果的な輸送が夏に発生

することになる。実際、インド洋では夏に大量の熱が南へ運ばれていると指摘されている [Hsiung et al., 1987]。また, Hasternrath and Greishar [1993] の研究によれば, このときの海洋による熱輸送は, 大気と同等の熱量を大気による熱輸送とは逆向きに運んでいる。またエクマン流が収束するインド洋の中緯度では熱が蓄積されるので海洋から大気への熱フラックスは夏に大きくなる [Hasternrath and Greischiar, 1993]。これらの事実から, 本節で示唆されたインドネシア通過流水の影響を色濃く受けたインド洋熱帯からの顕著な南下流は, 大気も含めたインド洋の気候システムに重要な役割を果たしていると考えられる。その一部はレーウィン海流によってなされるが, 高緯度への熱輸送は1章で述べたようにレーウィン海流自体が形成されるのにも必要である。

4.5. 議論

「頑丈な診断モデル」とオイラー・ラグランジュ法を用いた本研究により, 太平洋とインド洋の輸送過程をかなり明らかにすることができたが, モデルの分解能に由来する問題について検討する必要がある。

その第1は, モデルにおけるロンボク通過流量は観測結果 [Murray and Arief, 1988] の3~4倍となっており, そのことが多島海での輸送過程にどのような影響を与えるのかを検討しておく必要がある。この通過流量の増大は, モデルにおけるロンボク海峡の拡幅 (実際のロンボク海峡の幅は20~30kmであるのに対して, モデルでは約200km) によるものと思われるが, 熱帯西太平洋では経年変動, 特に ENSO の影響が大きいため [例えば Lukas, 1988; Qiu and Joyce, 1992], 気候値を使ったモデルと1度の観測とでは異なった状況下での流量を見ている可能性も否めない (観測は1985~1986年の単年度のものである)。原因はともかくとして, もし, ロンボク海峡の幅が狭く, それ故, 流量がもっと少ない場合, 輸送過程は以下のような影響を受けると考えられる。多島海全体の通過流量は大洋スケールの現象で決まっているので, ロンボク海峡の幅が狭まり通過流量が減少したとしても, インドネシア通過流全体の流量はあまり変化しないと考えられる。従って, チモール海やサブ海を通過する流量は本研究の結果よりも増えるであろう。すなわち, “西方ルート”を通

過してインド洋に入る水は、ロンボク海峡を迂回して、フロレス海、バンダ海を通って、チモール海やサブ海からインド洋に入る、いわゆる back door pathway [Field and Gordon, 1992] を通る流量が増加すると思われる。Field and Gordon [1992] の解析結果ではバンダ海には北太平洋起源の水が比較的多く存在しているが、それはこのことによる可能性が考えられる。同様にモデルではサブ海を広げ過ぎているため、サブ海の通過流量を過大評価し、チモール海の通過流量を過小評価している可能性がある。最近の観測によれば [Cresswell et al., 1993], チモール海峡の流量は約 $7 Sv$ であるが、モデルでは $1 Sv$ 程度であり、チモール海に隣接するサブ海の通過流量は約 $7 Sv$ である (図 33)。これらのことを考え合わせると、インド洋への主要な出口はチモール海だと思われる。

また、スル海とセレベス海を結ぶ海峡もモデルでは拡大されている。そのために、この海峡の通過流量を過大に見積もっているとしたら、マカッサル海峡の流れに影響を与えているであろう。図 21 には 他の海峡の流量とともにスル海を通る流量を示した。スル海の流量の季節変動の振幅は約 $2 Sv$ である。スル海の流量に関しては観測データが全くないので、モデルの流量が過大評価になっているかどうか現時点で判断できない。しかし、セレベス海やジャワ海の流量に比べて値が小さいことから、たとえ過大評価であっても、それほど大きな影響は与えないと考えられる。

表層の輸送過程は $35 m$ 深に投入した粒子の運動を解析することから調べた。しかし、3.4. 節で述べたように、 $35 m$ 深というのはマカッサル海峡の冬の流れが北向きになる深さであるので、特別な深さである可能性がある。それ故、表層の他の深さに粒子を投入して、これまでに示した表層の輸送過程がどれくらい正しいかを確かめる必要がある。図 34 は $35 m$, $75 m$, $125 m$ 深に投入した粒子の 1 年後の分布を比較したものである。この図から他の深さでも $35 m$ 深で見られたのと同様な特徴が見られる。これは、マカッサル海峡の冬の北向きの流れはそれほど強くないためである。結局、 $35 m$ 深に投入した粒子運動によって表層の輸送過程の理解が可能であることを示している。

中層の輸送にも若干の問題が見られる。観測ではインド洋からバンダ海に酸素極小層が広がっている [Wyrtki, 1961]。しかし、本研究の粒子追跡の結果ではそれに対応するようなインド洋からバンダ海への粒子の移動は見られない。この点に関して Wyrtki [1961] は、

酸素極小層のバンダ海への進入は混合過程によるものだと述べている。そうだとすると、本研究では粒子運動に乱流速度が考慮されていない(要するにランダム運動が含まれていない)ので、不一致は当然の結果であると言える。粒子運動にランダムな運動を含めることは、海水の混合や変形を考える上で重要であるので、それを引き起こす原因もあわせて今後研究する必要があるだろう。

5. インドネシア多島海の混合層の塩分の季節変化

5.1. 手法

インドネシア多島海における混合層のバランスの季節変動過程を調べるために、モデル領域を図35に示される13個の海域に分割した。分割に当たっては Wyrski [1961] のレポートを参考にした。彼はインドネシア多島海の混合層の塩分の季節変動は、これらの海域でそれぞれ違った特徴を持つことを示している。解析にあたっては、これまでの観測的研究 [Wyrski, 1961] によれば、多島海の混合層の深さは 50m 前後であるので、ここでは混合層は海面下 50m までとした。そして、前章までに述べた流速場、塩分場の結果を用いて混合層バランスを調べた。

2章で述べたように、50 m より浅い層では 30 日の時間スケールで温度と塩分を観測値に近づけている。そのため 50m 深までのモデルの温度・塩分は観測値とほぼ同じであるとみなしてよい。しかしながら、わずかな差は存在し、それが Haney [1971] タイプの境界条件を用いている本モデルでの大気・海洋間の熱・淡水フラックスを与えている (図36)。このようにして求めた熱・淡水フラックスは基本的には Oberhuber [1988] のデータ (図37) と同じであるが、若干の違いは見られる。その点については 5.3.1.節で詳しく議論する。

さて、インドネシア多島海の混合層の塩分の季節変化に対して、移流効果、大気・海洋間淡水フラックスの効果、もしくはその組み合わせによる効果のうちどれが重要なのかを明らかにするために、標識粒子を各グリッドに1つずつ配置し、各粒子にはその初期位置での塩分値と $(1/2^\circ) \times (1/2^\circ) \times (\text{層厚})$ の体積を持たせ、その後、粒子の塩分の変化を以下の方法で見積もり観測結果と比較する。この方法を“粒子追跡法”と呼ぶことにする。この本研究で新しく提案された方法は、後述するように混合層に関する問題を比較的容易に調べることができる優れた方法である。

1. 移流モデル

(Method by particle movement ; 以後 MP と呼ぶ)

粒子は流れによって移動するが、粒子の塩分は移動中変化しないとする。各月の各領

域の塩分は、その領域の「混合層」(50 m より浅い層) にその月に存在する粒子の塩分を平均することによって求める。これによって得られた塩分変化は移流効果のみによる。

2. 結合モデル

(Method by particle movement and air-sea freshwater flux ; 以後 MPF と呼ぶ)

MP に、大気海洋間淡水フラックスの効果を組み入れたものである。従って、各粒子の塩分は、移動中においても正味の大気海洋間淡水のフラックス (降雨－蒸発) によって変化する。 i 番目の月の n 個目の粒子の塩分 Sn^i は、50 m より浅い場所に存在するときには、 i 番目の月の淡水フラックス R^i によって 以下のように求める。

$$Sn^i = Sn^{i-1} \times \frac{50}{R^i + 50} \quad (11)$$

そして、それぞれの海域の塩分は、MP と同じ方法によって決定する。正味の大気海洋間淡水フラックスのデータは Oberhuber [1988] を用いた (図 37)。

3. フラックスモデル

(Method by air-sea freshwater flux ; 以後 MF と呼ぶ)

この方法では、粒子は初期位置に静止させ、大気・海洋間の淡水フラックスのみによって塩分を変化させる。大気・海洋間淡水のフラックスの与え方は MPF と同じである。また各混合層の塩分は MP の場合と同様にして求める。

以下では、この 3 つの方法で求めた塩分変化と観測値に対応するモデルで得られた塩分の変化 (以後 MO と呼ぶ) との比較・検討を行う。

5.2. 結果

主論文 2 では図 35 の BA・FL・JA・SC・NC・AR の領域について論じているが、ここでは主にバンダ海 (BA 領域) とフロレス海 (FL 領域) について詳しく述べることにする。こ

これらの海域はインドネシア通過流の最終的な出口にあたり、従って、多島海内での通過流水の変質とそのインド洋への流入がインド洋の水塊分布に与える影響を理解するのに適している。他の領域の結果については6章でまとめて述べる。

5.2.1. バンダ海 (BA 領域)

図38はバンダ海(図35のBA領域)で平均した塩分の年変化を示す。観測値と見なせるMOの塩分は、冬の北西モンスーンの時期(11月から3月; 図4A)に減少し、夏の南東モンスーンの時期(5月から10月; 図4C)には増加する。MPFはこの特徴を良く再現している。従って、MPFはBA域での塩分の季節変化にとって本質的な過程は含まれていると考えることができるので、その塩分変化の要因を調べれば、実際の混合層の季節変化の機構を明らかにすることができよう。そこでまず、MPFの場合の塩分変化を引き起こす各要素のみを考慮したMFとMPの結果を見てみよう。北西モンスーン期の塩分の減少は、BA領域での淡水フラックスの効果のみを考えたMFでは見られるが、粒子の移流効果のみを考えたMPには見られない。従ってこの時期に特徴的な塩分減少は正の淡水フラックス(すなわち、蒸発を降水が上回っている)によるものである。逆に、南東モンスーン期の塩分増加は、MPには見られるがMFには見られない。従って、この塩分の増加は移流効果に起因している。

次に、BA領域に入ってくる水がどこからやってくるのかを調べ、その起源ごとに体積の割合を図39に示した。1月から5月は、上述したように塩分変化に対する移流の効果は小さいが、BA領域の約40%を占める粒子が他の場所から来てそこにあった水と入れ替わっている。この季節に流入する粒子はIN領域(インド洋)とFL領域(フロレス海)からきたものである。FL領域とIN領域から来る水の体積はほぼ同じであり、それぞれ約20%である。Wyrтки [1961, p. 36 と p.40] によれば、モンスーンによって生じる東向きの流れによってFL領域の水がBA領域に流れこんでくるが、INの水はBAには影響を与えていないようであると述べている。これは本研究の結果と相違する。しかし、最近の観測結果[JEXAM, 1994]は、漂流ブイがこの季節にインド洋からインドネシア多島海に入り東に進むことを示した。すなわち、バンダ海へインド洋の水は進入しているのである。

海流の移流効果が大きい南東モンスーンの季節には AR 領域 (アラフラ海), NP 領域 (北太平洋), SP 領域 (南太平洋), および, BAD 領域 (バンダ海の 50 m より深い領域) からの粒子の体積が増える。AR 領域の水は小スンダ諸島の北の西向きの流れによって, NP 領域と SP 領域の水はインドネシア通過流によってハルマヘラ海を経て運ばれる (4.1.節参照)。BAD 領域の水の占める割合が増加するのはこの季節に盛んな湧昇によるものであり, Wyrski [1961 section 7.5] や Zijlstra et al. [1990] の観測と一致する。

移流の効果をその起源水も含めて, もう少し具体的に調べてみよう。これは粒子追跡法ならではのことである。MPF で得られた粒子の起源毎の平均塩分の時間変化を図 40 に示す。北西モンスーン時に FL と IN の水の流入体積は増えるが, FL(IN) 水は BA 領域の水より低い (高い) 塩分を持っているので, FL と IN 領域からの BA 領域の塩分変化に対する移流効果は打ち消しあう。これが, この季節に 40 % もの水が入れ替わるのに移流の効果が結果として小さくなる原因である。この相殺効果によって, BA の水は見かけ上, 負の淡水フラックス (蒸発よりも多い降水) (図 37C) のみの効果で塩分が減少するように見える。南東モンスーンの季節には NP, SP, AR, BAD からの水が増えるが, 中でも SP と BAD 領域からの水は特に高い塩分を持っている。これらの粒子がこの季節の塩分上昇に本質的役割を果たしている。

BA 領域の混合層の塩分変化に影響を与える淡水フラックスは, BA 領域上のフラックスだけではなく, 他の領域の淡水フラックスも影響を与えている。すなわち, 起源水の塩分はそれほど低くはないが, 移動中他の領域の淡水フラックスによって塩分の減った粒子がやってくることによって BA の塩分が減少しているのである。つまりリモートな効果による塩分低下も生じている。これを示すために, 図 40 と同じものを MP について描いた図 41 と比較すると, 6 月 (SP の粒子が初めて BA 領域に入る時) の SP 粒子の塩分は, MP の時は約 35.0 psu であるが, MPF の場合には 34.6 psu と 0.4 psu も低い。この差は, 最初に BA 領域に入る前に SP 水が西太平洋上の淡水フラックスによってその塩分が減少したためである。このように, 離れた領域での淡水フラックスの影響も直接調べることができるのはラグランジュ的手法の一つの利点である。つまり, “粒子追跡法” は海水の変質過程を直接的に明らかにすることができる。以上とは対照的に, その場の淡水フラックスが

粒子と共に他の領域に輸送されてしまう結果、その場の塩分変化に影響を与えない場合も起こり得る。そのような例は次節で述べるように FL 領域で見られる。

粒子は計算した速度場を用いて 3 次元的に追跡しているので、鉛直移流の影響を調べることができる。図 42 に初期に 50m 以深に投入された粒子が占める体積の割合を示した。実線は総合計を示す。特に南西モンスーン期の 5 月から 9 月にかけて混合層以深にあった粒子が約 60 % にまで増加する。この増加の一部は BA 領域の湧昇によって起こるものである。湧昇は他の領域でも起こる。すなわち、他の線で示されるように AR・SP・NP の領域でも起こる。これらの粒子は高い塩分を持っているので (図 43)、この季節の塩分増加に与える影響が大である。それ故、鉛直移流効果は塩分変化に重要であるので 5.3.4. 節で再び議論する。

5.2.2. フロレス海 (FL 領域)

図 44 に示されるように FL 領域での観測結果とみなせる MO の塩分は、冬 (夏) の北西 (南東) モンスーンの季節に低く (高く) なる。MPF はこの MO の塩分の季節変動の特徴をよく再現している。同様に MP もまた塩分の変化をよく再現しているが、MF にはそのような変化が見られない。従って、FL 領域の季節変動はほぼ移流によって決まっていることがわかる。これには、FL 領域がインドネシア多島海内におけるの一種の「交差点」であることが深く関係しているように思われる。実際、粒子は様々な場所からやってくる (図 45)。その結果、1 年後には FL 領域の「混合層」には元々存在していた粒子 (FLM) は全く残っていない。他領域からの移流による塩分輸送が FL 領域の混合層の季節変化を支配している。

その様子を少し具体的に示す。北西モンスーンの季節には、まず JA、次に SC の水が西から運ばれてくる。同様に FL 領域の 50m より深い水 (FLD) も増加する。図 46 から理解されるように西の JA と SC から来る粒子の塩分は比較的低い。しかし FLD と MS 領域からやって来る粒子の高塩分が幾分かこれを補償する。従って、冬に FL 領域の塩分が十分に小さくなることに関してある程度 FL での正の淡水フラックスが役割を果たしている。

夏に南東モンスーンが吹き始めると、東からは西向きの流れによって BA 領域の水が、北

からはインドネシア通過流によってマカッサル海峡を経て MS, CE, NP からの順に流入量が増加する (4.1.節参照)。このような他の海域からの粒子が増えることにより, FL 領域にあった粒子は急激に減少する。この時期に北から来る粒子 (CE と NP) と東から来る粒子 (BA) の塩分は比較的高い。そのため FL 領域の塩分は南東モンスーンの季節に高くなる。

5.3. 議論

“粒子追跡法”を用いて, 移流効果が重要な役割を果たすインドネシア多島海の混合層の塩分の季節変動をその起源水も含めて解明することに初めて成功した。しかしながら, MPF と MO を厳密に比較すると若干の差異がみられる。これらの問題点を明らかにしておくことは, 本研究における方法の今後の改良に向けて, また今後のインドネシア多島海における混合層の季節変動に関する研究を進める上で有益であると考えられるので詳細に検討してみることにする。

5.3.1. 淡水フラックスのデータ

この研究では海面フラックスとして, Levitus [1982] への Newtonian Damping によるものを使わず, Oberhuber [1988] の観測データを用いた。その理由は以下の通りである。

1. 「頑丈な診断モデル」の Newtonian damping の項は, 大気海洋間淡水フラックスだけでなく, 川からの淡水フラックスも含まれていると考えられる。川からの淡水流入に関してはその季節変動に関して十分なデータがなく見積もりが難しいのでここでは除いた。
2. Newtonian damping の項はモデルでは分解出来ないために生ずる非現実的な塩分変化を修正する項も含んでいると考えられる [Sarmiento and Bryan, 1982; Semtner and Chervin, 1988]。この効果については 5.3.2.節で論ずる。

これらの理由で, ここでは大気海洋間フラックスの効果を純粋に見積もるために, Oberhuber [1988] のデータを用いた。

Oberhuber [1988] のデータはやや空間分解能が粗く, $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ である。図 37に見られるように, 正味の淡水フラックスは多島海で十分分解出来ているとは言えない。しかし, ア

ジア・モンスーンの季節的な変動の大まかな特徴は捉えられている。例えば、冬には 5°S を中心として激しい雨が降り、バンダ海では降雨が蒸発を上回る。しかし夏には降雨の激しい場所は 10°N に移り、熱帯収束帯 (Intertropical Convergence Region, ITCZ) とつながるようになるので、結果的にバンダ海では蒸発がやや降水を上回る。さらに、Oberhuber [1988] のデータセットで見られる季節変化の特徴は、Wyrski [1961; chapter 5] で報告されている降雨と蒸発の季節変化の特徴と一致する。従って、大気海洋間淡水フラックスの影響はこの研究で使ったデータで表せていると思われる。降雨観測データは十分ではないため、降雨データにどれくらい不確実性があるかは量的にはわからない。将来、より小さなスケールでの降雨データが必要である。現在打ち上げが予定されている人工衛星 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) は熱帯の降雨を測定するレーダーが搭載されることになっており、この問題を解決するのに役立つであろう。

川からの淡水フラックスはある領域では重要になると言われている [Wyrski, 1961, section 4.4]。例えば、NC 領域 (南シナ海の北部) にはメコン川の流入がある。この低塩効果の考慮の不十分性が NC 領域の **MPF** の塩分を高くしている理由だと考えられる (図 47)。その効果を概算してみよう。メコン川の流出は約 $14200\text{m}^3\text{s}^{-1}$ [UNESCO, 1969] であるから、 $118 \times 10^5\text{km}^2$ を占める NC 領域の平均塩分 33.85psu は 1 年間で

$$\sim \frac{33.85 \times 50\text{m}}{(14200\text{m}^3\text{s}^{-1}) \times 1\text{year} / (118 \times 10^5\text{km}^2) + 50\text{m}}$$

$$\sim 33.82.$$

となり約 0.03psu 低下する。これは、メコン川からの流出が NC 領域の **MPF** の塩分を改善することを示す。他に多くの川が存在するから、定量的な議論をする場合には川からの流出を無視することはできない。しかしながら、川からの流出は降雨と正の相関があり、塩分の季節変化に対する川からの流出の効果は定性的に共通している。従って川からの淡水流出の影響は“粒子追跡法”の結果に定性的には表現されていると考えられる。川の効果をより定量的に見積もるためには、降雨と流出のより精密な観測が必要である。これらの観測は他の領域の結果も改良するだろう。例えば、SC 領域 (図 48) では **MPF** は **MO** に比べて 1 年中塩分が少し高い。従ってこの領域でも Wyrski [1961, p38] が述べているよう

に川の流入効果が結果を改善すると思われる。

5.3.2. 流速のエラー

“粒子追跡法”の結果はモデルで計算した流速に大きく依存する。第3章で述べたように多くの点でモデルは多島海内の流速を良く再現している。そのために、“粒子追跡法”は塩分の季節変動の本質的なプロセスを再現できていると考えられが、所々不十分性も見られた。その影響について検討してみる。

例えば、モデルのロンボク海峡の流量は Murray and Arief [1988] の観測値の3～4倍と過大評価されている。第3, 4章でも議論したように、実際にはもっと小さく、チモール海峡を通る流量の方が大きいと考えられる。その場合、冬のBAやARでは、FLやJAからの水がより増えるであろう。JAの領域では夏にフロレス海の流れが西向きであるからNPやCEの粒子が増えるであろう。これらは、本研究結果を改善するよう作用する。すなわち、BA領域やAR領域(図49)では冬に塩分の低いFLの粒子が増えることによって塩分がより低くなる。JA領域(図50)では夏に塩分の高いNPとSPの水が増えることによってより塩分が高くなる。従って、MPFのカーブはよりMOに近づく。

別の例はトレス海峡である。モデルではこの海峡は存在しない。Wyrtki [1961, p. 36]によれば、南東モンスーンの季節にはトレス海峡からアラフラ海に高塩分の水が運び込まれる。しかしながら、この海峡は非常に浅く(高々10m)、多島海への流量は無視できるため、塩分変化に大きな影響は与えないと考えられる。

モデルの γ 項によって与えられる熱と淡水のフラックスの値(図36)はその特徴がOberhuber [1988] のデータとおおよそ一致している。しかし特に鉛直流が大きい所(沿岸や赤道)で違いが見られる。Oberhuber [1988] のデータはバルク式を用いて計算している。その場合、赤道付近のような湿度が高く対流が活発な領域では熱や淡水フラックスには、大きな誤差が付き物であるので(少なくとも50%程度)[Cattle and Gordon, 1990; Godfrey et al., 1991; Qu et al., 1994], 彼のデータの細かい部分が正しいかどうかは不明であり、両者の差違が本研究におけるフラックスの与え方の不十分性によるものとは一概には言えない。ただし、本モデルはメソスケール現象を十分には再現できないので、そのスケールに

見られる差違は model-dependent である。実際、モデルでシミュレートされた淡水フラックスと Oberhuber [1988] の違いはメソスケールにおいて大きい。このようなフラックスのエラーは上層で傾圧的な流れを引き起こし、混合層の塩分変化にエラーをもちこむ可能性がある。これを簡単に調べるために、 γ 項から計算した淡水フラックスを用いて塩分の季節変化を見積もった。MF 及び MPF と同じ方法で塩分を計算するが、淡水フラックスだけを γ 項によるものに変えた方法をそれぞれ ML と MPL と呼ぶ。その BA と FL 領域での結果を図 51 に示す。MPF の場合と同じように、MPL のカーブは MO のカーブの特徴を再現する。この特徴は他の領域でもみられる (図 略)。混合層の塩分変化は淡水フラックスと移流効果で決まっているが、淡水フラックスが非常に重要な場合には MF のカーブが MO のカーブに沿うはずである。しかし結果はそうなのではないことを明示している。従って、MPL と MPF が MO に一致しているということは、各海域全体での混合層塩分変化を取り扱った本研究結果には、メソスケールのエラーはほとんど影響を与えていないことを端的に示している。それは次の理由によるものと思われる。(1) 熱带上層の流速場は風と温度場によって決まっており [例えば, Philander, 1990], 塩分にはあまり影響されない。(2) 領域平均の場合に対してはより小さなスケールの傾圧的な流速のエラーは軽減・相殺される。

しかしながら、各海域内での混合層の季節変化を詳細に調べるためには、メソスケールの流速場のエラーの検討は不可欠であり、それは直接測流との比較によるしかない。この問題は直接測流がほとんどなされていない現状を考えると、今後に残された課題である。

5.3.3. 拡散過程

MP と MPF では移流効果のみ含まれており、海洋中での拡散効果は考慮されていない。そこで、次のような方法によって計算を行い、その影響について検討してみる。

もし複数の粒子の位置が同じボックス ($1/2^\circ$ 経度 $\times$ $1/2^\circ$ 緯度 $\times$ 50m) に入った場合には、各粒子の塩分をその中に存在する粒子の塩分平均値におきかえる。この操作は、

水平拡散係数 $(1/2^\circ \times 1/2^\circ)/1 \text{ month} \sim 1 \times 10^4 m^2 s^{-1}$,

鉛直拡散係数 $(50m \times 50m)/1 \text{ month} \sim 1 \times 10^{-3} m^2 s^{-1}$

に相当する。他の手順は **MPF** と同じようにする。これを **MPFM** と呼ぶ。

図 52 にその結果を示した。**MPF** と **MPFM** との差は非常小さい。**MPF** で得られる塩分はそれぞれの領域での平均である。従って粒子間で拡散があっても、個々の粒子はともかく、領域平均した塩分には影響しない。従って、拡散の効果はこれまで述べてきた結果に影響を与えないと結論できる。

拡散効果よりも議論の余地があるのは、混合層の深さを一定 (50m) にしている仮定であろう。実際には塩分成層の季節的な変化は混合層の深さのそれと関係しており、(11) 式から容易に理解されるように、混合層の深さの時空間変動によって塩分値は変化する。そこで、混合層の深さを 20 m にしたケース (**MPF**₂₀) と 100 m にしたケース (**MPF**₁₀₀) における塩分の季節変化を試算した。

図 53 は BA 領域での結果である。1 年の前半では **MPF**₂₀ の結果が **MPF** よりも **MO** に近く良いと言えるが、**MPF**₁₀₀ の結果は悪い。すなわち、この季節は浅い混合層の方が良い。これはこの時期の塩分の減少によって成層が強くなる結果だと考えられる。一方、後半の月は **MPF**₂₀, **MPF**₁₀₀, **MPF** 間の違いは小さい。これについては次の様に説明することができる。**MPF** と **MPF**₁₀₀ の違いは、**MPF**₁₀₀ の方が深い層まで塩分が低くなるという点である。この塩分の低くなった粒子は南東モンスーンに伴う湧昇によって表層に上がってくる。結果的に、塩分の低くなった粒子が共に表層近くにあるので **MPF**₁₀₀ と **MPF** の差は小さくなる。**MPF**₂₀ と **MPF** の差も同様である。

以上の BA 領域の結果は、混合層の厚さが変わると量的な部分で若干の変化は見られるものの、粒子の動きと淡水フラックスの効果に関する物理機構は変わらない。しかし、より定量的な混合層の評価を行うには混合層の深さが時空間的に変動するモデルによる解析が必要である。

5.3.4. 鉛直方向の動きの効果

Wyrcki [1961, p. 29] はインドネシア多島海では特定の場所、特定の季節を除いては、安定な塩分成層によって混合層はその下の層とは隔てられていると述べている。しかし、本研究では湧昇の効果は非常に大きい。図 54 は、図 35 に示した 6 つの領域に流入した粒子のうち 50 m よりも深い水の占める体積の割合を示している。1 年後には、6 つの領域全てで 40 % を越える。BA と AR 領域では、Wyrcki [1961, section 7.5] が述べたように、湧昇は夏に起こる。逆に SC 領域では冬に起こる。JA 領域では、その SC の水が冬に流入してくるために、湧昇の影響を間接的に受ける。同様に FL 領域では、冬には西からの SC の水が、夏には東から BA 下層の水が流入してくるので深い水の影響をより受ける。NC 領域では、1 年中下層にあった粒子が増え続ける。

このような湧昇は、恐らく、過大評価になっていると思われる。なぜなら、この研究では混合層の底は動かないとして固定しているからである。さらに、“バリア・レイヤー”[Godfrey and Lindstrom, 1989; Lukas and Lindstrom, 1991] も鉛直分解能のために十分には表現されていない。そのような誤差が、結果を若干悪くしていると思われる(例えば、湧昇が非常に重要な役割を果たす AR 領域など)。しかしながら、基本的な結果は Wyrcki [1961, section 7.5] や Zijlstra et al. [1990] の観測結果の特徴と一致しており、MO と MPF の一致に湧昇は重要な役割を果たしている。すなわち、粒子の鉛直運動は混合層バランスにとって重要な要素である。

5.3.5. 粒子追跡開始の時期

ここでの結果は 1 月から粒子追跡を開始して得たものである。この開始時期の影響を調べるために、図 55 に 7 月から粒子追跡した場合の結果を示した。MPF は MO の季節変動の特徴を良く再現している。MO と MPF による塩分変化は南東モンスーンの季節に高くなり、それは MP には見られるが、MF には見られない。一方、MO と MPF では北西モンスーンの季節に塩分が増加する。同様な特徴は MF には見られるが、MP には見られない。従って南東(北西)モンスーンの季節の塩分上昇(下降)は移流(淡水フラック

ス) によるものである。この結果は、1 月から始めた場合と同じである。従って、粒子追跡開始時期による影響は見られない。結果は他の領域でも同様である (図 略)。

6. まとめ

インドネシア多島海を通した太平洋・インド洋間の海水交換の季節変動過程を調べるために、観測データを反映した流速場が得られる高分解能の「頑丈な診断モデル」を用いてインドネシア多島海周辺の流速場の季節変動を求めた。本モデルは(1)インドネシア通過流に正味の輸送を許し(すなわちオーストラリアを島にし)、(2)インドネシア多島海の島を細かく分解し、(3)深い層の流速も求める、という3つの特徴を満たす最初のモデルである。その結果、インドネシア多島海において断片的に得られている流速場の観測結果と良く一致する結果を得ることができた。特に中層・深層の流速場およびその季節変動については本研究が初めて示すものである。

インドネシア通過流の流量は $20 \pm 3 Sv$ である。この値は、インドネシア多島海の大部分の島を無視したこれまでの OGCM の結果とほとんど同じである。従って、これまで側壁摩擦によってインドネシア通過流を効果的に減少させるであろうと考えられていたインドネシア多島海の島々は、インドネシア通過流の流量にはほとんど影響を与えていなく、基本的には Godfrey の「島定理」[Godfrey, 1989]に基づく太平洋・インド洋間の圧力差で決まっていると考えられる。

これまでの研究結果と同様、表層の流速は深い層のそれに比べてかなり大きい。そのため、これまで深層の流量は無視されてきた。しかし、深層の流量はその厚みのために無視できないどころか、全流量の約 1/4 にも達する。従って、深層の流量を無視することは、インドネシア通過流の流量を過小評価することになる。それ故、過去の研究において見受けられるまちまちの通過流量は深層の流量を含めるか否かに起因している。

インドネシア多島海の島々は流量にはほとんど影響を与えないが、インドネシア通過流のルートに大きな影響を与える。従って、太平洋からインド洋への熱塩輸送量を評価するためには、その主たる通過ルートと通過流の起源を明らかにする必要がある。そこで、計算された流速場に多数の粒子を投入し数値的に追跡するオイラー・ラグランジュ法を用いて、インドネシア通過流の起源と通過経路を明らかにした。このラグランジュ的解析は、アジア・モンスーンの影響を強く受け季節変動の激しいインドネシア多島海の輸送過程を調べ

る上で大変有効な方法である。例えば、表層では夏には、北太平洋の水も南太平洋の水もインド洋に向かって流れるが、季節が変われば逆転する。そのため、北太平洋と南太平洋の水が実際にどれだけインド洋へ輸送されているのかを従来の方法で調べることはきわめて困難であった。以下に、この粒子追跡法によって初めて明らかにされたインドネシア通過流の起源と通過経路及び輸送過程に関する重要な事実を概念図とともに表層・中層・深層毎に示す。

● 表層 (図 56A)

インドネシア通過流水の主な供給源は、春から夏にかけてミンダナオ海流から供給される北太平洋水である。ミンダナオ海流からの水はセレベス海、マカッサル海峡を通る“西方ルート”を経てインド洋に輸送される。この“西方ルート”の通過時間は短いため(数カ月)、北太平洋水はその性質はをほとんど失わずにインド洋に到達する。ただし、“西方ルート”経由の北太平洋水の輸送が存在するのは春と夏だけで、秋には北赤道反流が強くなり、冬にはニューギニア沿岸流が強くなるので、ミンダナオ海流水は多島海に入らず、反転して再び太平洋に戻る。

一方、南太平洋の水も少量ではあるが、多島海東部のバンダ海を通る“東方ルート”に沿ってインド洋に輸送される。しかし、東部多島海における流れの大きな季節変化のために南進・北進を繰り返し、従って通過時間が長い(少なくとも2～3年)。また、北太平洋水・インド洋水・インドネシア多島海水と混合するため“東方ルート”を通過する水はその起源の性質を失ってしまう。

● 中層 (図 56B)

中層の流速場は太平洋の赤道潜流の季節変動に連動して変化する。冬から初春にかけて赤道潜流が弱い時には、ミンダナオ海流の水の大部分はマカッサル海峡に流れ込む。春から夏にかけて赤道潜流が強くなると、ミンダナオ海流の水は赤道潜流に吸収される。従って、マカッサル海峡にミンダナオ海流の水が流れ込む時間は表層に比べて短い。そのため、マカッサル海峡に流れ込んだ北太平洋の水はパッチ状の形態をと

りながら、“西方ルート”を通してインド洋に流入する。インド洋に入った通過流水はインド洋での季節変動の影響を受けながら、南赤道海流によってさらに西進する。一方、南太平洋の水は全くインドネシア多島海に入らない。これは西向きのニューギニア沿岸潜流の水が赤道潜流に水を供給するように流れるからである。

インドネシア多島海の中層は北太平洋中層水 (North Pacific Intermediate Water) 起源の水が南進して熱帯に達する深さにあたるので、本研究で示された過程で北太平洋中層水がインド洋に流れ込むと考えられる。

● 深層 (図 56C)

西太平洋の西向きの赤道海流の一部がインドネシア多島海に入り、“東方ルート”に沿ってインド洋に輸送される。このルートの通過時間は長い (粒子の分布から判断すると数年)。この海域はシルなどによる鉛直混合が盛んであるので [Field and Gordon, 1992], 長い通過時間のうちにかなり変質すると思われる。

深層は南極中層水 (Antarctic Intermediate Water) 起源の水が北進して赤道に達する深さであるので、本研究で示された過程で太平洋の南極中層水がインド洋に流れ込むと考えられる。

インドネシア多島海は太平洋からインド洋へ海水を通す単なる通過域ではなく、そこでの強い大気海洋相互作用はインドネシア通過流の起源水の特性に影響を与える。この影響はインド洋への熱塩輸送量を評価する上で重要である。そこで、インドネシア通過流が表層にコアを持つことを踏まえ、大気海洋相互作用の影響を直接受ける混合層に注目し、海水特性の変化をラグランジュ的に追跡できる新たな手法である“粒子追跡法”を開発した。そしてそれを適用することによって、これまで Wyrski [1961] などがなしえなかった移流の効果も含めて、その季節変動過程を明らかにした。その結果、アジアモンスーンによる雨季・乾季の影響を受けてこれまでインドネシア多島海のほとんどの海域の混合層の塩分変化は海面フラックスをソースとする鉛直1次元のプロセスによって支配されていると見なされてきたが、そうではなく、海面フラックスと移流の結合効果が重要であることがわかつ

た。その顕著な例は、他地域の海面フラックスが移流によって運ばれ塩分変化を引き起こすというリモートな効果の存在である。以下に混合層の塩分の季節変化過程をまとめた。

図 57 はインドネシア通過流の塩分変化に影響を与えるプロセスの概念図である。ジャワ海の付近には熱帯の激しい降水のために最も低い塩分が存在している。対照的に、太平洋とインド洋の水は比較的高い塩分を保持している。

