

大気水収支法によるグローバルな水循環モニタリング

Monitoring of Global Water Cycle Using Atmospheric Water Balance

沖 大 幹*・虫 明 功 臣*

Taikan OKI and Katumi MUSIAKE

降水や気候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。一方で、より精度の高い洪水水害予測やより効率的な水資源利用のためにも気象気候分野に立ち入った自然への理解が必要となってきた。逆に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、連携的な研究が始まっている。ここでは、地球全体の水循環と水収支とについてそのモニタリング手法と大気データの用いて算定した結果とを従来の推定値とともに紹介する。

1. 気候・環境変化と水文・水資源工学

全球規模の気候・環境変化の実態を解明し、対策を立てることは現代科学の重要な研究課題のひとつである。これに対し水文学・水資源工学が寄与すべき使命として次の3つがあげられる。

- a) 全球規模で与えられた気象・気候変化予測の人間スケールへの翻訳
- b) いわゆる‘GCMグリッドスケール水文(地表面)モデル’の開発
- c) 全球規模の水循環と水収支の現状把握とメカニズムの解明

a) に関しては、GCM (General Circulation Model, 大循環モデル) の結果から得られる降水量や気温の変化を流域水文モデルの入力値に考慮していわゆるインパクト数値実験がなされたり¹⁾、過去の観測値の蓄積をもとに温暖化に伴う水資源変動の統計的推定が行われたり²⁾している。しかしながら本格的な研究はこれからであり、必要に応じて気候変動そのものの研究をも行うなど、積極的な取り組みが必要であろう。また逆に、流域規模の水循環や人間活動が地球環境変化に及ぼす影響の評価も今後発展が期待される研究課題である。

b) は水文学において古くからあるスケールアップの問題を、100km程度にまで拡大する試みと考えることもできる。現在、気候・気象分野の一部から水文分野が注目されているのはGCMの地表過程を表現するのに従来の水文モデルが応用できないか、と期待されているからでもある。すでにGCMにおいてはSiB³⁾やBATS⁴⁾

等のように土壌・植生を考慮し、熱と水の収支に加えて地表面境界層での放射伝達も取り扱うようなモデルが開発され、使用されているけれども、それらは現在開発・改良が繰り返され、野外観測結果やモデル間の相互比較が行われている段階である⁵⁾。

c) は、気候モデルの精度評価に使用可能な全球規模の水文データの整備とその記述とが当面の目標であろう。しかし、今後の研究の進展に伴い、地球規模の水循環について年々変動などのメカニズムが理解されて、高精度の長期水資源予測・予報が実現される可能性もある。こうした意味でも、全球規模の水循環・水収支を水資源工学的に明らかにし、河川流域スケールとの対応を調べることはきわめて重要である。

本研究では、c) の視点から、流域の水資源賦存量に対応する河川流出量 (=降水量 - 蒸発量) を、全球大気データから大気水収支法を用いて算定し、その緯度分布や全球平均での年河川流出量などを明らかにする。その結果はa) やb) を目的とした研究にも大いに資するものと期待される。

2. 大気水収支法と4次元同化客観解析データ

2.1 大気水収支法

全球規模の水収支は地理学的水文学の古典的な命題であり、古くからさまざまな研究者によって算定されてきている。こうした研究結果は、たとえばKorzun⁶⁾の表に見ることができるし、権根⁷⁾にも引用されている。これらにまとめられた結果は、地上観測にもとづいた降水量、流量データや気温などの気候値から推定して求められた蒸発量を基礎にしたものであった。たとえば、Baumgartner and Reichel⁸⁾は、地上に関しては降水量と流量から、海洋上に関しては降水量と蒸発量を推定して水収

*東京大学生産技術研究所 第5部

支を算定している。

一方計算機の発達にもなって大量のデータ処理が可能になってくると、Bryan and Oort⁹⁾や Masuda¹⁰⁾では、Starr and Peixoto¹¹⁾によって最初に提案された大気データに基づいた水収支手法 (大気水収支法) を用いて、地球規模の水収支が算定されている。以下でその概要を解説する。

