〔論 文〕

海洋大循環モデルから求めた全球海洋上の淡水フラックス分布*

松 浦 知 徳**・杉 正 人***

要旨

大気との境界条件として, Hellerman and Rosenstein (1983)の風応力と Levitus (1982)の海表面温度 (SST), 海表面塩分濃度 (SSS)を使用して復元境界条件を与えた海洋大循環モデルから海洋全域の季節変動する淡水フ ラックス分布を診断的に求めた.この淡水フラックス分布には蒸発量と降水量の差だけではなく大河川による淡水 の流入及び海氷の凍結,融解にともなう淡水フラックスの変動も含まれる.本研究の結果を,大気データから求め られたもの (Baumgartner and Reichel, 1975; Moore and Reason, 1993)と比較した場合,強流域 (メキシコ湾 流,黒潮,赤道海流,フォークランド海流,南極周極流等)に系統的な食い違いが存在するが,全体的な淡水の補 給と除去の分布は互いに一致する.さらに,淡水フラックス分布の季節変動についても大気大循環モデルの結果等 と比較検討したが,定量的な違いはあるものの定性的にはそれらの蒸発量と降水量の差と同一の変動及び空間分布 を示す.以上の結果は,全海洋上の淡水フラックス分布を求める方法として SSS と海洋大循環モデルを使って診断 的に求める方法が有効であることを示している.

今回の研究から淡水フラックスの強流域での見積もりの誤差は海洋大循環モデルによる擬似的な移流効果から発 生しており、表層でのエクマン境界層を解像し、強流の大陸からの離岸の再現性を良くすればその欠点は解消する 可能性がある。

1. はじめに

海洋上の淡水フラックスは大気との蒸発量と降水量 の差及び陸域からの河川水の流入の形で補給される. また,海水の凍結と融解も海面の淡水フラックス量に 変化を与える.高緯度における淡水フラックスの変動 は深層対流に変化を与えるため,気候変動にも多大な 影響を及ぼしている可能性がある.最近では,単純化 した海洋大循環モデルにおいて熱塩循環として多重平 衡解が存在することが明らかとなっている (Morotzke,1991).この種の研究では,混合境界条件(海面で 熱に対して復元境界条件を使い,塩分に対してフラッ

- * Distribution of freshwater flux over the global ocean estimated with an ocean general circulation model.
- ** Tomonori Matsuura, 防災科学技術研究所気圈水 圈地球科学技術研究部.
- *** Masato Sugi, 防災科学技術研究所気圈水圈地球科 学技術研究部。

----1993 年 9 月 21 日受領----

—1993 年 11 月 22 日受理——

© 1994 日本気象学会

1994年4月

クス境界条件を使う)のもとで,淡水フラックスの擾 乱によって一つの定常な熱塩循環パターンが他のもの へ移行する.このことは大気海洋間の淡水のやりとり が熱塩循環系ひいては気候変動に重要な役割を果たし ていることを意味している.

大気と海洋の間の淡水フラックスは蒸発量と降水量 の差として求められる。全球海洋上の蒸発量と降水量 の差は海上観測データ及び大気収支法により求められ ている (Baumgartner and Reichel, 1975; Bryan and Oort, 1984). さらに Schmitt et al. (1989) は北大西 洋の季節変動する淡水フラックス分布及び密度分布を Bunker (1976) の蒸発量と Dorman and Bourke (1981)の降水量のデータをもとに求めている. 海洋上 の淡水フラックス(蒸発量と降水量の差)は上記のよ うに算出されているものの海洋上でのモニターが難し いため、全球規模の分布を精度良く求めるのは困難で ある. 最近, マイクロ波放射計 SSM/I データを使っ て全海洋上の降水量分布が算出されている(柴田, 1991). この SSM/I データを使って蒸発量の算出も試 みられており、将来はこの手法によって海洋大循環モ デルに必要な海面での淡水フラックスデータを求める

ことが可能となるであろう.淡水フラックスを求める 簡便な方法の一つとして,海洋大循環モデルを使って 全海洋上の淡水フラックス分布を算出してみた.今回 の研究の第一の目的はこの淡水フラックスの算出方法 の利用可能性を確かめることである.

