

投稿論文 (和文)
PAPERS

大気水収支と地球規模の水循環

沖 大幹¹・虫明 功臣²・松山 洋³・増田 耕一⁴

¹正会員 博士(工学) 東京大学講師 生産技術研究所第五部(〒106 東京都港区六本木7-22-1)

²正会員 工博 東京大学教授 生産技術研究所第五部(〒106 東京都港区六本木7-22-1)

³修士(理学) 東京都立大学助手 理学部地理学科(〒192-03 八王子市南大沢1-1)

⁴理博 東京都立大学助教授 理学部地理学科(〒192-03 八王子市南大沢1-1)

大気柱の水収支から年水蒸気収束量はほぼ年降水量-年蒸発量に等しくなる。この情報を利用して、従来の流域水収支と結び付けると流出量や蒸発量、流域貯留量の変化などを算定することができる。この様な水収支解析手法(大気水収支法)により地球規模の水循環と水収支を明らかにした。まず、流量データによって水蒸気収束量の精度を検討した上で、全球の降水量推定値や河川流量データと組み合わせて蒸発量や流域貯留量の分布を地球規模で明らかにした。また、海洋間の淡水輸送状況や、地球規模での水の南北輸送における河川の役割の重要性も示された。この様に大気水収支法は地球規模の水収支と水循環とを算定する有力な手法であり、今後のデータ整備にともないそれらの変動のモニタリングにも利用できるものと期待される。

Key Words : atmospheric water balance, global water balance, basin storage, fresh water transportation, global runoff, four dimensional assimilation data

1. まえがき

激しく集中した降水や急激な融雪は洪水となり、逆に水源地域に寡雨が続きと渇水となる。これらを予測し制御することが水資源工学の大きな目的である。

これまでは渇水の予測は不可能であると考えられて主に渇水発生の統計的な検討及び渇水期間中の降水に対する対処法が研究されてきているが、グローバルな大気状態の年々変動についての近年の研究成果は渇水年や豊水年といった平均値からの偏差変動¹⁾の物理学的因果律を解明しつつある²⁾。また、降水などの気候値の統計的な定常性を仮定して進められてきた河川水資源計画も地球温暖化問題を契機として見直しを迫られている。そこで水資源工学及びその基礎を与えている水文学においても、河川流量や地中・地表面での水の源である降水、そしてその降水をもたらしている大規模な大気中での水循環過程について研究を進めることが必要となっている。

大気中の水循環過程については気象学や気候学、あるいは地理的な水文学の分野で研究が進められてきているが、必ずしも明らかになっていない点が多い。一方、気象・気候現象には水文・水循環過程が深く関与していることが近年特に強く認識されるようになり、GEWEX(Global Energy and Water Cycle Experiment; 全地球エネルギー・水循環観測計画)などといった連携的な研究が水文研究者と気象気候研究者との間で計画されている。

本研究では、水文・水資源予測に関わる様々な大気

水循環過程の中でも地球規模の水循環・水収支と河川流域水収支との関係に着目し、最新の技術に基づいて作成されている大気の4次元同化客観解析データを大気水収支法に適用する。大気水収支法を用いたこれまでの研究とは異なり、本研究では地上で観測される降水データや流量データなど従来の水文学において用いられてきた流域水収支の構成要素を、流域界や河口といった地理情報によって大気水収支と結びつけて地球規模での水循環の様子を明らかにした。2章では大気水収支法の概説を行ない、3章ではデータの紹介とその定量的精度の検討をする。地球規模の水循環と水収支の推定結果を4章に示し、得られた知見と今後の展望を5章にまとめる。

2. 大気水収支法

水収支とはある領域に対する水の出入りの各要素を評価することであり、領域として陸面を考えると、降水量 P 、蒸発量 E 、そして流出量 $\nabla_H \cdot \vec{R}_o$ (及び地下水流出 $\nabla_H \cdot \vec{R}_u$) がその要素である。これに流域貯留量 S の変化を加えて

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla_H \cdot \vec{R}_o - \nabla_H \cdot \vec{R}_u - (E - P) \quad (1)$$

という流域水収支式が表せる。 $\nabla_H \cdot$ は水平2次元的な発散を示し、例えば $\nabla_H \cdot \vec{R}_o$ はその領域への流入も考慮した正味の流出量に相当する。一方、地表面における閉領域を底面とするような大気柱を考える。大気上端での水の出入りはないものとするこの大気柱について

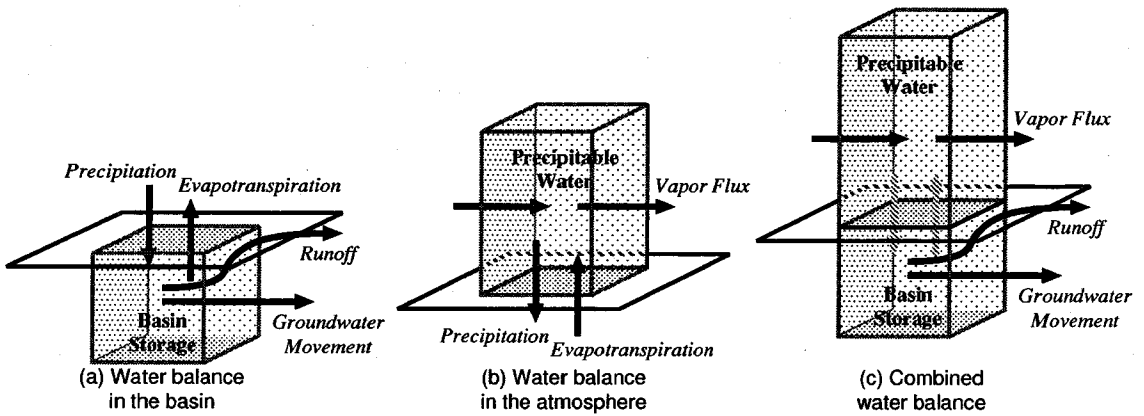


図-1 (a) 流域水収支, (b) 大気水収支, 及び (c) 大気-地表面水収支, の概念図. それぞれ本文中の式 (1), 式 (2), 式 (3) に対応する.

の水収支は,

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\nabla_H \cdot \vec{Q} + (E - P) \quad (2)$$

と書ける. ここに, W は大気柱中に含まれる水の貯留量, \vec{Q} は鉛直積分された水平 2 次元の水蒸気フラックスであり, $\nabla_H \cdot \vec{Q}$ は側面全体からの水蒸気などの出入りの収支を示す. 一般に, 液体や固体として大気に含まれる水量は水蒸気に比べて小さいので式 (2) では無視している. これらの流域水収支式 (1) と大気水収支式 (2) とから, 次の大気-地表面水収支式が得られる.

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \nabla_H \cdot \vec{R}_o + \nabla_H \cdot \vec{R}_u = -\frac{\partial W}{\partial t} - \nabla_H \cdot \vec{Q} \quad (3)$$

$$= (P - E) \quad (4)$$

式 (3) の特徴は, 水収支算定に通常用いられる降水量や蒸発量が陽には現れない点である. これらを模式的に図-1 に示す. 大気水収支法とは, 式 (3) 右辺の大気物理量観測値を与えることによって, 式 (3) 左辺や式 (4) を評価しようとするものであり, 次のような適用が考えられる³⁾.

流出量算定: 年平均の水収支を考え, この時間スケールでは大気中・流域中の貯留量変化は無視できるものと仮定する ($\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial W}{\partial t} = 0$). さらに適切な流量観測地点では集水域のすべての地下水流出が河川流量として観測されるものとする ($\nabla_H \cdot \vec{R}_u = 0$), 式 (3), 式 (4) は

$$\nabla_H \cdot \vec{R}_o = -\nabla_H \cdot \vec{Q} = (P - E) \quad (5)$$

となる. すなわち水蒸気収束量のみから地表面の年流出量 (= 降水量 - 蒸発量) が算定されることになる.

広域蒸発散量算定: 大気データから式 (3) 右辺を求めおき, さらにその領域の平均降水量が与えられ

ば, 式 (4) を変形して,

$$E = \frac{\partial W}{\partial t} + \nabla_H \cdot \vec{Q} + P \quad (6)$$

が得られ, その領域平均の蒸発量が算定できることになる. 大気データや降水量が然るべき時間スケールで得られれば, 年蒸発量のみならず月蒸発量なども水収支から算定することができる. また, 収支をとる領域も原理的には河川流域にとらわれずに設定することができる. これらが広域蒸発量分布推定にあたって大気水収支法が流域水収支法に比べて有利な点である.