これらの海水を 1 種の境界条件として“東方ルート”のバンダ海では (図 38)、冬には (図 57A)、小スンダ列島北の東向きの流れによってジャワ海とフロレス海の低塩分水が流入するが、チモール島周辺の北向きの流れによってインド洋の高塩分水が運びこまれるために両者の効果は相殺する。そのため、移流による海水の流入量が多いにも拘らず、バンダ海の混合層変化に対して移流効果は見かけ上あられわれず、現象的には淡水フラックスのみによって支配されているように見えるという興味深い事実が明らかとなった。アラフラ海 (図 49) は他の領域とほとんど海水交換をしない。“西方ルート”上にあるフロレス海 (図 44) ではジャワ海からの低塩分水の移流と淡水フラックスの両効果によって塩分が低下する。南シナ海では西岸境界流から北太平洋の高塩分水が供給される。この高塩分水の南下によって南シナ海の南部 (図 48) では塩分上昇が顕著になる。南シナ海の北部 (図 47) ではこの移流と降水を上回る蒸発のために塩分が上昇する。

夏には (図 57B)、“東方ルート”を通る南向きのインドネシア通過流がバンダ海 (図 38) の混合層の塩分に決定的な役割を果たす。すなわち、南太平洋水は特に高い塩分を持っているので、冬の季節とは正反対にバンダ海の塩分はこの季節に上昇する。この傾向は湧昇によってさらに強められる。この季節のバンダ海での降雨と蒸発の差は小さいこともあり、淡水フラックスは塩分変化にはほとんど影響しない。アラフラ海 (図 49) は負の淡水フラックス (乾期) と湧昇のために塩分が上昇する。“西方ルート”では、フロレス海 (図 44) の混合層塩分はバンダ海から西進する高塩分水の水と“西方ルート”を通るインドネシア通過流の高塩分水の移流効果によって上昇する。南シナ海では、西岸境界流が高塩分水の水を押し戻す。南シナ海の南部 (図 48) では、そのために塩分が減少する。南シナ海の北部 (図 47) では、蒸発よりも降雨が上回るので塩分が減少する。

なお、ジャワ海 (図 50) は最も塩分が低いので、冬の北からの流れも夏の東からの流れも

塩分を上昇させる。その間の季節には降雨が蒸発を上回るので塩分が減少する。そのため、ジャワ海の混合層の塩分は半年周期の変動をする。

以上のように、インドネシア多島海の混合層プロセスの季節変化を塩分の変化に注目して明らかにしたが、そこでは流速場や淡水フラックスは既知とした。実際には、塩分の季節変化は密度変化を通してインドネシア多島海の物理現象と相互作用する。例えば、密度の変動は速度場を変化させ、太平洋からインド洋への輸送を変化させるであろう。また混合層の塩分変化による成層の変化は、鉛直拡散の変化を通して表層の温度場を変え、さらには大気への蒸発量の変化させると考えられる。そのようなフィードバック機構を含めた混合層の物理過程の解明は将来の重要なテーマである。

また今回は気候学的データを用いて季節変動に伴う輸送過程を調べたが、1章でも述べたようにこの海域は ENSO と関連して経年変動も大きい。今後は ENSO の発生機構の解明に重要な経年変動に伴うインドネシア多島海の輸送過程も調べる必要があろう。

謝辞

この研究を行う上で、終始ご指導をいただいた京都大学理学研究科の淡路敏之教授・今里哲久教授・秋友和典助教授に深く感謝致します。淡路教授には、本研究の着想・手法・解析などに関してたいへん有意義な議論をしていただきました。今里教授には、研究を進めるに当たって数多くの貴重な助言をいただきました。秋友和典助教授には、数値計算を行ううえで数多くの協力をいただき、さらに熱心な議論をしていただきました。

また、海洋物理学研究室の皆様には、熱心に議論を交わしていただき、さまざまな形の協力をいただきました。こころより感謝致します。

なお、数値実験および解析は、京都大学大型計算機センターの FACOM VP2600 および M1800 を用いました。研究の一部は文部省科学研究奨励費（課題番号 3119）の援助を受けました。記して感謝致します。

付録

A. 東インド洋と西太平洋の水塊

A.1. 東インド洋

東インド洋 (88°E , $11^{\circ}\text{S} \sim 4^{\circ}\text{N}$) の水塊分布を図 A1 (Wyrski [1961] による) に示した。塩分極大 ($34.6 \sim 36.0$ psu) で特徴づけられる亜熱帯水 (Subtropical Lower Water) は $50 \sim 100$ m 深の温度躍層上部に存在する。図 A2 [Wyrski, 1961] に、亜熱帯水の塩分の水平分布を示す。赤道の南北で2つの舌状の高塩分が東に伸びている。約 5°S の高塩分は2月の赤道反流に対応し、赤道の北の高塩分は12月の赤道反流に対応していると考えられる。この水の起源はアラビア海で、インド洋の赤道反流によって流されて来たと考えられる。

その直下には、北 ($34.8 \sim 35.0$ psu) と南 ($34.5 \sim 34.8$ psu) の 150m 深に、上部塩分極小層が見られる。北の上部塩分極小層の起源はベンガル湾である。南の上部塩分極小層は東から流れてきた南赤道海流から拡散で拡がった水であると考えられる。塩分極小層は酸素極小層 ($1.0 \sim 2.5\text{ml/l}$) と密接な関係がある。しかし、酸素極小層は南北に分かれておらず、 $150\text{m} \sim 200\text{m}$ 深の全域で見られる。

$200\text{m} \sim 300\text{m}$ の深さには、ペルシャ湾水 (Persian Gulf Water) のコア・レイヤーが西から伸びている。このペルシャ湾水は塩分極大 ($34.6 \sim 35.1$ psu) と酸素極大 ($1.2 \sim 2.2\text{ml/l}$) を持つ。この塩分極大と酸素極大の深さは一致しないが、数回交差する。別の酸素極大層 ($0.4 \sim 3.2\text{ml/l}$) が $400\text{m} \sim 500\text{m}$ 深に存在する。酸素量は南の方が多い。この酸素極大層は塩分極小層である南極中層水 (Antarctic Intermediate Water, AAIW) の貫入に関係している。しかし、塩分極小はこの海域でははっきりしない。

バンダ海水 (Banda Sea Water) のコア・レイヤーは $600 \sim 800\text{m}$ 深に存在する。紅海水 (Red Sea Water) は塩分極大 (>34.8 psu) と酸素極小 ($< 2.1\text{ml/l}$) で定義されるが、塩分極大と酸素極小の位置は必ずしも一致しない。 1000m 深近くに、下部塩分極小層 ($34.5 \sim 34.9$ psu) が見られるが、この断面では南にしか見られない。この水には、インド

ネシア多島海を通じて入ってきた太平洋水の影響が認められる。図 A3 は Wytki [1961] によるインド洋北東部の下部塩分極小層水とインドネシア多島海のチモール海及びバンダ海の水温、塩分、酸素ダイアグラムであり、3 海域の水の特性がよく似ていることを示している。

この塩分極小層の下には、低温で高酸素の深層水と底層水が存在する。

A.2. 西太平洋

西太平洋の水塊分布を図 A4 (Wyrki [1961] による) に示した。Fine et al. [1994] は、水塊の多様性から、この海域を「水塊の交差点」(“water mass crossroad”) と呼んだ。

東インド洋と同様、混合層の下に亜熱帯水 (Subtropical Lower Water) が塩分極大層として存在している。深さは 100 ~ 200m で、その起源は亜熱帯の海面である。図 A2 の亜熱帯水の塩分を見ると、35.5 psu を超える水がニューギニア沿岸流によって西に伸びている [Tuchiya et al., 1989]。14 °N 付近には、別の約 35.2 psu の高塩分水が存在し、北赤道海流によって西に運ばれている。北の亜熱帯水 (S: 34.8 ~ 35.2psu, O₂: 3.7 ~ 4.6ml/l) は、ハワイの近くで形成されて [Tuchiya, 1968]、北赤道海流によって運ばれてきたものである。南の亜熱帯水 (S: 35.0 ~ 35.6psu, O₂: 3.2 ~ 3.5m/l) に比べて、低塩で、高酸素である。

北のフォーマッサ近くでは塩分極小 (34.1 ~ 34.5 psu) で特徴づけられる北太平洋中層水 (North Pacific Intermediate Water, NPIW) が 600 m 深に存在する [Reid, 1965; Talley, 1993; Bingham and Lukas, 1994]。それに対応して、900 m 深付近に北部酸素極小層 (1.2 ~ 2.4ml/l) が存在する。これらの2つのコア・レイヤーは南に行くにしたがってゆるやかに上昇し、北赤道反流付近の緯度では 300 ~ 400m 深付近に位置している。

ニューギニアの南には塩分極小水 (34.45 ~ 34.6 psu) である南極中層水が 700 ~ 900m 深に見られる [Reid, 1965; Tuchiya 1991, Bingham and Lukas, 1995]。1000m ~ 1200m 深には南部酸素極小層 (2.0 ~ 2.4ml/l) がある。これら2つのコア・レイヤーは北に行くにしたがって下降し、北太平洋中層水の下に位置する。これら北太平洋中層水の南極中層水

の間の深さでは、2つの中層水の境界として塩分極大・酸素極大となる。

南極中層水の下には太平洋の深層水と底層水が存在する。

B. Godfrey の「島定理」

以下の定式化は Godfrey [1996] によるものである。

図 A5 に示される質量保存の法則から、インドネシア通過流の流量 T は、

$$T = T_{44S} + W1 + W2 - T_{Leakage} \quad (A1)$$

と表せる。ここで T_{44S} は図 A5 の HI 線上での深さ Z より上層の流量、 Z はインドネシア通過流域のシルの深さ、 $W1$ は図 A5 の経路内で深さ Z の面を横切る湧昇流、 $W2$ は線分 JK 以北で深さ Z の面を横切る湧昇流、 $T_{Leakage}$ はベーリング・バス・トレス海峡を通過する流量の合計である。 $T_{Leakage}$ はほぼ無視できるから [Coachman and Aagaard, 1988; Baines et al., 1991],

$$T = T_{44S} + W1 + W2 \quad (A2)$$

図 A5 の線上では定常を仮定すると以下の関係式が成り立つ。

$$\frac{\partial P}{\partial l} - \tau^{(l)}/\rho_0 = -Z \frac{\partial p}{\partial l} / \rho_0 + fV_P - F^{(l)} - NL \quad (A3)$$

ここで、 $\tau^{(l)}$ は線方向の風応力、 p は深さ Z での圧力、 f はコリオリパラメーター、 V_P は線分に直角成分の流量、 $F^{(l)}$ は線に沿っての摩擦力、 NL は非線型項、 P は深さ Z から表面まで鉛直積分した力学高度、

$$P = \frac{g}{\rho_0} \int_{-Z}^0 \int_{-Z}^z \Delta dz' dz \quad (A4)$$

である (Δ は比容のアノマリ)。

線分 HI 上では、摩擦項、非線型項が小さいと考えられるから、(A3) 式を線積分して

$$P_I - P_H - \frac{1}{\rho_0} \int_H^I \tau^{(l)} dl = -Z(p_I - p_H)/g\rho_0 - f_S T_{44S} - \int_{-Z}^0 \delta p_{NZ} dz \quad (A5)$$

ここで δp_{NZ} は線分 HI 上のニュージーランドの東西の圧力差, f_S は線分 HI の緯度でのコリオリ係数である。

線分 IJ 上では, 摩擦項, p , V_P は小さいと考えられるから

$$P_I - P_J - \frac{1}{\rho_0} \int_I^J \tau^{(l)} dl = - \int_I^J N L dl \quad (A6)$$

さらに, 線分 JK 上では, 摩擦項, p は小さいと考えられるから

$$P_K - P_J - \frac{1}{\rho_0} \int_J^K \tau^{(l)} dl = -f_N(T_{44S} + W1) - \int_J^K N L dl \quad (A7)$$

ここで f_N は線分 JK の緯度でのコリオリ係数である。

線分 KH 上では, p , V_P は小さく, 摩擦は線分 KL 上以外は小さいと考えられるから

$$P_H - P_K - \frac{1}{\rho_0} \int_K^H \tau^{(l)} dl = - \int_K^L F^{(l)} dl - \int_K^H N L dl \quad (A8)$$

以上の式を加えることから, インドネシア通過流は次式によって求められる。

$$\begin{aligned} T = & \frac{1}{\rho_0(f_N - f_S)} \oint_{HIJLLMNOH} \tau^{(l)} dl \\ & - \frac{1}{\rho_0(f_N - f_S)} (P_I - P_H) \\ & - \frac{1}{(f_N - f_S)} \int_{-Z}^0 \delta p_{NZ} dz \\ & - \frac{1}{(f_N - f_S)} \int_K^L F^{(l)} dl \\ & - \frac{1}{(f_N - f_S)} \int_I^H N L dl \\ & + \frac{f_N}{(f_N - f_S)} W1 + W1 + W2 \end{aligned} \quad (A9)$$

なお (A9) 式の右辺の第 1 項のみを残し, 他の項は小さいとして無視して流量を風の強さから求める式が, いわゆる Godfrey [1989] の「島定理」である。風として Hellerman and Rosenstein [1983] を用いて流量を見積もると約 $16 Sv$ である。

(A8) 式からわかるように, 岸沿いの圧力勾配から他の各項の大きさを見積もることが可能である。Wajsowicz [1993a] は, この関係を用いて, 摩擦効果による流量減少は最大で 12% であるを見積もった。

参考文献

- Akitomo, K., A numerical study of a shallow sea front generated by the buoyancy flux, Water exchange caused by fluctuations of the front, *J. Oceanogr. Soc. Japan.*, 44, 171-188, 1988.
- Anderson, D. L. T., and J. P. McCreary, Slowly propagating distribution in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, 42, 615-629, 1985.
- Awaji, T., K. Akitomo, and N. Imasato, Numerical study of shelf water motion driven by the Kuroshio: Barotropic model, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 11-27, 1991.
- Awaji, T., N. Imasato, and H. Kunishi, Tidal exchange through a strait: A numerical experiment using a simple model basin, *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 1499-1508, 1980.
- Bains, P. G., and G. Hubbert, and S. Power, Fluid transport through Bass Strait, *Cont. Shelf. Res.*, 11, 269-293, 1991.
- Battisti, D. S., The dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere/ocean model, *J. Atmos. Sci.*, 45, 2889-2919, 1988.
- Bingham, F. M., and R. Lukas, The southward intrusion of North Pacific Intermediate Water along the Mindanao coast, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 141-154, 1994.
- Bower, A. S., and T. Rossby, Evidence of cross frontal exchange of processes in the Gulf Stream based on isopycnal RAFOS float data, *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 1,177-1,190, 1989.
- Broecker, W. S., The great ocean conveyor, *Oceanography*, 4, 79-89, 1991.
- Broecker, W. S., W. C. Patzert, J. R. Toggweiler, and M. Stuiver, Hydrography, chemistry, and radioisotopes in the southeast Asian basins, *J. Geophys. Res.*, 91, 14,345-14,354, 1986.
- Bryan, K., and M. D. Cox, An approximate equation of state for numerical models of ocean circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, 2, 510-514, 1972.
- Bye, J. A. T., and A. H. Gordon, Speculated cause of interhemispheric oceanic oscillation, *Nature*, 296, 52-54, 1982.

- Carrisimo, B. C., A. H. Oort, and T. H. Vonder Haar, Estimating the meridional energy transports in the atmosphere and ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *15*, 82-91, 1985.
- Cattle, H, and C. Gordon, Specification and variability of the surface forcing of the ocean, *Climate-Ocean Interaction*, pp. 193-210, M. E. Schlesinger ed., Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 1990.
- Chapman, D. C., and K. H. Brink, Shelf and slope circulation induced by fluctuating offshore forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, *17*, 11,741-11,759, 1987.
- Coachman, L. K., and K. Aagaard, Transports through Bering Strait: Annual and inter-annual variability, *J. Geophys. Res.*, *93*, 15,535-15,539, 1988.
- Cox, M. D., A baroclinic numerical model of the world ocean: Preliminary results, in *Numerical Models of Ocean Circulation*, pp. 107-120, National Academy Press, Washington, D. C., 1975.
- Cox, M. D., Generation and Propagation of 30-days waves in a numerical model of the Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, *10*, 1168-1186, 1980.
- Cresswell, G., A. Frische, J. Peterson, and D. Quadfasel, Circulation in the Timor Sea, *J. Geophys. Res.*, *98*, 14379-14389, 1993.
- Delcroix, T., G. Eldin, and C. Henin, Upper ocean water masses and transports in the western tropical Pacific (165° E), *J. Phys. Oceanogr.*, *17*, 2,248-2,261, 1987.
- Donguy, J. R., C. Henin, A. Morlieve, J. P. Rebert, and G. Meyers, Appearance in the western Pacific of phenomena induced by El Niño in 1979-1980, *Trop. Ocean-Atmos. Newslett.*, *10*, 1-2, 1982.
- du Penhoat, Y., and M. A. Cane, Effect of low-latitude western boundary gaps on the reflection of equatorial motions, *J. Geophys. Res.*, *96*, 3307-3322, 1991.
- Ffield, A. and A. L. Gordon, Vertical mixing in the Indonesian thermocline, *J. Phys. Oceanogr.*, *22*, 184-195, 1992.
- Fieux, M., C. Andrié, P. Delecluse, A. G. Ilahude, A. Kartavtseff, F. Mantisi, R. Molcard, and J. C. Swallow, Measurements within the Pacific and Indian oceans through-

- flow region, *Deep. Sea. Res.*, *41*, 1091-1130, 1994.
- Fine, R. A., Direct evidence using tritium data for throughflow from the Pacific into the Indian Ocean, *Nature*, *315*, 478-480, 1985.
- Fine, R. A., R. Lukas, F. M. Bingham, M. J. Warner, and R. H. Gammon, The western equatorial Pacific is a water mass crossroads, *J. Geophys. Res.*, *99*, 25,063-25,080, 1994.
- Firing, E., Deep zonal currents in the central equatorial Pacific, *J. Mar. Res.*, *45*, 791-812, 1987.
- Firing, E., Mean zonal currents below 1500m near the Equator, 159°W, *J. Geophys. Res.*, *2,023-2,029*, 1989.
- Flierl, G. R., Particle motions in large amplitude wave fields, *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, *18*, 39-74, 1981.
- Fu, L. L., Mass, heat and freshwater fluxes in the south Indian Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *16*, 1,683-1,693, 1986.
- Fujio, S. and N. Imasato, Diagnostic calculation for circulation and water mass movement in the deep Pacific, *J. Geophys. Res.*, *96*, 759-774, 1991.
- Fujio, S., T. Kadowaki, and N. Imasato, World ocean circulation diagnostically derived from hydrographic and wind stress fields, 1, The velocity field, *J. Geophys. Res.*, *97*, 11,163-11,176, 1992a.
- Fujio, S., T. Kadowaki, and N. Imasato, World ocean circulation diagnostically derived from hydrographic and wind stress fields, 2, The water movement, *J. Geophys. Res.*, *97*, 14,439-14,452, 1992b.
- Gentilli, J., Thermal anomalies in the eastern Indian Ocean, *Nature*, *238*, 93-95, 1972.
- Godfrey, J. S., A Sverdrup model of the depth-integrated flow for the world ocean allowing for island circulations, *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, *45*, 89-112, 1989.
- Godfrey, J. S. The effect of the Indonesian throughflow on ocean circulation and heat exchange with the atmosphere: A review, *J. Geophys. Res.*, *101*, 12,217-12,237,

1996.

- Godfrey, J. S., and T. J. Golding, The Sverdrup relation in the Indian Ocean, and the effect of Pacific Indian Ocean throughflow on Indian Ocean circulation and on the east Australian current, *J. Phys. Oceanogr.*, *11*, 771-779, 1981.
- Godfrey, J. S. and E. J. Lindstrom, The heat budget of the Equatorial Western Pacific surface mixed layer, *J. Geophys. Res.*, *94*, 8,007-8,017, 1989.
- Godfrey, J. S., M. Nunez, E. F. Bradley, P. A. Coppin, and E. J. Lindstrom, On the net surface heat flux into the western equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, *96*, 3391-3400, 1991.
- Godfrey, J. S., and K. R. Ridgway, The large-scale environmental of the poleward-flowing Leeuwin Current, Western Australia: Longshore steric height gradients, wind stresses, and geostrophic flow, *J. Phys. Oceanogr.*, *15*, 481-495, 1985.
- Godfrey, J. S. and A. J. Weaver, Is the Leeuwin Current driven by Pacific heating and winds?, *Prog. Oceanogr.*, *27*, 225-272, 1991.
- Gordon, A. L., Interocean exchange of thermocline water, *J. Geophys. Res.*, *91*, 5037-5046, 1986.
- Gouriou, Y., and J. Toole, Mean circulation of the upper layers of the western Equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, *98*, 22,495-22,521, 1993.
- Greatbatch, R.J., and A. Goulding, Seasonal variation in a linear barotropic model of the North Pacific driven by the Hellerman and Rosenstein wind stress field, *J. Geophys. Res.*, *94*, 12,645-12,665, 1989.
- Gründlingh, M. L., On the volume transport of the Agulhas current, *Deep Sea Res.*, *27*, 557-563, 1980.
- Haines, K., P. Malanotte-Rizzoli, R. E. Young, and W. R. Holland, A comparison of two methods for the assimilation of altimeter data into a shallow-water model, *Dyn. Atmos. Oceans*, *17*, 89-133, 1993.
- Haney, R. L., Surface boundary condition for ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.*,

- 1, 241-248, 1971.
- Hasternrath, S., and L. Greischar, The monsoonal heat budget of the hydrosphere-atmosphere system in the Indian Ocean seactor, *J. Geophys. Res.*, *98*, 6869-6881, 1993.
- Hatayama, T., T. Awaji, K. Akitomo, and N. Imasato, Tidal currents in the Indonesian Seas and their effect on transport and mixing, *J. Geophys. Res.*, *101*, 12,353-12,373, 1996.
- Hellerman, S. and M. J. Rosenstein, Normal monthly windstress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, *13*, 1093-1104, 1983.
- Hirst A. C. and J. S. Godfrey, The role of Indonesian throughflow in a global ocean GCM, *J. Phys. Oceanogr.*, *23*, 1057-1086, 1993.
- Hsiung, J., R. E. Newell, and T. Houghtby, Annual variation of heat transport in the Pacific and Indian oceans, *Nature*, *325*, 518-520, 1987.
- Imasato, N., T. Awaji, and H. Kunishi, Tidal exchange through Naruto, Akashi, and Kitan Straits, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, *36*, 151-162, 1980.
- Imasato, N., and B. Qiu, An event in water exchange between continental shelf and the Kuroshio off southern Japan: Lagrangian tracking of a low-salinity water mass on the Kuroshio, *J. Phys. Oceanogr.*, *17*, 953-968, 1987.
- Inoue, M. and S.E. Welsh, Modeling seasonal variability in the wind-driven upper-layer circulation in the Indo-Pacific region, *J. Phys. Oceanogr.*, *23*, 1411-1436, 1993.
- Japanese Experiment on Asian Monsoon (JEXAM), Surface Currents and Upper Ocean Thermal Structure in the Indian Ocean, National Research Institute of Far Seas Fisheries, Fisheries Agency, Hydrographic Department, Maritime Safety Agency, and Marine Department, Meteorological Agency, 1994.
- Kashino, Y., M. Aoyama, T. Kawano, N. Hendiarti, Syaefudin, Y. Anantasena, K. Muneyama, and H. Watanabe, The water mass between Mindanao and New Guinea, *J. Geophys. Res.*, *101*, 12,391-12,400, 1996.
- Kawabe, M., Sea level variations as the Izu Islands and typical stable path of the Kuroshio,

- J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, 41, 1985.
- Kawase, M., Establishment of deep deep ocean circulation driven by deep-water production, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 2294-2317, 1987.
- Kindle, J. C., H. E. Hurlburt, and E. J. Metzger, On seasonal and interannual variability of the Pacific to Indian Ocean throughflow, in *Proceedings of the Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA COARE*, pp. 355-365, Centre and ORSTOM de Noumea, Noumea, New Caledonia, 1989.
- Leetma, A., and P. F. Spain, Results from a velocity transport along the equator from 125° to 159°W, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 1,031-1,033, 1981
- Legeckis, R., Long waves in the eastern equatorial Pacific Ocean: A view from a geostationary satellite, *Science*, 197, 1,179-1,181, 1979.
- Levitus, S., Climatological atlas of the world ocean, *NOAA Prof. Paper 13*, U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., 1982.
- Lindstrom, E., R. Lukas, R. Fine, E. Firing, S. Godfrey, G. Meyers, and M. Tsuchiya, The western equatorial Pacific Ocean circulation study, *Nature*, 330, 533-537, 1987.
- Lozier, M. S., and S. C. Riser, Potential vorticity sources and sinks in a quasi-geostrophic ocean: beyond western boundary currents, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 1,608-1,627, 1990.
- Lukas, R., The termination of the Equatorial Undercurrent in the eastern Pacific, *Progress in Oceanography*, 16, Pergamon, 63-90, 1986.
- Lukas, R., Interannual fluctuations of the Mindanao Current inferred from sea level, *J. Geophys. Res.*, 93, 6,744-6,748, 1988.
- Lukas, R., E. Firing, P. Hacker, P. L. Richardson, C. A. Collins, R. Fine, and R. Gammon, Observations of the Mindanao Current during the Western Equatorial Pacific Ocean Circulation Study, *J. Geophys. Res.*, 96, 7,089-7,104, 1991.
- Lukas, R. and E. Lindstrom, The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean, *J. Geophys. Res.*, 96, 3,343-3,357, 1991.

- Luyten, J. R., and F. C. Swallow, Equatorial undercurrents, *Deep. Sea. Res.*, 23, 999-1001, 1976.
- Masumoto, Y., and T. Yamagata, The birth and evolution of an eastward propagating air-sea coupled disturbance in an aqua-planet, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 44, 1-9, 1990.
- Masumoto, Y., and T. Yamagata, Simulated seasonal circulation in the Indonesian Seas, *J. Geophys. Res.*, 98, 12,501-12,509, 1993.
- McCreary, J. P., and D. L. T. Anderson, An overview of coupled ocean-atmosphere models of El Niño and southern oscillation, *J. Geophys. Res.*, 96, 3125-3150, 1991.
- Meyers, G., Variation of Indonesian Throughflow and El Niño - Southern Oscillation, *J. Geophys. Res.*, 101, 12,255-12,263, 1996.
- Molcard, R., M. Fieux, J. C. Swallow, A. G. Ilahude, and J. Banjarnahor, Low frequency variability of the currents in Indonesian Channels (Savu-Roti and Roti-Ashmore Reef), *Deep-Sea Res. Part I*, 41, 1643-1662, 1994. .
- Molcard, R. and M. Fieux, A. G. Ilahude, The Indo-Pacific throughflow in the Timor Passage, *J. Geophys. Res.*, 101, 12,411-12,420, 1996.
- Molinari, R. L., D. Olson, G. Reverdin, Surface current distribution in the tropical Indian ocean derived from complications of surface buoy trajectories, *J. Geophys. Res.*, 95, 7217-7238, 1990.
- Murray, S. P. and D. Arief, Throughflow into the Indian Ocean through the Lombok Strait, January 1985-January 1986, *Nature*, 333, 444-447, 1988.
- Murray, S. P., J. Kindle, D. Arief, and H. Hurlburt, Comparison of observation and numerical model results in the Indonesian throughflow region, in *Proceedings of the Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA COARE*, pp.145-154, Centre and ORSTOM de Noumea, Noumea, New Caledonia, 1989.
- Nitani, H., Beginning of the Kuroshio, in *Kuroshio, Physical Aspects of the Japan Current*, pp. 129-163, H. Stommel and K. Yoshida, editors, University of Tokyo Press,

Tokyo, 1972.

Oberhuber, J. M., An atlas based on the 'COADS' data set, *Max-Planck-Institute for Meteorology Rep. No. 15*, Hamburg, 1988.

Pacanowski, R., and S. G. H. Philander, Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, *11*, 1,443-1,451, 1981.

Pearce, A. F., and M. L. Gründlingh, Is there a seasonal variation in the Agulhas current?, *J. Mar. Res.*, *40*, 177-184, 1982.

Philander, S. G., El Nino, La Nina, and the Southern Oscillation, pp. 293, *International Geophysics Series, Vol 46*, Academic Press Inc, California, 1990.

Philander, S. G. H., W. J. Hurlin, and A. D. Seigel, Simulation of the seasonal cycles of the tropical Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *17*, 1,986-2,002, 1987.

Piola, A. R., and A. L. Gordon, Pacific and Indian ocean upper-layer salinity budget, *J. Phys. Oceanogr.*, *14*, 747-753, 1984.

Qiu, B., N. Imasato, and T. Awaji, Baroclinic instability of buoyancy driven coastal density currents, *J. Geophys. Res.*, *93*, 5037-5050, 1988.

Qiu, B., and M. J. Joyce, Interannual variability in mid- and low- latitude western north Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, *22*, 1992.

Qu, T. G., Meyers, and J. S. Godfrey, Ocean dynamics in the region between Australia and Indonesia and its influence on the variation of sea surface temperature in a global general circulation model, *J. Geophys. Res.*, *99*, 18,433-18,445, 1994.

Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, Variation in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño, *Mon. Weather Rev.*, 354-384, 1982.

Reid, J. L., Intermediate water of the Pacific Ocean, *Johns Hopkins Oceanogr. Stud.*, *2*, 85 pp., Johns Hopkins Press, Baltimore, 1965.

Reid, J. L., and A. W. Mantyra, On the mid-depth circulation of the North Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, *8*, 946-951, 1978.

- Sarmiento, J. L. and K. Bryan, An ocean transport model for the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 87, 394-408, 1982.
- Semtner, A. J., and R. M. Chervin, A simulation of the global ocean circulation with resolved eddies, *J. Geophys. Res.*, 93, 15,502-15,522, 1988.
- Semtner, A. J. Jr., and R. M. Chervin, Ocean general circulation from a global eddy-resolving model, *J. Geophys. Res.*, 97, 5493-5550, 1992.
- Schoph, P. S., and M. J. Suarez, Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, 45, 549-566, 1988.
- Smith, R. L., A. Huyer, J. S. Godfrey, and J. A. Church, The Leeuwin current off western Australia, 1986-1987, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 323-345, 1991.
- Stommel, H. and A. B. Arons, On the abyssal circulation of the worlds oceans. I. Stationary planetary flow patterns on a sphere. *Deep-Sea Res.*, 6, 140-154, 1960.
- Takano, K., A numerical simulation of the world ocean circulation: Preliminary results, in *Numerical Models of Ocean Circulation*, pp. 121-129, National Academy Press., Washington, D. C., 1975.
- 高野建三, 氷期の海, 科学, 62, 625-632, 1992.
- Talley, L. D., Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 517-537, 1993.
- Toole, J. M., R. C. Millard, Z. Wang, and S. Pu, Observations of the Pacific North Equatorial Current bifurcation at Philippine coast, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 307-318, 1990.
- Toole, J. M., E. Zou, and R. C. Millard, On the circulation of the upper waters in the western equatorial Pacific Ocean, *Deep Sea Res.*, 35, 1,451-1,482, 1988.
- Tsuchiya, M., Upper waters of the intertropical Pacific ocean, *Johns Hopkins Oceanogr. Stud.*, 4, 50 pp., Johns Hopkins Press, Baltimore, 1968.
- Tsuchiya, M., Subsurface countercurrents in the eastern equatorial Pacific Ocean, *J. Mar. Res.*, 33, supp., 145-175, 1975.

- Tsuchiya, M., R. Lukas, R. Fine, E. Firing, and E. Lindstrom, Source waters of the Pacific equatorial undercurrent, *Prog. Oceanogr.*, 23, 101-147, 1989.
- UNESCO, Discharge of selected rivers of the world Vol. 1: General and regime characteristics of stations selected, 1969.
- UNESCO (United Nations Educational Scientific and Cultural Organization), Eighth report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards, *Tech. Rep. in Mar. Sci.*, 28, 35 pp., Paris, 1978.
- Van Bennekom, A. J., Deep-water transit times in the eastern Indonesian basins, calculated from dissolved silica in deep and interstitial waters, *Neth. J. Sea. Res.*, 22, 341-354, 1988.
- Wajsowicz, R. C., The circulation of the depth-integrated flow around an island with application to the Indonesian throughflow, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1470-1484, 1993a.
- Webb J. D., and B. A. King, Preliminary results from Charles Darwin Cruise 34A in the Western Equatorial Pacific, in *Proceedings of the Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA COARE*, pp. 165-172, Centre and ORSTOM de Noumea, Noumea, New Caledonia, 1989.
- Whitworth, T. III, W. D. Nowlin, Jr., and S. J. Worley, The net transport of the Atlantic Circumpolar Current through Drake Passage, *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 960-971, 1982.
- Wooding, C. M., P. L. Richardson, and C. A. Collins, Surface drifter measurements in the Western Equatorial Pacific Ocean Circulation Study (WEPOCS III), June 1988-December 1989, *Woods Hole Oceanographic Institution Tech. Rep.*, WHOI-90-37, Woods Hole, 129 pp., 1990.
- Wunsch, C., D., Hu, and B. Grant, Mass, heat, salt, and nutrients fluxes in the South Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 725-753, 1983.
- Wyrtki, K., Physical oceanography of the Southeast Asian waters, *NAGA Rep.* 2, 195 pp.,

- Scripps Inst. Oceanogr., La Jolla, Calif., 1961.
- Wyrtki, K., An equatorial jet in the Indian Ocean, *Science*, 181, 262-264, 1973.
- Wyrtki, K., Sea level and the seasonal fluctuations of the equatorial currents in the Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 91-103, 1974.
- Wyrtki, K., Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles, *J. Geophys. Res.*, 90, 7,129-7,132, 1985.
- Wyrtki, K., Indonesian throughflow and the associated pressure gradient, *J. Geophys. Res.*, 92, 12,941-12,946, 1987.
- Wyrtki, K., Some thoughts about the west Pacific warm pool, in *Proceedings of the Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA COARE*, pp. 99-109, Centre and ORSTOM de Noumea, Noumea, New Caledonia, 1989.
- Wyrtki, K. and B. Kilonsky, Mean water and current structure during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment, *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 242-253, 1984.
- Zijlstra, J. J., M. A. Baars, S. B. Tijssen, F. J. Wetsteyn, and J. IJ. Witte, *Netherlands Journal of Sea Research*, 25, 431-447, 1990.

	Investigators	Sv	Method
Box Models	Piola and Gordon [1984]	14	freshwater box model of the Pacific and Indian oceans (shallower than $27.6 \sigma_\theta$)
	Fine [1985]	5.1	tritium box model (upper 300m)
	Fu [1986]	6.6	inverse method applied to the Indian Ocean
	Toole et al. [1988]	0.7	freshwater box model of the western Pacific ocean
Numerical Models	Cox [1975]	18	world GCM ($2^\circ \times 2^\circ$)
	Takano [1975]	10-20	world GCM ($4^\circ \times 2.5^\circ$)
	Semtner and Chervin [1988]	15-18	world GCM ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) (coarse geometry)
	Semtner and Chervin [1992]	17	world GCM with seasonal variation ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) (coarse geometry)
	Fujio et al. [1992]	21	world GCM ($2^\circ \times 2^\circ$) (robust diagnostic model)
	Kindle et al. [1989]	7.5	reduced gravity model ($0.5^\circ \times 0.7^\circ$)
Other Methods	Wyrtki [1961]	1.7	dynamic calculation
	Godfrey [1989]	16 ± 4	Sverdrup model

Table 1. Net transport of the Indonesian throughflow estimated in previous studies (unit, Sv). Positive values indicate southward transport from the Pacific to Indian Ocean.

Level	Thickness (<i>m</i>)	Transport per unit depth($10^{-2} Sv/m$)	Transport (<i>Sv</i>)
1	20	9.16	1.83
2	30	4.48	1.34
3	50	4.06	2.03
4	50	3.74	1.87
5	100	2.45	2.45
6	100	1.46	1.46
7	100	0.51	0.51
8	150	0.57	0.85
9	200	0.64	1.29
10	200	0.78	1.56
11	500	0.99	4.96
12	500	0.25	1.23
13	500	-0.06	-0.29
14	500	-0.10	-0.51

Table 2. Level thickness, volume transport per unit depth, and volume transport at each level. Positive values are given from the Pacific to Indian Ocean.