上記の方法で求められた淡水フラックスは、海面で の気候値を再現するために海洋大循環モデルが必要と するフラックスであると言える。一方、大気・海洋結 合モデルでは、大気モデルによって計算されたフラッ クスが海洋モデルに対する境界条件として与えられ る.一般にこのフラックスは、上述の方法で求められ たフラックスとは一致しない。この両者の差は、結合 モデルの気候値ドリフトの原因となる。このため、多 くの結合モデルではこれらのフラックスの差を補正す るフラックス調節が行われているが、このような人工 的な調節はできるだけ行わないでもすむようにするの が望ましい。本研究の第二の目的は、海洋モデルから 求められた淡水フラックスと、大気モデルから求めら れたフラックスを比較しモデルを結合する場合の問題 点を明らかにし、その解決法を検討することである。

また、大気海洋結合モデルにおいて同期的な方法で 結合する場合、海洋大循環モデルのスピンアップに対 して、海面境界条件を復元境界条件にするか、フラッ クス境界条件にするかという問題がある.実際大気モ デルと海洋モデルを結合する場合、海洋モデルにとっ て大気からの熱と塩分の境界条件は、熱フラックスと 淡水フラックスという形で与えられるので、スピン アップの場合にもフラックス型が適していることは予 想がつく (Moore and Reason, 1993).しかし、海洋 大循環モデルに対して復元境界条件とフラックス境界 条件を使ってシミュレーションした場合、復元境界条 件の方が海洋構造の再現性がよい.このことは海洋大 循環モデルを高度化していく必要のあることを示して いる.今回の研究では、海洋大循環モデルにおいて改 良すべき点についても議論する.

論文の構成は、2章で使用したモデルの説明と淡水 フラックスの求め方を簡単に示す.つぎに全海洋上の 年平均淡水分布について議論する(3章).さらに、4 章では、季節変動する淡水フラックスを示し、第5章 で今回求めた淡水フラックス分布に発生する系統的な 誤差について言及する.最後に今回行った研究のまと めと、復元境界条件を使った海洋大循環モデルの問題 点を指摘する. 2. モデル

2.1 数値モデル

この研究に用いた海洋大循環モデルは GFDL (地球 流体力学研究所)が開発したものを基本にしている. モデルの格子間隔は緯度に対して 2°で経度に対して も 2°とした.最大水深は 5700 m とし,鉛直方向を15 層とした.なお,大陸,島等の地形および海底地形は 現実に近い形で入れてあるが,海底地形に関してはそ れによる数値不安定 (Killworth, 1987)が除かれるよ うスムージングしてある.ブシネスク近似,海面の剛 体壁近似,静水圧近似したプリミティブ方程式系は以 下のようになる.

$$\frac{\partial \mathbf{p}}{\partial z} = -\rho \mathbf{g}$$
(2)

$$\nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \mathbf{W}}{\partial z} = 0$$
(3)

$$\rho = F(\theta, S, p)$$
(5)

ここで,

$$V = \left\{ \partial_{\partial x}, \partial_{\partial y} \right\}, \quad V = (u, v)$$

また δ は対流調節を示し,

$$\delta \equiv \begin{pmatrix} 0 & \frac{\partial \rho}{\partial z} > 0 \\ & & \\ & & \\ 1 & \frac{\partial \rho}{\partial z} \le 0 \end{pmatrix}$$

境界条件は、海底 Z=-H で

$$\frac{\partial (S,\theta)}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial V}{\partial Z} = 0, \quad w = 0$$
(6)

また, 側壁 X=Γ

ここで ∂/∂η は境界に垂直方向の微分であり, Γ は任 意の深さでの境界の水平位置を示す. 海表面での熱, 塩分,風応力の境界条件は以下のように与える.