流域貯留量算定: 一方, 大気データに加えて流出量観測値が得られれば, 式 (3) から

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{\partial W}{\partial t} - \nabla_H \cdot \vec{Q} - \nabla_H \cdot \vec{R}_o - \nabla_H \cdot \vec{R}_u \quad (7)$$

という式が得られ, 流域貯留量の変化を算定することができる. 地下水流去の評価など難しい面もあるが, こうした手法以外には観測値から広域の流域貯留量を推定することは難しい. この水分貯留量変化 $\partial S/\partial t$ には表層土壌水分変化の他に, 積雪水量や河道内貯留水量の変化分も含まれていることになる.

全球大気データが整備され, 精度が向上している現在, 広域の水収支を推定する上で大気水収支法を用いることは極めて有効だと考えられる. 次章では, 主に式 (5) を利用して大気データの定量的精度を吟味し, 併せて式 (6) や式 (7) に基づいた推定結果も示す.

3. 大気の客観解析データと河川流量データ

(1) 4 次元同化データと水蒸気収束量算定

本研究ではヨーロッパ中期天気予報センター (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts,

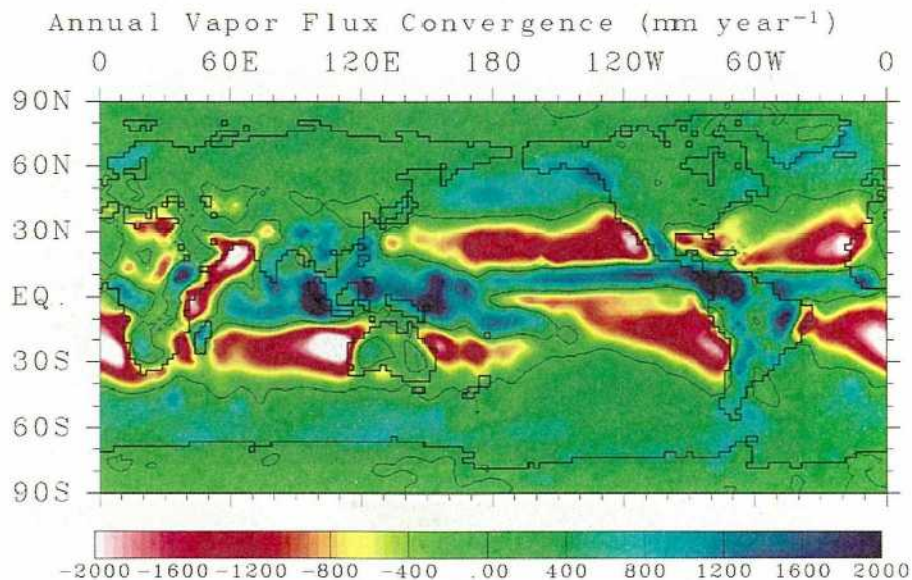


図-2 ヨーロッパ中期予報センターで作成された大気の4次元同化客観解析データから作成した1989年から1992年の鉛直積分した年水蒸気収束量分布 (mm year^{-1}).

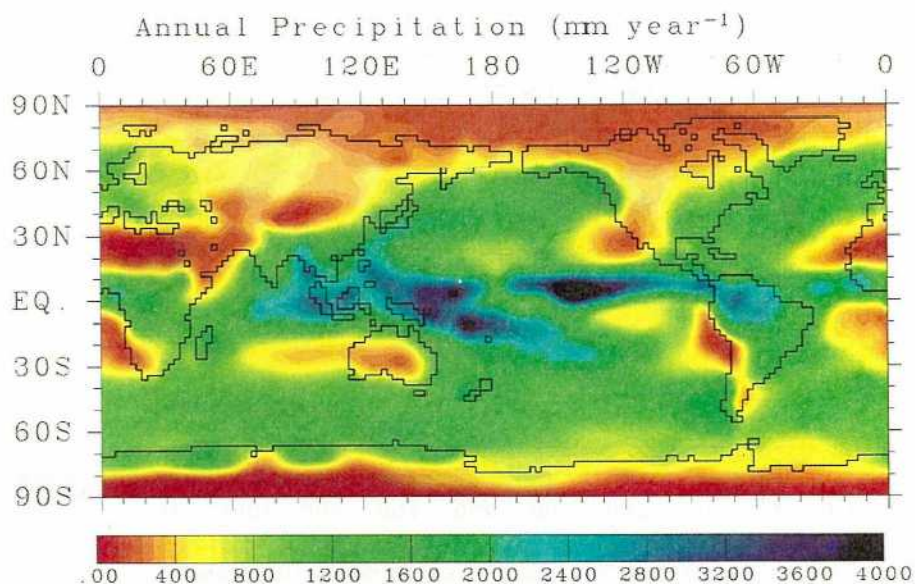


図-3 Legates の降水量気候値 (mm year^{-1}).

ECMWF) の4次元同化客観解析データを使用した。客観解析とは、ゾンダを用いた高層観測や衛星画像から得られる雲移動ベクトルデータ、地上気象観測通報などといった空間時間分解能や誤差特性などの精度も異なる不均質なデータから数値予報の初期値用に空間3次元格子上のデータを計算機を用いて作成する作業を指し、力学的知識を盛り込んだ統計的内挿手法が用いられる。

さらに、6ないし12時間前の客観解析データを初期値としてGCM(General Circulation Model)など大気の数値モデルを用いて時間積分(時間的外挿)した値を客観解析の第一近似値に使用するのが4次元同化と呼ばれる手法であり、観測された値とGCM予測値の誤差分散に応じて格子点での値が定められている(最適内挿法)。すなわち、信頼度の高い観測データがある場合に

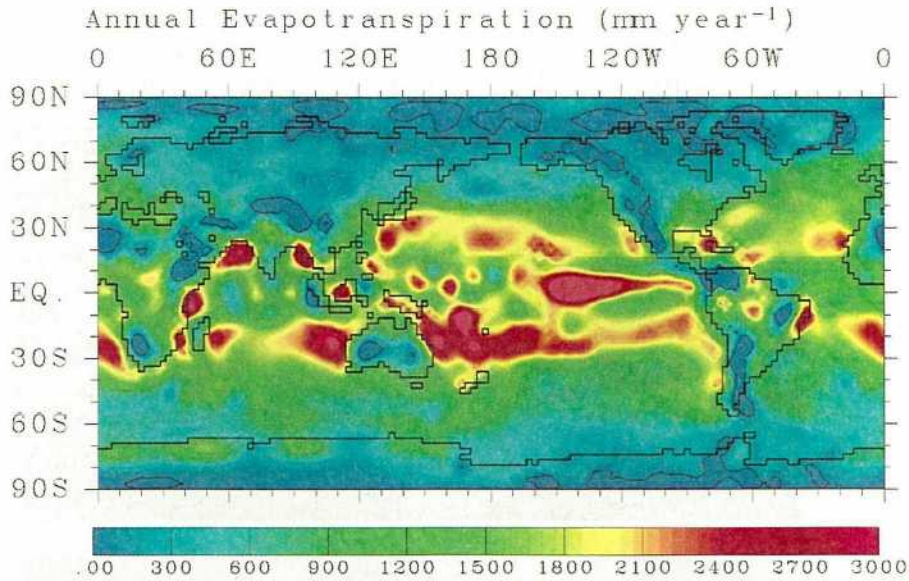


図-4 大気水収支から求めた年蒸発量分布 (mm year⁻¹).