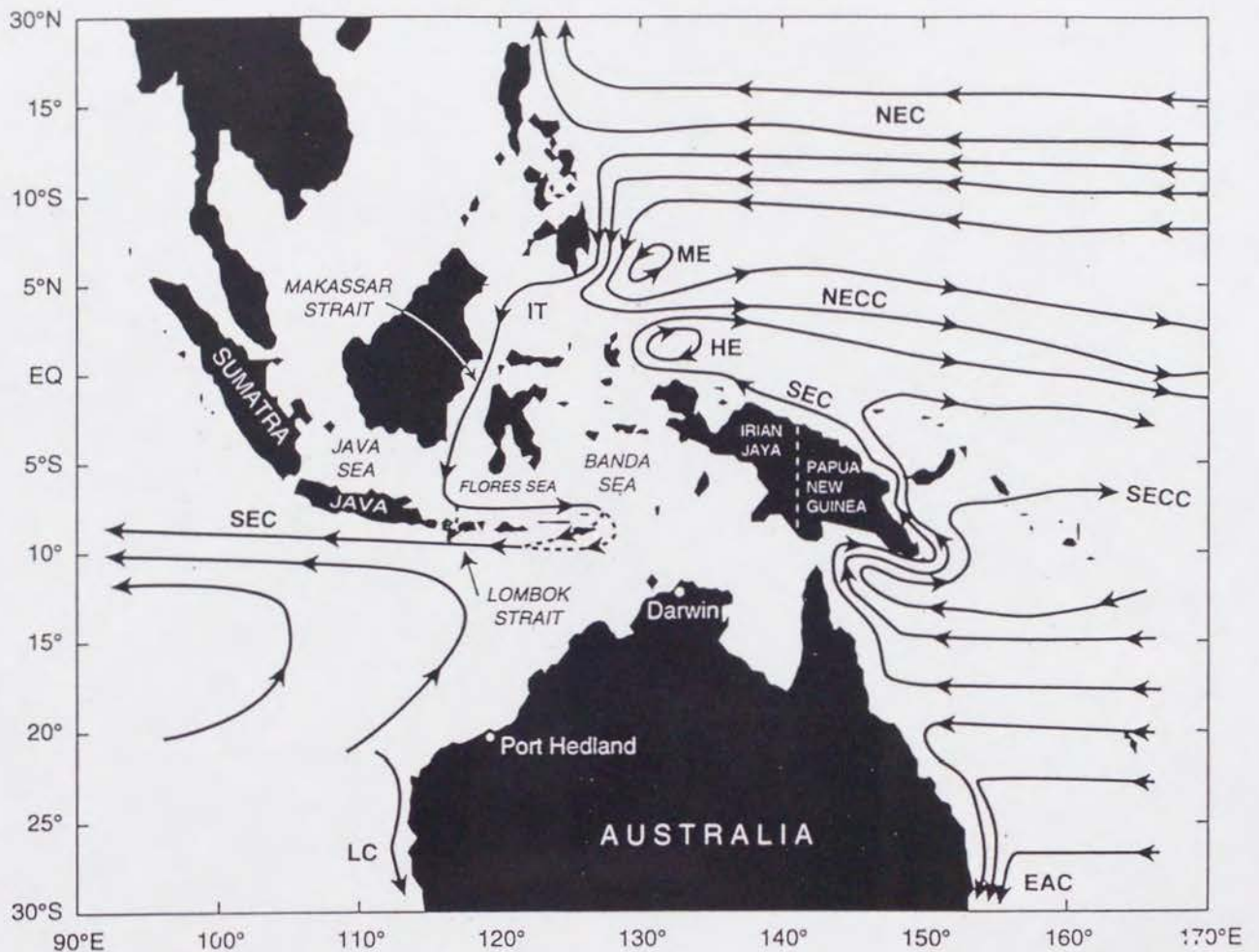


Figure 1. Schematic diagram of major currents in the Indonesian region. (NEC, North Equatorial Current; NECC, North Equatorial Countercurrent; HE, Halmahera Eddy; ME, Mindano Eddy; IT, Indonesian Throughflow; SEC, South Equatorial Current; EAC, East Australian Current; LC, Leeuwin Current) [after Godfrey, 1996]

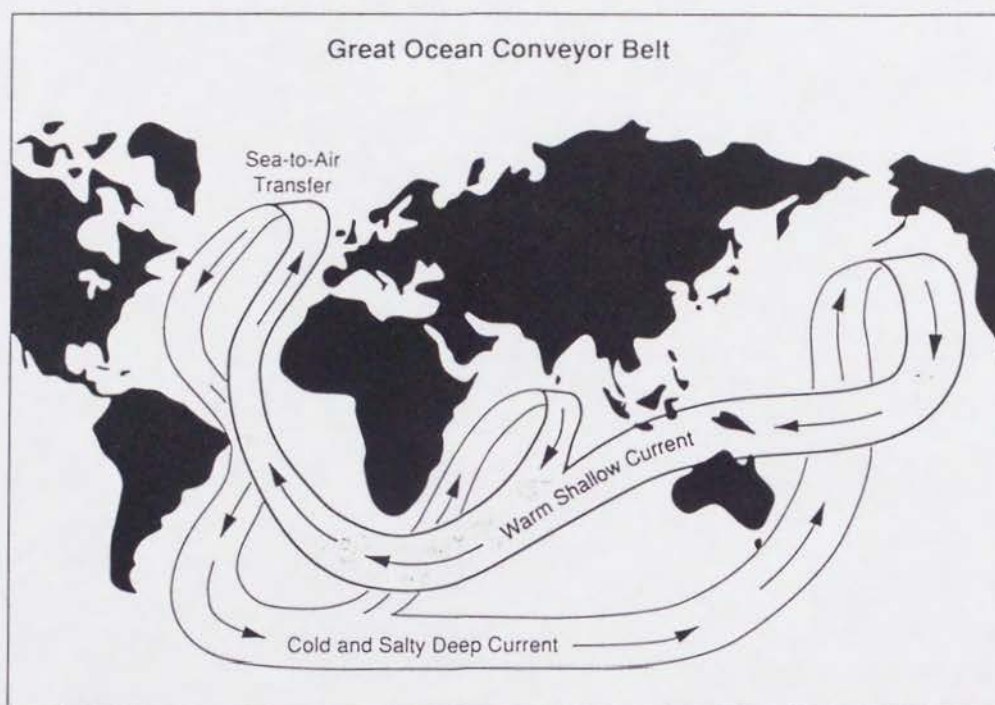


Figure 2. Schematic diagram of the global "conveyor belt" depicting global thermocline circulation.

40N~65S latitude, 10E~60W longitude
 Horizontally, 1/2 degree - 1/2 degree
 Vertically, 19 levels

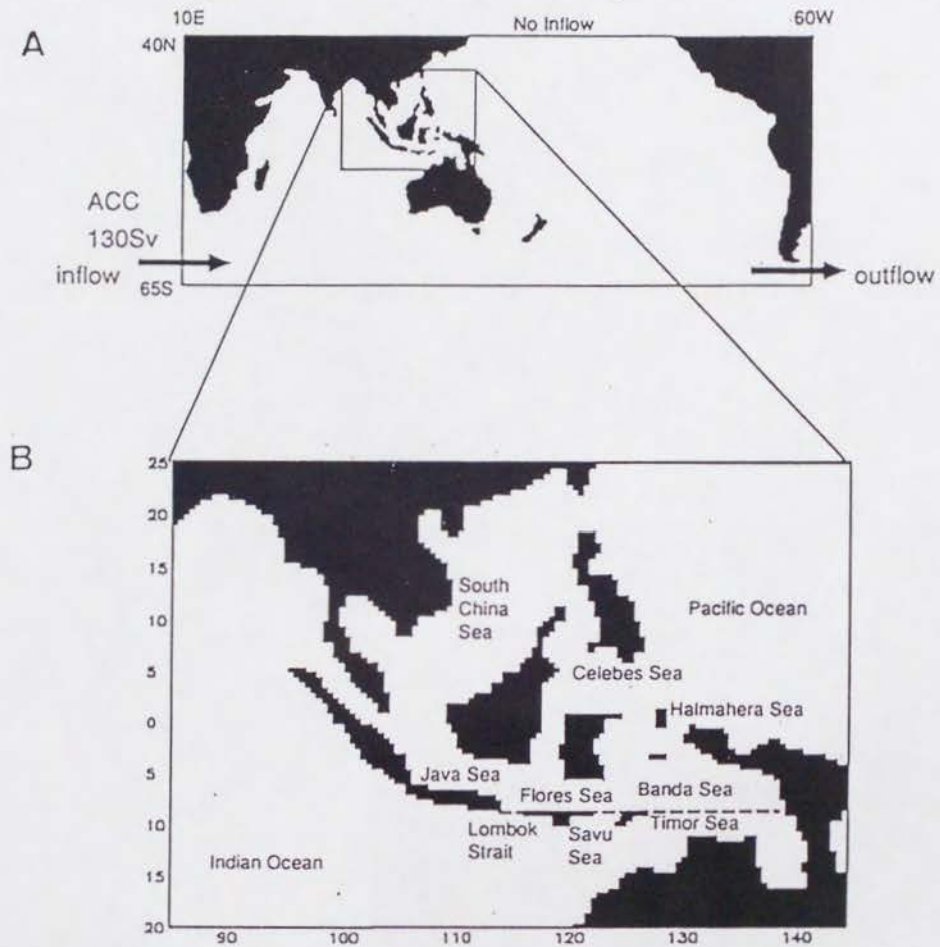


Figure 3. Configuration of the model basin used in the numerical experiment. (A) Entire region; (B) Magnified area around the Indonesian Seas (square in panel A) resolved by the reported model. The dashed line along the Lesser Sunda Islands corresponds to the section in which the volume transport of the Indonesian throughflow was evaluated.

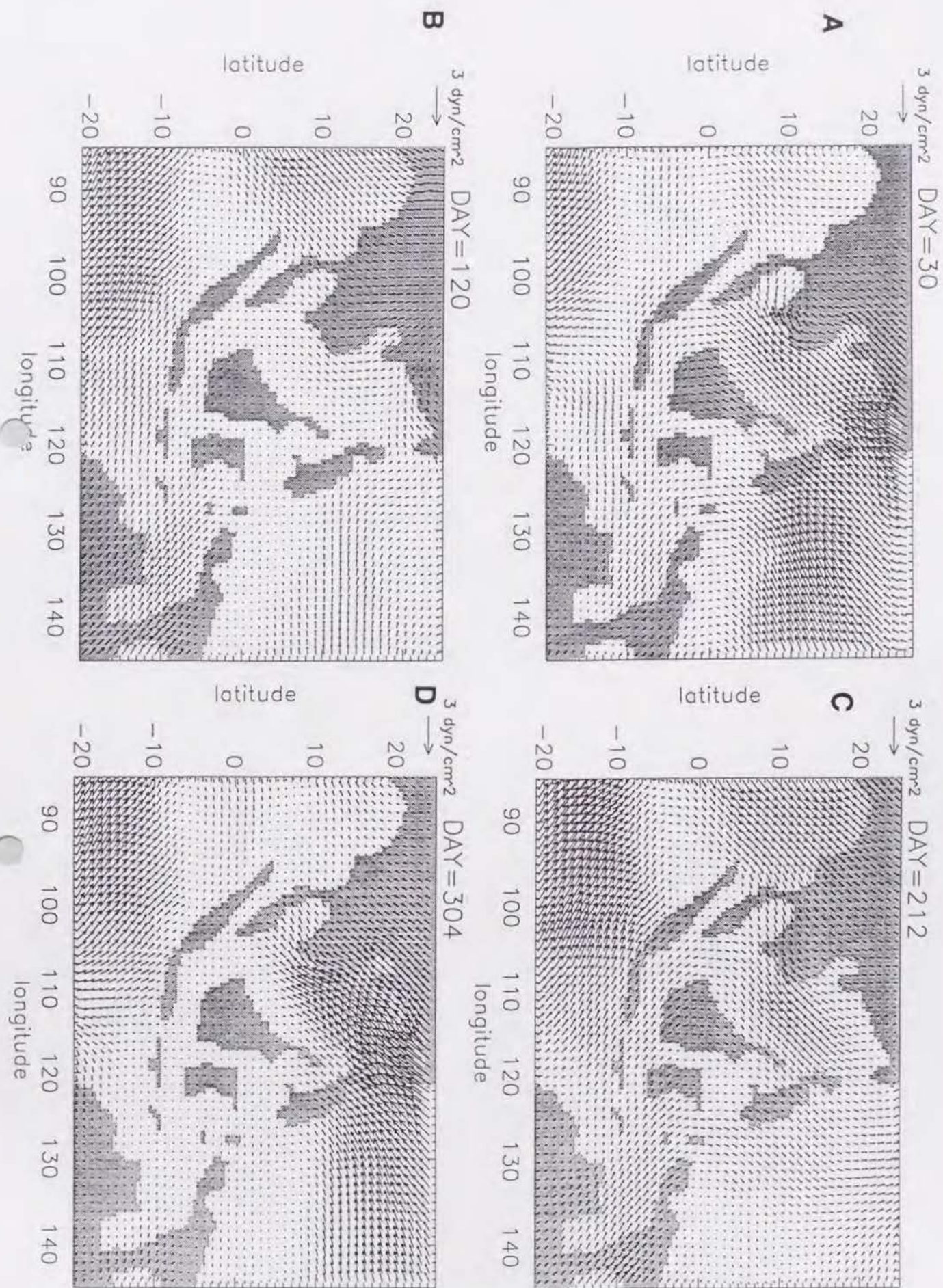


Figure 4. Climatological wind stress vectors after Hellerman and Rosenstein [1983]. (A) February; (B) May; (C) August; (D) November.

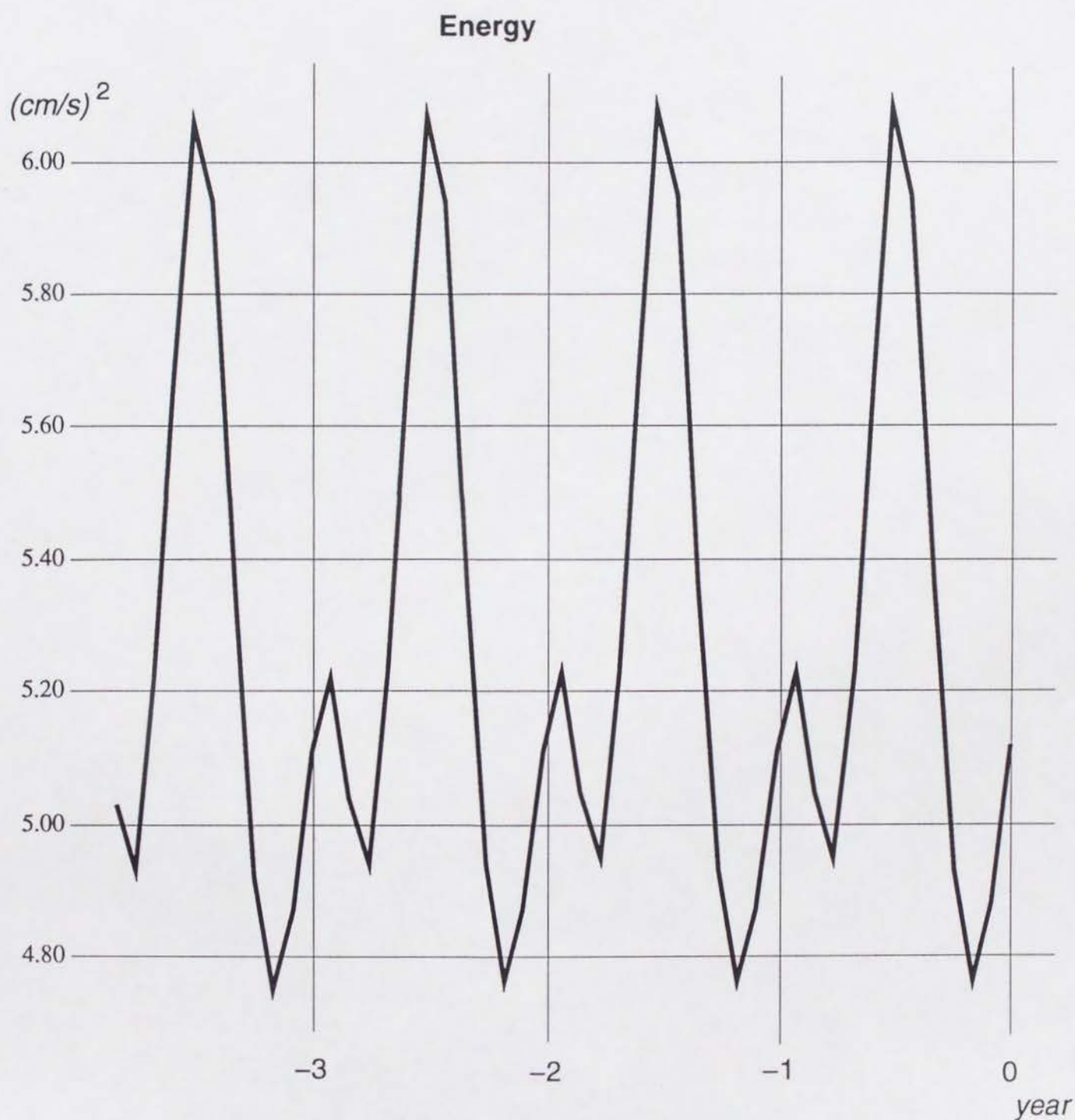


Figure 5. Kinetic energy per unit mass during the last 3 years of integration with seasonal forcing.

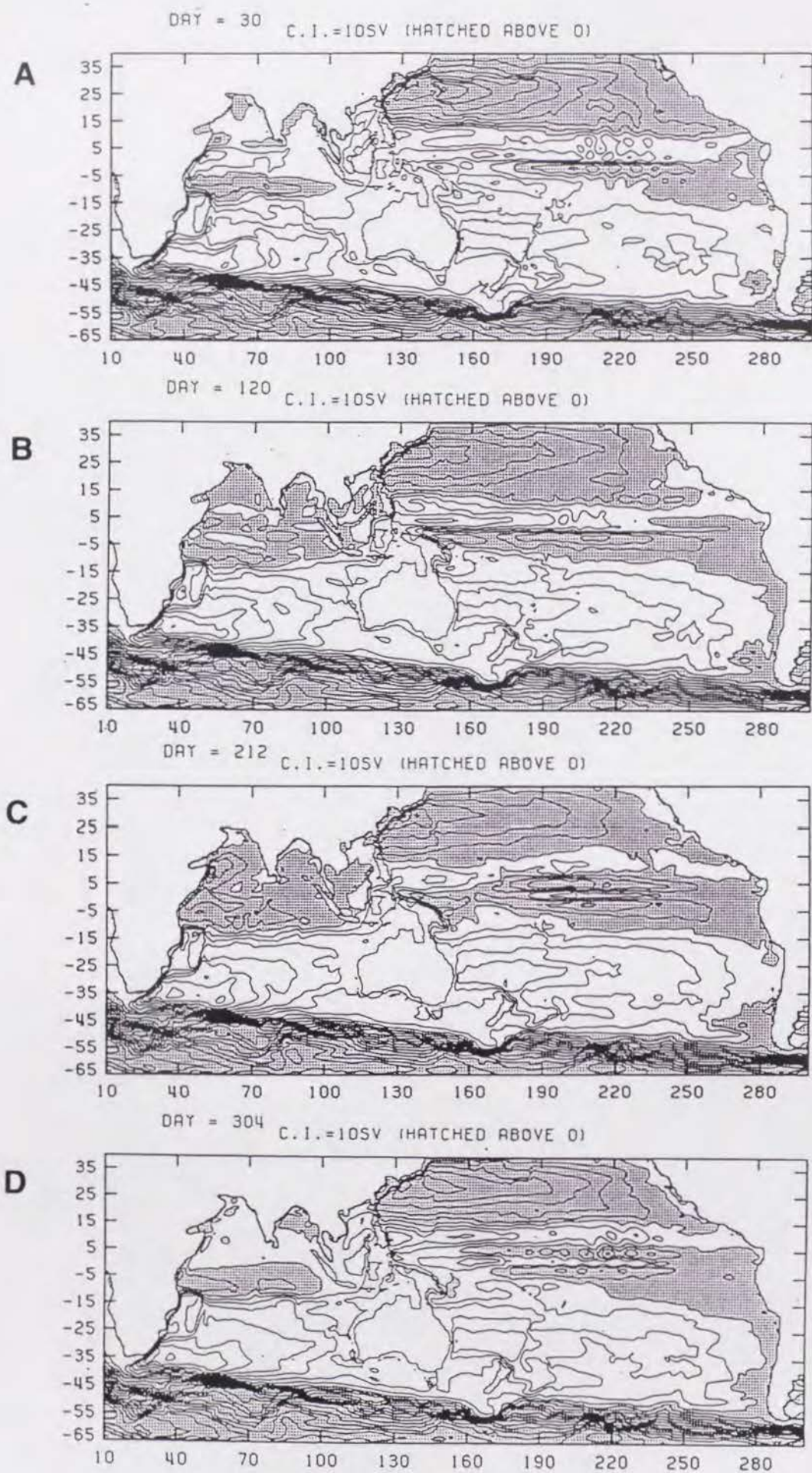


Figure 6. The simulated transport function of the entire region. (A) Feb.; (B) May; (C) Aug. (D) Nov.

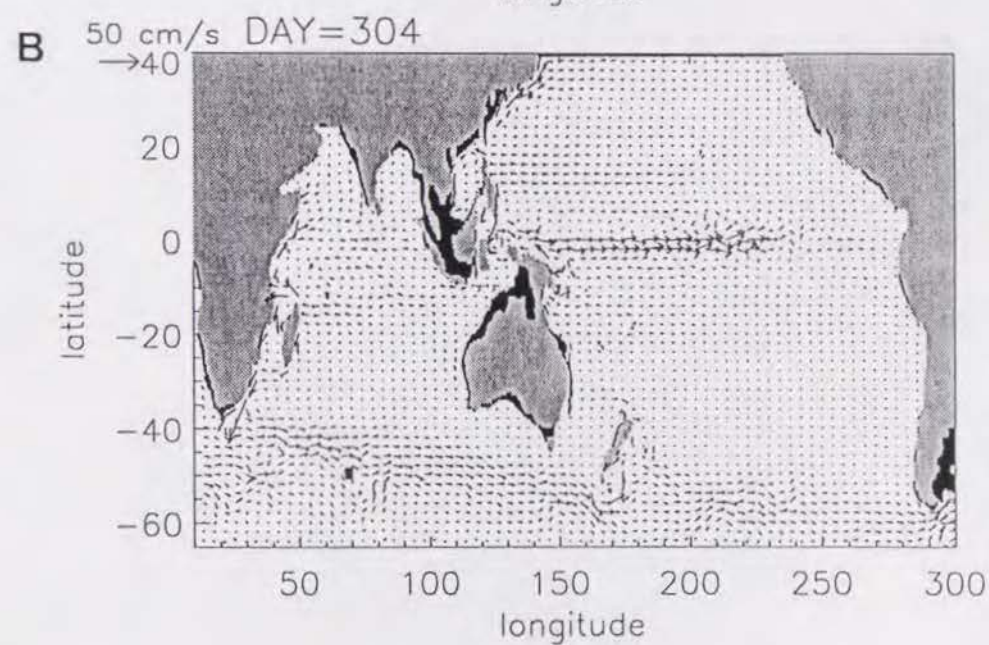
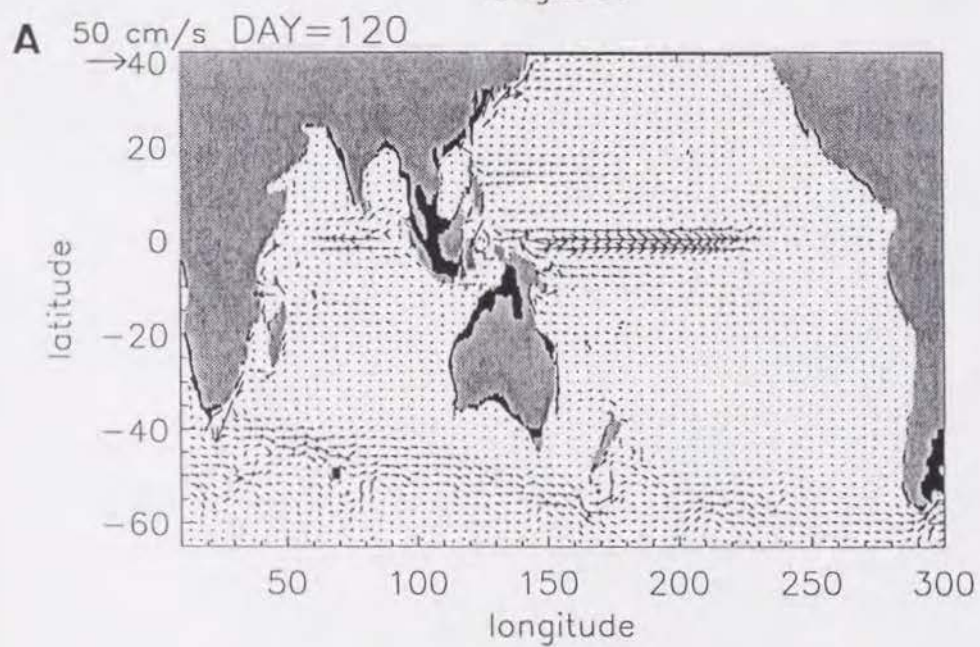
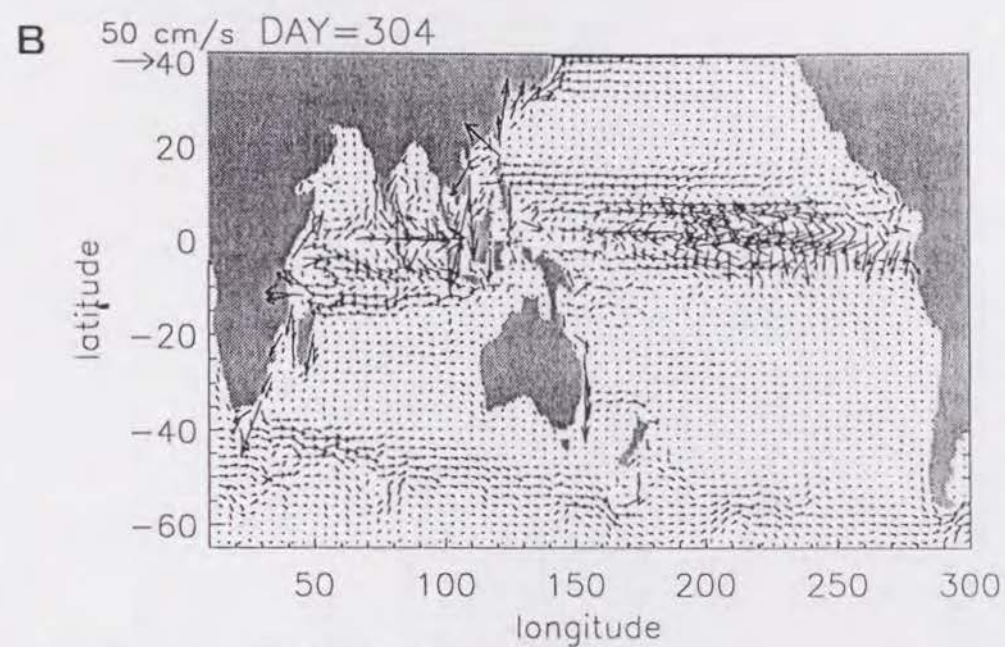
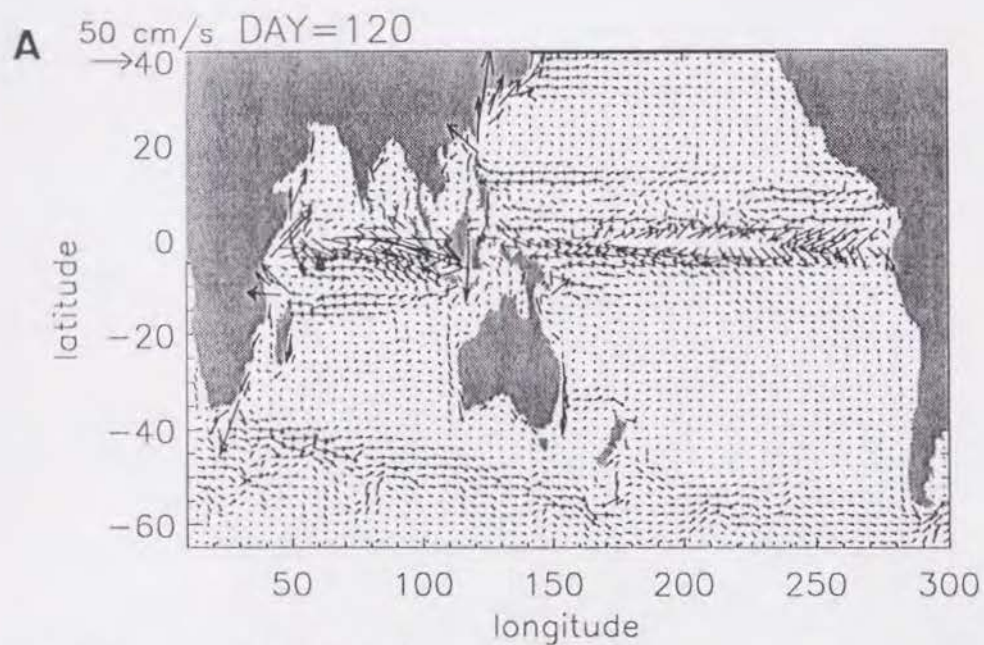


Figure 7. The simulated velocity field of the entire region. (A) May; (B) November. (upper) 35m; (lower) 300m.

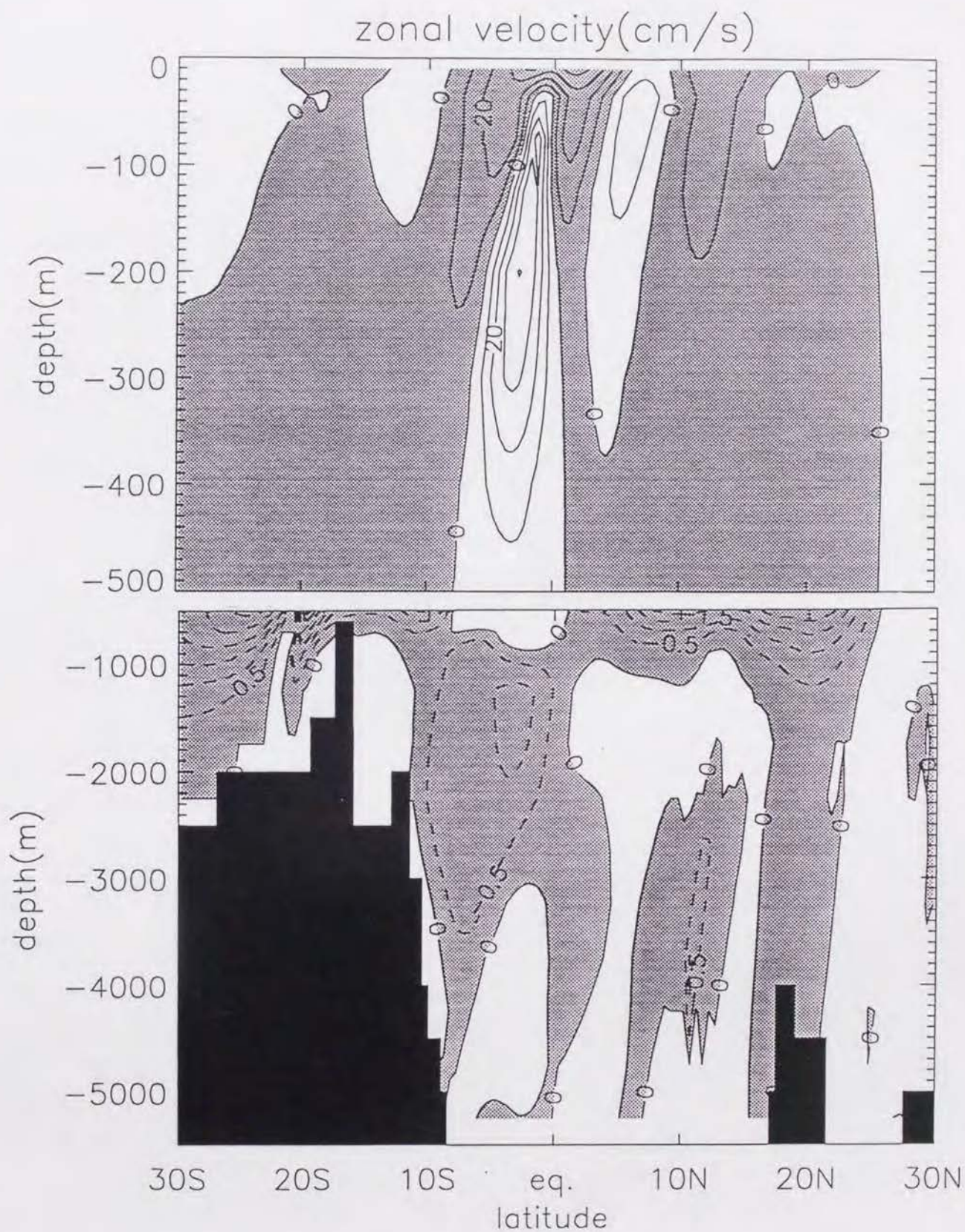


Figure 8. The simulated zonal current structure along 180°E (annual mean).

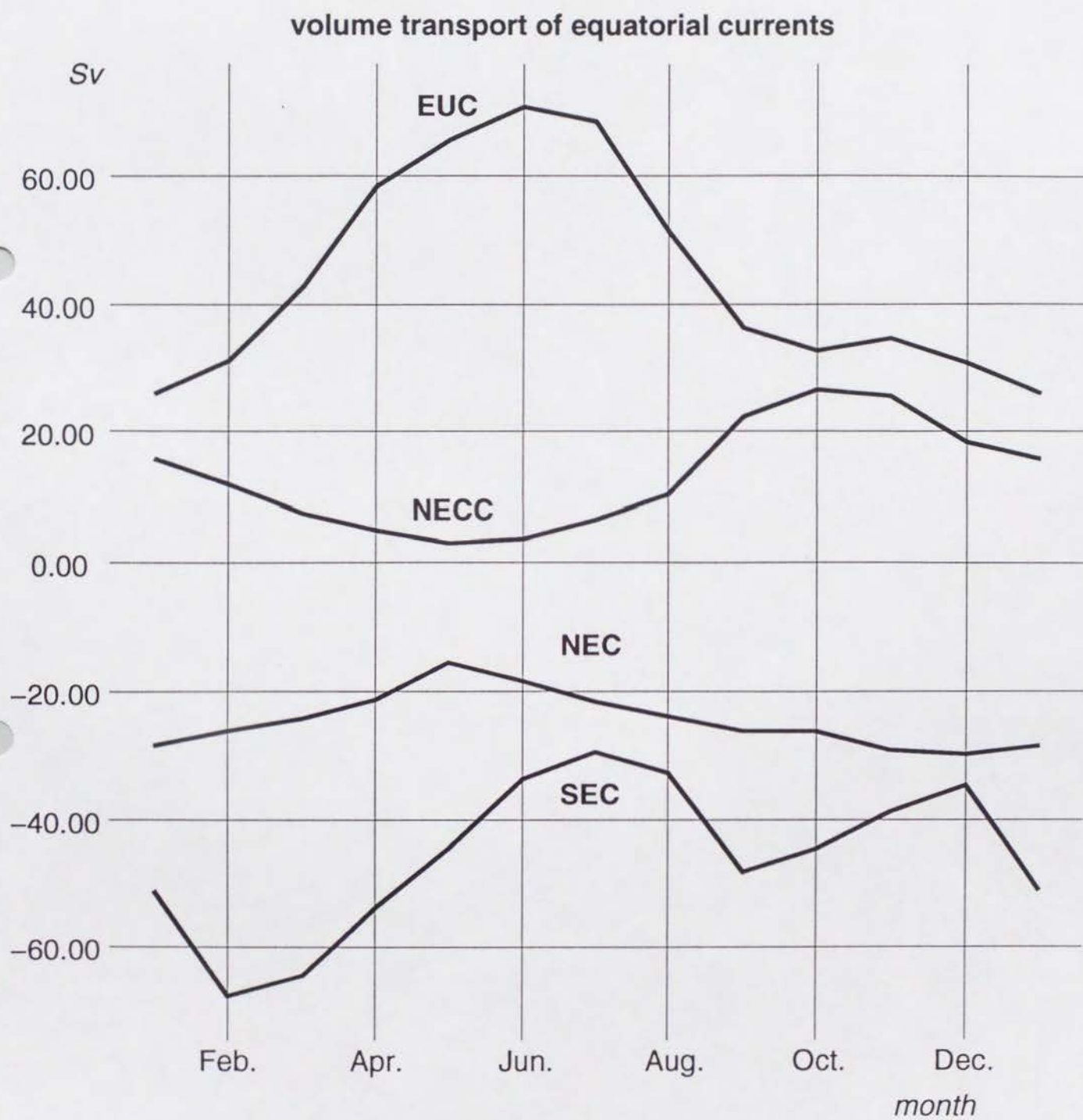


Figure 9. Annual cycle of the simulated volume transport of equatorial currents across 180°E. Negative values indicate eastward transport.