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、領域として流域を考えると、降水量 P 、蒸発量 E 、そして流出量 $\nabla_H \cdot \vec{R}_o$ (および地下水流出 $\nabla_H \cdot \vec{R}_u$) がその要素であり、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。一方、河川流域のような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の水収支は、側面全体からの水蒸気などの出入りを $\nabla_H \cdot \vec{Q}$ とすれば

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

と書ける。ここに、 W は大気柱中に含まれる水の貯留量であり、一般的には水蒸気のみならず固相や液相の水も含まれ、

$$W = \int_0^{p^*} q \frac{dp}{g} \quad (3)$$

と定義される。また、水蒸気フラックス $\vec{Q} = (Q_\lambda, Q_\phi)$ についても

$$Q_\lambda \equiv \int_0^{p^*} qu \frac{dp}{g} \quad (4)$$

$$Q_\phi \equiv \int_0^{p^*} qv \frac{dp}{g} \quad (5)$$

で与えられ、収束量は、地球の半径を $R_e (\approx 6,360$

[km])、緯度を ϕ 、経度を λ とすると、

$$-\nabla_H \cdot \vec{Q} = -\frac{1}{R_e \cos \phi} \left\{ \frac{\partial Q_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{\partial Q_\phi \cos \phi}{\partial \phi} \right\} \quad (6)$$

で表現される。これらの流域水収支式(1)式と大気水収支式(2)式とから、次の大気-地表面水収支式が得られる。

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

$$= (P - E) \quad (8)$$

(7)式の特徴は、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、(7)式右辺の大気物理量観測値を与えることによって、(7)式左辺や(8)式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。

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し、液相・固相の水の移流や貯留量変化も小さいものとして無視する。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、式(7)、式(8)は

$$\nabla_H \cdot \vec{R}_o = -\nabla_H \cdot \vec{Q} = (P - E) \quad (9)$$

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(7)式右辺を求めておき、さらにその領域の平均降水量が与えられれば、(8)式を変形して、

$$E = \frac{\partial W}{\partial t} + \nabla_H \cdot \vec{Q} + P \quad (10)$$

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はある程度任意の時間スケールで得られるので、年蒸発量のみならず、月

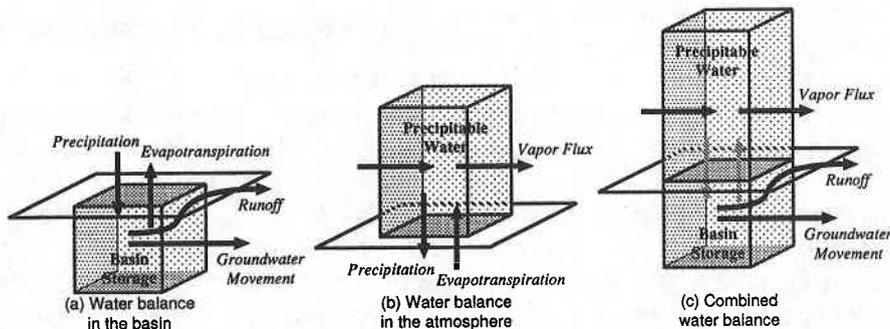


図1 (a)流域水収支、(b)大気水収支、及び(c)大気-地表面水収支、の概念図。それぞれ本文中の式(1)、式(2)、式(7)に対応する。

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。これらが蒸発量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 大気データに加えて流出量観測値が得られれば、(7)式から

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{\partial W}{\partial t} - \nabla_H \cdot \vec{Q} - \nabla_H \cdot \vec{R}_o + \nabla_H \cdot \vec{R}_u \quad (11)$$

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。地下水流出の評価など難しい面もあるが、広域の流域貯留量を推定するにはこうした大気水収支法を用いることが有効であると考えられる。

いずれの場合にも貯留量変化や地下水流出などといった推定しにくい量が無視できる時空間スケールに適用せねばならないし、広域平均降水量の推定値を求めることも実際には容易ではない。しかしながらそうした困難を考へても、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きわめて有効だと考えられる。