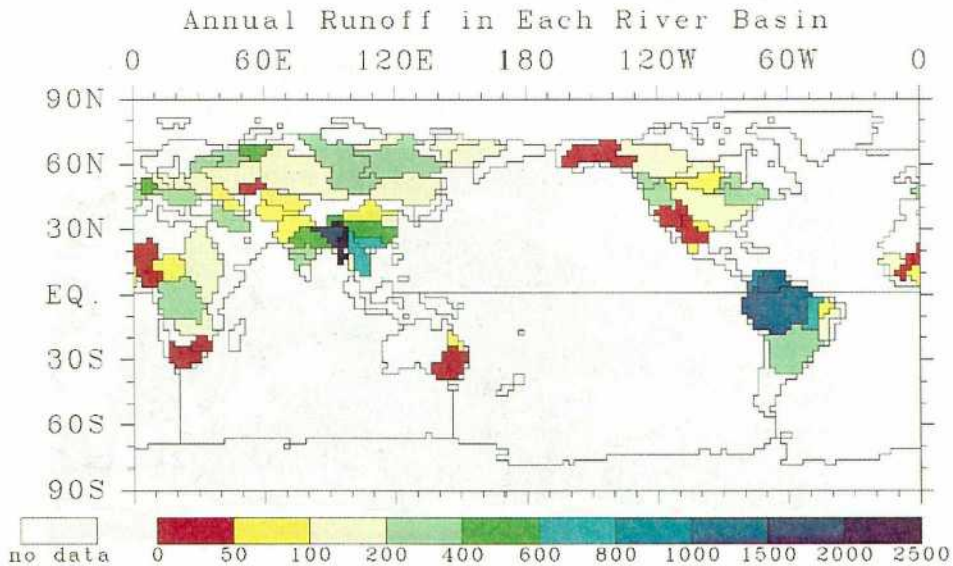


図-5 世界の70の大河流域について示した流出高の気候値 (mm year⁻¹).

はその値が客観解析データにほぼそのまま反映されるが、観測データの誤差が大きかったり全く観測データがない場合には数値モデルの時間積分結果が観測データに代わって格子点での最も信頼度の高い大気物理量として取り扱われる。詳しくは沖の解説¹⁰⁾などを参照されたい。

ここで用いた ECMWF の 4 次元同化客観解析データは、1989 年から 1992 年の期間の、初期値化 (initial-

ization) が施される前のデータである。初期値化とは、客観解析されたグリッドデータを数値大気モデルの初期値として用いる際に、数値モデルとの整合が悪く計算が発散してしまうことを防ぐため、そのまま用いず、あらかじめ重力波成分を除去ないしは減衰させておく処理のことを言う。このデータに対してすでに提案したアルゴリズム¹¹⁾に基づいて全球 2.5°(約 300 km) 格子ごとの降水量 W や水蒸気収束量 $-\nabla_H \cdot Q$ を算定し

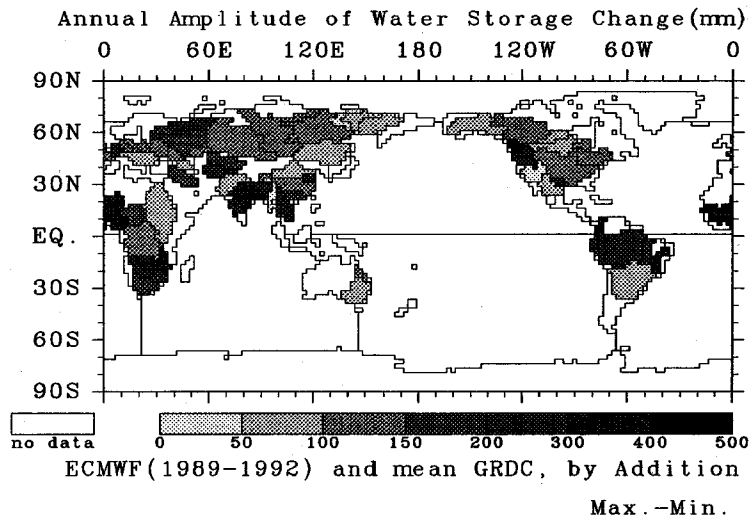


図-6 算定された流域貯留量の変化幅 (mm). 月単位で推定した流域貯留量の年最大値と年最小値の差を世界の 70 の大河川流域について示す。

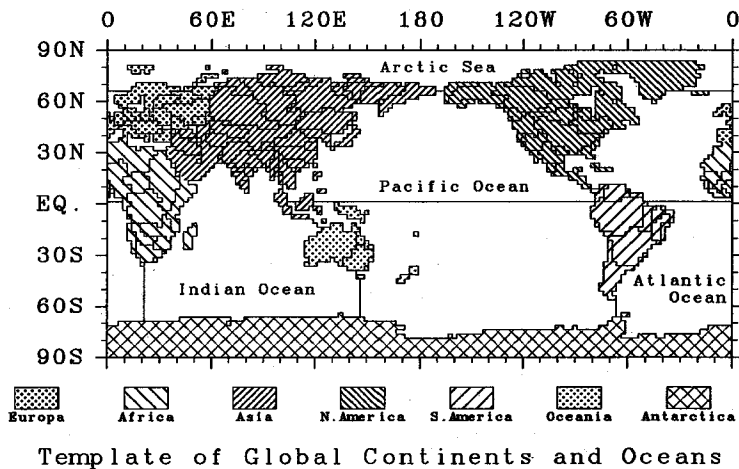


図-7 集計に利用した海陸分布. 太平洋, 大西洋はさらに赤道を境に南北に分けて集計した。

た. 求められた $-\nabla_H \cdot Q$ の 4 年平均の全球分布を図-2 に示す. ただし, 表示に際して隣接するグリッド間で平滑化を行なっている. 式 (5) からわかる通り, 負の領域は年間を通じて蒸発量の方が降水量よりも多い領域であり, 図-2 では亜熱帯の海洋上に多く広がっていて, これらの領域が地球の大気へ水蒸気を補給していることがわかる. 逆に正の領域では降水量が蒸発量を上回って

いて, 赤道付近, 特にインド洋から西太平洋にかけての南北に幅広い領域でその値が大きくなっていることがわかる. 陸上ならば, この余剰分が河川流出となって海へと戻る水循環が形成されていることになる.

表-1 年流出量 (mm year⁻¹) の様々な推定値. 全大陸平均 (All), 本研究で用いている 70 河川平均値 (70), およびアジア, ユーラシア, アフリカ, 北米, 南米, オーストラリアそして南極の各大陸ごとの集計値を示す.

All	70	Asia	Eur.	Afr.	N.A.	S.A.	Au.	Ant.	
256		260	255	113	223	611	267	143	Baumgartner and Reichel ⁴⁾
269		281	273	140	258	578	222	157	Lvovitch ⁵⁾
303		300	273	153	315	678	278	164	Korzun ⁶⁾
42		32	-181	7	162	333	-400	43	Bryan and Oort ⁷⁾
152		94	164	63	227	422	56	100	Masuda(ECMWF/FGGE) ⁸⁾
260		100	91	333	223	850	211	107	Masuda(GFDL/FGGE) ⁸⁾
165	223	235	136	-100	263	415	54	112	Oki et. al(ECMWF 1985-1989) ⁹⁾
244	300	244	197	4	318	773	24	130	This study

表-2 様々な研究者による海洋の年水収支: 水蒸気収束量 = 降水量 - 蒸発量 (mm year⁻¹)

All Oceans	Arctic	Indian	Pacific	Atlantic	
-111	50	-250	91	-384	Baumgartner and Reichel(1975) ⁴⁾
-132	263	-97	-56	-333	Korzun(1978) ⁶⁾
-18	(in Atlantic)	-53	20	-136	Bryan and Oort(1984) ⁷⁾
-66	163	-113	12	-190	Masuda(ECMWF/FGGE) ⁸⁾
-114	175	-147	14	-345	Masuda(GFDL/FGGE) ⁸⁾
-78	185	-126	6.3	-236	Oki et. al(ECMWF 1985-1989) ⁹⁾
-115	208	-198	-6.7	-299	This study

(2) 全球降水データ

全球の降水量推定値としては, 0.5°メッシュの平均月降水量がデジタル形式で利用可能な Legates¹²⁾ の推定値が近年広く利用されている. この降水量分布は主に 1920 年~ 1980 年の地上観測データを収集し, quality check によって全球 24,635 地点を選んで経度緯度 0.5°メッシュに内挿したものである. 海洋上については航海日誌の天気概況と降水量との相関関係から算出している. 風の影響や雨量計の濡れ, そして雨量計での蒸発などによる降水量観測の過小評価や雪の移動による増減などの効果を補正しているため, 得られた全球的な降水量は従来の推定値 (約 900-1000 mm year⁻¹) よりも大きめであり, 全球平均で 1,123 mm year⁻¹ となっている¹³⁾. 本研究ではこれを 2.5°メッシュに平均化して利用した. 図-3 にその分布を示す.