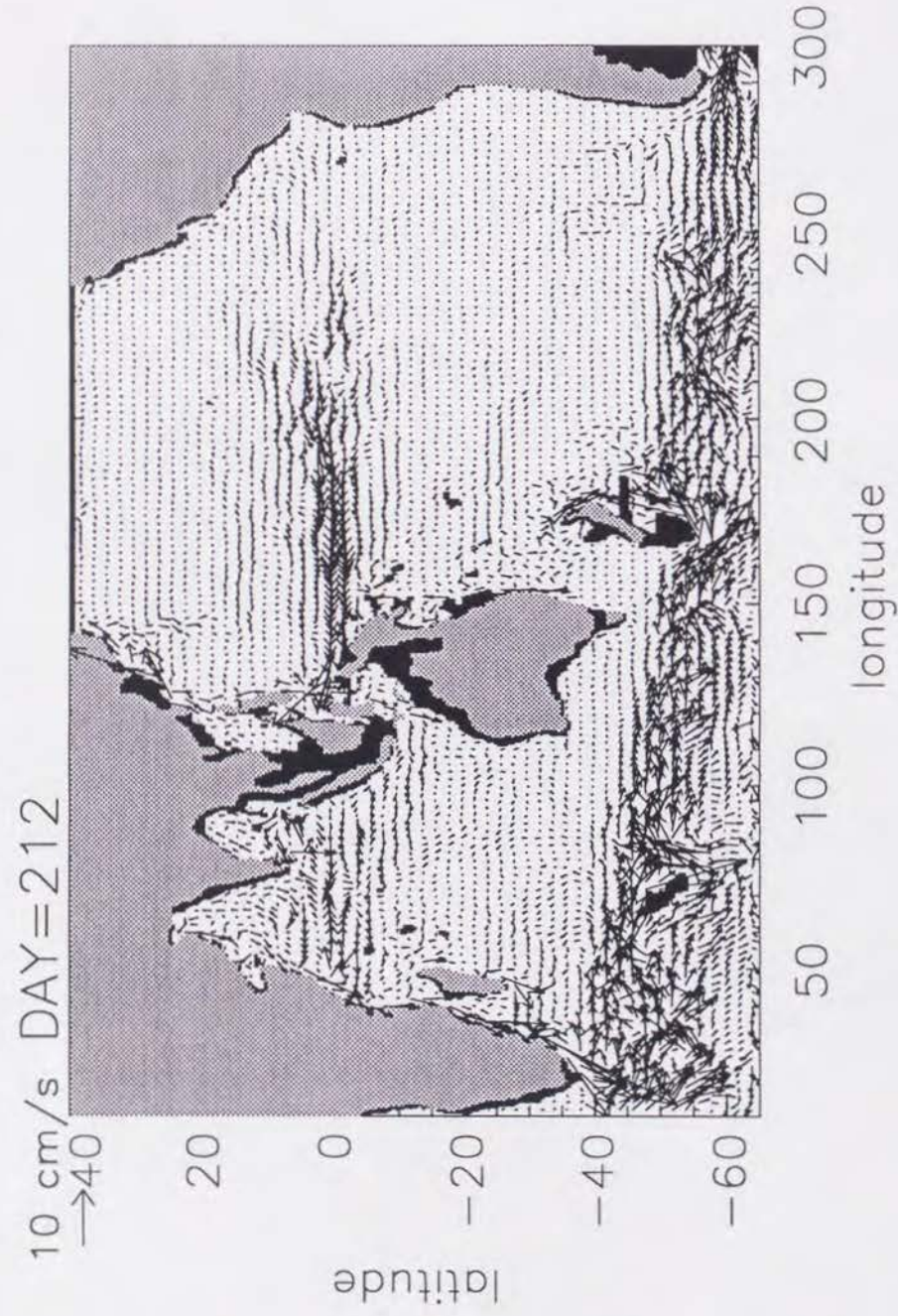


Figure 10. The simulated velocity field at the depth of 1250m (August).

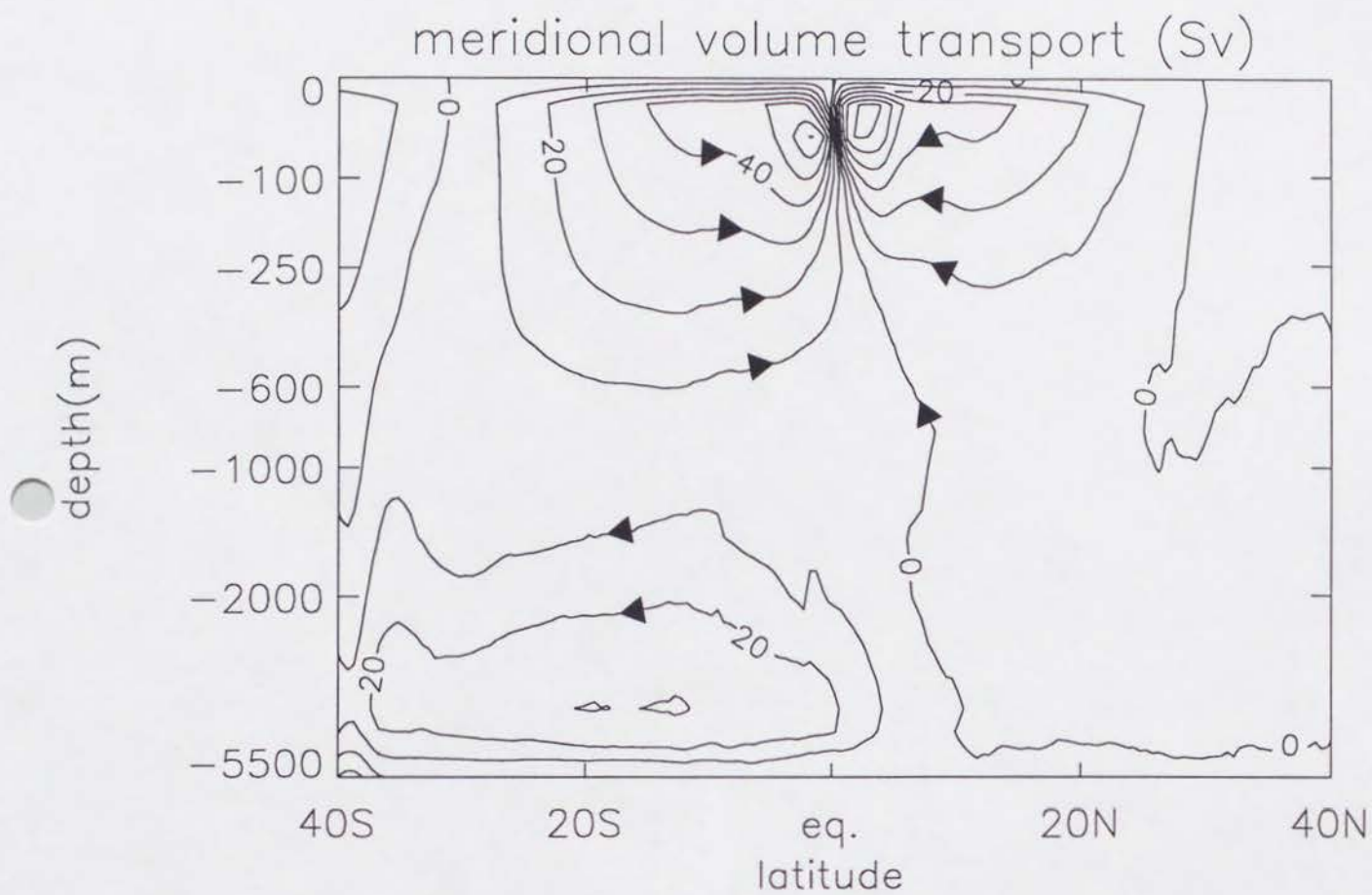


Figure 11. Pattern of zonally integrated (the Indo-Pacific) meridional transport (annual mean; unit in Sv).

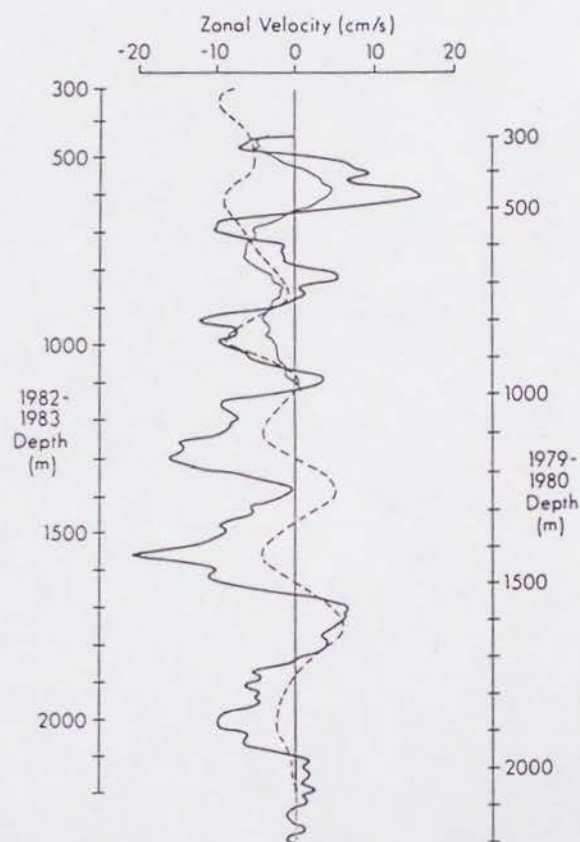


Figure 12. Observed zonal current structure along 159°W (after Firing, 1987). Negative values (shading) indicate westward current.

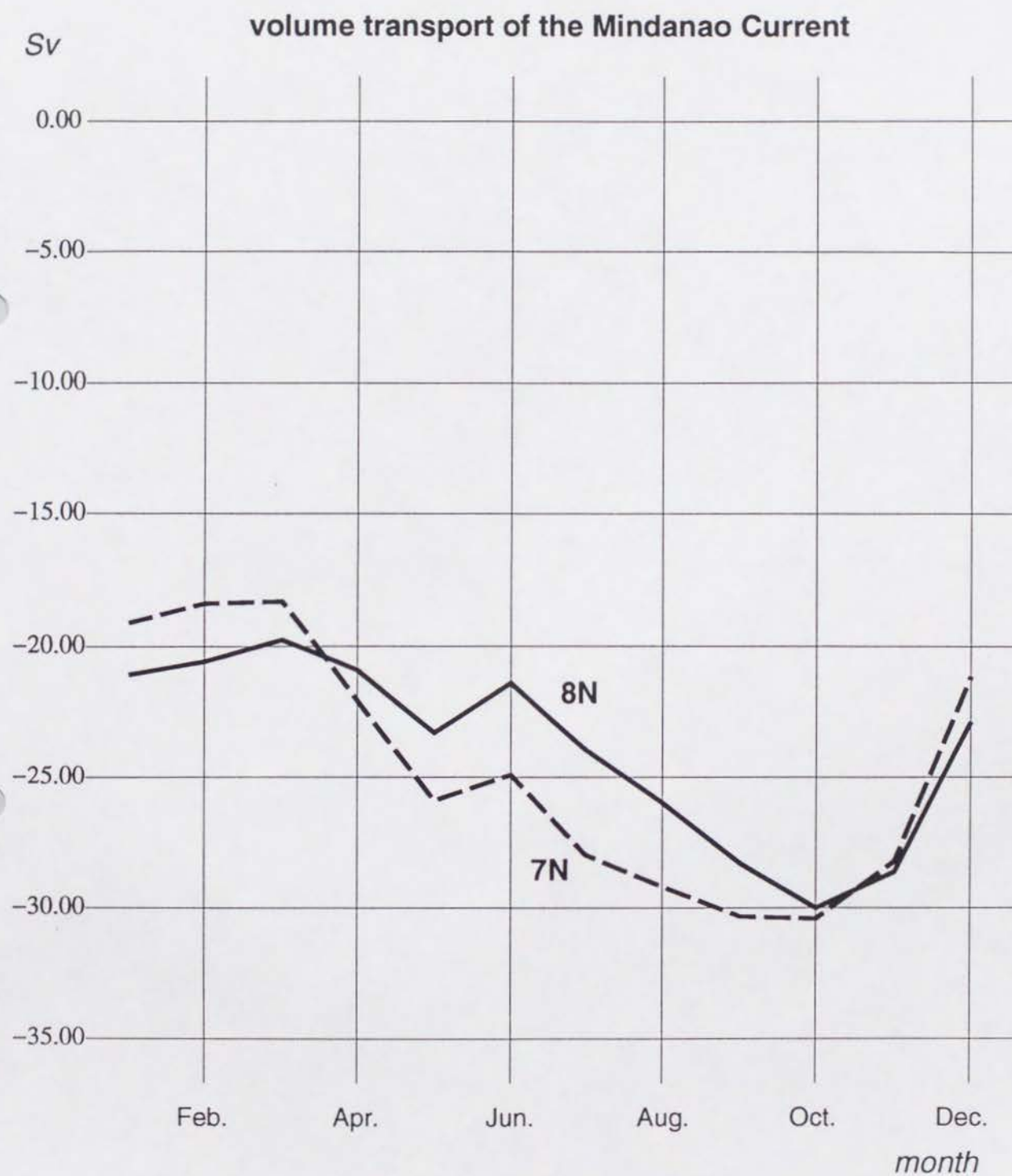


Figure 13. Annual cycle of the simulated volume transport of the Mindanao Current across 8 and 7°N. Negative values indicate southward transport.

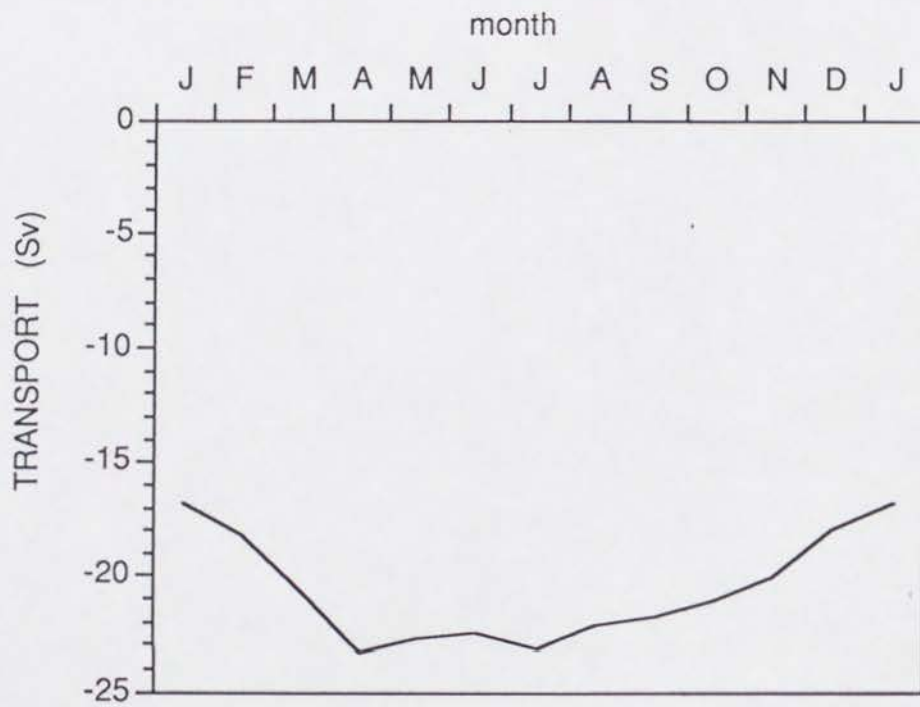


Figure 14. Annual cycle of the simulated volume transport of the Indonesian throughflow. Negative values indicate southward transport from the Pacific to Indian Ocean.

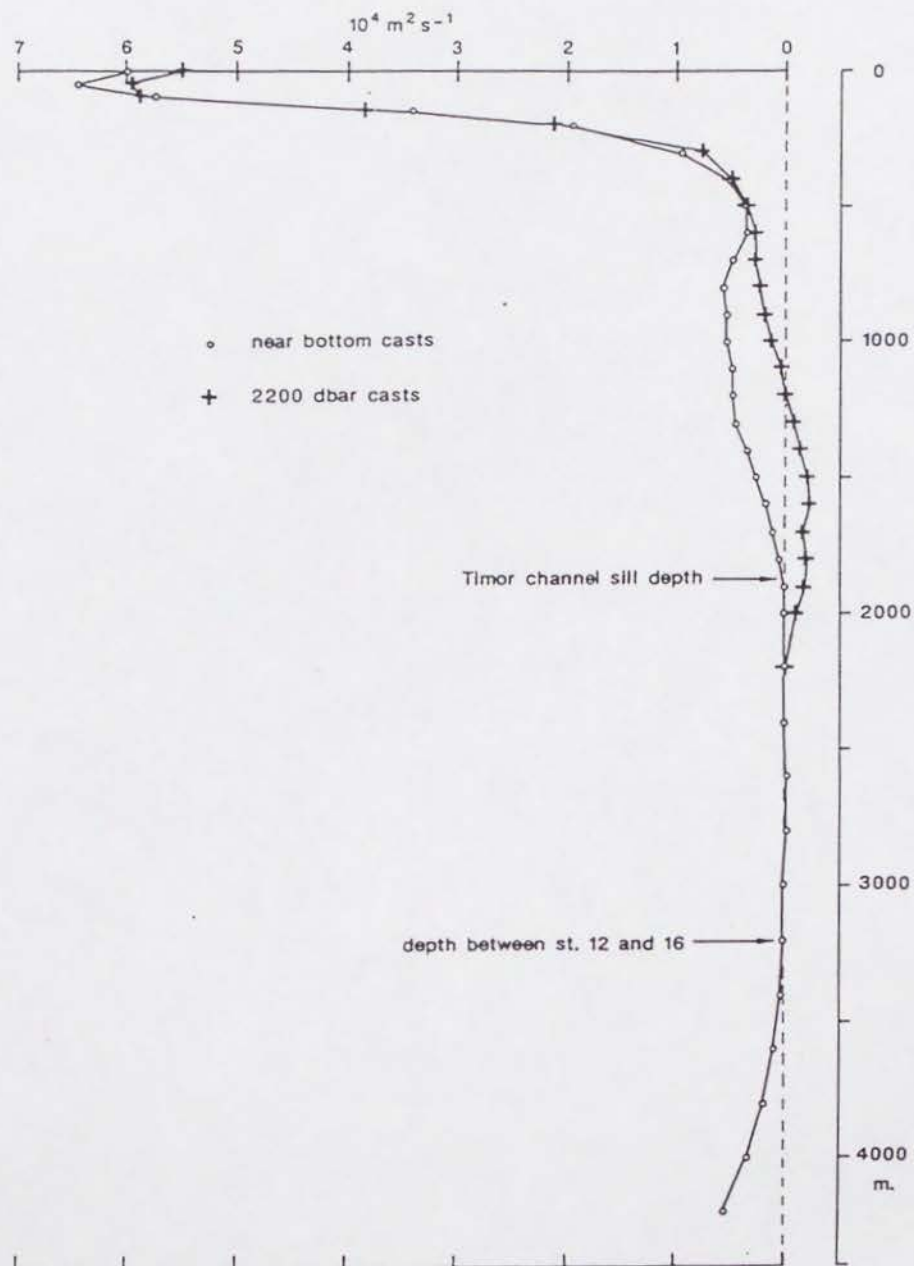


Figure 15. Vertical distributions of transport per unit depth in Australia-Bali section for deep and 2200 db casts (after Fieux et al., 1994).

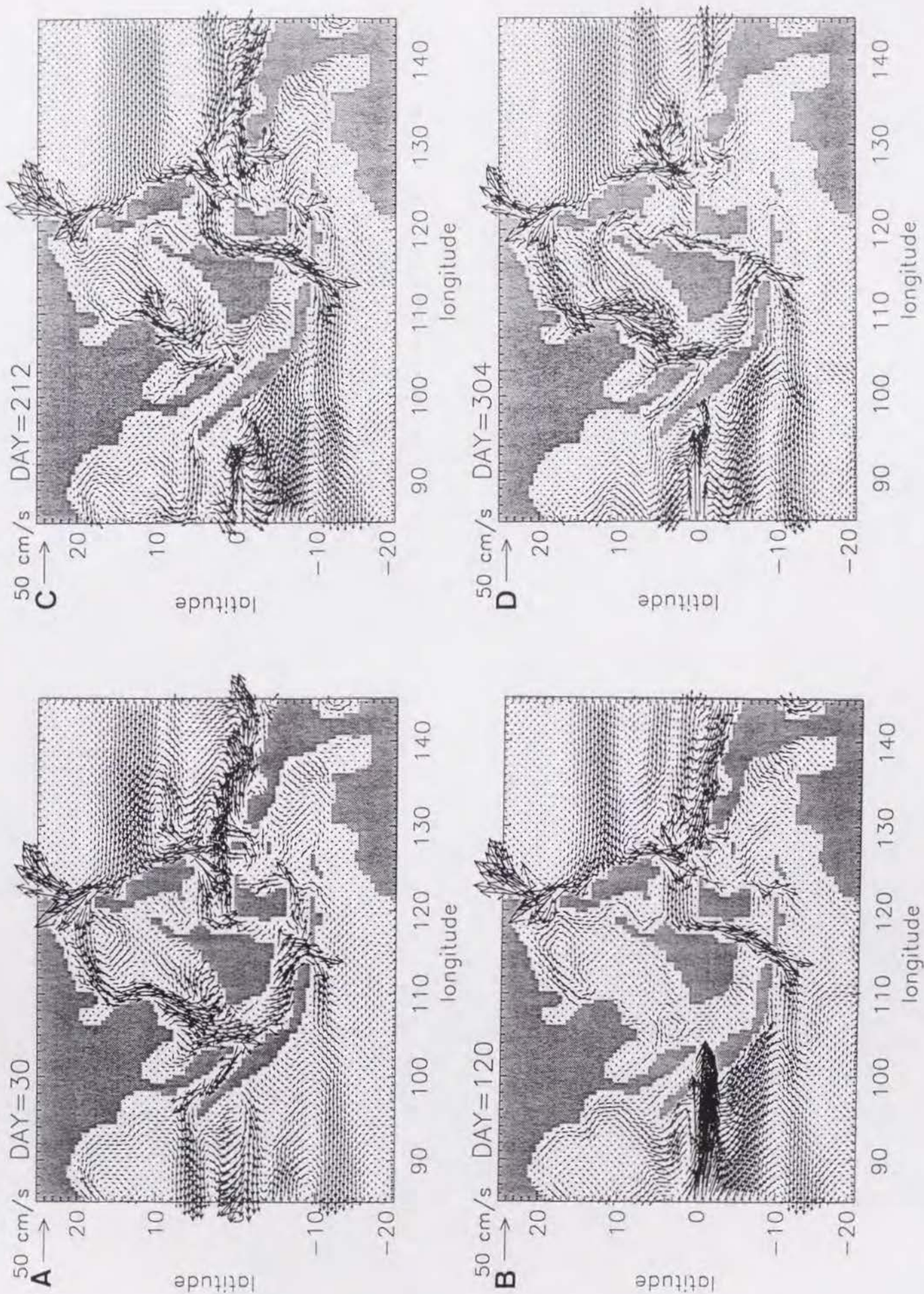


Figure 16. Annual march of the simulated velocity field at the depth of 35m. (A) February; (B) May; (C) August; (D) November.

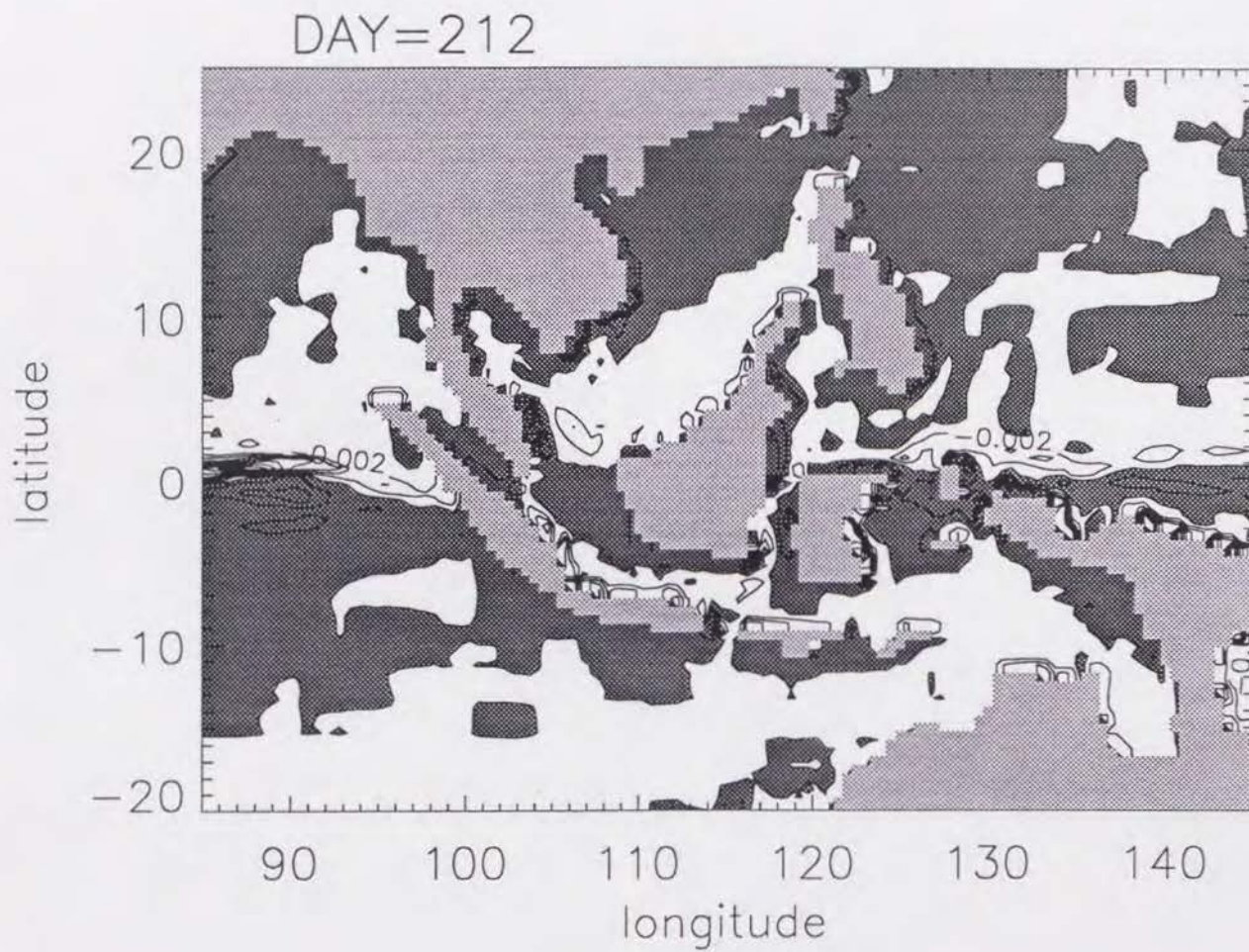


Figure 17. Horizontal distribution of vertical velocities at the depth of 20m in August. Values in shaded areas are positive (upward). The contour interval is $2.0 \times 10^{-5} \text{ms}^{-1}$.

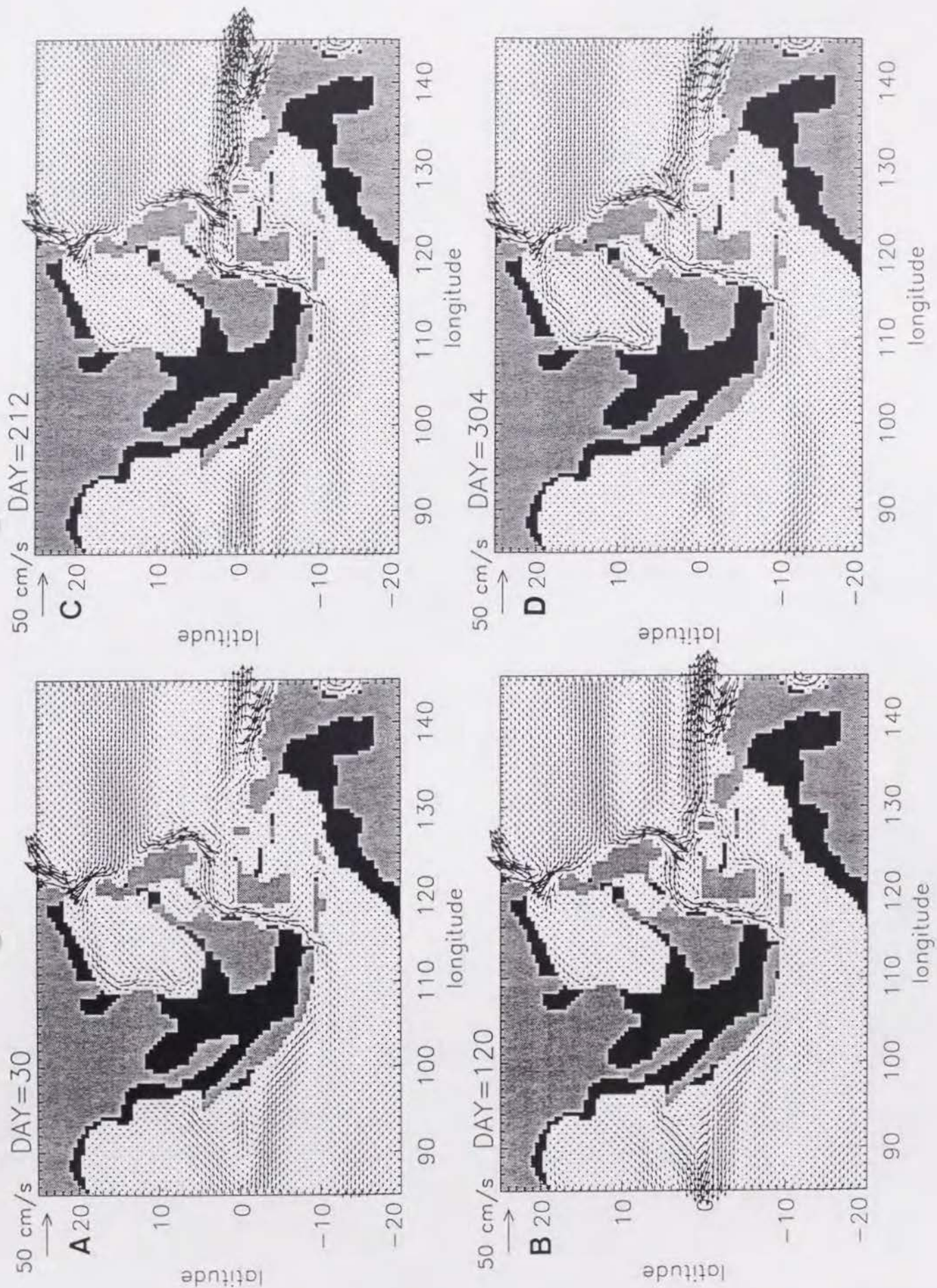


Figure 18. Annual march of the simulated velocity field at the depth of 300m. (A) February; (B) May; (C) August; (D) November.

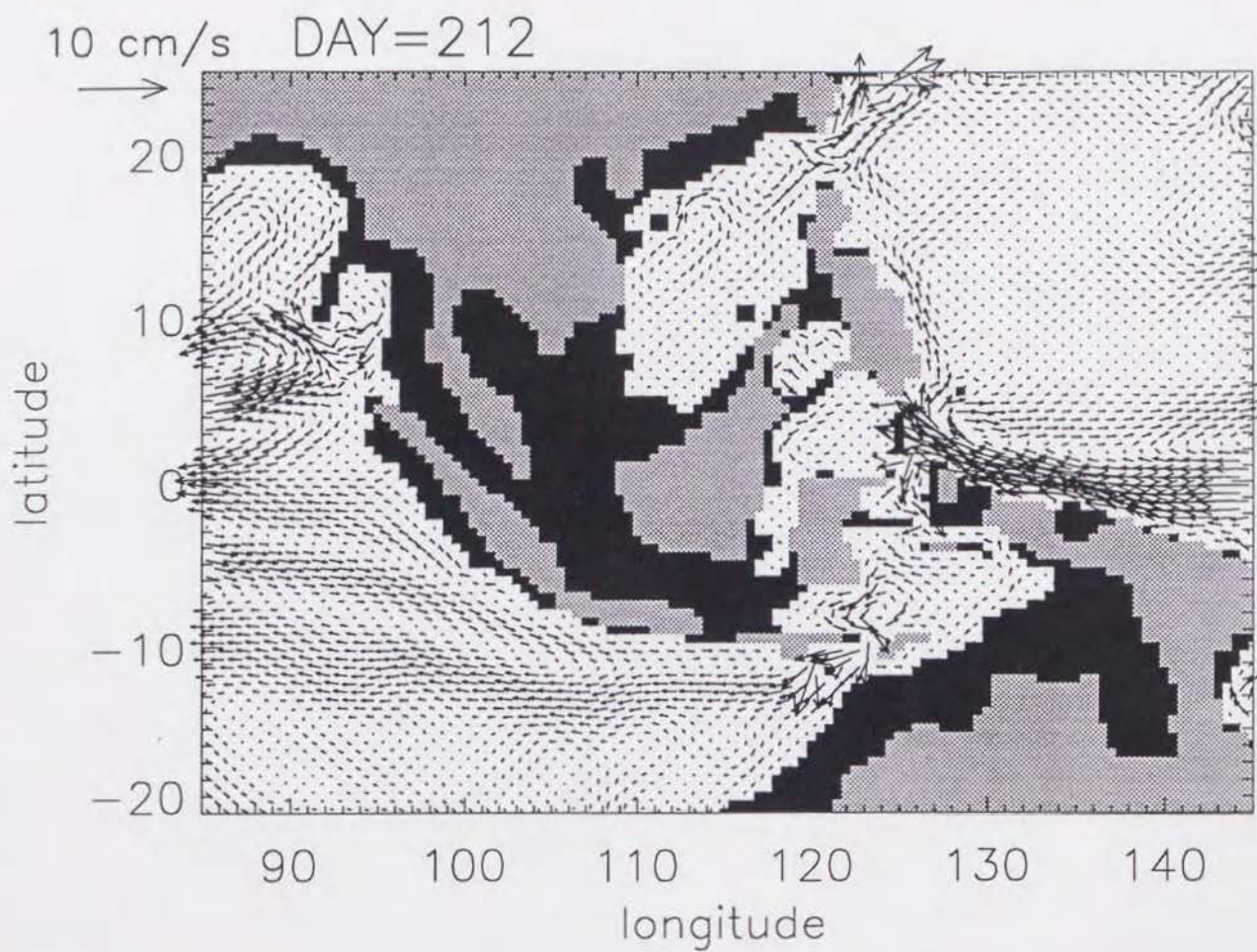


Figure 19. Velocity vectors at the depth of 1250m (The velocity field in August is shown because there is no significant seasonal variation in the deep velocity fields).

