

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水の凍結, 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り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

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

* 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圏水圏地球科学技術研究部.

*** Masato Sugi, 防災科学技術研究所気圏水圏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—

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ニアップに対して、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、スピニ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なになる。

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \cdot \nabla V + w \frac{\partial V}{\partial z} + f \times k \times V = -\frac{1}{\rho_0} \nabla p + A m h \nabla^2 V + A m v \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \dots\dots\dots(1)$$

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

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

$$\frac{\partial (S, \theta)}{\partial t} + V \cdot \nabla (S, \theta) + w \frac{\partial (S, \theta)}{\partial z} = A h h \nabla^2 (S, \theta) + A h v / \delta \frac{\partial^2 (S, \theta)}{\partial z^2} \dots\dots\dots(4)$$

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

ここで、

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

また δ は対流調節を示し、

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

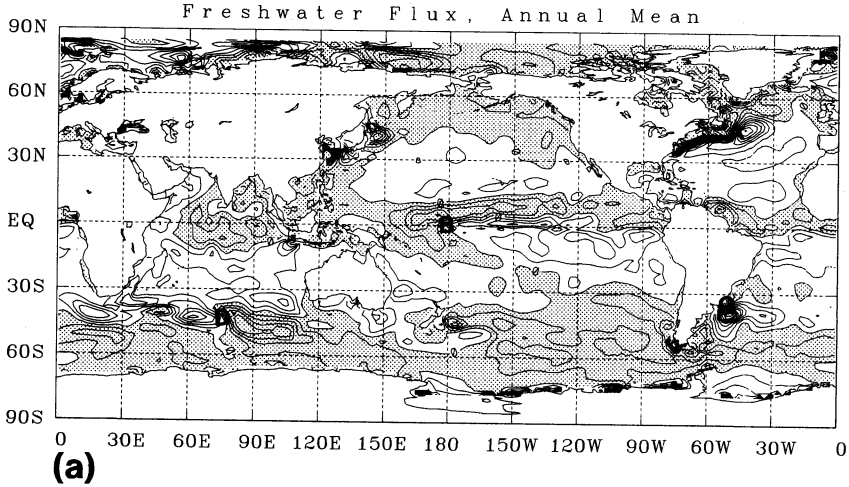
境界条件は、海底 $Z = -H$ で

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

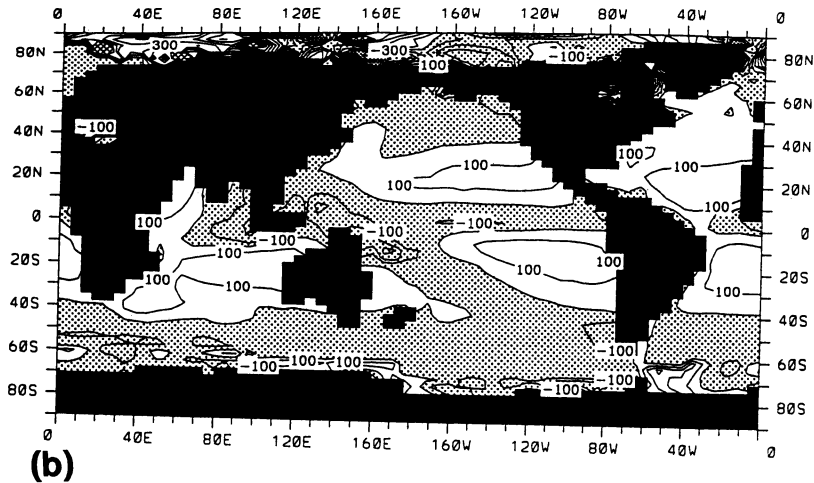
また、側壁 $X = \Gamma$

$$\frac{\partial (S, \theta)}{\partial \eta} = 0, \quad V = 0 \dots\dots\dots(7)$$

ここで $\partial/\partial \eta$ 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。



(a)



(b)

第1図 (a) 全海洋上の年平均した淡水フラックス分布. 白地が淡水除去, 黒地が淡水補給を示している. コンター間隔 100 cm/year.
 (b) 蒸発量に対して Esbensen and Kuchnir (1981) の気候値からバルク式を使って求め, 降水量に対しては Jaegar (1976) のデータを使って求めた蒸発量と降水量の差の分布. ただし極域は (a) と同じように求めている (Moore and Reason (1993) から引用).