こうして水蒸気収束量に加えて降水量分布が得られると, 式(5)に基づいて年平均蒸発散量分布が図-4の様に求められる. Legates が推定した降水量では, 東太平洋の赤道付近に強い極大があって, その影響でこの領域の蒸発量も非常に大きく算定されている. また, 南米のアンデス山脈付近では, 水蒸気収束量が極めて大きくなっている影響で, 結果として蒸発量が負に算定されて

いる. こうした局所的な問題はあるものの, 分布は現実的であり, 真値からそう離れてはいないものと考えられる.

(3) 流量データと流域分割

まず, アメリカ合衆国の NGDC(National Geophysical Data Center) が作成・編集した全球 5 分メッシュデジタル標高データ (ETOPO5) を平均して全球 2.5°メッシュの地表面地形データを作成した. 平均化に際しては 2.5°メッシュの中に海面下の値を持つ 5 分メッシュの方が数が多ければ海面としたが, 得られた地形データでは全球の約 31% が陸面であり, 実際の 29% に比べるとやや陸面が多めとなった. さらにもとの ETOPO5 のコンターマップや世界地図を参照しながら 2.5°の各メッシュを河川流域に分類した. ここでは流域面積が 100,000 km² 以上の 70 河川を識別している. これらの河川流域で全陸地面積の約 55% を占めている.

河川流量については GRDC (Global Runoff Data Centre) のデジタルデータを利用した¹⁴⁾. GRDC は WMO の賛助のもとドイツ連邦のサポートを受けて長期間の流量データの国際交流を行うために運営されている. どちらかと言えば自然科学的に水文流出解析が

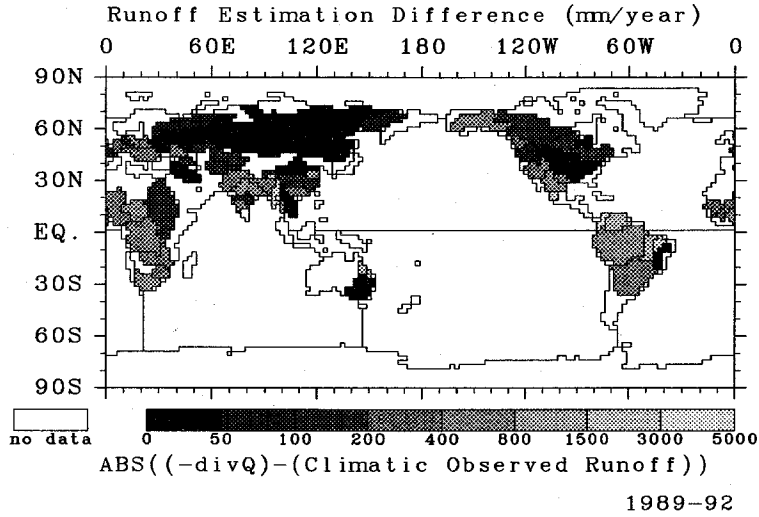


図-8 1989-92年のECMWF客観解析データから求めた水蒸気収束量と河川流出高の気候値との差の絶対値 (mm year^{-1})。世界の70の大河川流域について示している。

可能な流域を対象としているが、大河川についても河口に近くその河川を代表するような流量観測地点は登録されている。ここでは各河川でもっとも流域面積の大きい観測地点での値をその河川の代表値とし、水収支の算定にあたってはこの代表観測地点での流出高が 2.5° メッシュで表現された流域内全体にあてはまるものとした。資料期間は河川によって大きく異なり、短いものでは3年間分しかなかったり、あっても欠測ばかりだったりするが、地点によっては100年間以上の月流量がある。それぞれの資料期間について平均値をとり、得られた流域分割にしたがって年流出高の分布を示したのが図-5である。Amazonや東南アジア地域の河川では年流出高は500mmを越えているが、多くの河川ではせいぜい200mm程度であることがわかる。日本では年流出高が1,000mmを越える河川も珍しくなく、それは世界的に見ると極めて高い流出高である。

流量データが与えられると、大気-流域水収支式(7)から流域貯留量の変化を算定することができる。すぐ後で述べるように各河川流域への年水蒸気収束量と平均年河川流量とは必ずしも一致しないが、流域貯留量の季節変化などを求めるためには両者が一致している必要がある。そこで、流域貯留量季節変化の算定に限り、単純な修正手法として各月の水蒸気収束量に同じバイアス (B_p) を加えて年水蒸気収束量を年河川流出流量に一致させた。

$$B_p = \frac{\nabla_H \cdot \bar{R}_o - \sum (-\nabla_H \cdot \bar{Q})_{net}}{12} \quad (8)$$

Rasmusson¹⁵⁾はアメリカ大陸についてゾンデ観測データに基づいて大気水収支を算定して流量データと比較し、同様の手法を用いて $B_p = 3.5 \text{ mm month}^{-1}$ の修正を行なっている。ここでは各河川流域ごとに得られた流域貯留量季節変化の变化幅を図-6に示す。Amazon河、YeniseiやLenaなどロシアの大河川、そして東南アジアモンスーン地域の河川で季節変化の大きいことがわかる。特にAmazon河では変化幅は250mmにもものぼっている。しかしながらそうした極端な例を除くと貯留量変化は100-150mm程度であり、Manabe¹⁶⁾以来GCMの地表面パラメタリゼーションとして用いられてきたバケツモデルの深さ150mmが概ね妥当な値であったことがわかる。

(4) 大気水収支の推定精度評価

各種デジタルデータを 2.5° メッシュに統一して重ね合わせ、図-7に示す大陸別に集計した結果を従来の結果と比較したのが表-1である。1985-88年のデータに基づいた推定値⁹⁾と比較すると全大陸からの流出量は増加して、流域水収支から Baumgartner and Reichel⁴⁾が算定した値 256 mm year^{-1} などに近付いているし、識別している70河川平均の年流出量も GRDCの長期平均から面積の重みつきで求めた値 314 mm year^{-1} に非常に近くなっている。アフリカにおける大きな負の値もかろうじて正になっている。個々の河川流域で検討しても、Amazonでは観測流量約 $1,000 \text{ mm year}^{-1}$ に対して $153 \rightarrow 542 \text{ mm year}^{-1}$ 、観測流量約200mm

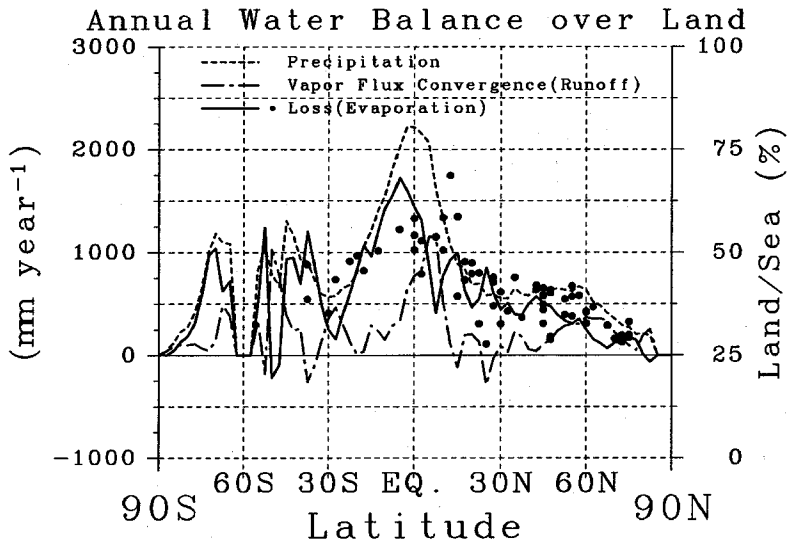


図-9 東西に平均した各緯度帯陸上での平均年水収支. 実線は大気水収支より算定した年蒸発量で, ●は大河川の水収支から算定した年蒸発量である (mm year⁻¹).