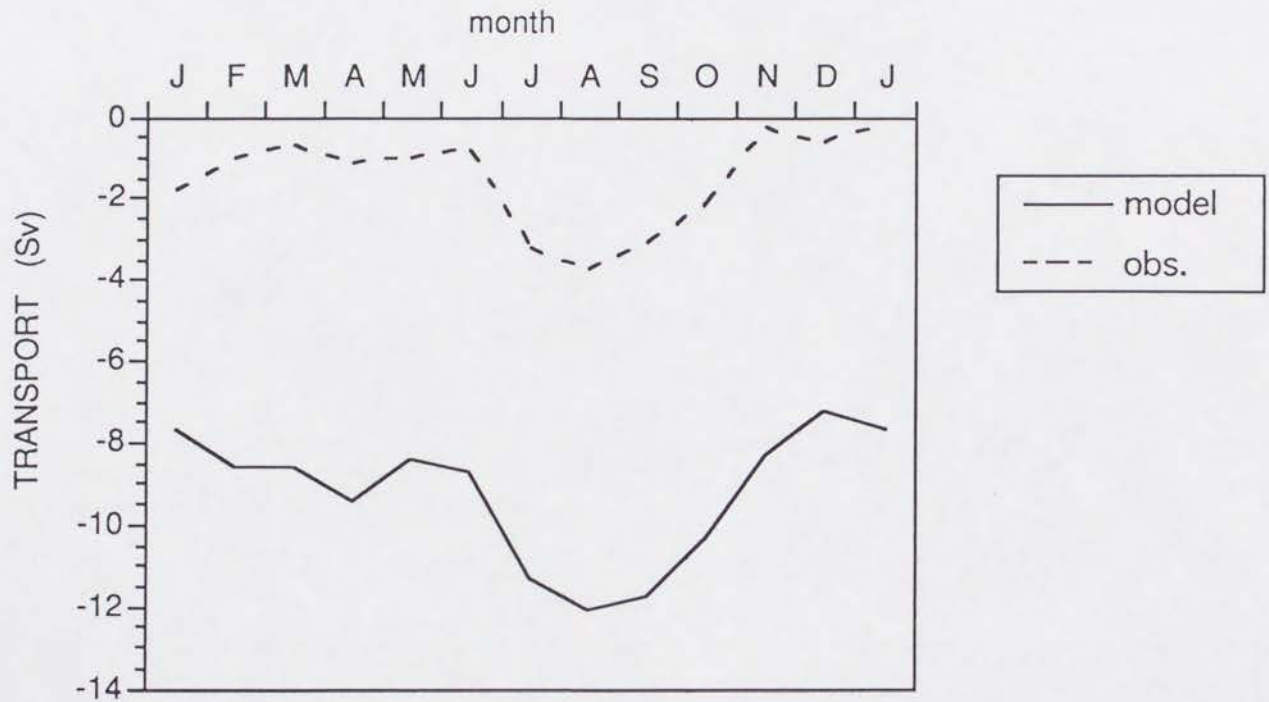


Figure 20. Annual cycle of volume transport through the Lombok Strait. The solid line gives the proposed model results. The dashed line gives the observation results, after Murray and Arief [1988]. Negative values indicate southward transport.

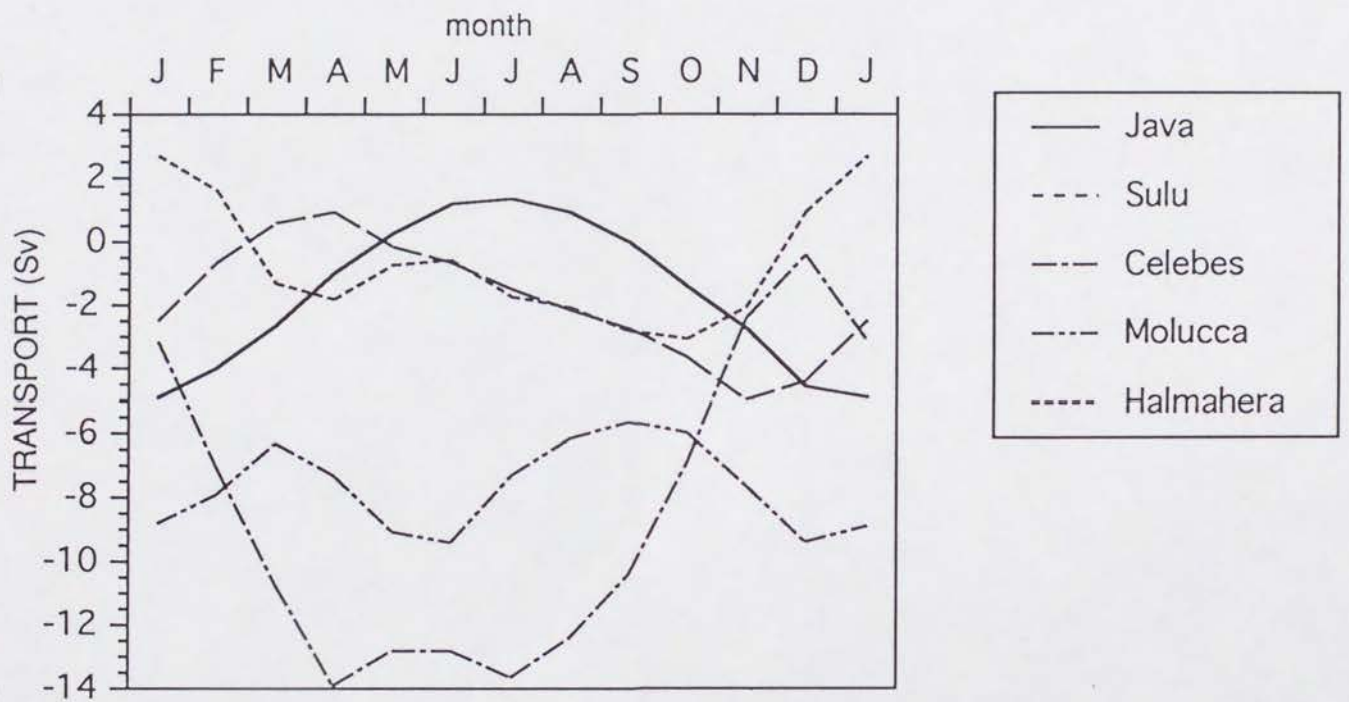


Figure 21. Annual cycle of volume transports through the Java, Sulu, Celebes, Molucca, and Halmahera Seas. Negative values indicate transports from the Pacific to the Indian Ocean.

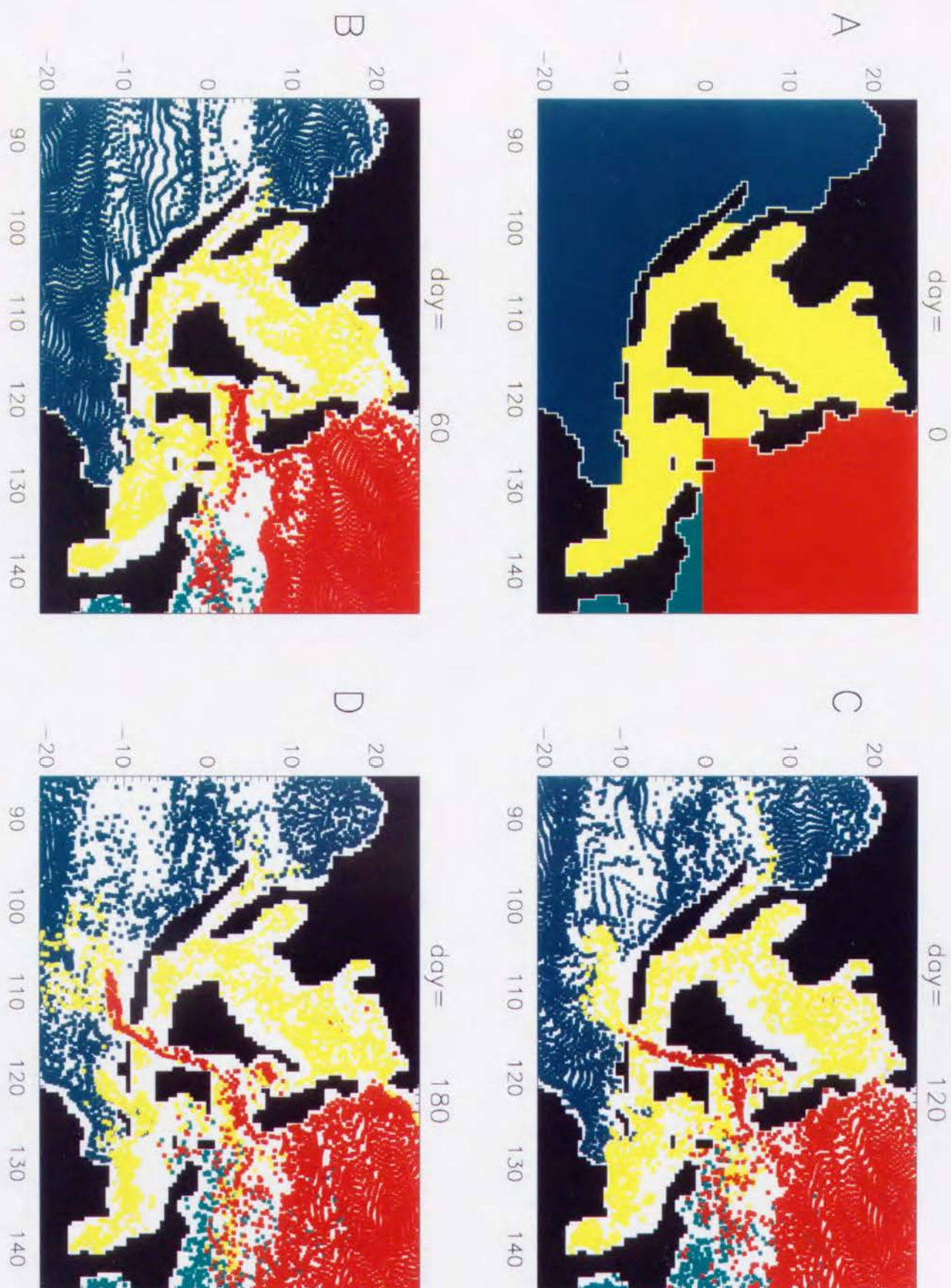


Figure 22. Movements of particles initially deployed at the depth of 35m with time in the Indonesian Seas. Red, green, yellow, and blue particles respectively denote the North Pacific, South Pacific, Indonesian and Indian particles. The initial arrangement of the particles is shown in panel A. Particle distributions are shown at approximate intervals of 60 days. Panel H shows the particle distribution after 2 years.

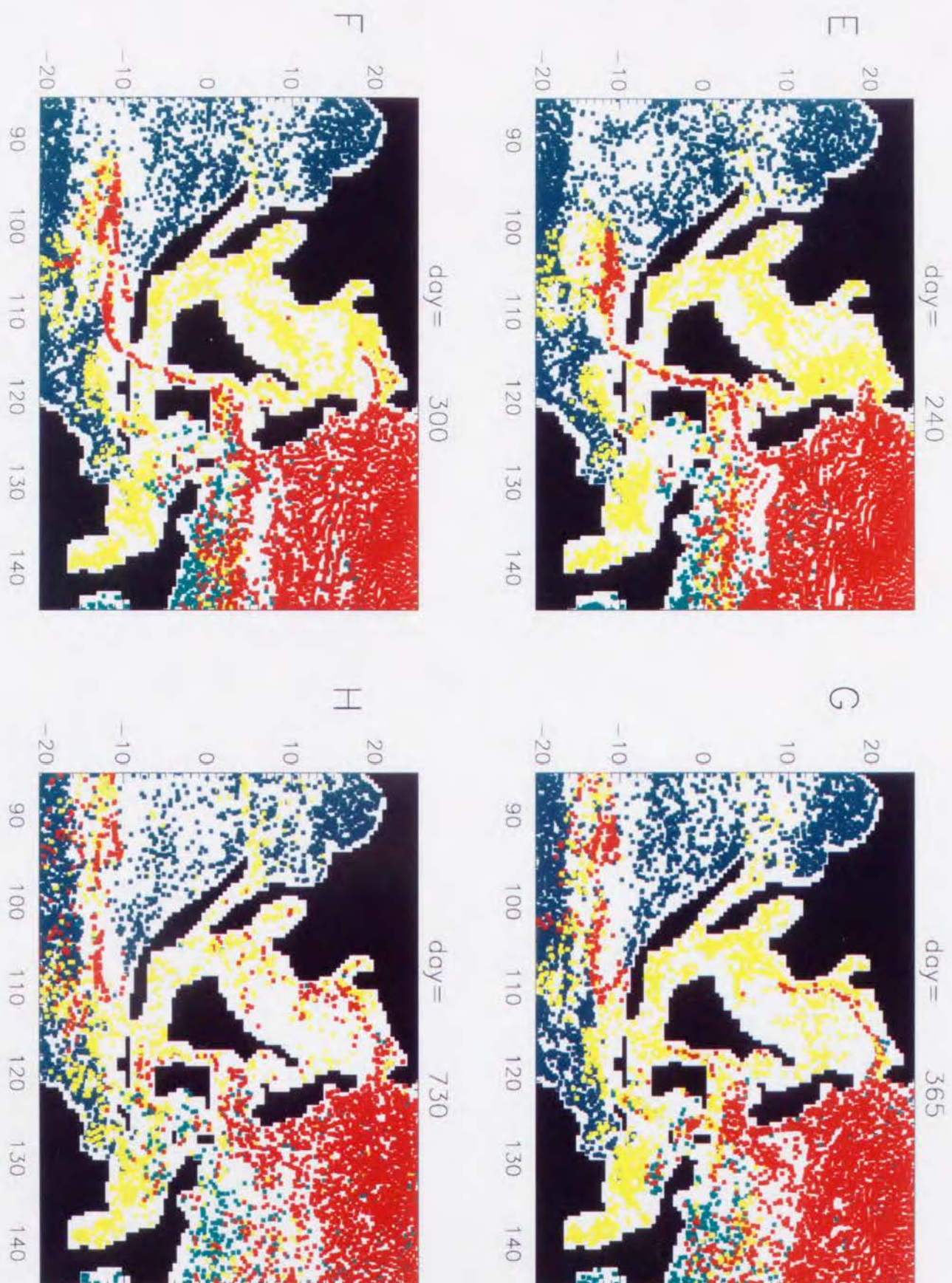


Figure 22. (*continued*)

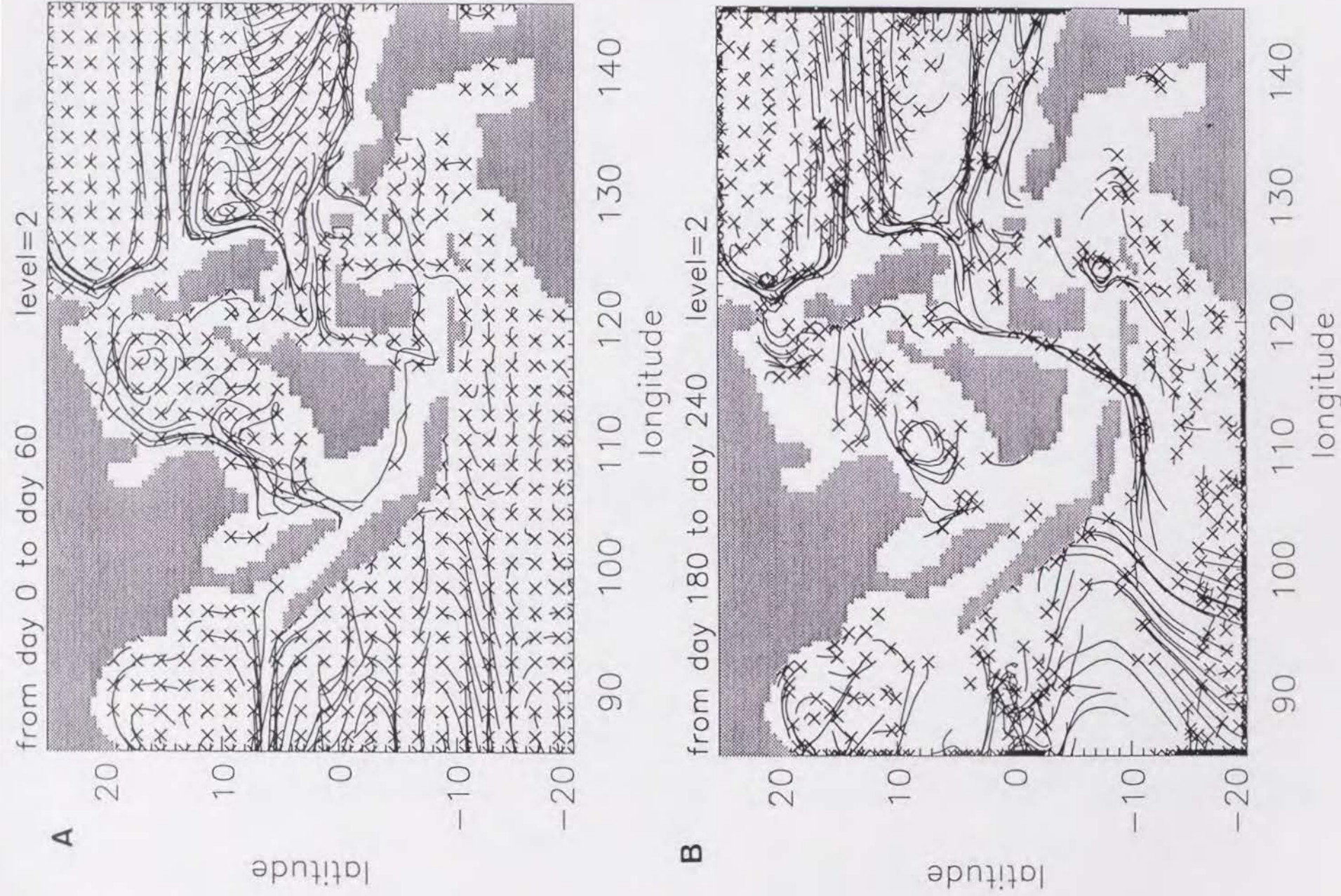


Figure 23. Trajectories of selected particles released at the depth of 35m. (A) From January to March; (B) From July to September. Small crosses indicate the starting points.

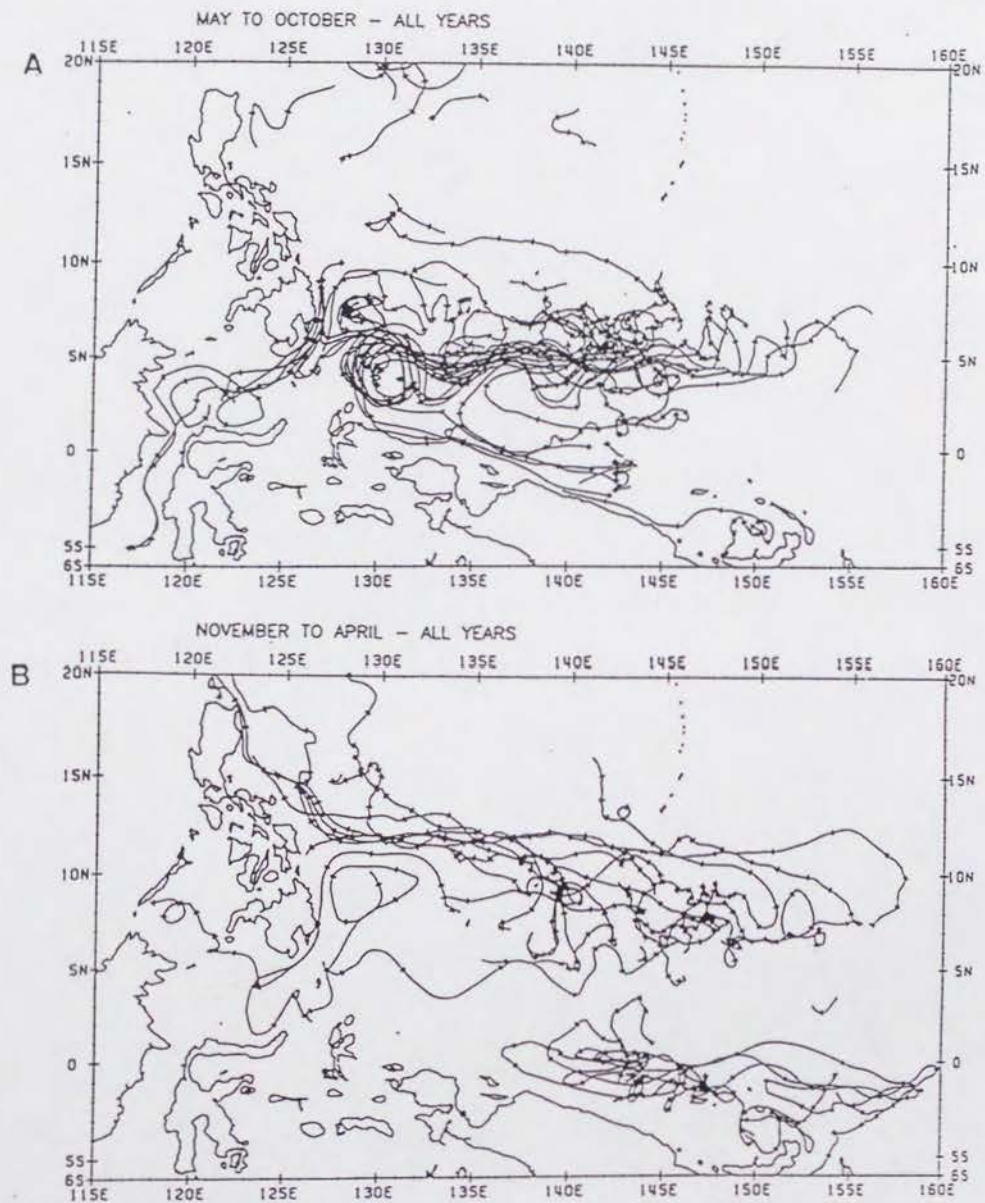


Figure 24. Trajectories of the WEPOCS III drifters, after Wooding et al. [1990]: (A) from May to October, (B) from November to April.

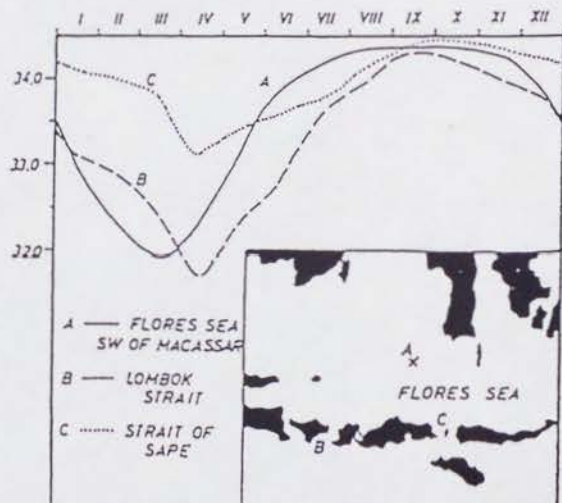


Figure 25. Seasonal variations in salinity at the surface around the Flores Sea (after Wyrski, 1961).

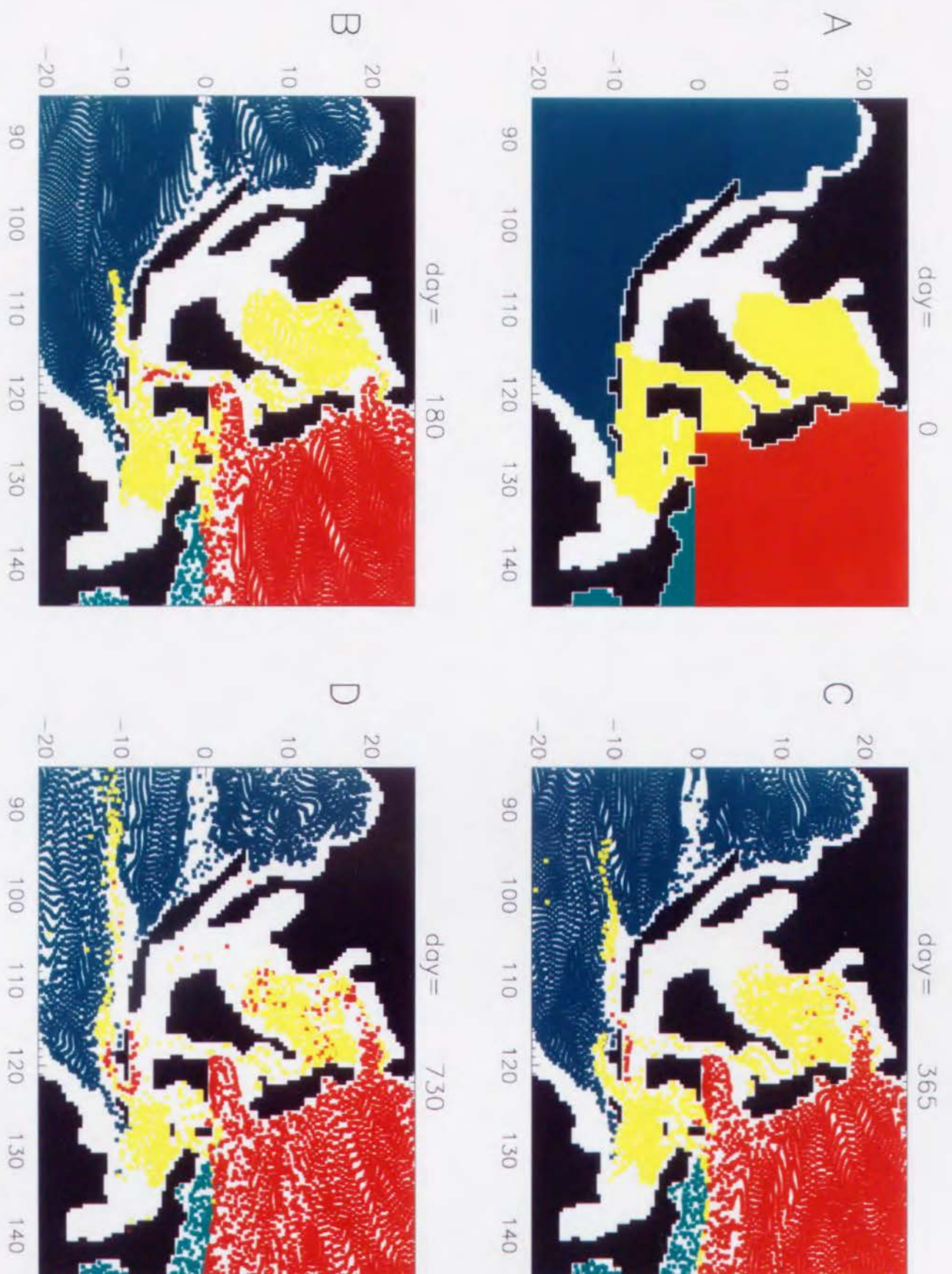


Figure 26. Movements of particles initially deployed at the depth of 300m with time. (A) Initial state; (B) On day 180; (C) On day 365 (after one year); (D) on day 730 (after 2 years). Particle colors are the same as in Fig. 22.

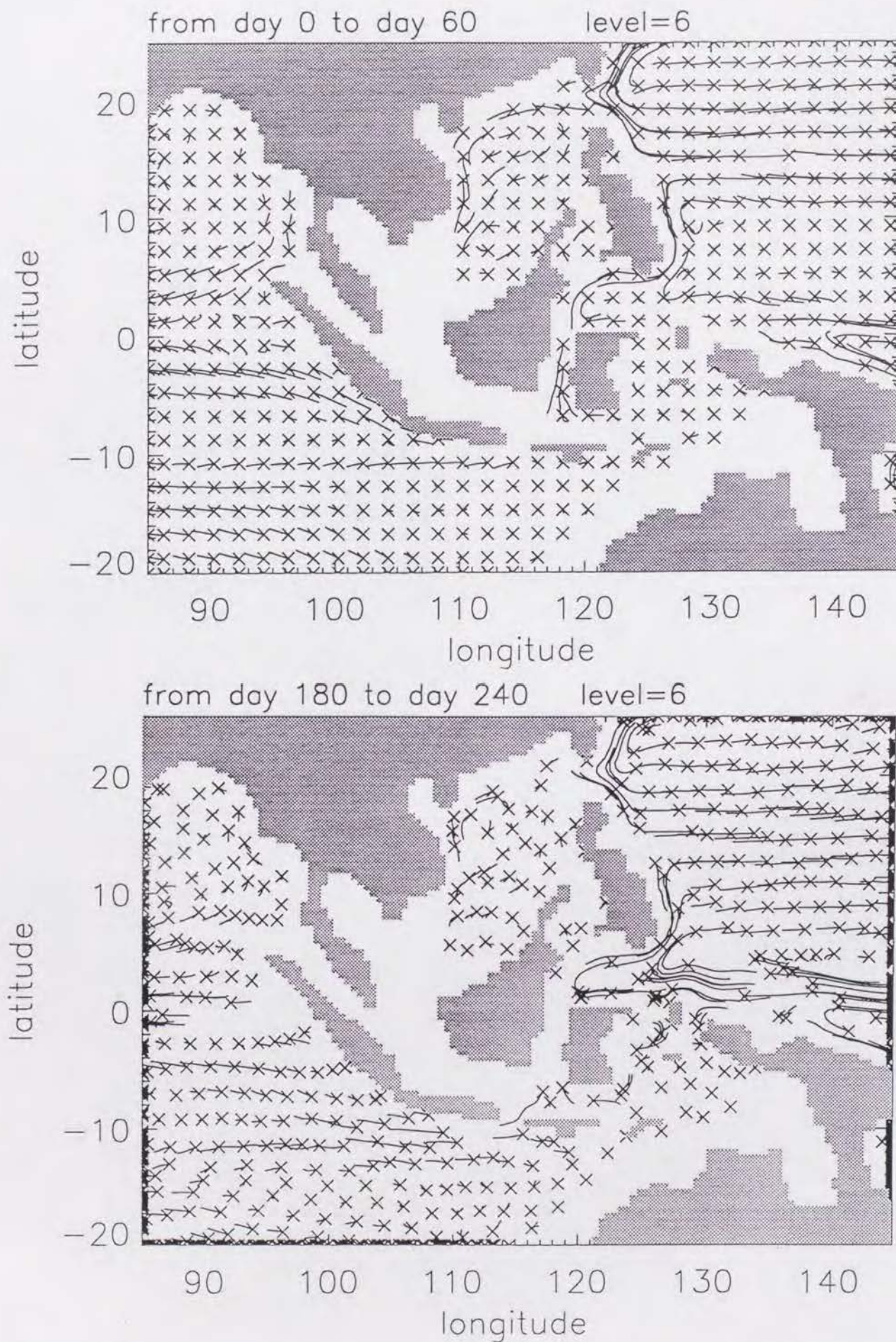


Figure 27. Trajectories of selected particles released at the depth of 300m. (A) From January to March; (B) From July to September. Small crosses indicate the starting points.

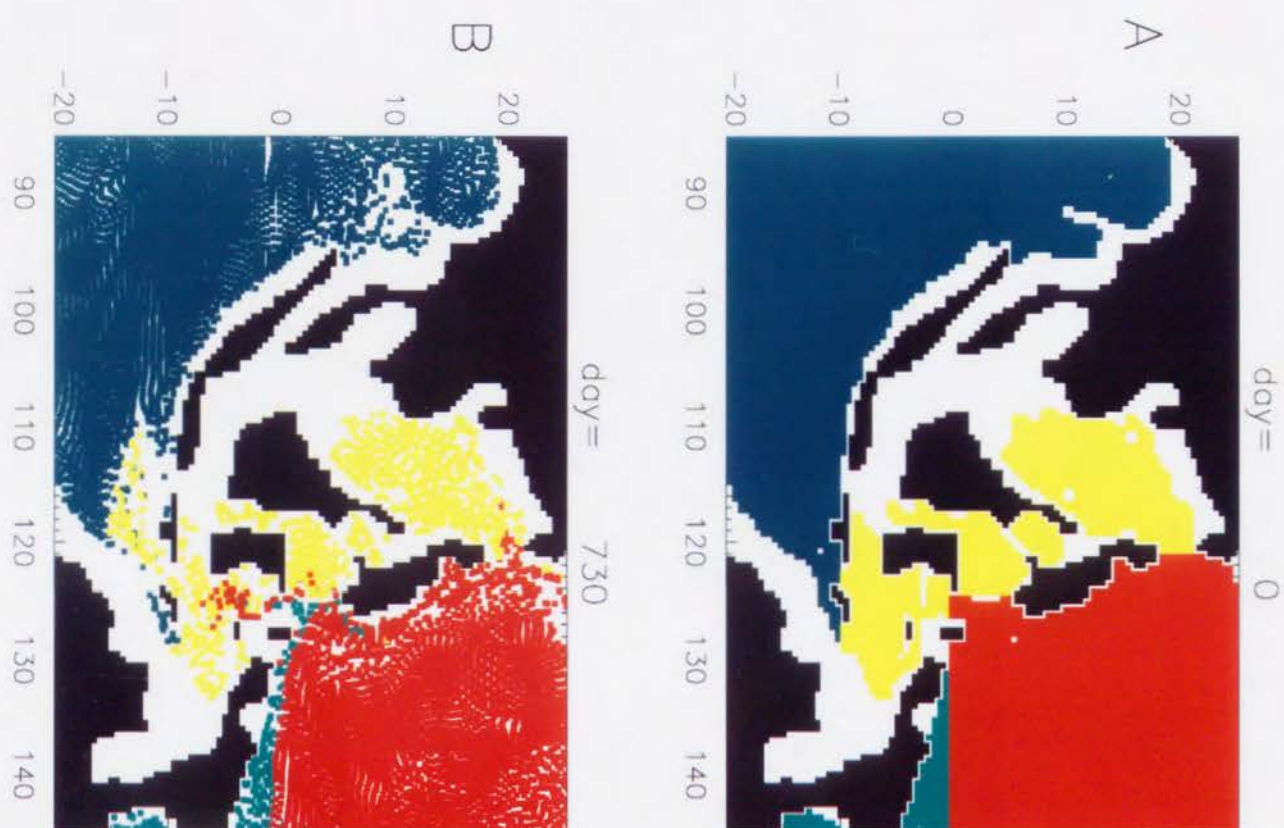


Figure 28. Distribution of particles released at the depth of 1250m. (A) Initial; (B) After 2 years. Particle colors are the same as in Fig. 22.

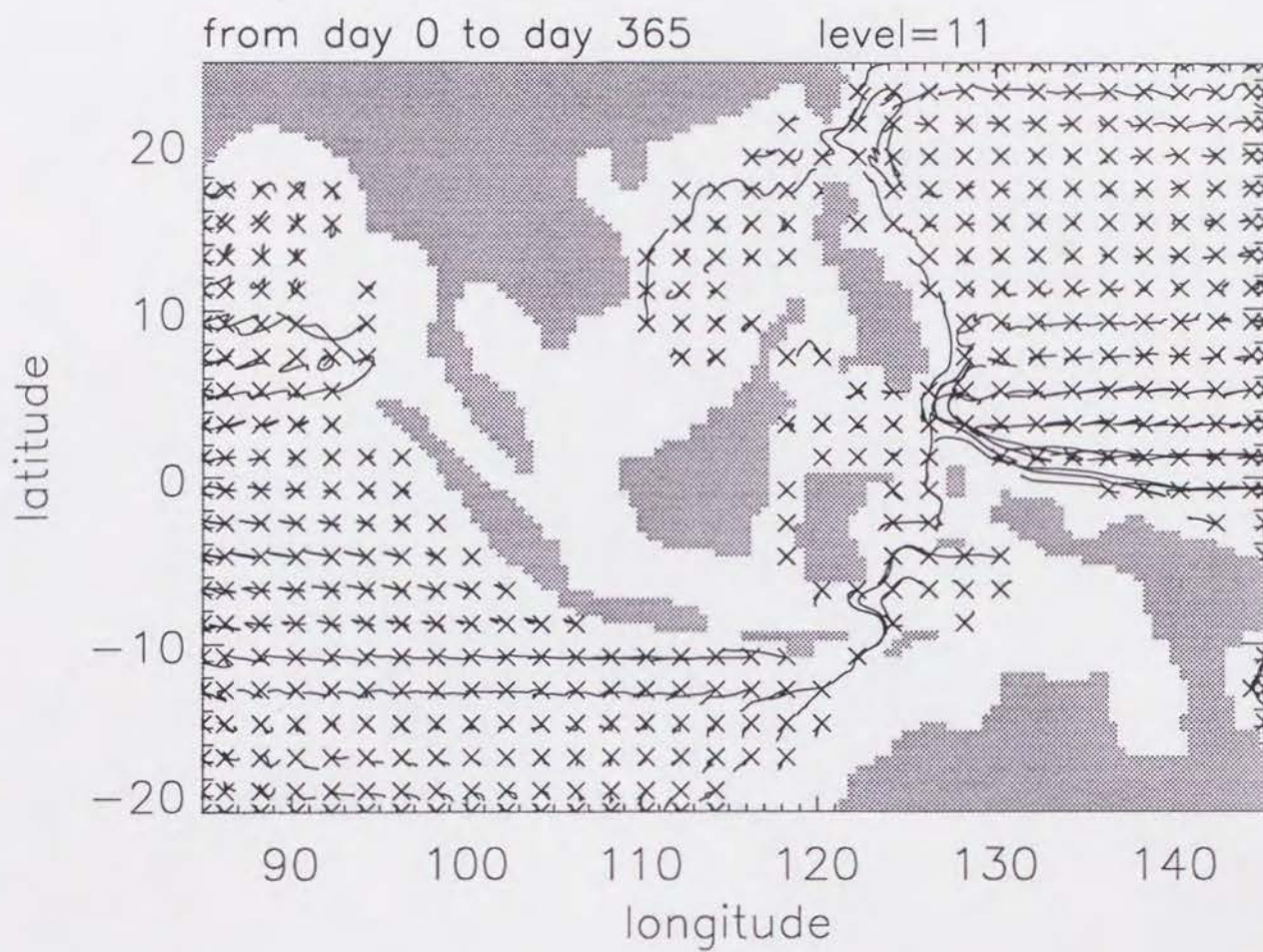


Figure 29. Trajectories for one year of selected deep particles . Small crosses indicate the starting points.