2.2 4次元同化手法と大気の客観解析データ

気象観測の基本となるのは、ゾンデを用いた高層観測である。地球上で12(一部では6)時間おきに一斉に観測されており、得られたデータは国際的に収集・配信されている。観測項目は各気圧面の高度、風向風速、気温、湿度であり、観測地点数は約2,000地点弱である¹²⁾。現在では静止衛星(GMSなど)の画像解析より得られる雲移動ベクトルのデータや、極軌道衛星(NOAAなど)の放射観測から推定された可降水量や指定気圧面と基準面(1,000hPa)との層の厚さのデータなども利用されている。

こうして得られるデータは空間時間分解能も誤差特性などの精度も異なる。そうした不均質なデータから数値予報の初期値用の3次元な格子点データを計算機を用いて作成する作業を客観解析と呼び、力学的知識を盛り込んだ統計的内挿手法が用いられる。また、得られる

データの品質管理(伝達過程でのエラーのチェックを含む)もきわめて重要である。

現在では客観解析には4次元同化という手法が実用化されている。その中では1サイクル前の客観解析データを初期値とし、数値モデルによって時間的に数値積分された予測値を次の客観解析データの第一近似値として利用している。現在の大気数値モデルでは観測誤差に匹敵する精度で6ないし12時間の予測が可能となっていることがこの手法を可能にした大きな要因である。4次元同化手法では、定時に観測されないデータも利用することが可能であり、空間3次元に時間次元を加えた4次元データを取り扱うのでこの名前で呼ばれる。力学的予報モデルを用いているため、解析変数間の力学的バランスが自動的に満たされる。また、観測の少ない領域にも観測が密な領域の情報が移流・伝播していき、結果として解析データ全体の精度が向上することが期待されている。詳しくは沖¹³⁾の記述を参照されたい。

本研究では、ECMWF(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)で作成された4次元同化による客観解析データを用いた。中期予報モデルの初期値用にinitializationが施された後のデータであり、このinitializationの過程でスケールの小さい重力波成分はフィルターにかけられて落ちているはずである。これが収束発散成分の過小評価に関係している可能性がある。このデータでは、全球2.5°の格子点上に風向風速 u , v , 気温 T , 相対湿度 R_h , 等圧面高度 z のデータが、1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100(hPa)の7層について与えられている(ただし、相対湿度は下の5層のみ)。時間間隔は1985年以降では2回/日、それ以前では1回/日である。詳しい水収支算定アルゴリズムや地表面の取り扱いについては、沖ら¹⁴⁾を参照されたい。

3. 全球の水収支と水循環

3.1 全球の水収支

式(9)に基づいて、大気データを用いて全陸面からの流出量を算定した結果を従来の推定値と比較したのが表-1である。流域水収支による陸面流出量と大気水収支による値との不一致は、Masuda¹⁰⁾で指摘されているよ

表1 全陸地からの流出量のさまざまな推定値(mm year⁻¹)

269	Lvovitch (1973)	流域水収支
256	Baumgartner (1975)	降水量と流域水収支
303	Unesco (1978)	河川流量データ
42	Bryan (1984)	ゾンデデータ、1963-1974の10年間
152	Masuda (1988)	ECMWFの4次元同化データ、FGGE(1979)の1年間
260	Masuda (1988)	GFDLの4次元同化データ、FGGE(1979)の1年間
167	This study	ECMWFの4次元同化データ、1985-1988の4年間

表 2 ささまざまな研究者による海洋の年水収支(mm year⁻¹)

	北極海	インド洋	太平洋	大西洋	
	50	-250	91	-384	Baumgartner(1975)
	263	-97	-56	-333	Korzun(1974)
(大西洋に含まれる)		-53	20	-136	Bryan(1984)
	163	-113	12	-190	Masuda(ECMWF)
	175	-147	14	-345	Masuda(GFDL)
	179	-107	-1.0	-232	This study