"天気"41.4.



海洋大循環モデルから求めた全球海洋上の淡水フラックス分布

Anv $\cdot \frac{\partial S}{\partial z} = \int_{z_1}^0 \gamma \cdot (S^* - S) dz$ (8)

Ahv $\cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} = \int_{z_1}^0 \gamma \cdot (\theta^* - \theta) dz$

化には25日を使用した. 風応力として Hellerman の気 候値, Q* とS* に関しては, Levitus の気候値を使っ ている. 初期条件は, 水温に対して大ざっぱに水深方 向に依存させ, 塩分濃度に対し34.9 $/_{00}$ と一様, 流れ は静止状態とした. 粘性・拡散係数として, 全領域一 定値である,

水平渦粘性係数 Amh=1×10⁹cm²s⁻¹, 水平渦拡散係数 Ahh=1×10⁷cm²s⁻¹,

そして、Z=0 で

海洋大循環モデルから求めた全球海洋上の淡水フラックス分布



2図 全海洋に対して経度方向に積分した淡水ブラックス (m³/s) の3つ のケースの分布,正が淡水の除去,負が淡水の補給を示す,本研究 の分布には蒸発量と降水量の差のほかに河川からの流入量,海氷の 凍結による淡水量が加わっている。

鉛直渦粘性係数 Amv=2×10 cm²s⁻¹, 鉛直渦拡散係数 Ahv=1 cm²s⁻¹

を使用した.

シミュレーションは外力として年平均値を使って 2000年計算し定常状態をつくり、その後月平均気候値 を入れて、33年走らせた.定常状態の解析には2000年 目の結果を、季節変動の解析には最後の3年分を平均 した季節変化データを使用した.

2.2 淡水の算出法

全海洋上の正味の淡水の季節変化する増減を見積も るために、復元境界条件をもった海洋大循環モデルを 使って診断的に求めた。シミュレーションの結果を1 か月間平均し求めた一層目の塩分濃度 S_1 と Levitus の月平均気候値 S^* から、この精度に依存する淡水フ ラックスは以下のようになる (Weaver *et al.*, 1993 参 照、ただし彼らは左辺を (E-P) だけとしている)

ここで, 左辺第一項目 (E – P) が正味の蒸発量 – 降 水量を示し, 第二項目が河川水の流入量, 第三項目が 海氷の凍結・融解による淡水量の増減を示している. また, γ は復元パラメータで1/25日 (ただし, 年平均 計算には1/50日)を使用した. Δz₁ は一層目の厚さで 30 m である.

厳密には、(10)式の左辺と右辺は完全に定常になっ

たとき等価となる.実際,復元境界条件を使った海洋 大循環モデルではモデルの不完全性のため,強流域等 で振動が発生しており (Moore and Reason, 1993)系 統的な誤差が生まれる可能性がある.しかし,上記の 影響は正と負の分布が同時に存在し,特に東西方向に 積分した量に対してその誤差はかなり除去される.

3. 全海洋上の年平均淡水フラックス分布

2.2節で示した方法によって全海洋上の年平均淡水 フラックス分布を求めたので、その結果を第1図aに 示す。第1図aの正の部分(白地)は海面からの蒸発 量が降水量より勝っている地域で、負の部分(黒地) は大気と陸域からの淡水量の補給が大きい海域を示し ている. 第1図aの結果は, 海洋大循環モデルから求 めた Toggweiler and Samuels (1992) の第8図及び Moore and Reason (1993) の第6図bと良い一致を 示している。しかしながら、河川からの淡水の流出の 影響と海氷の凍結の影響による淡水フラックスに関し て今回の結果の方がより良く見積もられている。全体 的なパターンは, Baumgartner and Reichel (1975)の 淡水フラックス分布や Moore and Reason (1993)の 淡水フラックス分布(第1図b)と一致している。第 1図aの特徴は、上空に熱帯収束帯 (ITCZ) が存在し ている部分に降水量の卓越が現れており、その南北両 側の緯度40²~50°まで蒸発量の卓越が見られる。それ