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

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

そして, $Z=0$ で

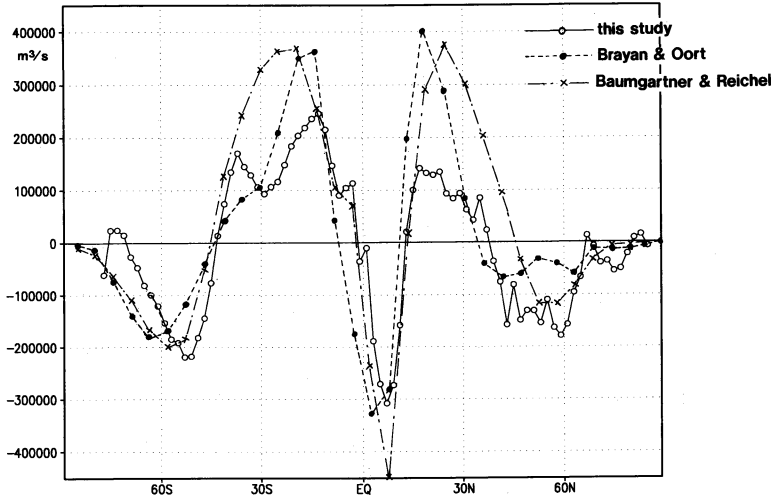
$$Amv \frac{\partial V}{\partial z} = \tau^* / \rho, w=0 \dots\dots\dots(9)$$

ここで復元時間として, 年平均計算には50日, 季節変

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‰ と同様, 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 $Amh = 1 \times 10^9 \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$,

水平渦拡散係数 $Ahh = 1 \times 10^7 \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$,



第2図 全海洋に対して経度方向に積分した淡水フラックス (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, 海水の凍結による淡水量が加わっている.

鉛直渦粘性係数 $Amv=2 \times 10 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$,
 鉛直渦拡散係数 $Ahv=1 \text{ cm}^2\text{s}^{-1}$
 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).

$$(E-P) - R + SI \approx \gamma \cdot \frac{S^* - S_1}{S} \cdot \Delta z_1 \dots\dots\dots(10)$$

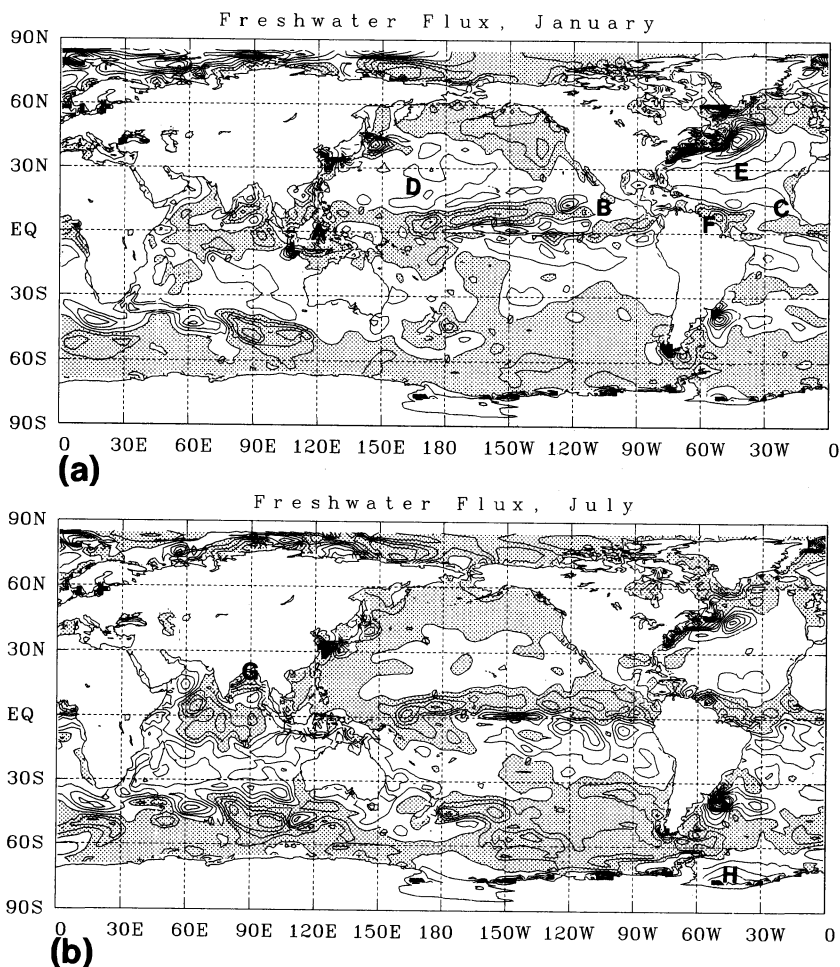
ここで, 左辺第一項目 $(E-P)$ が正味の蒸発量-降水量を示し, 第二項目が河川水の流入量, 第三項目が海水の凍結・融解による淡水量の増減を示している. また, γ は復元パラメータで1/25日 (ただし, 年平均計算には1/50日) を使用した. Δz_1 は一層目の厚さで30 m である.