うに、ECMWF の 4 次元同化データでは $-\nabla_H \cdot \vec{Q}$ が弱いことの反映であると考えられる¹⁵⁾。

一方、大気水収支法によって算定された各海洋における年間の水収支の推定値を、従来の推定値とともに表-2 に示す。いずれが真値に近いのかについては今のところ不明であるが、河川から海洋への流出は、密度の軽い‘淡水’の補給という意味で海洋大循環にとっても重要な意味を持つ¹⁶⁾。今後、海洋の熱塩循環のモデル研究や観測とともに明らかになっていくものと期待される。

3.2 水循環と水収支の全球分布

ECMWF の 4 次元客観解析データを用いて1985年から1988年までの4年平均の鉛直積分された水蒸気フラックスを求めた。全球分布を可降水量とともに図-2 に示す。温度に依存する飽和水蒸気量によって可降水量の分布は基本的には決まっているものと考えられ、実際赤道

付近を極大として両極へ向かって減少するパターンであるが、中でも西太平洋付近に多くなっている。水蒸気フラックスは陸上に比べて海洋上が圧倒的に大きい。東南アジア領域に於いてはモンスーンに伴う水蒸気フラックスがきわめて大きいのだが、年平均で見ると夏の南西モンスーンと冬の北東モンスーンの両者が相殺しあっている。

図-2 に示した1985年から1988年までの4年平均の鉛直積分された水蒸気フラックスの水平収束量を式(6)に基づいて算定した。結果を図-3 に示す。式(9)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をであり、図-3 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に水蒸気を補給していることがわかる。