より高緯度は降水量が卓越する.第1図aにおいて, アマゾン川,ミシシッピ川,揚子江,ガンジス・ブラ マプトラ川等の河川の流出による淡水フラックスの広 がりが現れている.実際,アマゾン沖の淡水量の積分 量(1.47×10⁵m³s⁻¹)はアマゾン川の流量(1.56×10⁵ m³s⁻¹)に近い値を示している.さらに,ウェデル海と ロス海の海氷の凍結による淡水量の除去の影響が第1 図aに見られる.第1図aの結果の問題点として,表 層流と塩分フロントが交差する所(A:メキシコ湾流 域,B:西太平洋赤道域,C:アルゼンチン海盆,D: 南インド海盆)に強い正負の淡水量の領域が発生する. このことについては5.1節で詳しく議論する.

第2図は全海洋の淡水フラックス分布を経度方向に

積分した緯度に沿った分布に関して、今回の結果、大 気収支法から求めた Bryan and Oort (1984)の結果、 大気観測データから求めた Baumgartner and Reichel (1975)の結果を重ねて示したものである。3つの ケースすべての5°Nあたりに、淡水フラックスの負(蒸 発量より降水量が大)のピークがあり、南北15°~20°の 緯度の位置に淡水フラックスの正(蒸発量が降水量よ り大)のピークが存在している。さらに、40°~45°より 高緯度で南北両半球ともに降水量の方が蒸発量より卓 越している。3つのケースの結果を比較すると、Baumgartner and Reichel (1975)は3つの中で最も蒸発が 大き目になっており、海洋大循環モデルから求めた結 果は3つの中で最も降水量が大き目になっている。特

1994年4月

7

海洋大循環モデルから求めた全球海洋上の淡水フラックス分布

に、この結果では北半球において降水量が卓越し、南 半球において蒸発量が卓越している。Bryan and Oort (1984) は片半球ごとにほぼ淡水収支が成り立ってい るが、Baumgartner and Reichel (1975) では南半球 において蒸発量が卓越している。今回の結果とBaumgartner and Reichel (1975) の結果から判断すると経 度方向に積分した表層の淡水フラックスは北半球から 南半球へ移動している可能性がある。大気を含めた淡 水フラックスの全球規模の移動は大気で南半球から北 半球へ、海洋で北半球から南半球への方向が考えられ る。

第2図で海洋大循環モデルから求めた淡水フラック ス分布と他の二つの結果の相違点として,本研究の71° ~75°Sに正の部分が存在する.これは海氷の凍結によ る結果であり季節変動が顕著に現れる.それについて はつぎの4章で述べる.

4. 全海洋上の季節変動淡水フラックス分布

海面における降水量と蒸発量の差,河川水の流入, 海氷の凍結、融解に伴う淡水フラックスの分布が季節 的にどのように変化しているのかをつぎに示す。第3 図は1月と7月の全海洋上の淡水フラックス分布であ る. 1月の結果は北半球の冬の淡水フラックス分布を 代表し、7月の結果は北半球の夏の淡水フラックス分 布を代表している。西太平洋赤道域(多島海域)Aに おいて,1月の方が7月に比べて強く広範に負の分布 (降水量が蒸発量より大)が存在する. これは北半球冬 期のこの地域における強い降水のためである。東太平 洋赤道域の北半球側Bにおいて, Aとは逆に7月の方 に降水量の大きい部分が西へ向かって伸びている. Dorman and Bourke (1979)の太平洋上の降水量分布 によるとやはり1月に比べて7月の方に非常に降水量 の多い帯が西へ向かって伸びている。Cは大西洋熱帯 域でありこの海域も7月に負の淡水フラックス分布を 示している. DとEは中緯度の太平洋と大西洋である が、蒸発量の卓越した分布が冬に強く広範にひろがっ ている。アマゾン沖Fにはアマゾン川からの淡水の流 入によるフラックスのパターンが現れている. この淡 水フラックス量は7月の方が多く、実際のアマゾン川 の流量の結果と一致している(第4図参照).また、1 月に比べて7月の方が東に向かって移流している淡水 フラックス分布が顕著である。これは北ブラジル海流 が12月~6月ぐらいまで北西へ強く流れていたもの が、東へと反転するためである. Gはベンガル湾内の