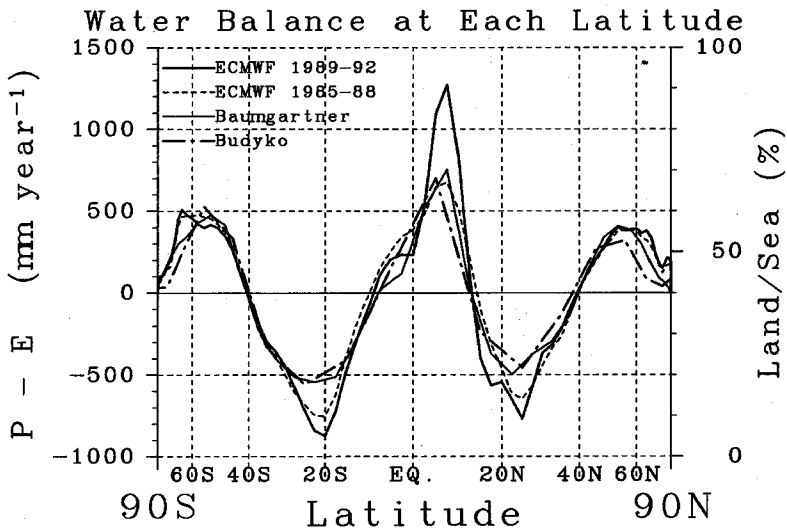


図-10 全球の流出量の緯度分布算定結果 (mm year⁻¹). Budyko(1956)の数値は Sellers¹⁷⁾から引用. 横軸は各緯度帯の面積に比例するように調整されている.

year⁻¹ の Chao Phraya で 1370→701 mm year⁻¹ と, 1985-88 年データに見られた水蒸気収束量と流量との差^{18),19)}も小さくなって改善されている. この様に精度が向上している原因には, 1985-88 年データとしては初期値化が行なわれた後の値を用いたのに比べ, ここで用いた 1989-92 年データでは初期値化以前のものを利用したという点もあげられるが, 基本的には 4 次元同化

客観解析手法が改良され, その空間分解能も向上したことの影響が大きいと考えられる.

同様に各海洋における年間の水収支を従来の推定値とともに示したのが表-2である. 太平洋は面積が大きく, かつ注ぎ込む大河川が少ないため推定値には大きなばらつきが生じている. いずれの値が正しいとも言えないが, 北極海では降水量の方が多く水蒸気が収束して

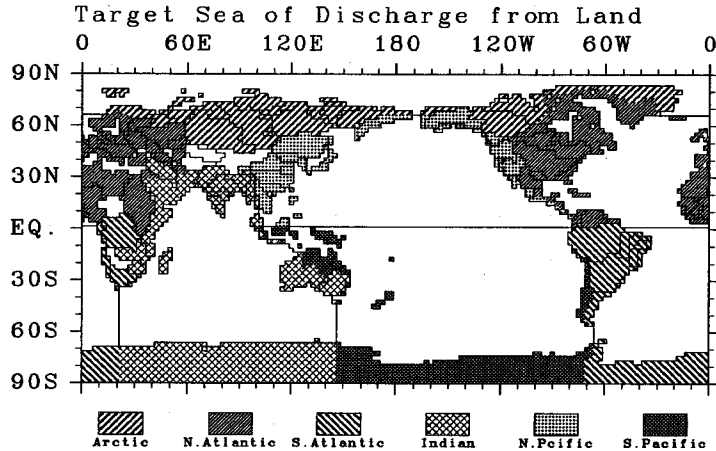


図-11 流入する海洋で分割した大陸上の流域

いるのに対し大西洋では逆に発散場で蒸発の方が多くなっているなど符合はほぼ一致している。

1989-92年の平均水蒸気収束量(図-2)を流域ごとに集計した値と図-5に示す平均観測年流出量との差の絶対値を示したのが図-8である。多くの河川で両者の差は年間100mm以下であり、定量的にも良い対応を示していることがわかる。大気-流域水収支の式(5)からすればあたりまえではあるが、地上で測定されている水位や流量の情報と、ゾンデ観測による大気の水蒸気収束量観測に基づく情報とがこの様に良く一致することは、両者の観測手法や頻度および空間分布の違いを考えると驚くべき結果であり、大気水収支法による水収支推定の実用性を示している。

4. 地球規模の年間水収支と水循環

本章では大気水蒸気収束量を降水量や流量のデータと組み合わせてグローバルな水循環と水収支を求める。また、海陸分布や河川流域、河口といった地理情報を重ね合わせることによって各大陸から各海洋への淡水補給量を算定し、最後に大気・海洋・陸面系での正味の南北年間水輸送量を示す。

(1) 年間水収支の緯度分布

各緯度帯について東西方向に平均化した陸面の水収支を図-9に示す。比較のため流域水収支から求めた年蒸発量を河口位置の緯度に●でプロットしてあり、ばらつきは大きいものの大気水収支法から求めた年蒸発量

表-3 アジア内陸領域の水収支

Area (10^{12} m^2)	$-\nabla_H \cdot \vec{Q}$ (mm year^{-1})	P	E
2.5	112	133	21

とよい一致を示している。また日本(北緯30-40°)近辺の陸面では、東西平均的には年降水量は600mm程度でそのほとんどが蒸発してしまっていることがわかる。逆に日本の平均年降水量(約1,700mm)は図-9では熱帯に相当するが、平均的な年蒸発量(約700-800mm)は北緯30-40°近辺の値である。すなわち年蒸発量は緯度的には陸面の平均的な値であるが降水量が熱帯なみに多いため、結果として流出が極めて多くなっている点がある。日本の河川流域における年間水収支の大きな特徴であると言える。

また、算定されている水蒸気収束量を経度方向に平均した(降水量-蒸発量)の緯度方向の分布について従来の研究と比較したのが図-10である。定量的にもよく一致しているが、大気水収支による算定では亜熱帯高圧帯の蒸発の降水に対する超過が過大に見積もられているのが特徴的である。1985-88年の値に比べると1989-92年のデータは赤道付近と亜熱帯付近との正負のコントラストがより強くなっていることもわかる。

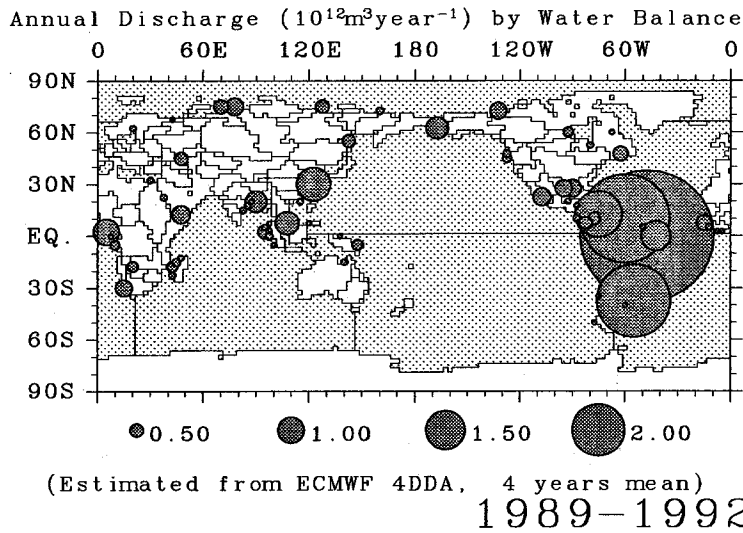


図-12 主な河川からの年流出量 ($10^{12} \text{m}^3/\text{year}$)

(2) 大陸から海洋への年流出量

大陸から海洋への淡水補給量 (D_r) を次の様に算定した。世界の 70 の大河川については地図に基づいて河口位置を与え、残りの領域については最も近い海岸へ流出するように便宜的に河口を定めた。この結果、陸面上の各 mesh での流出は、図-11に示される各海洋へ注ぐ様に定義された。

大気水収支法によって算定される流出量にこの河口情報を組み合わせることによって、大陸から海洋への河川流出量が図-12のように算出された。大西洋に比べて太平洋に注ぐ河川流出が少ないことがわかる。アフリカ中部が Congo(Zaire) 川、アフリカ南部が Oranje 川で、どちらも大西洋に注ぐ。中国からの流出は Changjiang 川(長江)で、その他東南アジアの Mekong 川やシベリアの Amur 川も比較的大量の流出を持ち、太平洋に注ぐ。アジア大陸北部で北極海に注ぐ河川のうち、図-12に示されているのは西から Ob 川、Yenisey 川、Lena 川、そして Kolya 川である。北アメリカ大陸からの河川流出では太平洋に注ぐ Yukon 川や Santiago 川、北極海に注ぐ Mackenzie 川などが大きく、大西洋に注ぐ河川には北から Nelson 川、St. Lawrence 川、Mississippi 川、そしてアメリカ合衆国とメキシコ国境の RioGrande 川などがある。南アメリカ大陸ではブラジルの Amazon 川や Tocantins 川そして Parnaiba 川、アルゼンチンの Parana 川、ベネズエラの Orinoco 川、さらにコロンビアの Magdalena 川などの河川が大西洋に多量の淡水を供給している。