さらに、Legates¹⁷⁾ の降水量分布を用いて、式(10)から算定した年平均蒸発散量分布を図-4 に示す。Legates

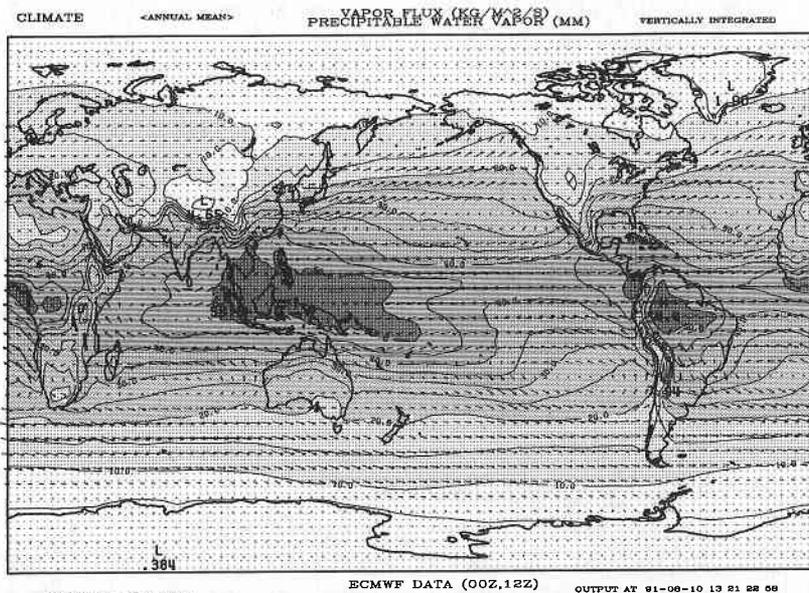


図 2 鉛直積分された水蒸気フラックス(矢印), および可降水量の全球分布。1985年から1988年の4年平均の年平均値

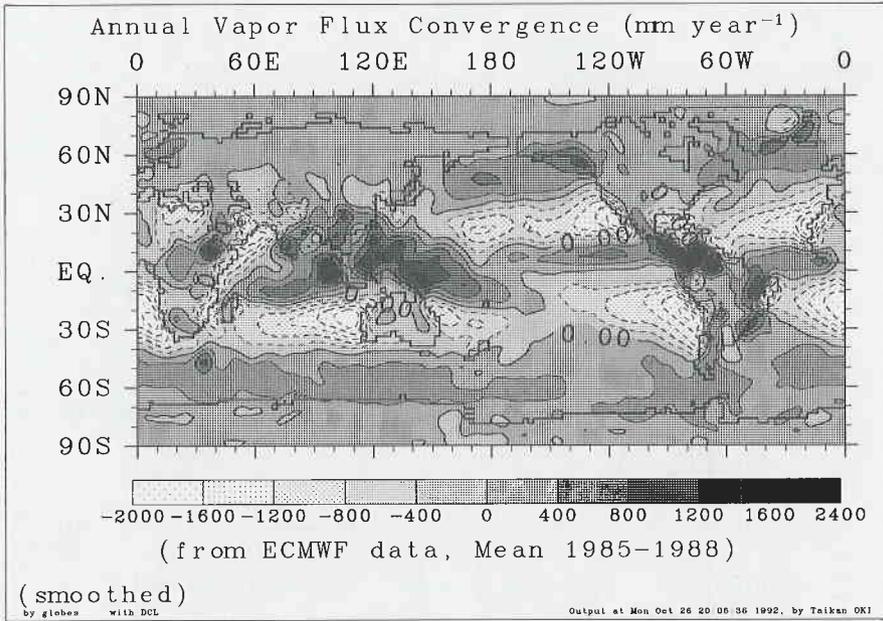


図3 1985年から1988年の4年平均の年平均水蒸気収束量

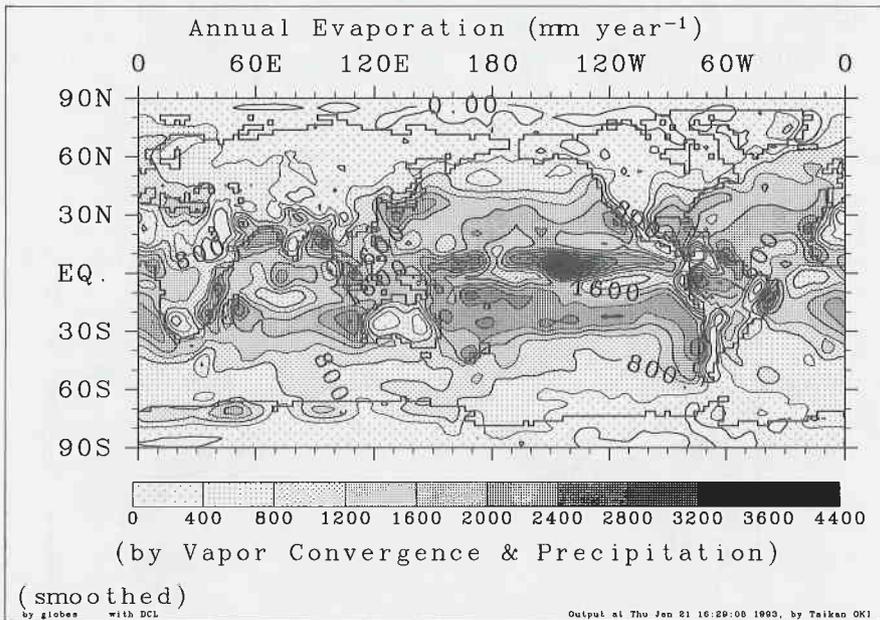


図4 大気水収支法によって算定された年蒸発量分布

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きわ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つた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。