淡水フラックス分布である。1月には蒸発の傾向が強 いが7月になるとモンスーンの影響によって淡水フ ラックスの海への流入がみられる.ウェデル海Hにお いては、1月の海氷の融解のための淡水の補給と7月 の海氷の凍結のための淡水の除去の違いが顕著に現れ ている。レビタスデータでは特に冬季の SSS の信用性 が低いが,南極環海域の海氷の消長と淡水フラックス 収支の季節変化についてさらに詳しく述べる. 南極海 域では夏(1月,2月,3月)に海氷が融けるため淡 水が海面に補給される、冬(6月,7月,8月)には, 海氷が形成するため淡水量が減る. 第5図aの2月は 夏季の淡水収支の代表例であり、ウェデル海とロス海 の一部を除いて、ほとんどの部分が海氷の融解にとも ない淡水量増となっている。一方、8月は冬季の淡水 収支の代表例であり、ウェデル海と南極半島からロス 海にかけて、海氷の凍結にともなう淡水量減の海域が 広範に広がっている。第5図bはそれぞれ2月と8月 の海氷の占める割合の分布であり、冬の海氷面積 (21×10⁶km²) は夏の海氷面積 (4×10⁶km²) の5倍程 度である。2月と8月のどちらの時期も淡水量減の分 布と海氷の占める割合の分布は定性的に対応関係があ る。この結果は、復元境界条件でも海氷の消長にとも なう塩分濃度の変化が定性的に表現されていたことを 示している。しかし、本モデルでは海氷の凍結にとも なう高塩分水塊の沈み込みが正しく再現されておら ず、改良する必要がある.

海洋大循環モデルから求めた全球海洋上の淡水フラックス分布



第5図 南極環海域 (90°S-30°S) の淡水量の増減と海氷の消長. (a)海洋モデルから求めた 淡水分布. 左が2月で右が8月. ドットの部分が淡水減の海域. (b)海氷の占める 割合の分布. 左が2月で右が8月. 黒い部分が85%以上海氷が占めている海域 (Zwally *et al.*, 1983 から引用).

つぎに大気大循環モデル(気象庁の全球予報モデル を T42の分解能としたものを1988年4月1日から1 年間実測の海面水温を境界値として積分した結果)か ら求めた1989年1月と1988年7月の月平均した正味の 蒸発量と降水量の差の分布(第6図)と第3図の結果 を比較しながら議論する.第3図で示したA,B,C, D,Eの分布及び1月と7月の淡水フラックスの変化 の傾向は第6図の結果と一致している.海洋大循環モ デルから診断的に求めた淡水フラックス分布と大気大 循環モデルの正味の蒸発量と降水量の差の分布との相 違は以下の4項目が挙げられる.ただし,海洋モデル から求めた淡水フラックスと大気モデルの結果を比較 するにあたって、海洋モデルでは大気モデルの風応力 を使用しているのではなく、Hellermanの気候値とし ての風応力を使用しているので厳密に比較するには限 界がある。したがって、その許容範囲の議論に留める。

- 河川水と海氷の凍結,融解の影響は第6図には現れない。
- ② A, B, Cの降水の卓越する部分とD, Eの蒸発の 卓越する部分は第6図の方が値が大きい。
- ③ 第3図には表層流と塩分フロントが交差する海域 に系統的な誤差が存在する。

1994年4月

9





第6図 大気大循環モデルから求めた月平均した蒸発量と降水量の差. (a)1月 (b)7月.