なお、アフリカの Chari 川や Cubango 川、アララ海

へ注ぐ Amu-Darya 川、Syr-Darya 川、などの内陸河川流域やアジア大陸の内陸乾燥地域については海洋への流出を定義していないが、後に述べる東西平均の際には同緯度の海洋へ流出するものとした。ここで、アジア内陸領域(図-11のアジア大陸中央部で流出する海洋がない空白領域)のみの水収支は表-3の様になっている。すなわち、この領域のみでは水蒸気は収束して、砂漠には降水を上回る蒸発があつてグローバルな水蒸気供給の源であるとした Starr and Peixoto²⁰⁾の結果とは異なっている。

(3) 大陸の年間水収支

各種デジタルデータを 2.5° メッシュに統一して重ね合わせ、海陸別に集計した結果が表-4 である。大陸からの総流出量と海洋の正味淡水収支とのわずかな違いは全球収束量の残差 $0.04 \times 10^{15} \text{kg year}^{-1}$ に起因する繰り上げ誤差であり、全大陸への $-\nabla_H \cdot \vec{Q}$ の値と海洋への全 D_r の差は前者に内陸部への収束量(実際には発散量)が含まれているためである。降水量に着目すると、陸上の平均降水量は 850mm year^{-1} 程度であり、海洋上の $1,270 \text{mm year}^{-1}$ に比べるとかなり小さい。しかしながらその分布には偏りがあつて、南アメリカの降水量が約 $1,600 \text{mm year}^{-1}$ と極めて高い値を持ち、全体の平均を押し上げていることがわかる。これに匹敵する値を持つのは海洋でも北太平洋のみである。流出量もやはり南アメリカで約 750mm year^{-1} と大きく、他では $200 \sim 300 \text{mm year}^{-1}$ 程度しかない。残差として算定された蒸発量も南アメリカが 800mm year^{-1} と

表-4 各海陸別の年間水収支. 各海陸別の年間水収支. $-\nabla_H \cdot \vec{Q}$, P , E , D_r はそれぞれ大気水蒸気収束量, 降水量, 大気水収支から算定した蒸発量および大陸から海洋への流出量の年総量を示し, 単位面積当たりの水柱高 (左側) と質量 (右側) で示している. F_{net} の残差 0.2 は内陸流域への流出などに起因する.

	Area 10^{12} m^2	$-\nabla_H \cdot \vec{Q}$			P			E			D_r	F_{net}
		mm year ⁻¹			$10^{15} \text{ kg year}^{-1}$							
Asia	46.7	244	762	518	11.4	35.6	24.2					
Europe	12.0	197	746	549	2.4	8.9	6.6					
Africa	32.4	4	780	776	0.1	25.3	25.1					
N.America	27.7	318	709	391	8.8	19.6	10.8					
S.America	19.3	773	1,600	827	14.9	30.9	15.9					
Australia	10.7	24	915	891	0.3	9.8	9.6					
Antarctica	14.1	130	620	490	1.8	8.8	6.9					
Japan	0.7	541	1,752	1,211	0.4	1.3	0.9					
70 rivers	91.5	300	914	614	27.4	83.6	56.2					
Continents	162.9	244	852	608	39.7	138.9	99.2					
N.Pacific	76.6	130	1,685	1,555	9.9	129.1	119.1	8.0	17.9			
S.Pacific	99.1	-112	1,396	1,508	-11.1	138.4	149.5	1.9	-9.2			
N.Atlantic	43.5	-292	1,120	1,412	-12.7	48.7	61.5	12.2	-0.5			
S.Atlantic	45.8	-305	808	1,113	-14.0	37.0	51.0	9.3	-4.7			
Indian Ocean	70.8	-198	1,192	1,390	-14.0	84.4	98.4	4.0	-10.0			
Arctic Ocean	10.6	208	325	117	2.2	3.4	1.2	4.5	6.7			
Oceans	346.5	-115	1,273	1,387	-39.7	441.0	480.7	39.9	(0.2)			
Global	509.4	0	1,138	1,138	0.0	579.9	579.9					

表-5 各大陸から各海洋への淡水補給量 ($10^{15} \text{ kg year}^{-1}$). 大陸から海洋への流出量の Total ($39.68 \times 10^{15} \text{ kg year}^{-1}$) と $-\nabla_H \cdot \vec{Q}$ の Total ($39.72 \times 10^{15} \text{ kg year}^{-1}$) との差は, 全球収束量算定の残差 $-0.04 \times 10^{15} \text{ kg year}^{-1}$ である. Inner は Asia および Africa の内陸流域での流出量 (水蒸気収束量) を示す. 四捨五入に伴う誤差のため, 表の縦横集計が一致しない場合もある.

	N.Paci.	S.Paci.	N.Atlan.	S.Atlan.	Indian	Arctic	Inner	Total
Asia	4.65	0.42	0.19		3.33	2.66	0.13	11.38
Europe			1.66		0.03	0.65		2.35
Africa			-0.16	0.91	-0.23		-0.38	0.14
N.America	2.88		4.79			1.14		8.80
S.America	0.46	0.42	5.74	8.29				14.91
Australia		0.13			0.13			0.26
Antarctica		0.98		0.07	0.79			1.83
Total	7.99	1.95	12.22	9.28	4.05	4.45	-0.26	39.68
$-\nabla_H \cdot \vec{Q}$	9.95	-11.13	-12.73	-13.97	-14.04	2.20		-39.72
Grand Total	17.94	-9.18	-0.51	-4.69	-9.99	6.65	-0.26	-0.04

圧倒的に大きく, 他の陸上での 500 mm year^{-1} 程度を大きく引き離している. このように, 降水・蒸発・流出という過程を地球規模で考えると, 南アメリカの領域において量的にはもっとも活発な水循環が行なわれている

ことがわかる.

日本とみなした陸地のみを平均した値を見ると, 日本の降水量はまさに北太平洋の海洋上並であり, 通常の陸面に比べると極めて大きい値であることがわかる. 通

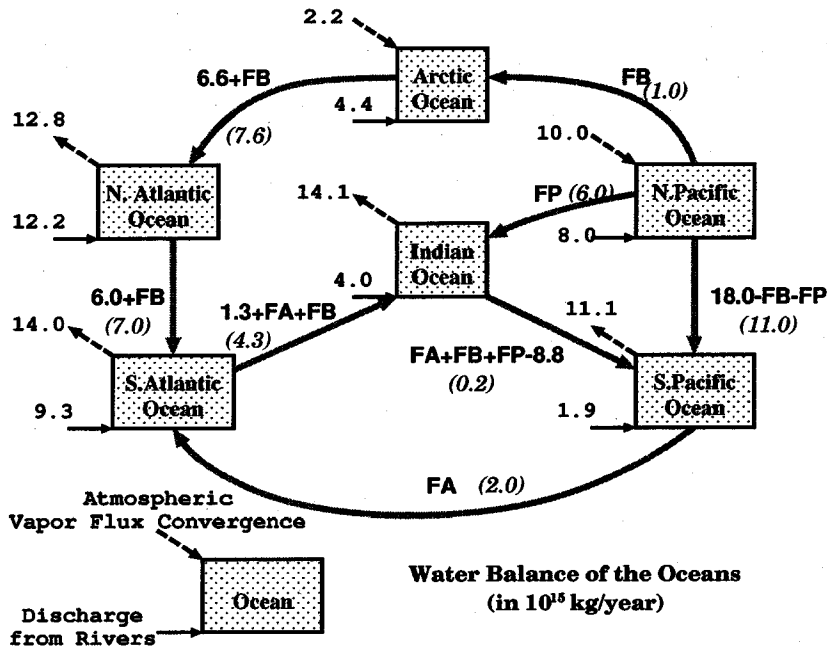


図-13 海洋間の正味の年水収支と淡水の輸送。大気からの正味の淡水補給及び河川流出と、年水収支から推定した海洋間の淡水フラックスを示している (10^{15} kg year⁻¹)。FA, FB および FP は水収支からのみでは絶対値を逆推定できない不確定分であり、(括弧)内に仮の値を便宜的に示す。

常考えられている日本の河川の流出量に比べると水蒸気収束量は 500 mm year^{-1} とやや小さく算定され、結果として大気水収支から求めた蒸発量が大きくなってしまっている。

また、本研究で取り扱った 70 の河川流域の平均を全陸面の平均と比べると、流出量と降水量とが同じ程度に多く、蒸発量は全陸地の平均値とほぼ同じ 600 mm year^{-1} になっている。すなわち大河川が分布している地域は蒸発量は特に多くも少なくもなく、降水量が多い地域であるということが平均的には言える。