3.3 大気～海洋～陸面系での水の南北輸送量

次に図-5のように東西および鉛直方向に積分した南北方向の水循環を考える。

まず、算定されている水蒸気収束量を経度方向に平均

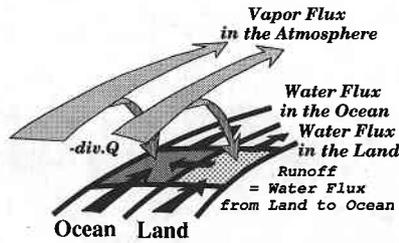


図5 水の南北輸送算定の概念図

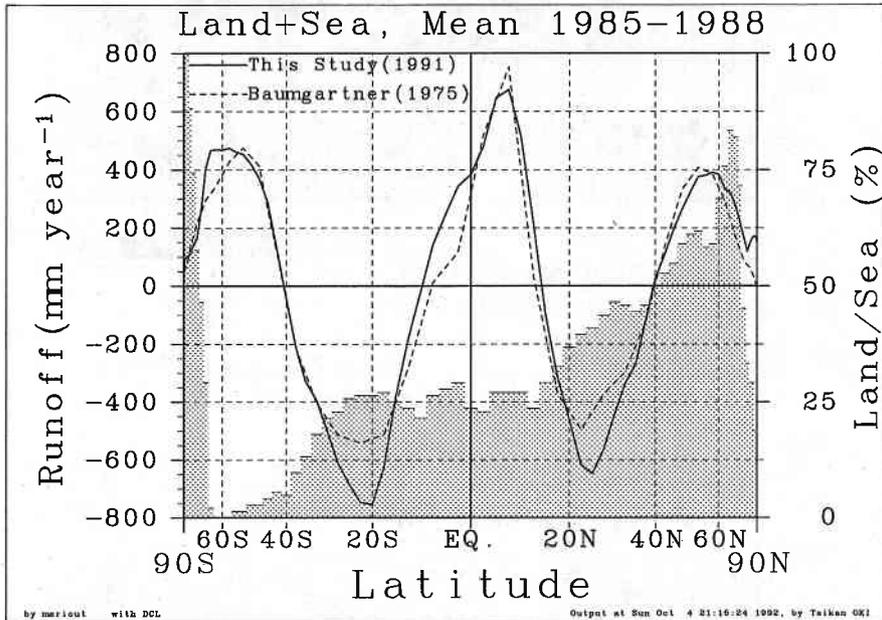


図6 全球の流出量の緯度分布算定結果. 影の棒グラフは各緯度帯における陸域の占める割合(%)を示す.

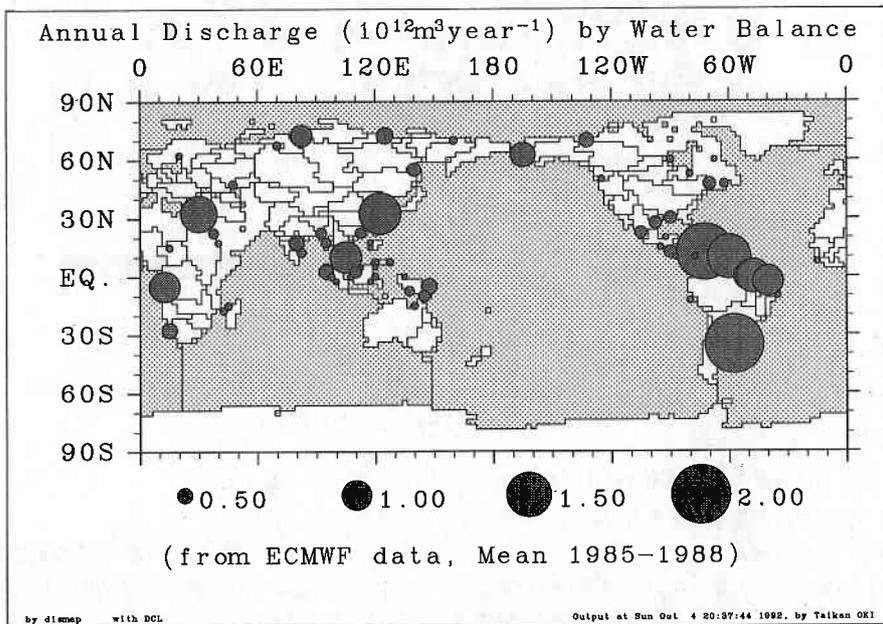


図7 主な河川からの年流出量 ($10^{12}m^3/year$)