④ 特に7月に南極周極流域において、淡水フラックス の海への流入は第3図の方が強い。

つぎに,一年を冬 (12月,1月,2月;DJF),春(3 月,4月,5月;MAM),夏(6月,7月,8月;JJA), 秋 (9月,10月,11月;SON)の四季に分け,それぞ れの全海洋上の淡水フラックスを経度方向に積分した 緯度方向分布を第7図に示す.第7図 a が海洋大循環 モデルから診断的に求めたもので,第7図 b が Bryan and Oort (1984) が大気収支法から求めたものであ る.2つを比較した場合の一致する点をまず示す.海 洋大循環モデルから求めたものでは,例外が DJF に存 在するが、($\circ \sim 5^{\circ}$ N付近の負のピークの位置が ITCZ の移動に関連して DJF から SON に向けて南から北 へと移動する傾向を示している。極小値は、第7図a, bともに DJF・MAM に比べて JJA・SON において 小さくなる 10° N $\sim 30^{\circ}$ Nの蒸発量が降水量に比べて 卓越する緯度では、JJA・SON に比べて DJF・MAM に大きな極大値をとる。しかも、その位置は DJF・ MAM に20^oN 以南だったものが JJA・SON に20^oN 以北に移動している。 $0^{\circ} \sim 40^{\circ}$ Sの蒸発量が卓越する 緯度では、 15° Sに極大値をもち、DJF・MAM に比べ て JJA・SON にその値は大きくなる。第7図a、b

"天気"41.4.



で異なる点は、極大・極小の季節変動幅が第7図の方 が倍程大きいことである。また、南極周極流域におい て第7図bではほとんど季節変化がないのに対し、第 7図aでは MAM と SON で倍程度異なる。海洋大 循環モデルから求めた第7図aで特に興味深い結果 は、海氷の凍結・融解の変化の影響が加味されている ため、北半球の60°N以北において、DJF に正の値をと り, JJA に最も小さな負の値をとっている. また, 南 半球においては, JJA と SON が正, DJF と MAM が負の値をとる.

5. 結果の考察

3章と4章で海洋大循環モデルから診断的に求めた 年平均及び季節変動する淡水フラックス分布を示した

1994年4月



第8図 水深 15 m における塩分濃度分布と流速ベクトルを重ね合わせた図. (a)1月 (b)7月.

が,その結果から①塩分フロント域における淡水フ ラックスの誤差,②海洋大循環モデルと大気大循環モ デルの間の淡水フラックスの関係について議論する.

5.1 塩分フロント域における淡水フラックスの誤 差

第3図と第6図の比較からわかるように海洋大循環 モデルから見積もった淡水フラックスには、大気大循 環モデルと食い違う分布が塩分フロント域(第8図) に発生する.特に顕著なのはメキシコ湾流、太平洋赤 道、アルゼンチン海盆、南インド海盆、黒潮である. ここで、誤差の発生原因を説明するために定常状態に 落ち着いた時の海洋大循環モデルの一層目の塩分保存 式を導入する。

$$V_{1} \cdot \nabla S_{1} + w \frac{\partial S_{1}}{\partial z} = Ahh \nabla^{2} S_{1} + Ahv / \delta \frac{\partial^{2} S_{1}}{\partial z^{2}} + \gamma \cdot (S_{1} - S^{*}) \qquad (11)$$

この式を淡水フラックスを求める式に変形すると

"天気"41.4.

$$\frac{\gamma \cdot (S^{*}-S_{1})}{S_{1}} \cdot \Delta z_{1}$$

$$= \frac{-V_{1} \cdot \nabla S_{1} - w \frac{\partial S_{1}}{\partial z} + Ahh \nabla^{2} S_{1} + Ahh / \delta \frac{\partial^{2} S_{1}}{\partial z^{2}} \Delta z_{1}}{S_{1}}$$