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水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40°~50°まで蒸発量の卓越が見られる. それ



第3図 海洋大循環モデルから求めた月平均した淡水フラックス分布. 白地 (正: 淡水除去) と黒地 (負: 淡水補給) は月あたり 10 cm 以上の海域. (a) 1月 (b) 7月.

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見られている. 実際, アマゾン沖の淡水量の積分量 ($1.47 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) はアマゾン川の流量 ($1.56 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) に近い値を示している. さらに, ウェデル海とロス海の海水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

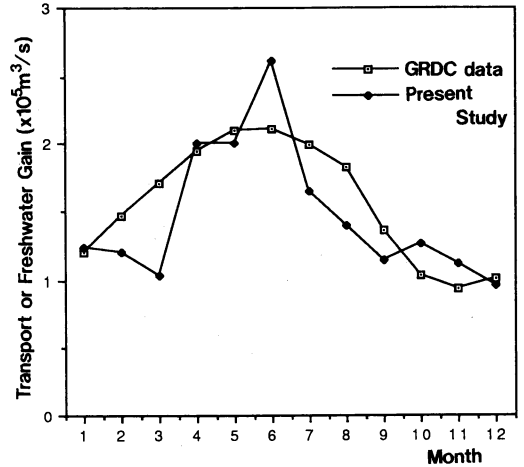
積分した緯度に沿った分布に関して, 今回の結果, 大気収支法から求めた Bryan and Oort (1984) の結果, 大気観測データから求めた Baumgartner and Reichel (1975) の結果を重ねて示したものである. 3つのケースすべての 5°N あたりに, 淡水フラックスの負(蒸発量より降水量が大)のピークがあり, 南北 $15^\circ \sim 20^\circ$ の緯度の位置に淡水フラックスの正(蒸発量が降水量より大)のピークが存在している. さらに, $40^\circ \sim 45^\circ$ より高緯度で南北両半球ともに降水量の方が蒸発量より卓越している. 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

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。これは海水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。