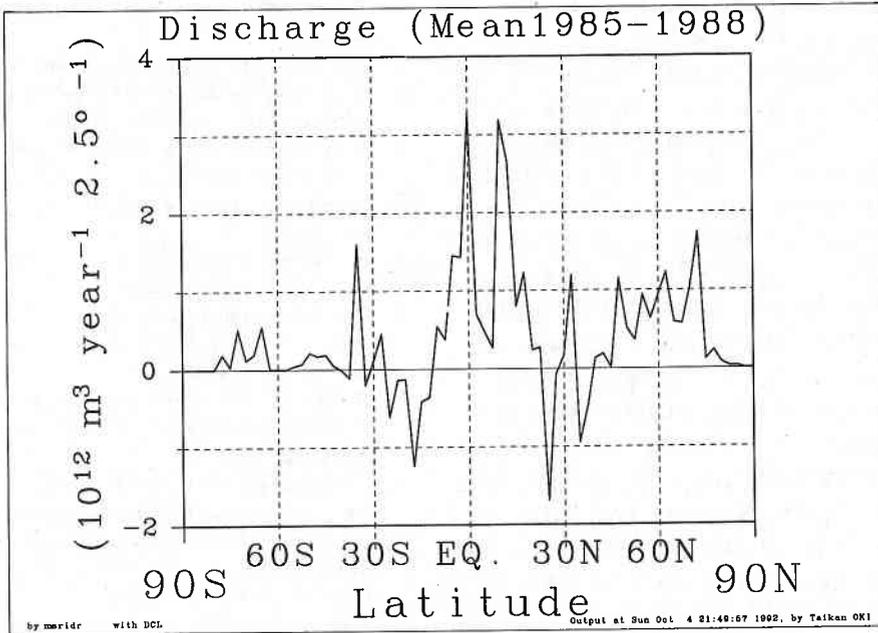


図8 緯度幅 2.5° あたりの陸面から海洋への年河川流出量

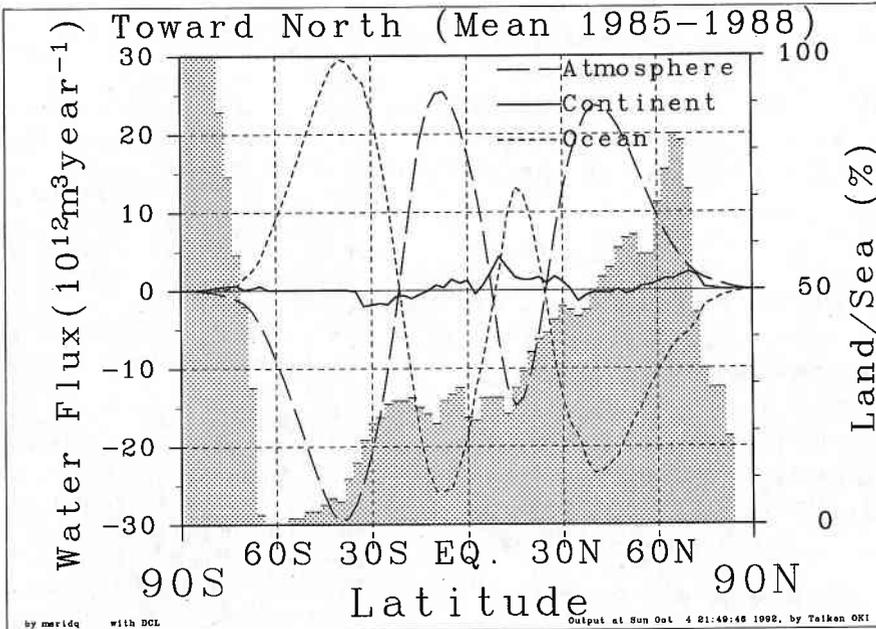


図9 年間の水の南北輸送量. 影の棒グラフは各緯度帯における陸地の占める割合(%)を示す.
 $20 \times 10^{12} \text{ m}^3/\text{year}$ の水蒸気の輸送は約 $1.6 \times 10^{15} \text{ W}$ の潜熱輸送に相当する

した流出量 (=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-6である. 定量的にもよく一致しているが, 本研究の結果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.