(4) 海洋の水収支と水循環

大陸からの淡水補給は海洋の熱塩循環に影響を与えるため、地表面における大気との熱や水の分配だけではなく河川からの流出によっても陸面水文過程は地球の気候システムに深く関わっている。Bryan and Oort⁷⁾ や Wijffels ら²¹⁾の研究では主にこうした興味から大気水収支法が用いられているが、松浦²²⁾の様に海洋大循環モデルの塩分濃度から河川流出を逆に推定している研究もある。

大陸では降水、蒸発、流出が各大陸内で収支しているのに対して、海洋の水収支には周囲の河川からの流入 (D_r) や海洋間の正味の淡水輸送 (F_{net}) が関係している。

すなわち、 $F_{net} = -\nabla_H \cdot Q + D_r$ 分だけ淡水の余剰あるいは不足が生じていて、海流の正味の質量収支によって各海洋ごとにバランスしているものと考えられる。

表-4に示した各海洋の水収支を見ると、太平洋において南北の差が大きくなっているのが特徴的である。すなわち、北太平洋では降水が過剰であり逆に南太平洋では蒸発が過剰となっていて、北から南に正味の淡水の年南北輸送が行なわれていることが推定される。これは Bryan ら⁷⁾の結果を用いて Wijffels ら²¹⁾が推定した結果とは全く逆である。南北を平均してしまうと大気との間において降水量と蒸発量とはほぼバランスしている。大西洋についてはやや北大西洋の総収支 (F_{net}) の方が不足が少なく、北から南への淡水輸送が行なわれていると推定される。これは Wijffels らの結果と同じである。表-1や表-2に見るように、Bryan ら⁷⁾の結果は他の結果とはかなり異なるため、そのデータを用いた Wijffels らの結果よりは本研究の結果の方がより真値に近いことが期待できる。

さらに、各大陸から各海洋への流出を個別に示した結果が表-5である。前に述べた通り各大陸からの流出には内陸河川流域を含んでおらず、大気の収束量から算定した結果と各海洋ごとの Total の総和とはわずかに差がある。この誤差が Grand Total の残差として現れ

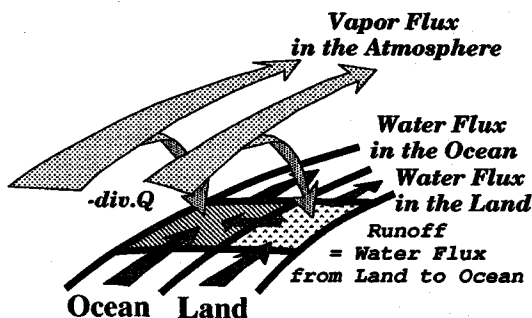


図-14 水の南北輸送算定の概念図

ている。負の値は計算上生じた海洋から大陸への流出であり、その海洋の集水域が陸上の発散域に対応した場合にこのような値をとる。このようにデータの誤差があるため定量的な厳密性には欠けるが、年間水収支から得られた結果から推定した大陸-海洋間の正味の淡水輸送を示したのが図-13である。周囲の河川からの流入に大気からの正味の淡水供給量を加えて年水収支が余剰となっているのは北太平洋と北極海であり、これらから他の海洋に淡水が供給されているはずである。その他も同様に、年間淡水収支で余剰の大きい海洋から小さい海洋にしか正味の淡水輸送は行なわれないという制約条件を仮定して向きを定めた。ただし南極をめぐる海洋については表層の海流に合わせて東向き輸送と仮定した。

しかしながら海洋の収支だけではフラックスの絶対値を定めることはできないので、南太平洋から南大西洋へ向かうフラックス、北太平洋から北極海へ向かうフラックス、そして北太平洋からインド洋へ向かうフラックスをそれぞれ FA 、 FB そして FP とした。逆に言うと、これらの3つの値を他の観測などに基づいて定めれば、海洋間での正味の淡水輸送が地球規模で定量的にわかることになる。未定の係数が入っているのは概要が掴みにくいので、ここでは図-13の「()」内のように適宜値を与えた。今後観測推定データの精度が向上すれば定量的な値が変わる可能性もあるが、定性的には間違っていないであろう。すなわち、北太平洋の淡水の余剰が南太平洋とインド洋の欠損を補っていて、北極海の余剰が南北大西洋へ運ばれていることが推定される。

(5) 大気海洋陸面による年間の南北水輸送

最後に、図-14の様に東西及び鉛直方向に積分した南北方向の水循環を考える。さらに、単位領域に対する年

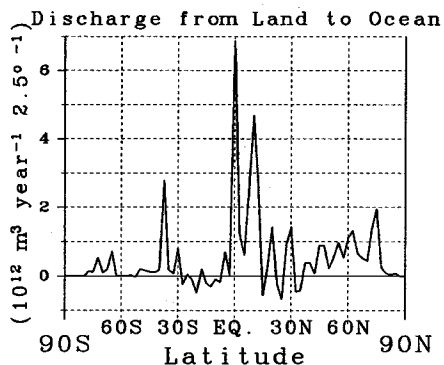


図-15 緯度幅 2.5° あたりの陸面から海洋への年河川流出量

間の大気の水蒸気収束量を $-\nabla_H \cdot \vec{Q}$ とし、 $D_r(\phi)$ を緯度 ϕ における大陸から海洋への総流出量とすると、水収支から次式が得られる。

$$R^L(\phi_0) = - \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\phi_0} \int_{\text{Land}} a^2 \cos \phi \nabla_H \cdot \vec{Q} \, d\lambda d\phi - \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\phi_0} D_r(\phi) \, d\phi \quad (9)$$

$$R^O(\phi_0) = - \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\phi_0} \int_{\text{Sea}} a^2 \cos \phi \nabla_H \cdot \vec{Q} \, d\lambda d\phi + \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\phi_0} D_r(\phi) \, d\phi \quad (10)$$

ここで、 $\int_{\text{Land}} d\lambda$ と $\int_{\text{Sea}} d\lambda$ とはそれぞれ大陸や海洋についてのみ東西方向に積分することを示し、 $\int_{-\frac{\pi}{2}}^{\phi_0} d\phi$ は南極からその緯度 ϕ_0 までの南北方向の積分である。これから緯度 ϕ_0 における陸域及び海洋での南北水フラックス $R^L(\phi_0)$ 、 $R^O(\phi_0)$ が算定される。図-12の結果を東西方向に積分して、各緯度帯平均の大陸から海洋への流出量 $D(\phi)$ を示したのが図-15である。両半球の亜熱帯(砂漠)域に若干見られる負の値は大気データの不完全さによる誤差である。

これらのデータから算定した大気-陸面-海洋による年間の水の南北輸送を示したのが図-16である。大気による水の南北輸送(破線)と海洋による水の南北輸送(点線)がほぼつりあっていて、大陸上の河川による水の南北輸送(実線)はその1割程度であることがわかる。気候システムにおける地表面水文過程の役割としては地表面での熱と水の収支が通常最重要視されているが、河川による水の輸送も図-16に見るようにグローバルな水循環の中で無視できない役割を担っているのである。すなわち、地表面での熱水収支の観測や顕熱潜熱フラックスのモデル化だけではなく、大河川流量データの収集やマクロな水文流出モデルの開発もグローバルな気候

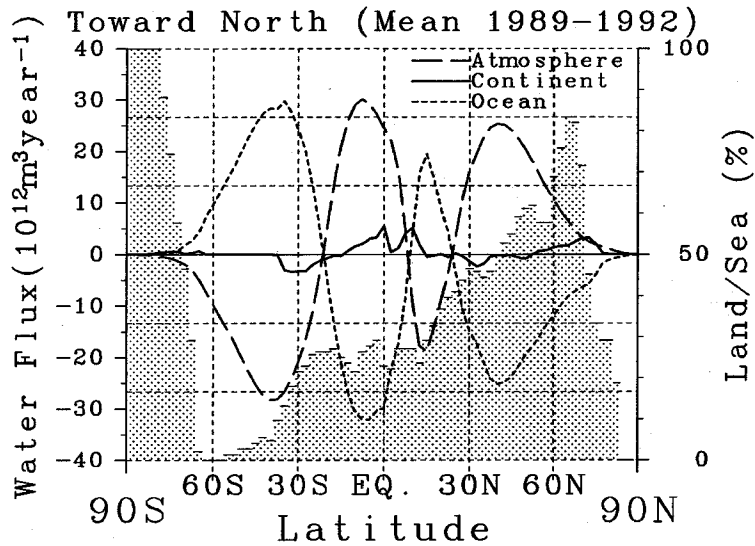


図-16 年間の水の南北輸送量。影の棒グラフは各緯度帯における陸地の占める割合 (%) を示す。 $20 \times 10^{12} \text{ m}^3/\text{year}$ の水蒸気の輸送は約 $1.6 \times 10^{15} \text{ W}$ の潜熱輸送に相当する