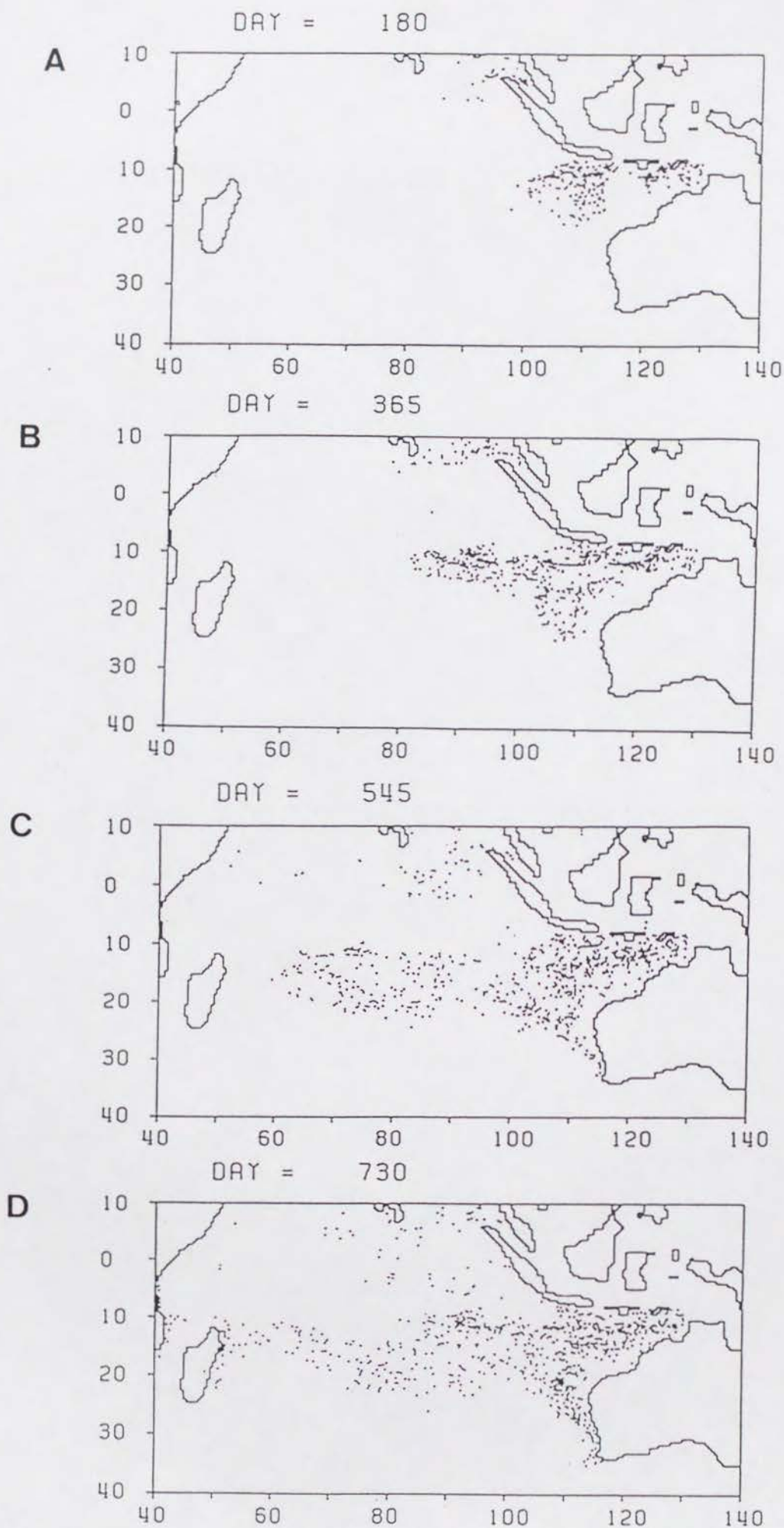


Figure 30. Movements of particles with time in the Indian Ocean initially deployed in the Pacific Oceans and Indonesian Seas at the depth of 35m. (A) on day 180; (B) On day 365 (after 1 year); (C) On day 545 ; (D) on day 730 (after 2 years).

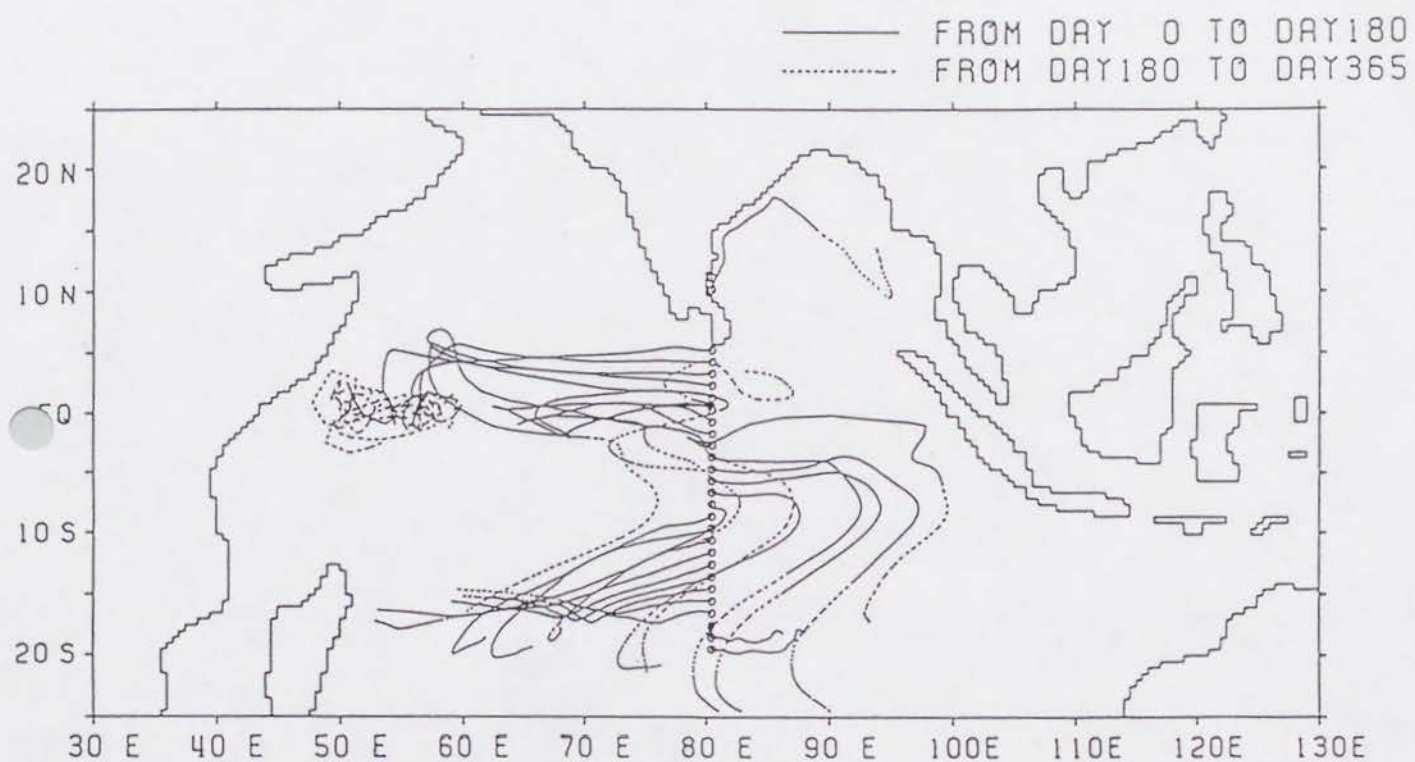
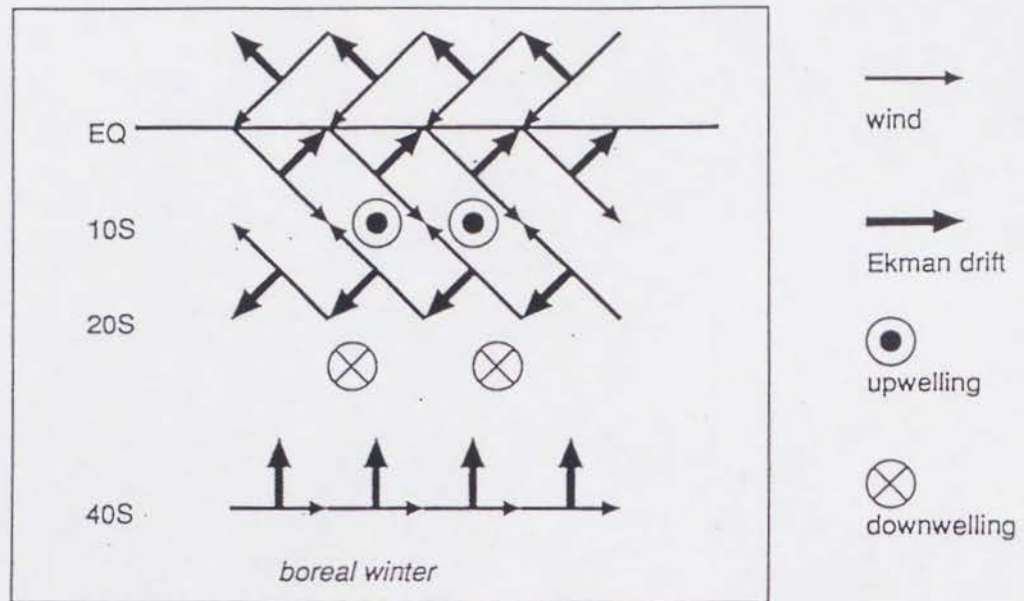
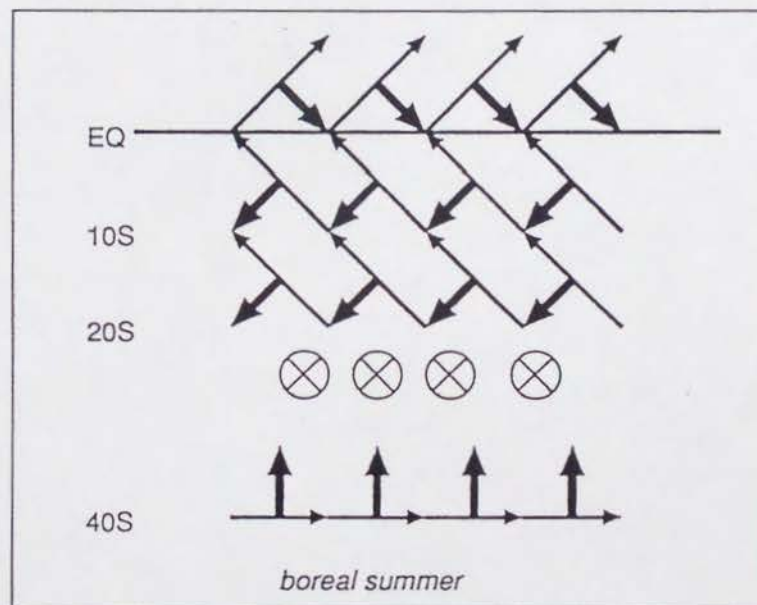


Figure 31 Trajectories of selected particles released along 80 °E, 20 °S ~ 20 DEG N. Solid (dashed) line indicate trajectories from day 0 (180) to day 180 (365).

A



B



C



Figure 32. Schematic diagram of Ekman transport in the Indian Ocean (A) in boreal winter, (B) in boreal summer, (C) in boreal spring and fall.

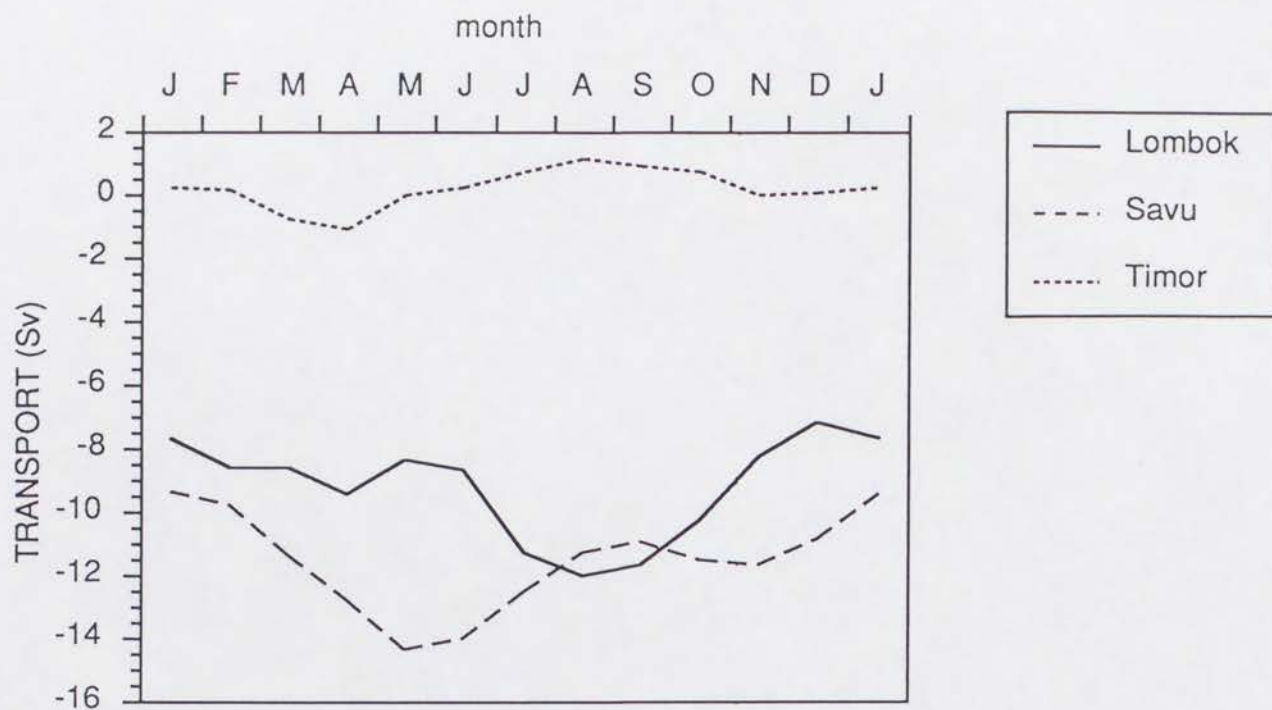


Figure 33. Annual cycle of volume transports through the Savu and Timor Seas, and the Lombok Strait. Negative values indicate southward transport.

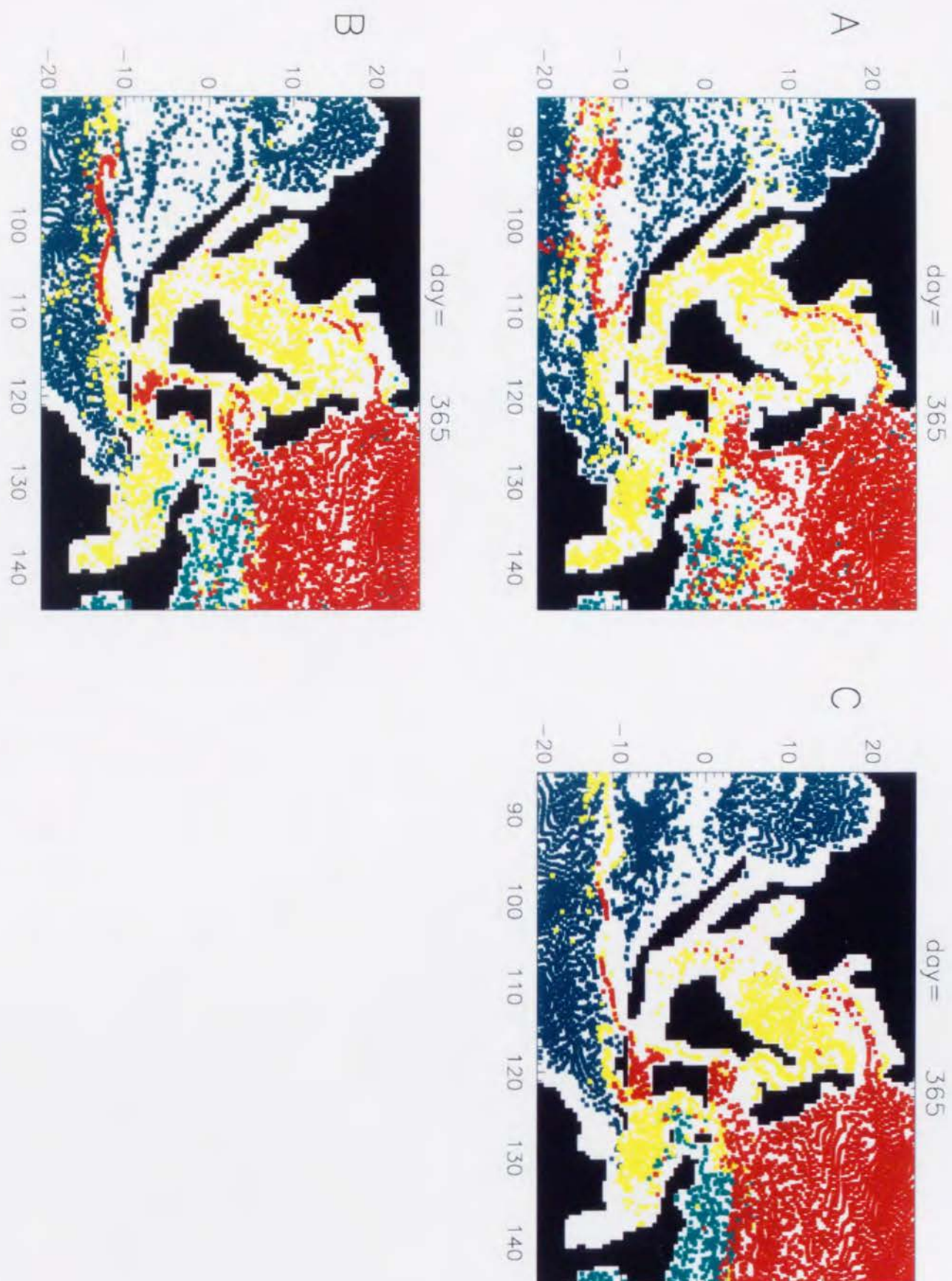


Figure 34. The distribution of particles on day 365 at depths of 35m, 75m, and 125m.

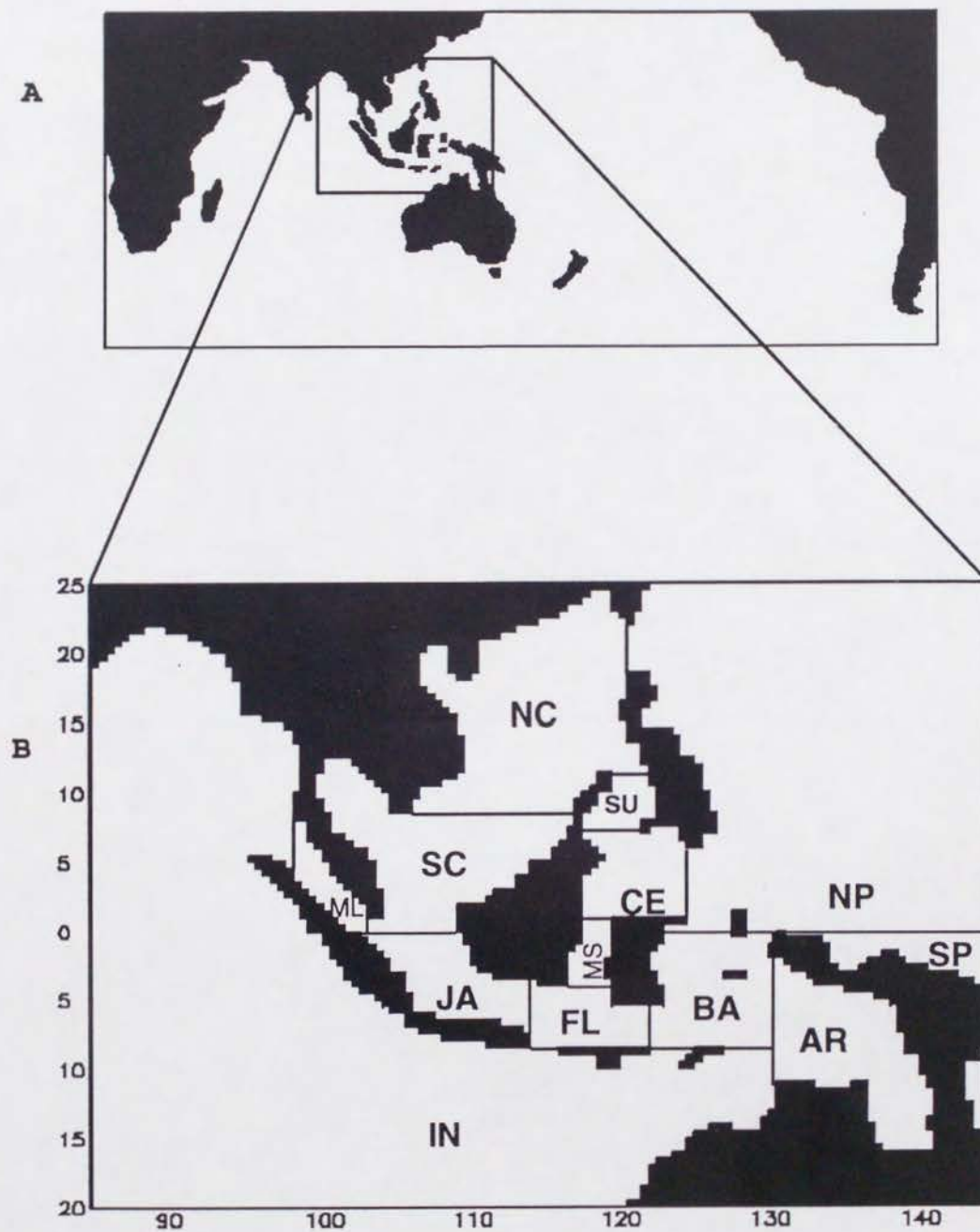


Figure 35. (A) The model region used in this study. (B) Sub-regions used in the "Particle Tracking Method".

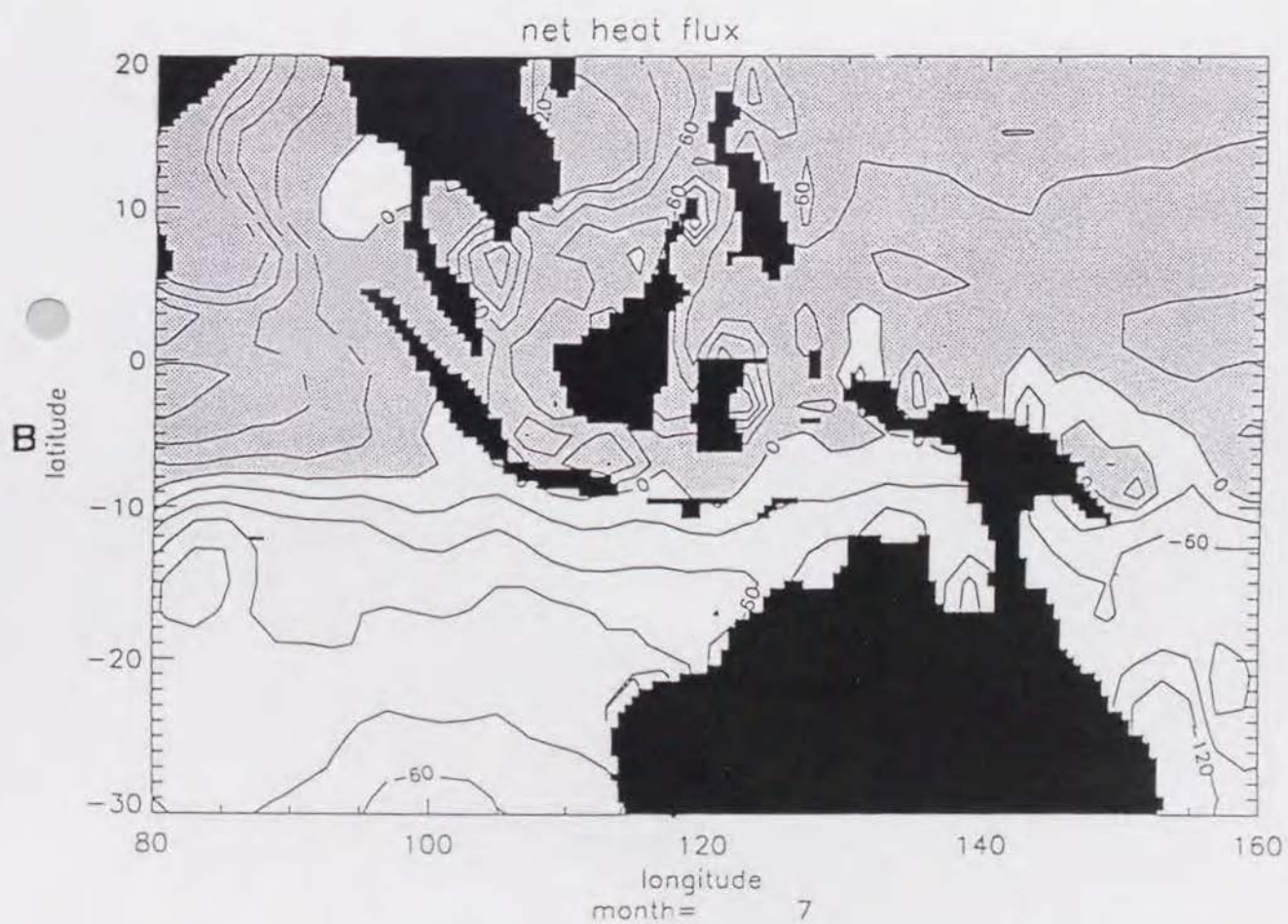
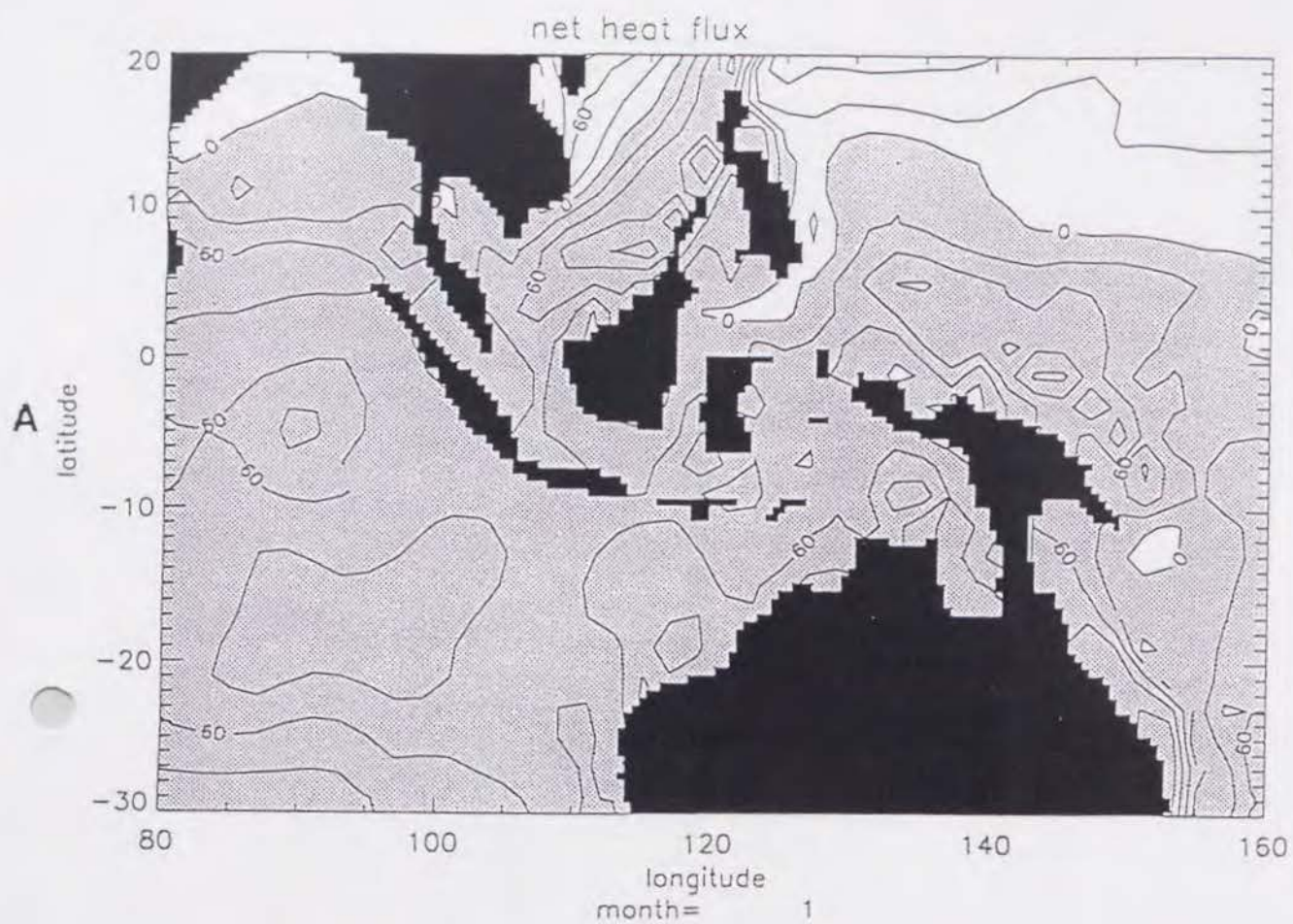


Figure 36. Net downward heat (Wm^{-2} ; (A) January (B) July) and freshwater ($mm/month$; (C) January (D) July) flux calculated from a restoring term toward the prescribed fields of Levitus.