次に, 単位領域に対する年間の大気の水蒸気収束量を

$-\nabla_H \cdot \vec{Q}$ とし, $D(\phi)$ 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.

$$R^L(\phi_0) = - \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\phi_0} \int_{\text{陸}} a^2 \cos \phi \nabla_H \cdot \vec{Q} d\lambda d\phi - \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\phi_0} D(\phi) d\phi$$

$$R^O(\phi_0) = - \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\phi_0} \int_{\text{海}} a^2 \cos \phi \nabla_H \cdot \vec{Q} d\lambda d\phi + \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\phi_0} D(\phi) d\phi$$

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。約70近くの大河川（これらで陸地面積の約55%, 全流出量の約75%を占める）については地図を参照して河口位置を与えた。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。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-7のように算出された。図-7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-8である。両半球 20° 付近の亜熱帯（砂漠）域に見られる負の値は大気データの不完全さによる誤差だと考えられる。全球で1年間に $2.6 \times 10^{13} \text{m}^3$ の水が陸面から海洋へ運ばれている。この量は全球平均の降水量を $1,000 \text{mm/year}$ と仮定した時の年総降水量 $5.1 \times 10^{14} \text{m}^3$ の5%程度に過ぎない。こうして求めた大気～陸面～海洋における年間の水の南北輸送を示したのが図-9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。

このように、従来の流域水収支に加えて大気データを利用し、流域界や河口位置といった情報を重ね合わせることによって、従来得られなかったような地球規模での水循環・水収支のモニタリングや、その精度評価を行うことができる。現在は、より信頼できる水循環データの取得とモデル化のための実験観測計画が来世紀に向けて進められているところである。

謝 辞

ECMWFの客観解析データに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。東京都立大学理学部地理学教室の増田耕一博士と東京大学理学部地理学教室の松山洋氏には研究の全般にわたって大変お世話になりました。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。
(1993年1月22日受理)

参 考 文 献

- 1) 田中丸治哉, 角屋陸. 気温上昇が流域水循環に与える影響. 年報34B-2, 京都大学防災研究所, 1991.
- 2) 盛谷明弘, 丹羽薫. 長期観測資料に基づいた温暖化の水

資源への影響評価について. 水工学論文集, Vol. 35, pp. 647-652, 1991.

- 3) P. J. Sellers, Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 43, 1986.
- 4) R. E. Dickinson and A. Henderson-Sellers. Modeling tropical deforestation: A study of gcm land-surface parameterization. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, Vol. 114, pp. 439-462, 1988.
- 5) 沖大幹. Agu '91秋の大会に参加して. 水文・水資源学会誌, Vol. 5, No. 2, pp. 83-87, 1992.
- 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) 榎根勇. 世界の水収支・水循環. 榎根勇(編), 水循環と水収支, 気象研究ノート, 第167巻, pp. 169-175. 日本気象学会, 1989.
- 8) F. Baumgartner and E. Reichel. *The World Water Balance: Mean Annual Global, Continental and Maritime Precipitation, Evaporation and Runoff*. Ordenbourg, München, 1975.
- 9) F. Bryan and A. Oort. Seasonal variation of the global water balance based on aerological data. *J. Geophys. Res.*, Vol. 89, pp. 11717-11730, 1984.
- 10) K. Masuda. World water balance; analysis of FGGE IIIb data. In J.S. Theon and N. Fugono, editors, *Tropical Rainfall Measurements*, pp. 51-55. A. Deepak Publ., 1988.
- 11) V. P. Starr and J. Peixoto. On the global balance of water vapor and the hydrology of deserts. *Tellus*, Vol. 10, pp. 189-194, 1958.
- 12) 気象庁予報部. 気象データと客観解析. 数値予報課報告・別冊, No. 36. 気象庁, 1990.
- 13) 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.
- 14) 沖大幹, 虫明功臣, 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.
- 15) 沖大幹, 虫明功臣, 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.
- 16) S. E. Wijffels, R. W. Schmitt, H. L. Bryden, and A. Stigebrandt. Transport of freshwater by the oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 22, pp. 155-162, 1992.
- 17) D. R. Legates and C. J. Willmott. Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected global precipitation. *International Journal of Climatology*, Vol. 10, pp. 111-127, 1990.