システム研究に対して重要である。

5. 結果と今後の課題

従来の流域水収支に加えて大気の水収支を4次元同化客観解析データを利用し、流域界や河口位置といった地理情報を重ね合わせることで、地球上の水収支が算定された。それぞれのデータの誤差に基づく曖昧さは残るものの、海洋に対して河川が大気と同程度の正味の淡水補給をしていることや、地球規模の水循環における河川の役割の定量的な評価など従来算定の難しかった地球規模での水循環も明らかにされた。これらの観測データに基づいて流域水分貯留量の季節変化が地球規模で推定されたのも筆者らの知る限りでは世界で初めてである。

また、全球水収支やその緯度分布、あるいは大陸海洋ごとの水収支と比較することによって日本の水収支の特徴も明らかとなった。全球的な気候変動が日本の水資源賦存量に及ぼす影響を評価する場合にはこうした特徴を考慮する必要があるだろう。

今後は 2.5° という今回用いられた比較的荒い格子の空間解像度を向上するとともに、取り扱う河川流域を増やすことが必要である。ここで得られた算定結果はGCMなどの検証用としても利用可能であるが²³⁾、逆に1次元地表面モデルで推定される様な水収支と対応づけて、こうした大気-流域水収支手法の検証を行っていく必要もある。

さらに、現時点では降水量や河川流量などと大気データとの資料期間が必ずしも一致せず、また客観解析手法が逐次更新されているため、大気水収支法によって年々の水収支や水循環の変動を研究することは難しい。しかし、全球降水観測計画(GPCP)の進捗によって全球降水量分布が得られ始め、また客観解析手法を固定して一貫した解析を過去からやり直す're-analysis'が行なわれ始めている。したがって、世界の河川の最新の流量データを収集することにより地球規模の水収支や水循環の年々変動の解析も可能になると考えられ、今後はこうした方向に発展させていきたい。

謝辞：ヨーロッパ中期天気予報センターの客観解析データは東京大学気候システム研究センターで保有しているデータを使用しました。地形データとしてはNGDCが作成・編集した全球5分メッシュデジタル標高データ(ETOPO5)を利用しました。全球降水量データはLegatesが作成したデータを利用しました。河川流量についてはGRDCからデジタルデータの提供を受けました。さらに、この研究の一部には、平成4年度文部省科学研究費奨励研究(A)[代表：沖大幹]を用いました。ここに記して深甚なる感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 沖大幹, 虫明 功臣 and 北本 拓也: グローバルな海面水温とタイの降水量の長期変動. 第2回地球環境シンポジウム講演集, Vol.2, pp.195-200, 1994.
- 2) Yasunari, T. and Seki, Y.: Role of the Asian monsoon

- on the interannual variability of the global climate system. *J. Met. Soc. Japan*, Vol.70, No.1, pp.177-189, 1992.
- 3) 沖 大幹, 虫明 功臣, 増田 耕一 and 松山 洋: 大気水収支法による地球規模の水循環のモニタリング. 第1回地球環境シンポジウム講演集, Vol.1, pp.285-290, 1993.
 - 4) Baumgartner, F. and Reichel, E.: *The World Water Balance: Mean Annual Global, Continental and Maritime Precipitation, Evaporation and Runoff*. Ordenbourg, München, 1975. 179pp.
 - 5) Lvovitch, M. I.: The global water balance. *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol.54, pp.28-42, 1973.
 - 6) V. I. Korzun (Editor): *World Water Balance and Water Resources of the Earth*, Vol. 25 of *Studies and Reports in Hydrology*. UNESCO, 1978.
 - 7) Bryan, F. and Oort, A.: Seasonal variation of the global water balance based on aerological data. *J. Geophys. Res.*, Vol.89, pp.11717-11730, 1984.
 - 8) Masuda, K.: World water balance; analysis of FGGE IIIb data. *Tropical Rainfall Measurements*, (Ed. by J. S. Theon and N. Fugono), pp. 51-55. A. Deepak Publ., 1988.
 - 9) Oki, T., Musiaka, K., Matsuyama, H., and Masuda, K.: Global atmospheric water balance and runoff from large river basins. *Hydrol. Proces.*, 1995. in print.
 - 10) 沖 大幹: 水文・水資源学のための気象予測概論. 気象予測とその水文・水資源学への応用, pp. 1-28. 水文・水資源学会, 1992.
 - 11) 沖 大幹, 虫明 功臣 and 増田 耕一: 大気水収支法による地球規模での年河川流出量の算定. 水工学論文集, Vol.36, pp.573-578, 1992.
 - 12) Legates, D. R. and Willmott, C.: Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected global precipitation. *Intl. J. Climatol.*, Vol.10, pp.111-127, 1990.
 - 13) Legates, D. R.: A high-resolution climatology of gauge-corrected, global precipitation. *Proc. Inter. Workshop on Precipitation Measurement*, pp. 519-526, St. Moritz, Switzerland, 1989. WMO/IAHS/ETH.
 - 14) 松山 洋 and 沖 大幹: GRDC とそのデータについて. 水文・水資源学会誌, Vol.5, No.2, pp.65-70, 1992.
 - 15) Rasmusson, E. M.: Atmospheric water vapor transport and the water balance of north America II. Large-scale water balance investigations. *Mon. Wea. Rev.*, Vol.96, pp.720-734, 1968.
 - 16) Manabe, S.: The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, Vol.97, pp.739-774, 1969.
 - 17) Sellers, W. D.: *Physical Climatology*. The University of Chicago Press, 1965.
 - 18) Matsuyama, H.: The water budget in the Amazon river basin during the FGGE period. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol.70, No.6, pp.1071-1084, 1992.
 - 19) 沖 大幹, 虫明 功臣 and 増田 耕一: 大気水蒸気収束量と流域水収支との対応 — チャオプヤ川での事例解析. 水工学論文集, Vol.35, pp.679-682, 1991.
 - 20) Starr, V. P. and Peixoto, J.: On the global balance of water vapor and the hydrology of deserts. *Tellus*, Vol.10, pp.189-194, 1958.
 - 21) Wijffels, S. E., Schmitt, R. W., Bryden, H. L., and Stigebrandt, A.: Transport of freshwater by the oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, Vol.22, pp.155-162, 1992.
 - 22) 松浦 知徳 and 杉 正人: 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. 天気, Vol.41, pp.187-198, 1994.
 - 23) 沖 大幹, 虫明 功臣, 江守 正多 and 沼口 敦: 大気大循環モデルによる大河川の流域水循環と水収支推定. 水工学論文集, Vol.39, pp.103-108, 1995.

(1994. 7. 18 受付)

ATMOSPHERIC WATER BALANCE AND GLOBAL HYDROLOGIC CYCLE

Taikan OKI, Katumi MUSIAKE, Hiroshi MATSUYAMA and Kooiti MASUDA

Considering the water balance of an atmospheric column, annual vapor flux convergence is nearly equal to the precipitation minus evapotranspiration. Connecting this information with the conventional basin water balance can estimate the annual runoff, evapotranspiration and the change of basin water storage. Such a method to evaluate the water balance is called as the atmospheric water balance method and used for the analysis in global scale. The global distribution of vapor flux convergence is estimated using the objective analysis data of 4 dimensional data assimilation by ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). The accuracy of the vapor flux convergence is compared with the climatic mean runoff by defining the geographic information on the boundaries of large river basins. Global distribution of precipitation and river runoff are overlaid in 2.5° degree mesh of the globe, and the global distributions of evapotranspiration and the basin water storage are estimated. The fresh water transportations between oceans and the role of rivers in the south to north transportation of water in the globe are evaluated by defining the position of discharge from continents to the ocean. The atmospheric water balance method is one of the powerful tool to estimate the global water balance and water cycle, and it is expected to be used for the monitoring of their variabilities.