となる. Moore and Reason (1993) は (12) 式の右辺 第三項において,海洋大循環モデルでは水平拡散係数 Ahh を大きくしすぎているため塩分フロントでは Γ^2S_1 が大きい値を持ち淡水の見積もりに誤差を生じ ると判断した. しかし,第3図と第8図を比較して見 ると,塩分フロント全体に強い系統的な誤差が出てい るのではなく塩分フロントと表層流が交差するところ に誤差が発生する.実際,(12) 式右辺第三項は塩分フロ ントの位置でも他の項に比べて大きな値をもたない. つまり,系統的な誤差の発生源は(12) 式第一項である 水平移流項である.人工的に移流項の50%を(12) 式の 左辺から取り除くと,系統的な誤差はかなり軽減され る.

つぎになぜ移流項から系統的な誤差が発生するのか を議論する、この発生原因として以下の2点が考えら れる.まず第一は、今回行ったシミュレーションでは、 鉛直レベルを15層とし、第1層目を 30 m とした。そ のため、現実には数 10 m の厚さのエクマン層内に閉 じ込められるはずのエクマンらせんが厚さ 30 m の一 層内でエクマン輸送流として代用される。このエクマ ン輸送流は北半球で風応力に対し右方向90°をとり表 層のエクマン流の方向45°より大きな角度となり、この 層内の南北流速が強調される。したがって、北半球で は貿易風,偏西風の強まる冬にこの系統的な誤差は大 きな値を持つ(第3図と第6図参照). もう一点は,海 洋大循環モデルではメキシコ湾流等の大陸からの離岸 (剝離)が正確には再現されていないため塩分フロント と強流とがずれてしまう. そのため, $V_1 \cdot \rho S_1$ が大き な値を持つ可能性がある。しかし、系統的な誤差が発 生する海域の面積は狭く、正と負の値が隣接して発生 するため東西平均した第2図,第7図に対して誤差と してそれほど影響を与えていない。

5.2 海洋大循環モデルと大気大循環モデルの淡水 フラックス

大気海洋結合モデルにおいて互いの間で淡水フラッ クスの調節をしないためには、4章で述べた4点に関 してモデルを高度化することにより解消する必要があ る、第一番目の問題は海洋モデルに大気モデルから見 積もった河川流量の注入,海氷モデルの導入が必要と なる.第二番目は,原因がまだ不明である.第三番目 は、5.1節で議論したことから,海洋大循環モデルの上 層の鉛直分解能はエクマン境界層が分解できる程度に 高分解能化すること,また海洋大循環モデルの西岸境 界流の剝離を精度よく再現する必要がある.第四番目 については大気大循環モデルが南極周極域において観 測値に比べて小さな降水量を示すことが知られてい る.この海域においては観測データも少なく,大気大 循環モデル・海洋大循環モデルに対するさらなる比較 検討が必要であろう.

197

6.結論

海洋大循環モデルから診断的に全海洋上の淡水フ ラックス分布を求め、それを大気収支法から求めた蒸 発量と降水量の差及び大気大循環モデルから求めた蒸 発量と降水量の差と比較した。塩分フロントと表層流 が交差する海域に系統的な食い違いが発生するものの 全体的な淡水フラックスの見積もりは他の評価と類似 の結果を得た.今回の2°×2°の粗い海洋大循環モデ ルでもアマゾン川等の大河川からの流入の影響が再現 されることがわかった。以上のことは、将来海表面の 塩分濃度がリモートセンシング又は海洋観測によりモ ニターされ,海洋大循環モデルが高精度化された場合, それらを使って海洋上の淡水フラックスの算出を精度 良く行うことが可能であることを示している。今回の 研究で、大気海洋結合モデルにおいて、淡水フラック スに対して互いにその調節をせずに結合するためには 海洋大循環モデル側では、上層を高分解能にする必要 があることがわかった。またメキシコ湾流域で淡水フ ラックスの見積もりに大きな誤差がでるが、これはメ キシコ湾流の剝離位置がモデルで再現されていないた めと考えられる、つまり、現モデルではメキシコ湾流 が北上しすぎている。北西大西洋は北大西洋深層水の 形成海域であり、上記の欠陥はその形成過程のモデル 化に影響を及ぼしている可能性がある.