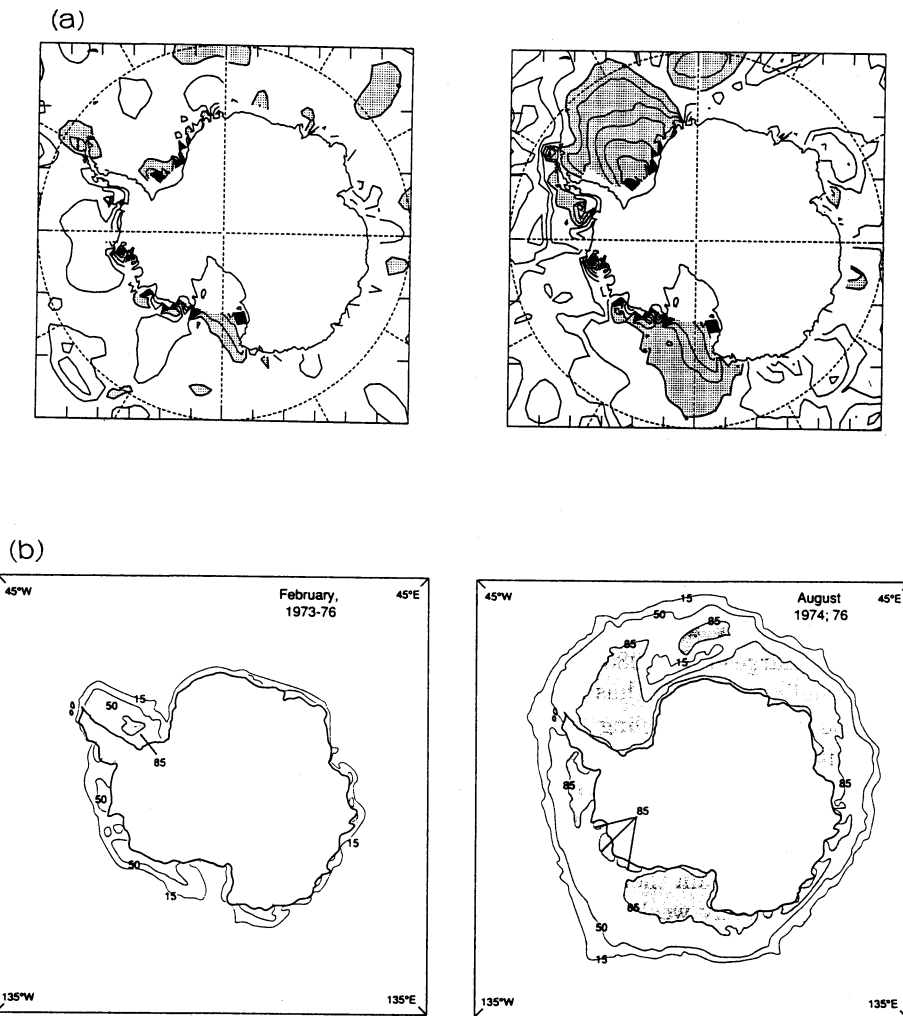
4. 全海洋上の季節変動淡水フラックス分布

海面における降水量と蒸発量の差、河川水の流入、海水の凍結、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。これは北半球冬季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



第4図 アマゾン川の流量 (GRDC データ) とアマゾン川沖 (60°W-40°W, 0°-15°N) の海域の淡水収支量の季節変化。

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月の海水の融解のための淡水の補給と7月の海水の凍結のための淡水の除去の違いが顕著に現れている。レピタスデータでは特に冬季のSSSの信用性が低い。南極環海域の海水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)に海水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、海水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水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、海水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月の海水の占める割合の分布であり、冬の海水面積(21×10⁶km²)は夏の海水面積(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水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水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、本モデルでは海水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。