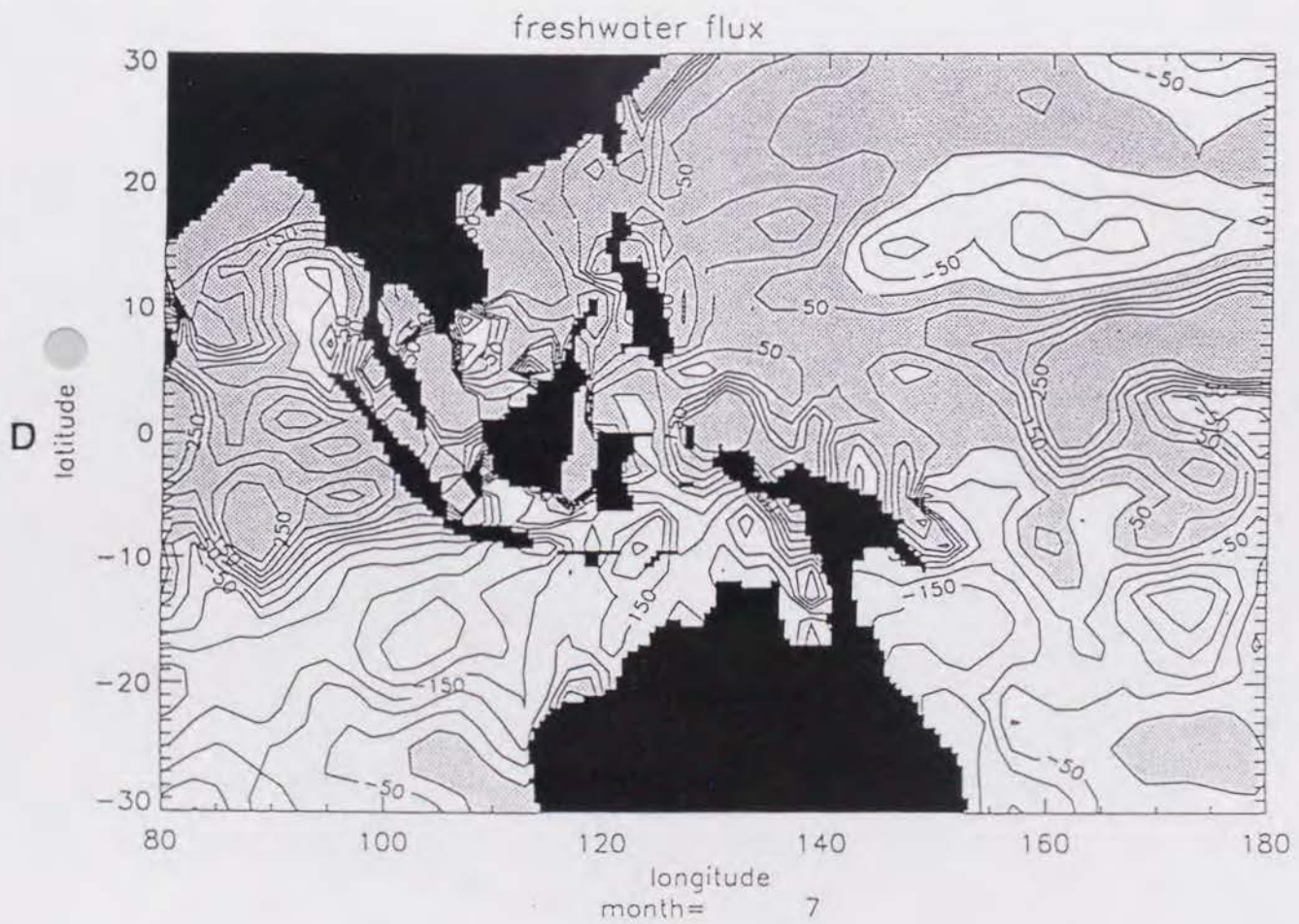
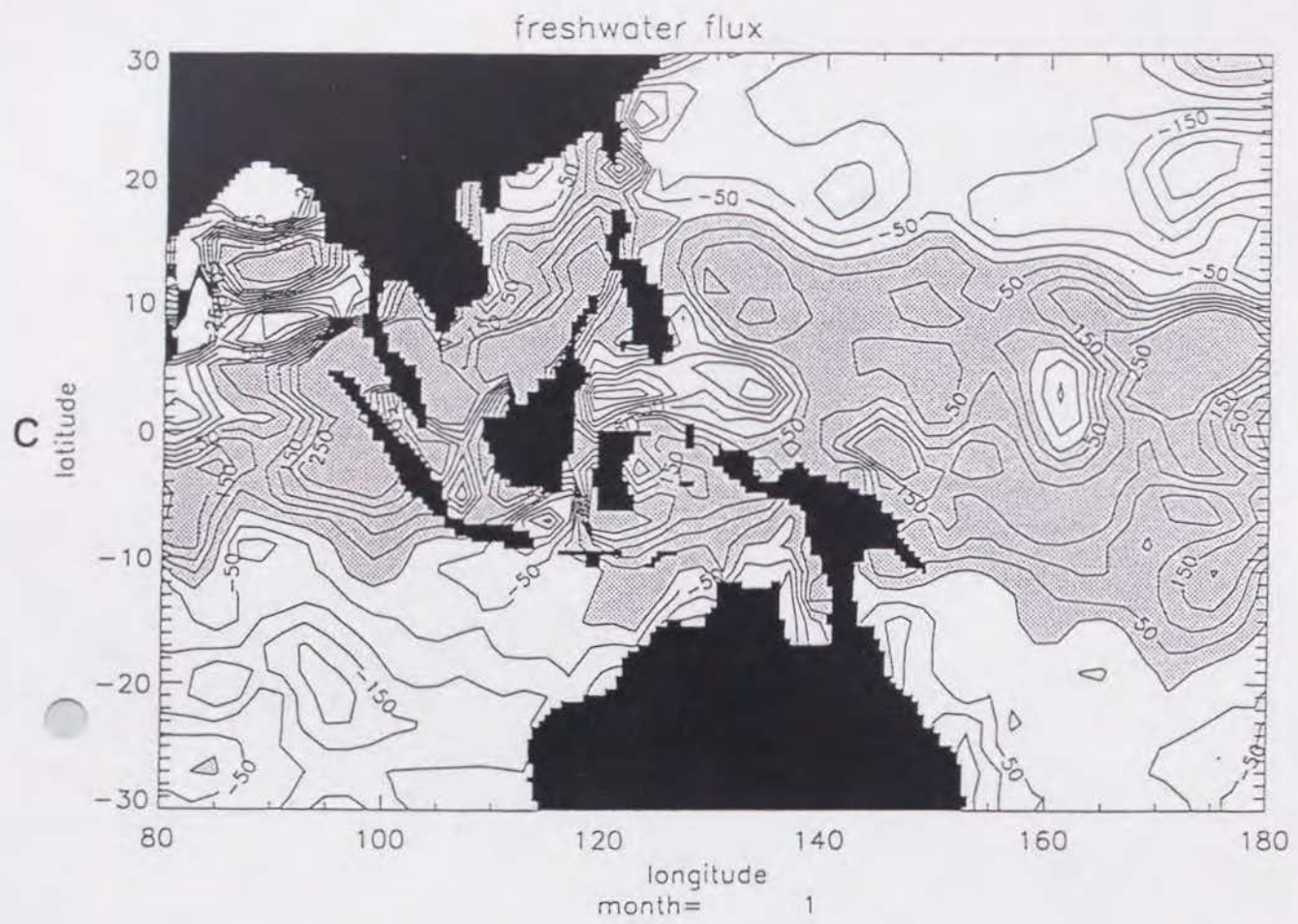
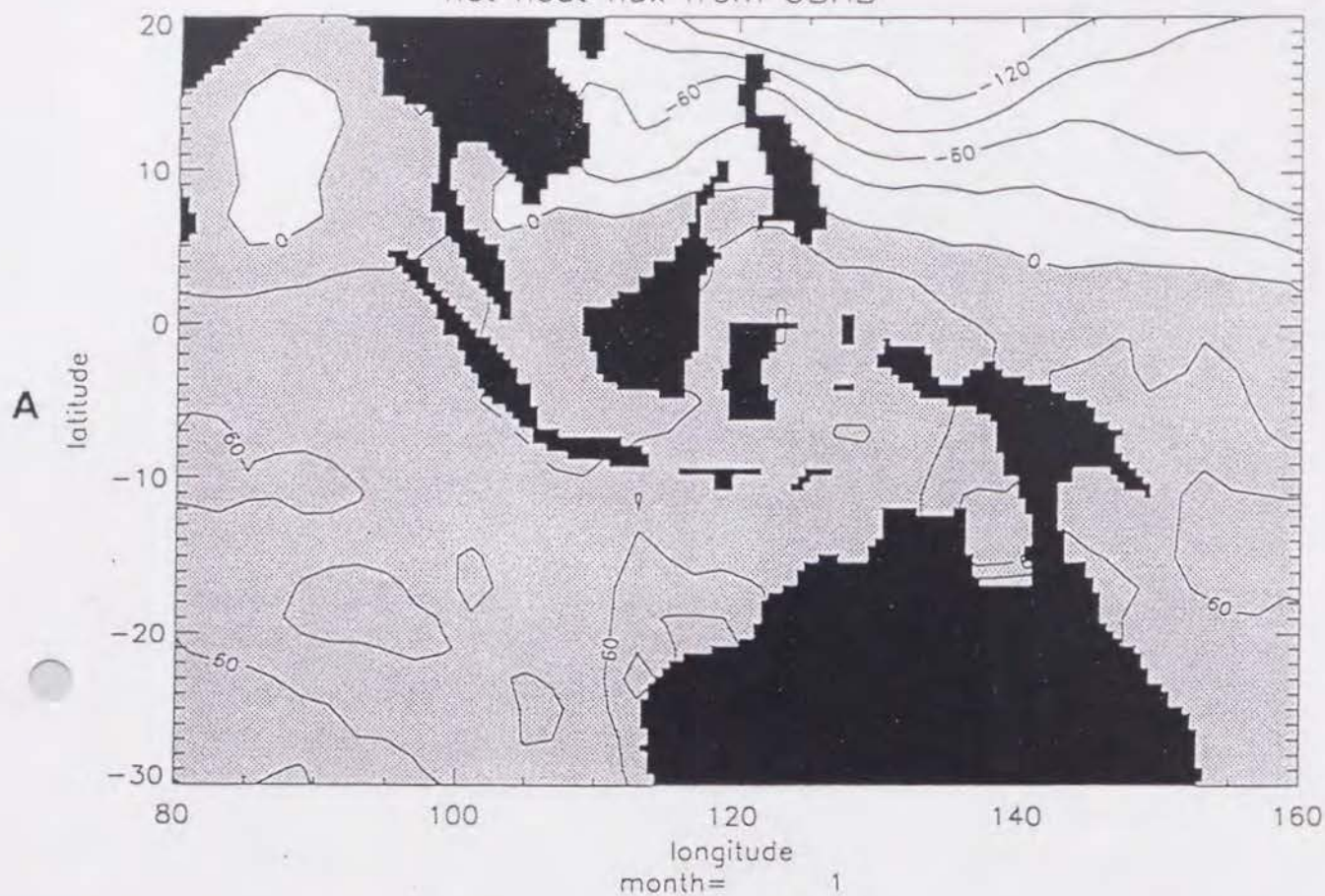


Figure 36. (continued)

net heat flux from OBHB



net heat flux from OBHB

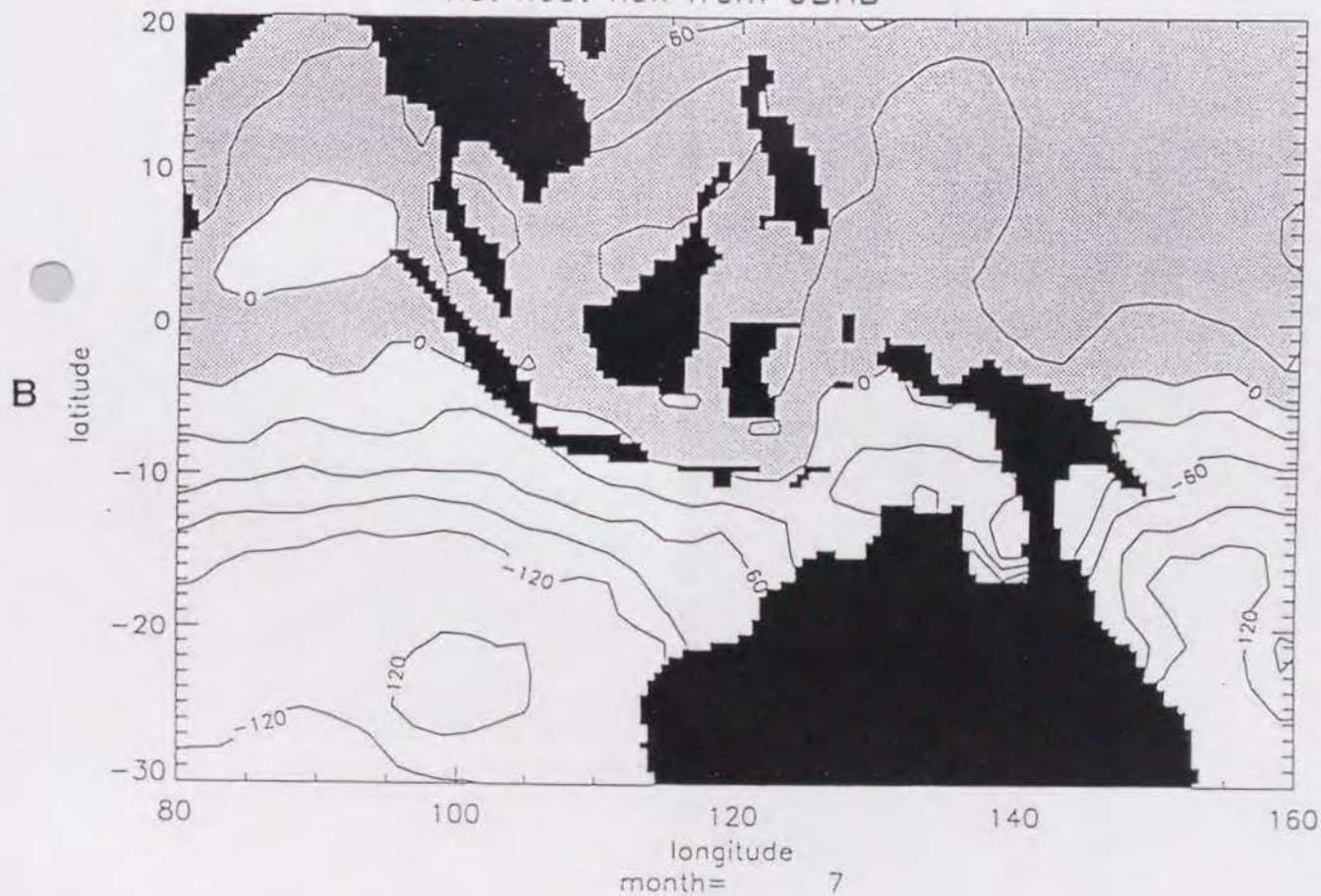


Figure 37. Net downward air-sea heat (Wm^{-2} ; (A) January. (B) July) and freshwater ($mm/month$; (C) January. (D) July) flux from Oberhuber [1988].

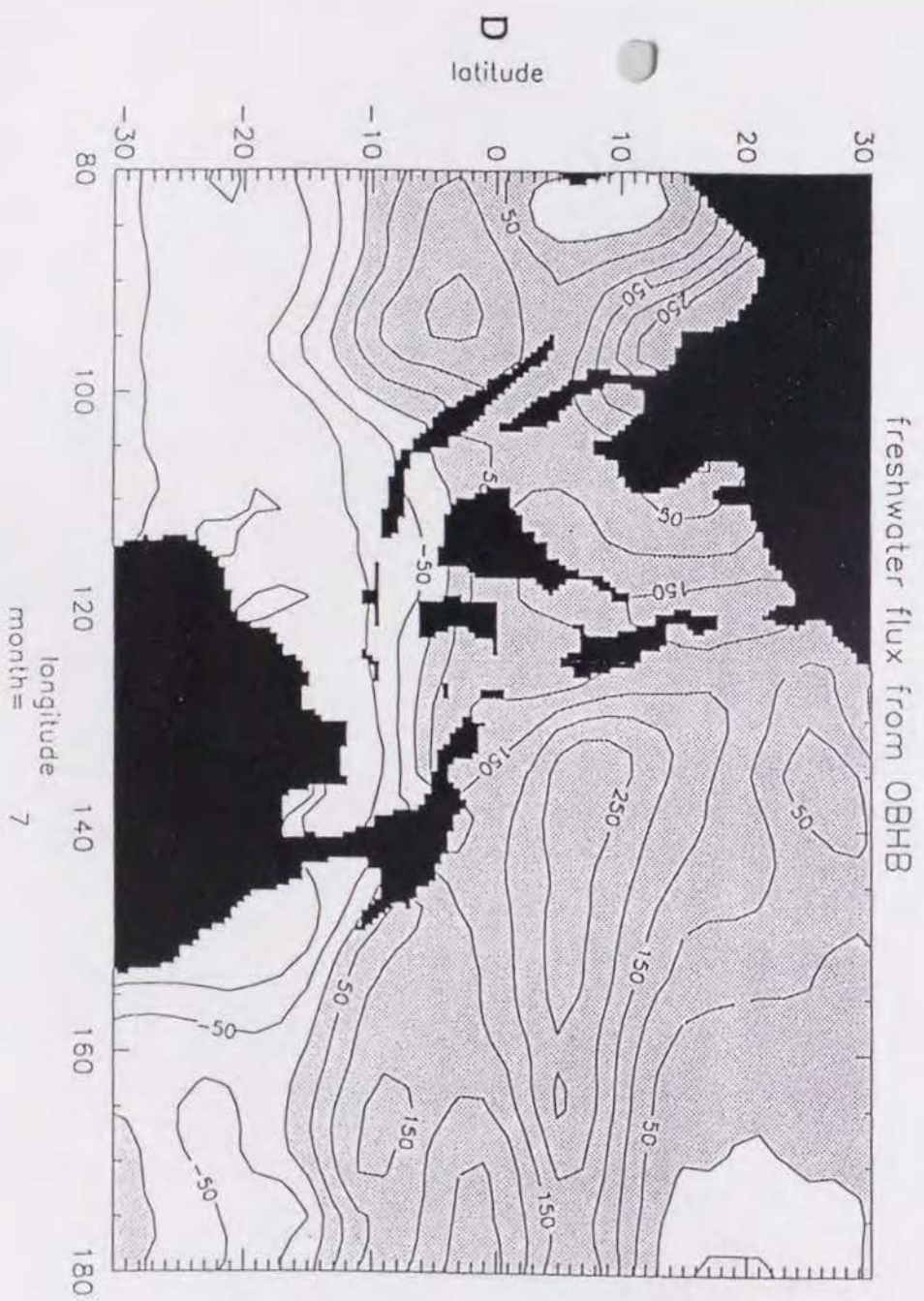
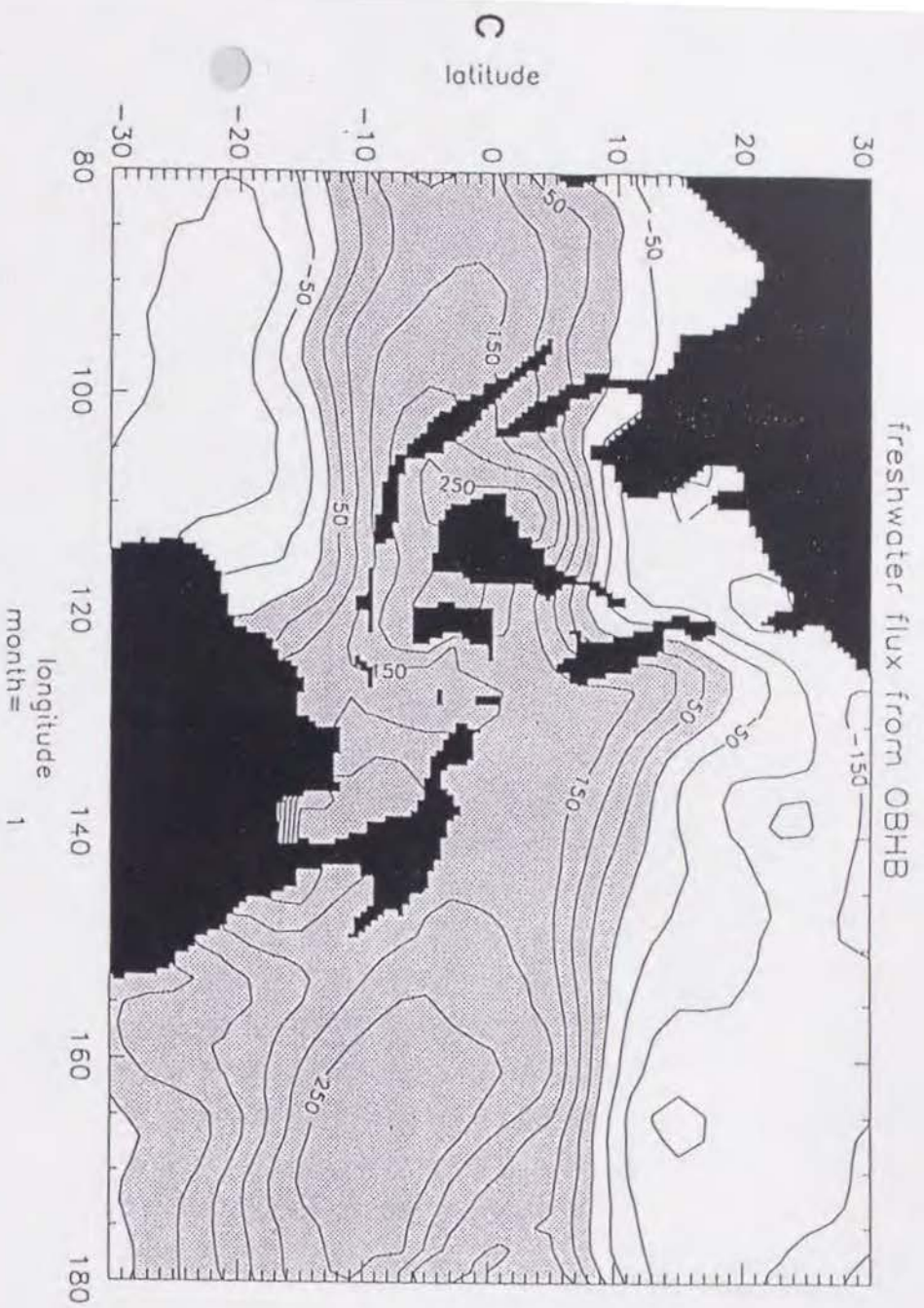


Figure 37. (*continued*)

salinity

BA



Figure 38. Annual cycle of the salinity in the “mixed layer” of the BA region obtained with the model (MO) and the “Particle Tracking Method” (MP, MPF and MF).

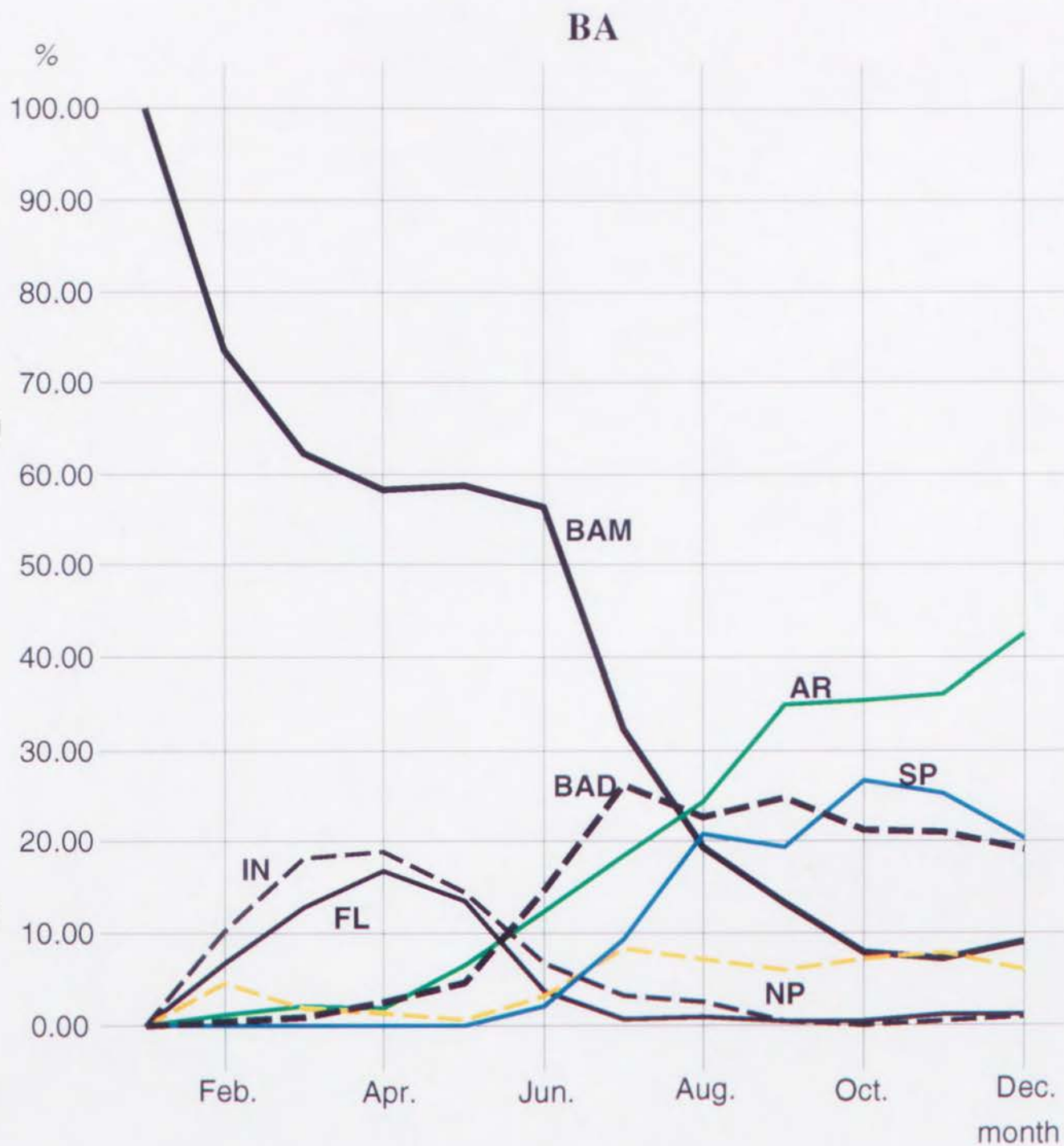


Figure 39. Percentages of water volume from each sub-region (Fig. 35(B)) occupying the "mixed layer" of the BA region which are estimated with particle tracking. Percentage of less than 5 % throughout the year is not shown. BAM (BAD) denotes water initially in the "mixed layer" (the deeper layer below the "mixed layer") in the BA region.

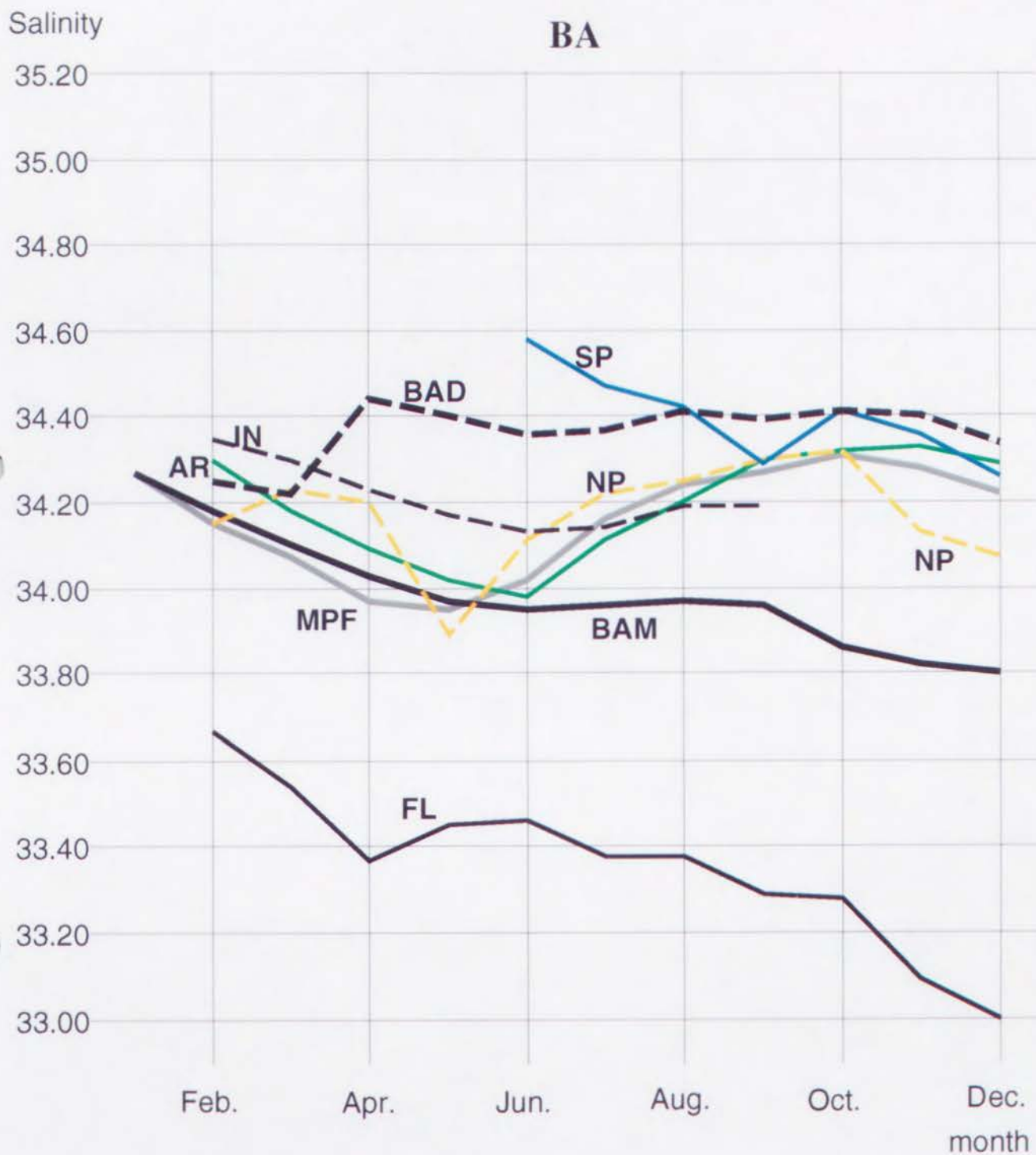


Figure 40. The salinity in the "mixed layer" of the BA region estimated by **MPF** and the mean salinity of particles intruding from each sub-region into the "mixed layer" of the BA region estimated by **MPF**. The mean salinity of particles with water volume of less than 5 % throughout the year is not shown.



Figure 41. The salinity in the "mixed layer" of the BA region estimated by **MP** and the mean salinity of particles intruding from each sub-region into the "mixed layer" of the BA region estimated by **MP**. The mean salinity of particles with water volume of less than 5 % throughout the year is not shown.

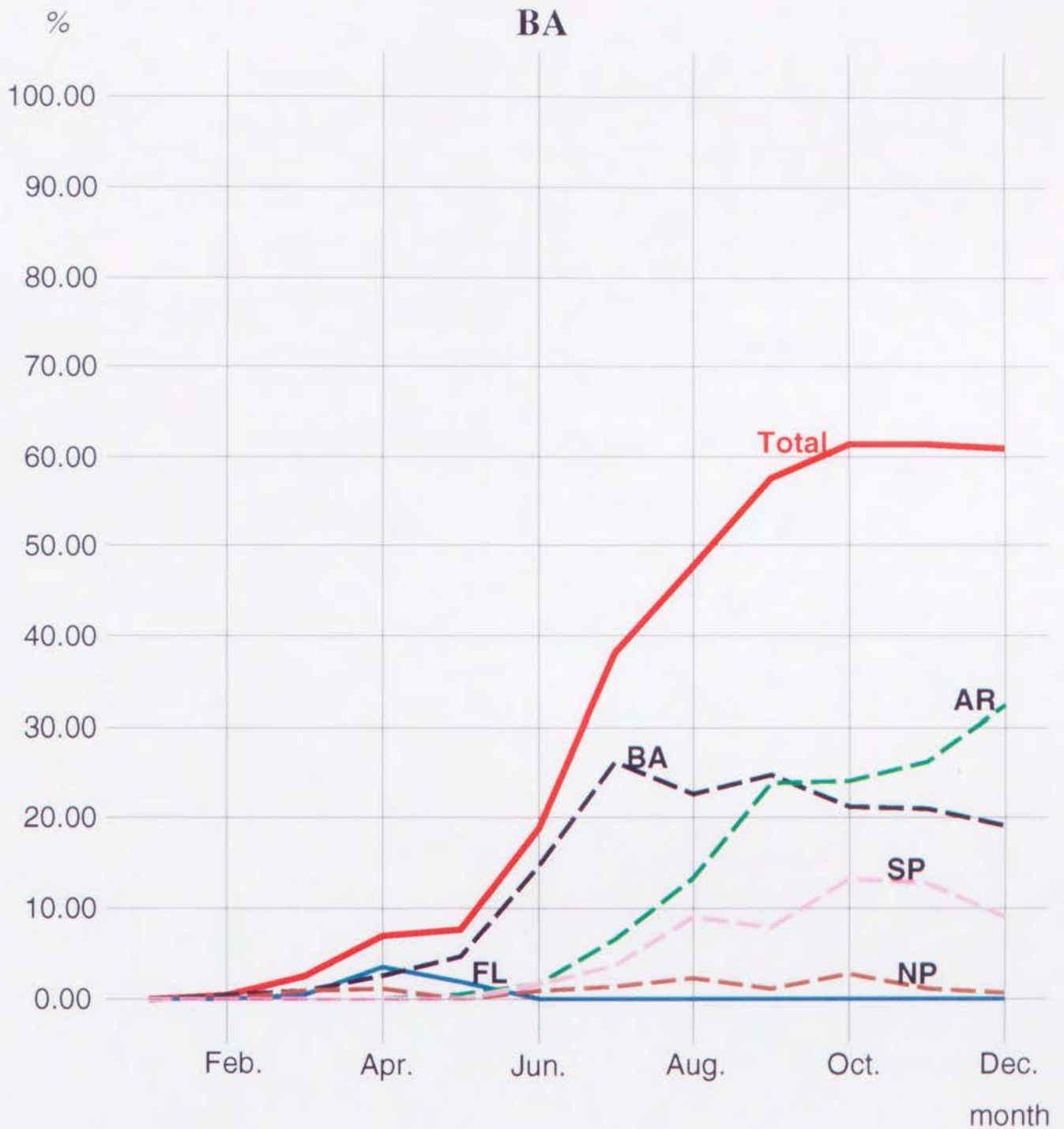


Figure 42. Percentage of water volume in the "mixed layer" of the BA region from the deeper layer than 50m of total and each sub-region. Percentage of less than 5 % throughout the year is not shown.

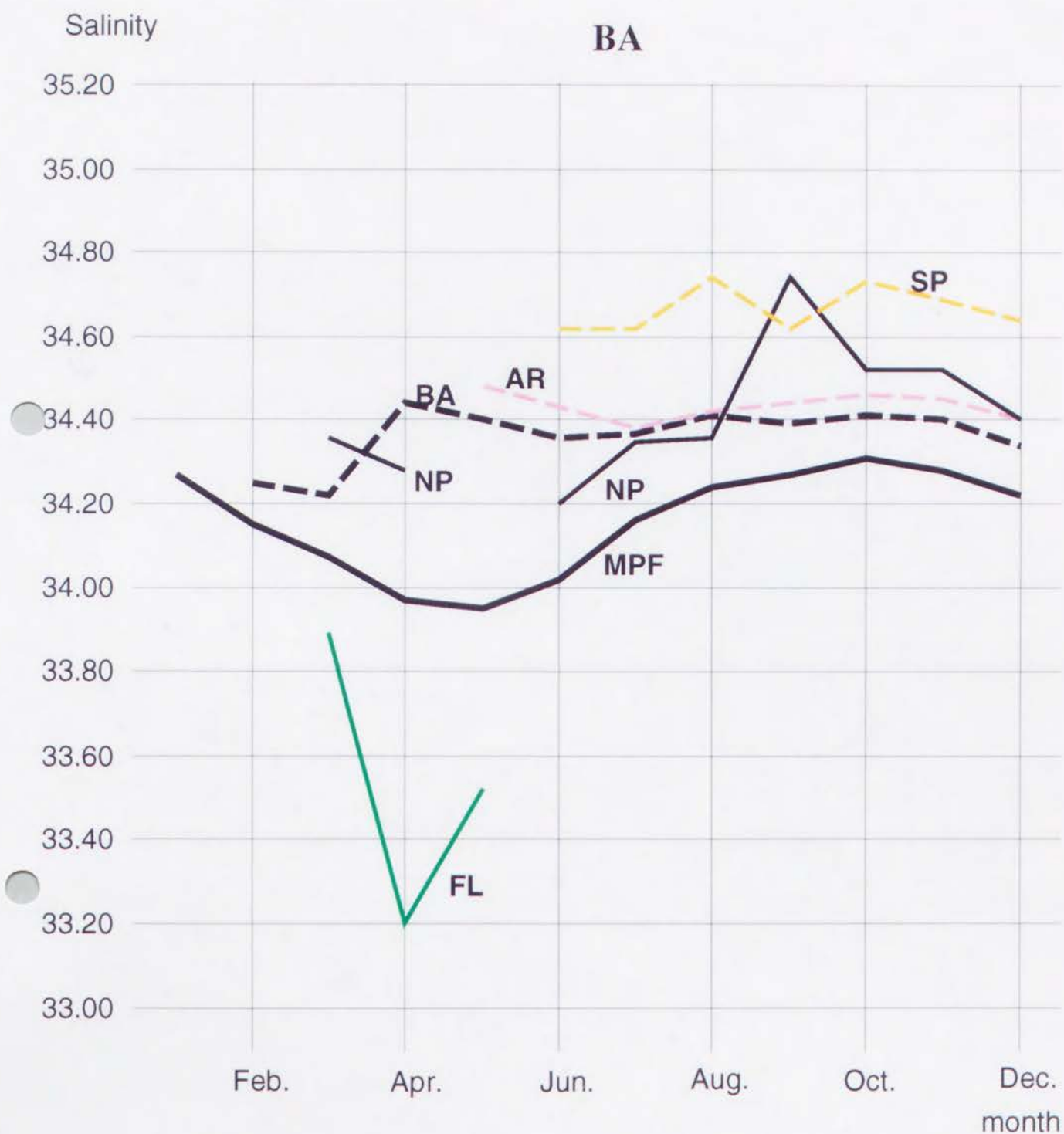


Figure 43. The salinity by **MPF** and the mean salinity of particles from the deeper layer than 50m of each sub-region by **MPF** into the “mixed layer” of the BA region. The salinity of particles with volume percentage less than 5 % throughout the year is not shown.