今回,海洋大循環モデルに表れる系統的な誤差の原 因として,移流項が重要な役割をしていることを示し た.しかし,現在海洋大循環モデルでは,静的不安定 による混合過程に対して,一般的には対流調節を行っ ており(4式右辺第2項)このモデル化も淡水フラッ クスの見積もり誤差を生み出す可能性がある.冬季強 流域では,海面での対流調節が淡水供給の役割をに なっていることが知られている.したがって,この対 流調節の影響についても海洋大循環モデルの改良と関 連させて将来調べる必要がある.

謝 辞

海洋大循環モデルには GFDL のモデルを, 又大気大 循環モデルには気象庁のスペクトルモデルを使用しま した.海洋・大気モデルの使用に対して便宜を計って いただいた両機関に感謝します.また,レビューアー の方々に有意義なコメントをいただいたことに感謝し ます.シミュレーションは防災科学技術研究所のクレ イ-YMP2E を使って行いました.

参考文献

- Baumgartner, A., and E. Reichel, 1975 : The World Water Balance. Elsevier, 179 pp.
- Bryan, K., 1969; A numerical method for the study of the circulation of the world ocean, J. Comput. Phys., **4**, 347-376.
- Bryan, F., and A. Oort, 1984 : Seasonal variation of the global water balance based on aerological data, J. Geophys. Res., 89, 11719-11730.
- Bunker, A. F., 1976 : Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean, Mon. Wea. Rev., **104**, 1122 -1140.
- Dorman, C. E., and R. H. Bourke, 1978 : A temperature correction for Tucker's Ocean rainfall estimates, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 104, 765-773.
- Hellerman, S., and M. Rosenstein, 1983: Normal monthly wind stress over the world ocean with

error estimates. J. Phys. Oceanogr, 13, 1093-1104.

- Killworth, P. D., 1987 : Topographic instabilities in level model OGCMs, Ocean Modelling, 75, 9-12.
- Levitus, S., 1982 : Climatological atlas of the world ocean, NOAA Professional Paper 13, 174 pp.
- Moore, A. M., and C. Reason., 1993 : The response of a global ocean general circulation model to climate logical surface boundary conditions for temperature and salinity, J. Phys. Oceanogr., 23, 300-328.
- Morotzke, J., and J. Willebrand 1991 : Multiple equilibria of the global thermohaline circulation, J. Phys. Oceanogr., **21**, 1372-1385.
- Schmitt, R. W., P. S. and C. E. Dorman., 1989 : Evaporation minus precipitation and density fluxes for the North Atlantic, J. Phys. Oeanogr., 19, 1208-1221.
- 柴田 彰,1991:マイクロ波放射計データを用いた海上の降水量推定の試み,日本海洋学会創立50周年記念大 会講演要旨集,82-83.
- Toggweiler, J. R., and Samuels., 1992 : Is the magnitude of the deep out flow from the Atlantic Ocean actually governed by Southern Hemisphere wind? The global carbon cycle, M. Heiman, el. NATO ASI Series, Springer-Verlag, Berlin.
- Weaver, A. J., Marotzke, J., Cummins, P. F., and Sarachik, E. S., 1993 : Stability and Variability of the thermohaline circulation, J. Phys. Oceanogr., 23, 39-50.
- Zwally, H. J., J. C. Comiso, C. L. Parleinson, W. J. Campbell, F. D. Carsey and P. Gloersen., 1983: Antarctic sea ice, 1973-1976: Satellite passive -microwave observations. NASA SP-459, Washington D. C. 206 pp.