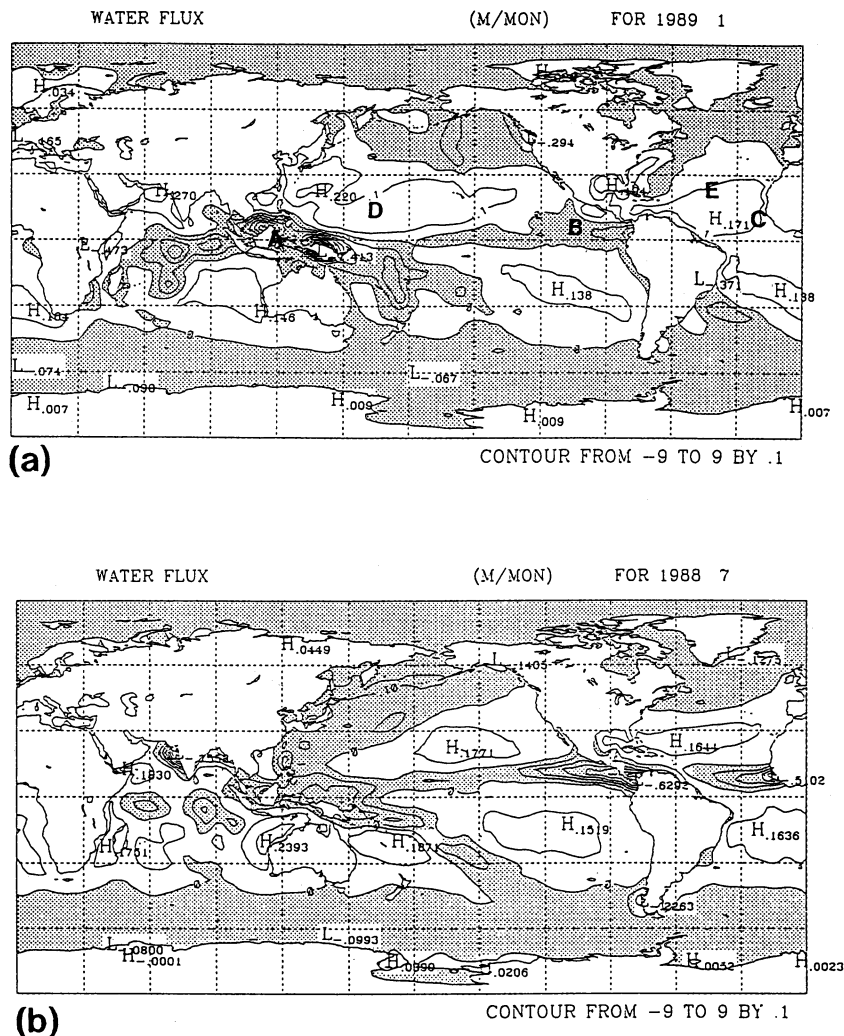


第5図 南極環海域 (90°S-30°S) の淡水量の増減と海水の消長。(a) 海洋モデルから求めた淡水分布。左が2月で右が8月。ドットの部分が淡水減の海域。(b) 海水の占める割合の分布。左が2月で右が8月。黒い部分が85%以上海水が占めている海域 (Zwally *et al.*, 1983 から引用)。

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ため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。

- ① 河川水と海水の凍結、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。

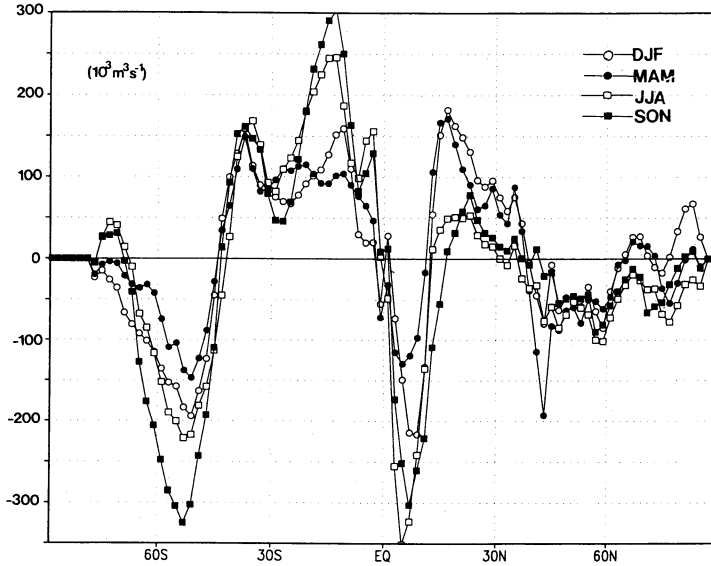


第6図 大気循環モデルから求めた月平均した蒸発量と降水量の差。
(a) 1月 (b) 7月。

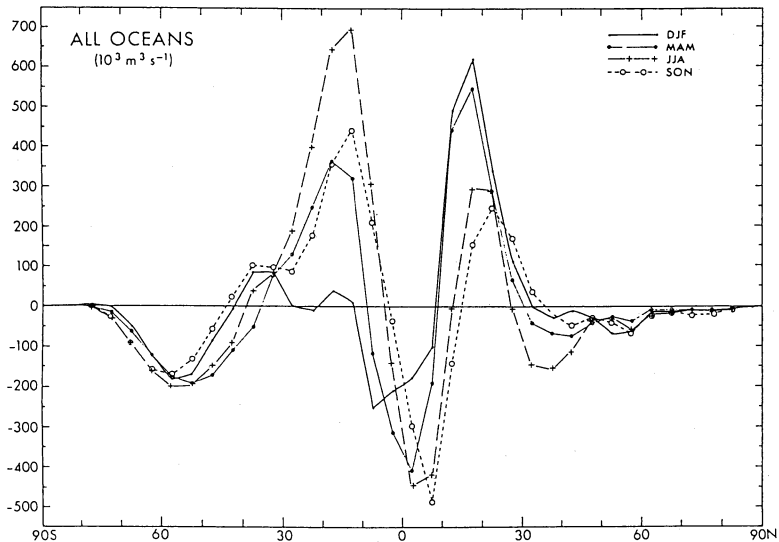
④ 特に7月に南極周極流域において、淡水フラックスの海への流入は第3図の方が強い。