FL

salinity

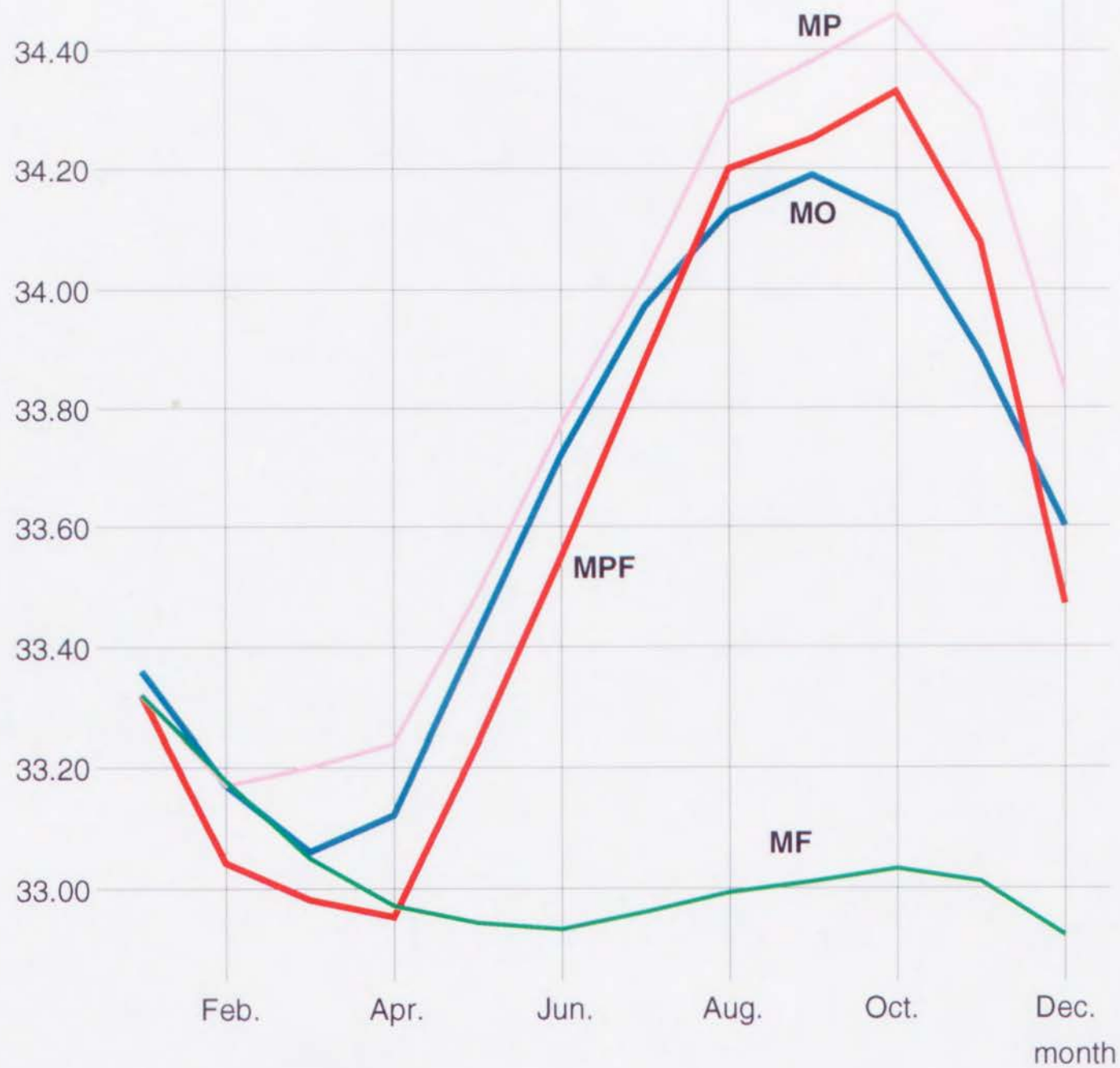


Figure 44. Same as Fig. 38, except for the FL region.

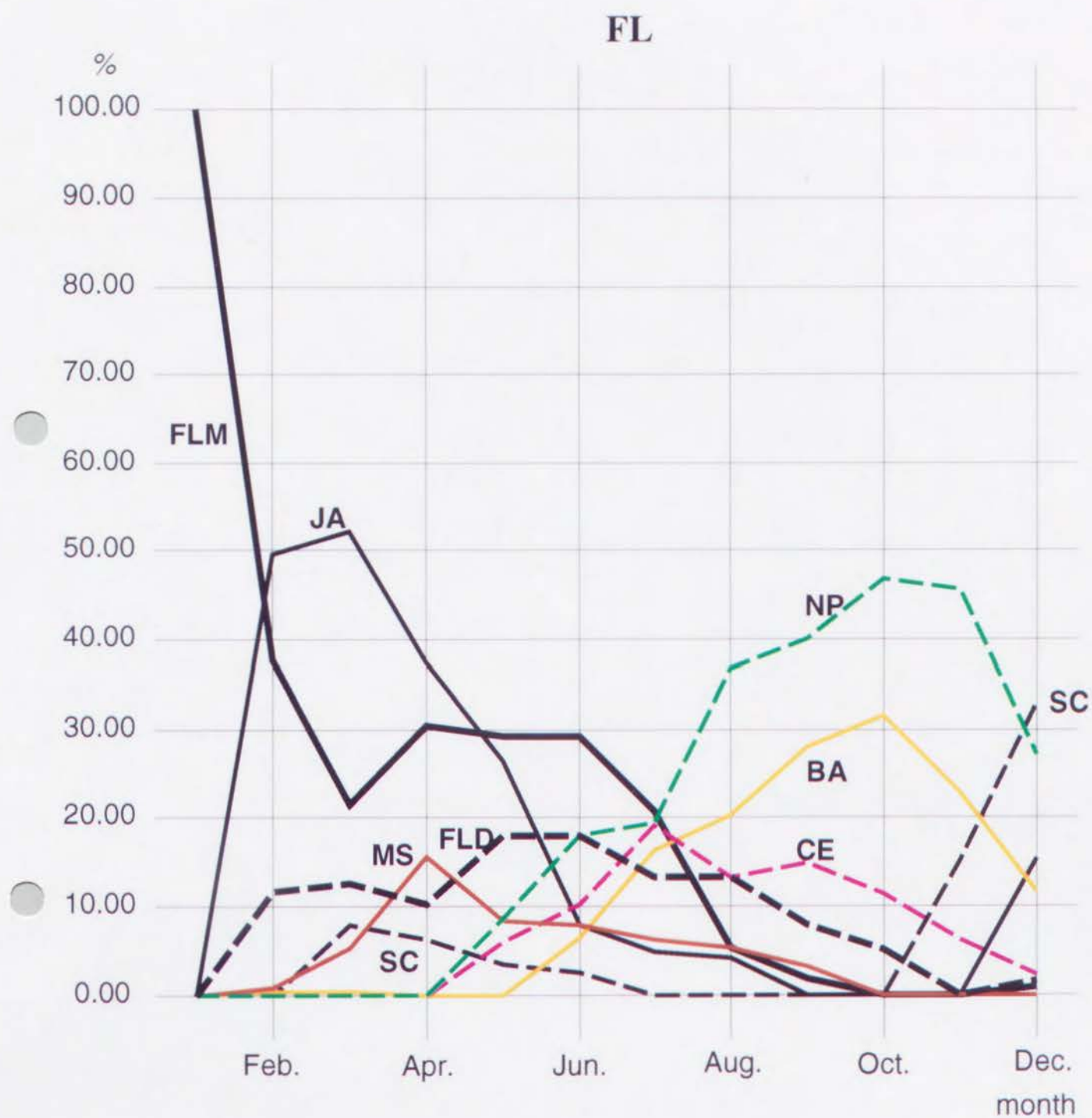


Figure 45. Same as Fig. 39, except for the FL region. FLM (FLD) denotes particles initially in the "mixed layer" (the deeper layer below the "mixed layer") in the FL region.



Figure 46. Same as Fig. 40, except for the FL region.

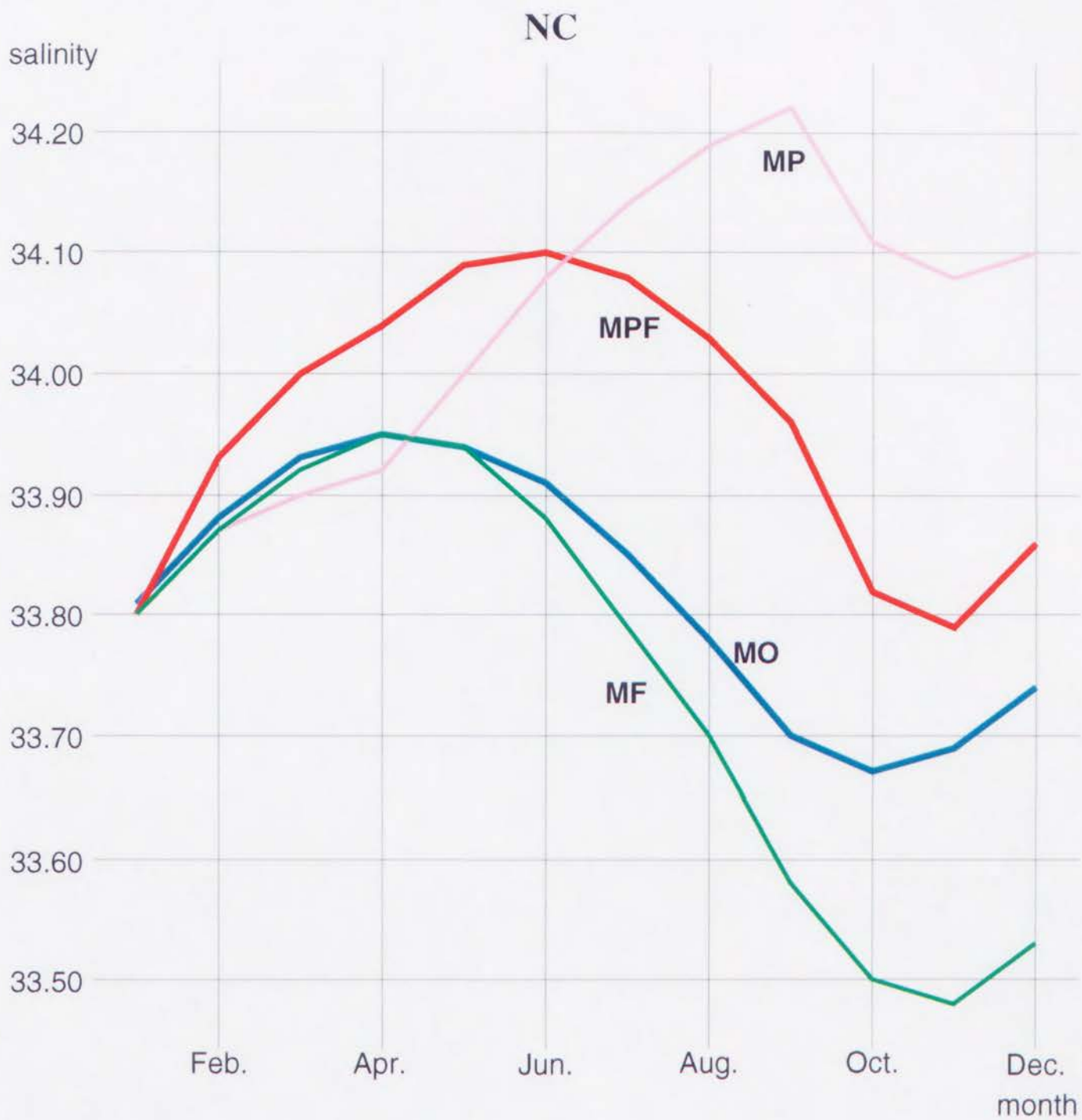


Figure 47. Same as Fig. 38, except for the NC region.

SC



Figure 48. Same as Fig. 38, except for the SC region.



Figure 49. Same as Fig. 38, except for the AR region.



Figure 50. Same as Fig. 38, except for the JA region.

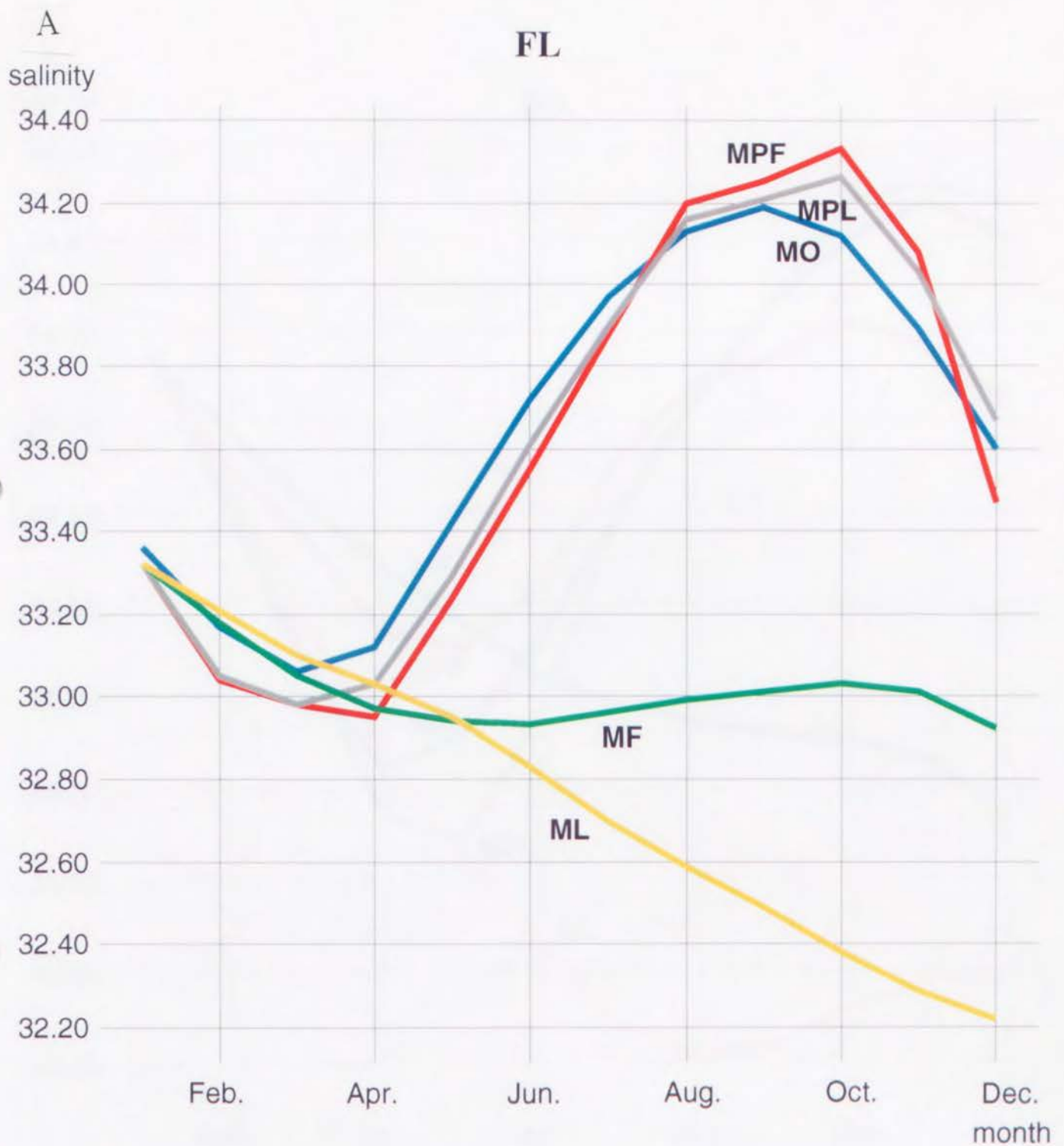


Figure 51. Annual cycle of the salinity in the “mixed layer” of the (A) BA and (B) FL region obtained with the model (**MO**), the “Particle Tracking Method” with Oberhuber’s [1988] data (**MPF** and **MF**), and “Particle Tracking Method” with the Newtonian damping for freshwater fluxes (**MPL** and **ML**). Note that **MO** almost represents the observed seasonal variation and **MF** and **ML** vary only by the seasonal change in freshwater fluxes.



Figure 51. (continued)

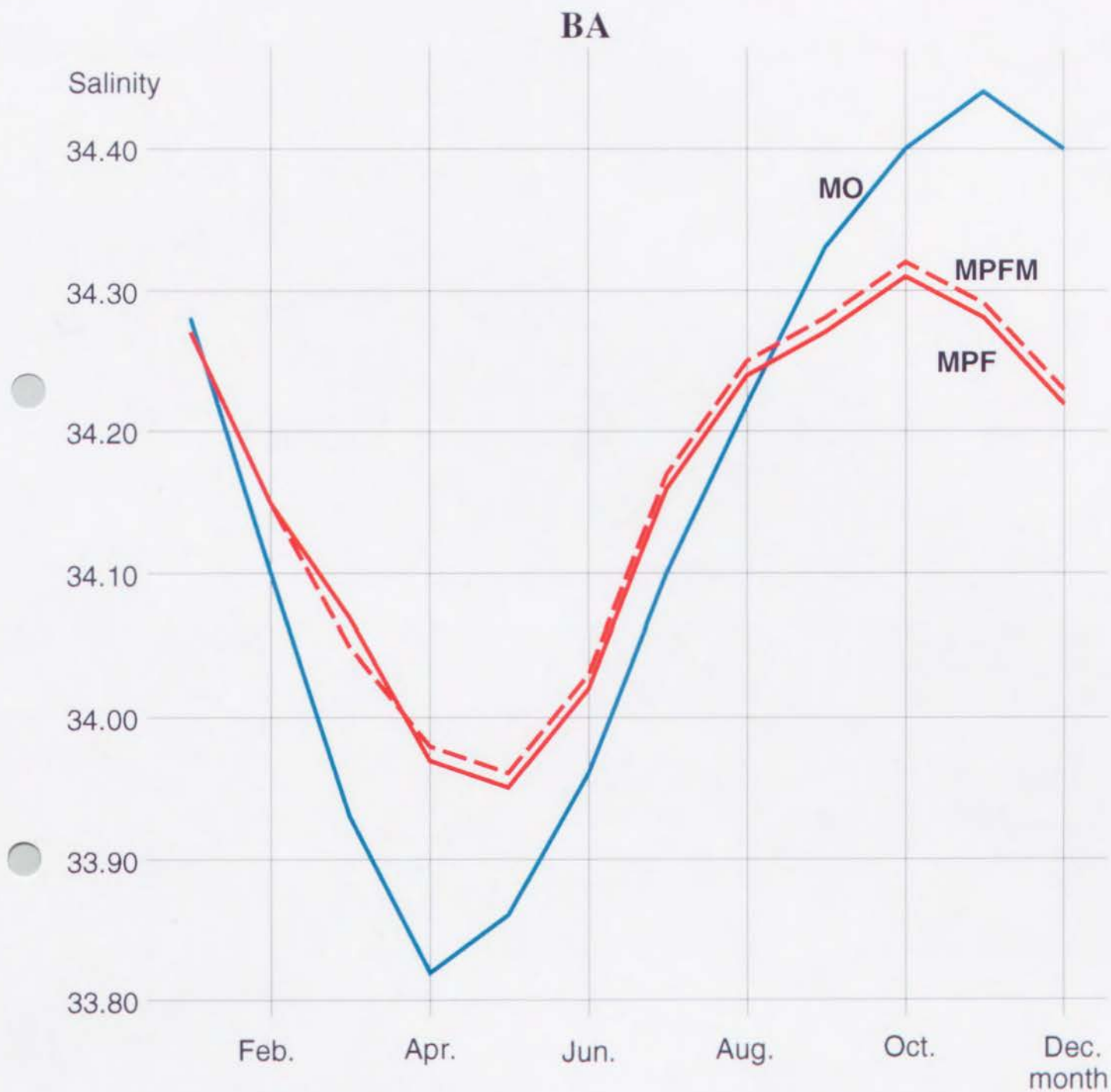


Figure 52. Annual cycle of the salinity in the “mixed layer” of the BA region obtained with **MO**, **MPF**, and **MPFM**.



Figure 53. Annual cycle of the salinity in the “mixed layer” of the BA region obtained with MO, MPF, MPF₂₀, and MPF₁₀₀.



Figure 54. Total percentage of particles in the "mixed layer" of each sub-region originating from levels of below 50m.



Figure 55. Same as Fig. 38, except for starting in July.

Figure 56. Schematic views of particle motions. (A) At the depth of 35m; (B) 300m; and (C) 1250m. On the solid (shaded) lines, particles are advected effectively all the time (in some season). On the dashed lines, strong seasonal variations of the currents make particles well mixed.



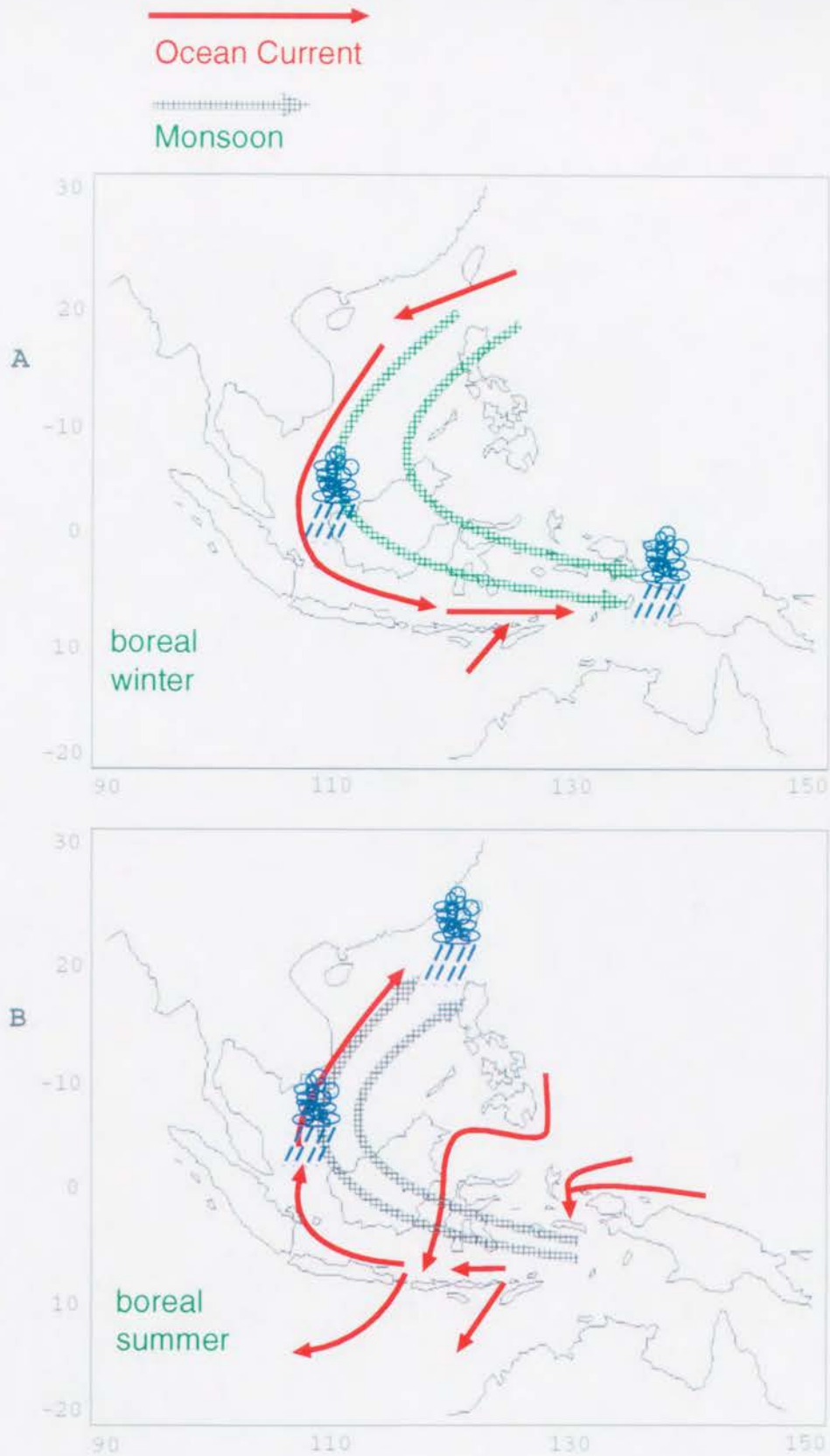


Figure 57. Schematic view of the seasonal salinity variation processes in the Indonesian seas (A) during boreal winter (B) during boreal summer.

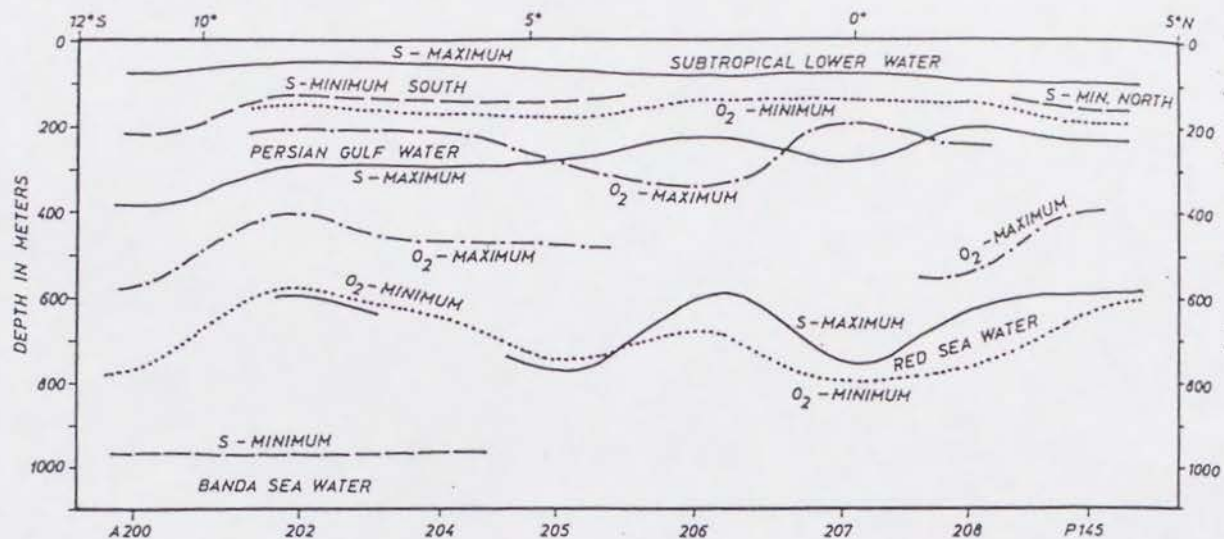


Figure A1. Schematic representation of the position of the core layers of the different water masses in the northeastern Indian Ocean in a section along 88 °E between 11 °S and 4 °N. (after Wyrski [1961])

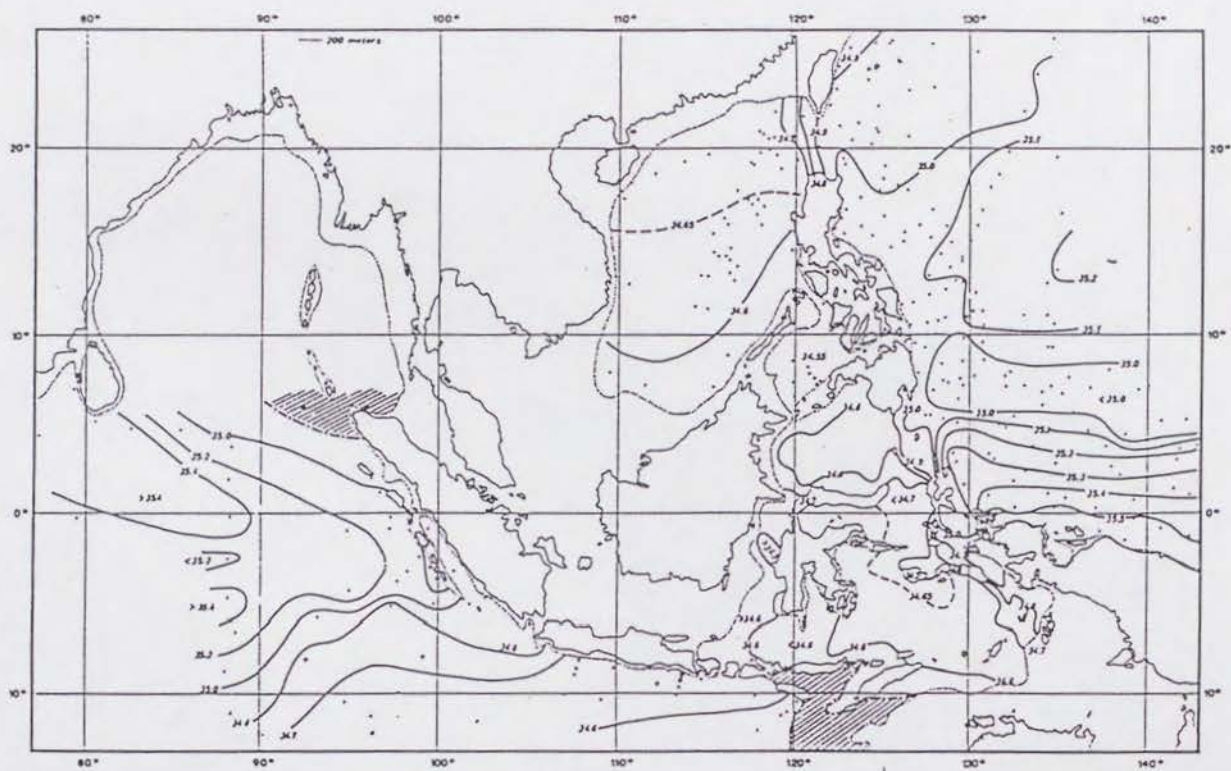


Figure A2. Salinity in the upper salinity maximum, core layer of the Subtropical Lower Water. Regions without salinity maximum are shaded, o indicates station without salinity maximum. (after Wyrtki [1961])

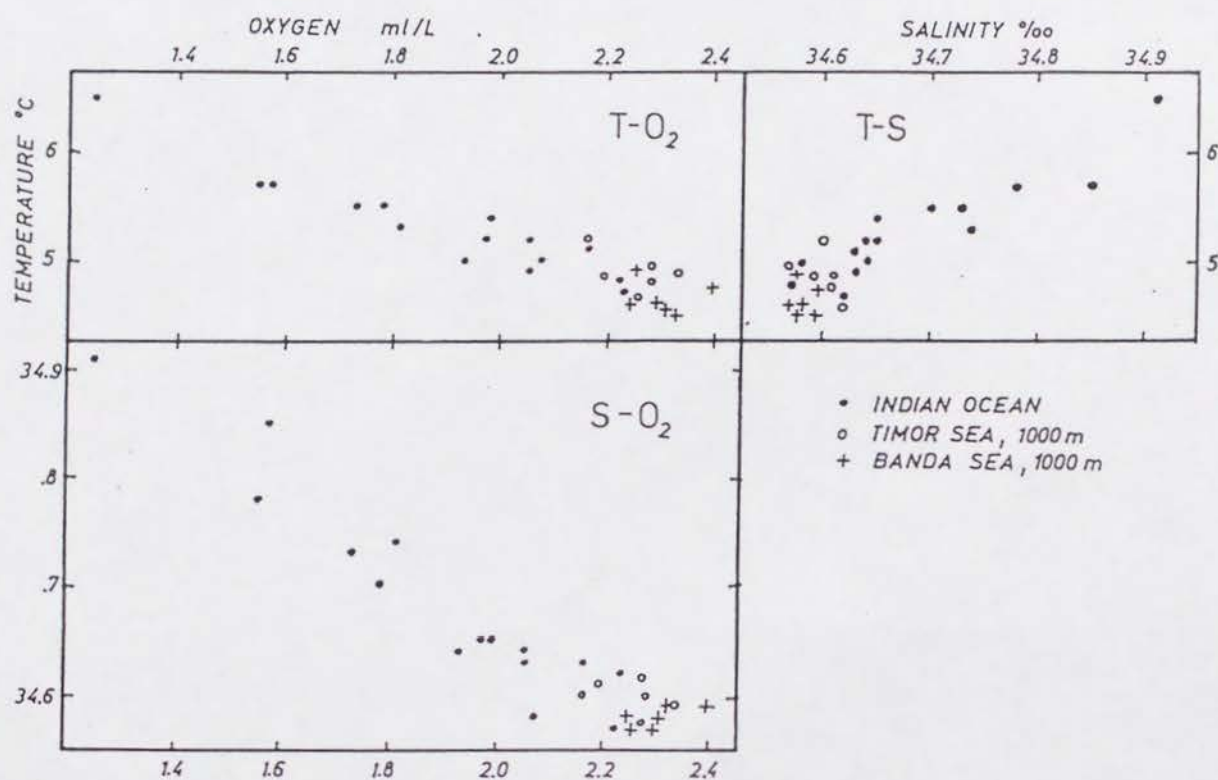


Figure A3. Temperature-salinity, temperature-oxygen and salinity-oxygen diagram of the lower salinity minimum in the northeastern Indian Ocean together with values of temperature, salinity and oxygen content in 1000 meters depth in the Timor Trench and in the Banda Sea. (after Wyrski [1961])

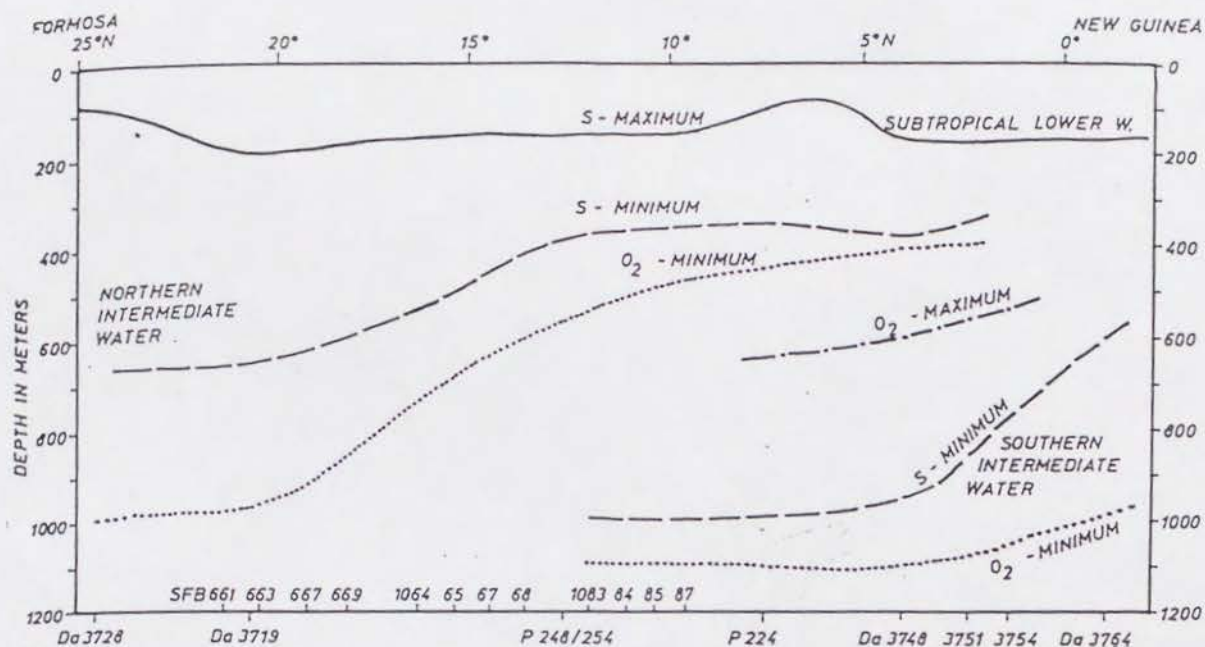


Figure A4. Schematic representation of the position of the core layers of the different water masses in the Philippine Sea in a section from New Guinea to Formosa. (after Wyrtki [1961])

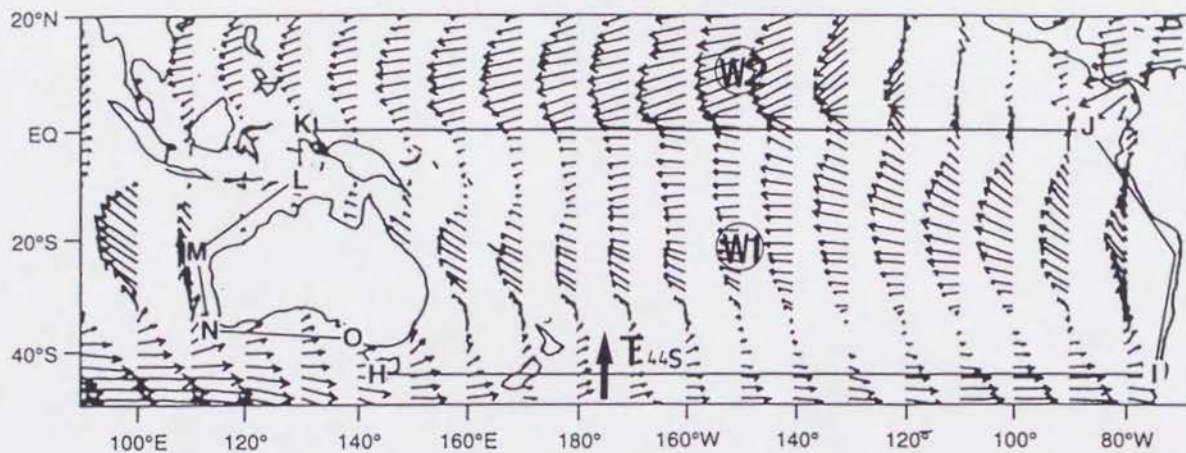


Figure A5. Annual mean wind stress for the South Pacific and East Indian Oceans (from data of Hellerman and Rosenstein [1993]). A major forcing for the Indonesian Throughflow, on long term mean, is the line integral of wind stress along the closed path I-J-K-L-M-N-O-H-I.