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、 $0^{\circ} \sim 5^{\circ} \text{N}$ 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。 $10^{\circ} \text{N} \sim 30^{\circ} \text{N}$ 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°N 以南だったものが JJA・SON に 20°N 以北に移動している。 $0^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{S}$ 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



(a)



(b)

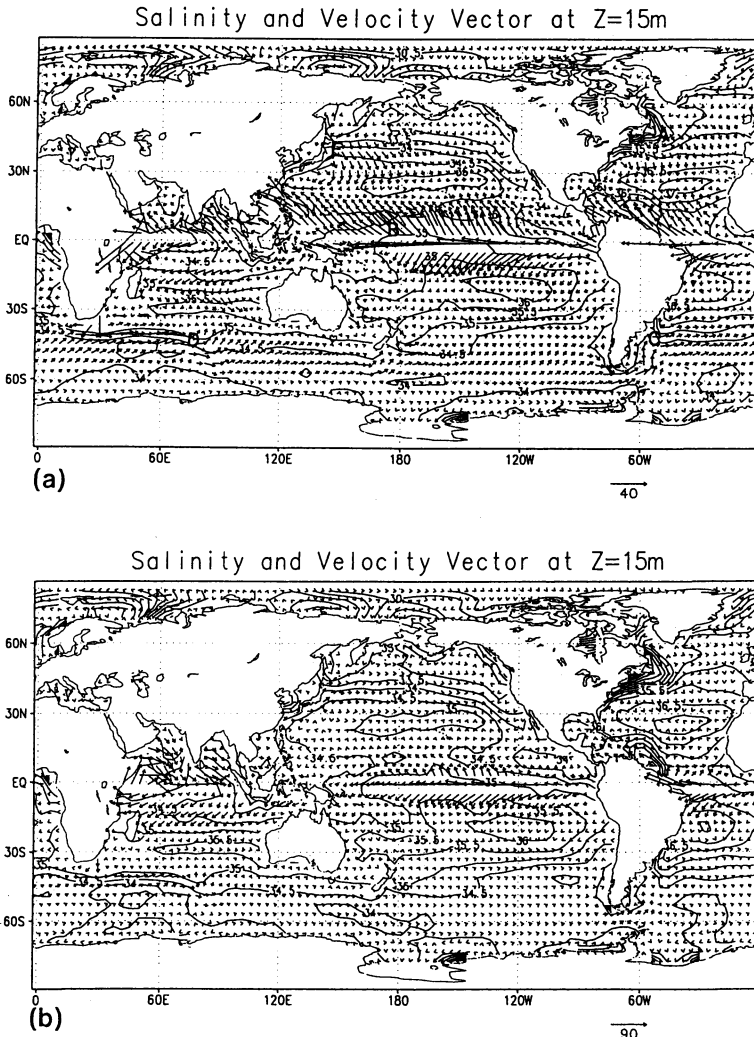
第7図 (a) 海洋大循環モデルから求めた淡水フラックスを経度方向に積分した四季の変動分布。
(b) Bryan and Oort (1984) の四季の変動分布。

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、海水の凍結・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



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。

$$V_1 \cdot \nabla S_1 + w \frac{\partial S_1}{\partial z} = A_h h \nabla^2 S_1 + A_h v / \rho \frac{\partial^2 S_1}{\partial z^2} + \gamma \cdot (S_1 - S^*) \dots \dots \dots (11)$$

この式を淡水フラックスを求める式に変形すると

$$\frac{\gamma \cdot (S^* - S_1) \cdot \Delta z_1}{S_1} - V_1 \cdot \nabla S_1 - w \frac{\partial S_1}{\partial z} + Ahh \nabla^2 S_1 + Ahh / \sigma \frac{\partial^2 S_1}{\partial z^2} \Delta z_1 = \dots \dots \dots (12)$$

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 $\nabla^2 S_1$ が大きい値を持ち淡水の見積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30mとした。そのため、現実には数10m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30m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、 $V_1 \cdot \nabla S_1$ 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、海水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。

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 climatological 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. Oceanogr.*, **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, ed. 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.