

大気水収支法による地球規模での年河川流出量の算定

Estimation of global annual river runoff based on atmospheric water balance

東京大学生産技術研究所 ○沖 大幹*、虫明 功臣**

東京大学理学部 増田 耕一††

by Taikan OKI, Katumi MUSIAKE and Kooiti MASUDA

It is very important to investigate the global water circulation and budget for the understanding and the prediction of the global changes. The distribution of precipitation minus evaporation over the globe is estimated by the atmospheric water balance, using the ECMWF global analysis data for the period 1985 to 1988. The calculated vapor flux convergence $-\nabla_H \cdot \bar{Q}$ shows good correspondence with former estimations of annual mean evaporation minus precipitation in the meridional profiles. The global annual runoff from land surface to ocean is estimated to be as much as 167 mm/year. $-\nabla_H \cdot \bar{Q}$ also shows good relationship with the annual runoff of large rivers, especially in the northern hemisphere.

Keywords: Global water balance, Global river runoff, Atmospheric vapor flux convergence, ECMWF data

1. はじめに

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) 全球規模の水循環と水収支の現状把握とメカニズムの解明
- 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

c) に関しては、緊急の社会的要請があり、現時点までに得られている気候変動シナリオに沿ってその流域水収支や水資源賦存量などへの影響予測が様々に検討されている。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シナリオ自体の研究も行なうなどの積極的な取り組みが必要であろう。

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であり、世界中で盛んに従来のモデルの適用が行なわれている。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こうした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。

a) 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る。だが今後の研究の進展に伴って、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がある。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極めて重要である。

本研究では、a)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b)やc)を目的とした研究にも大いに資するものと考えられる。

2. 全球水収支

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、古くから様々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、例えばKorzun(1978)のp.587の表に見ることができ、樞根(1989)にも引用されている。そこにまとめられた結果は、地上観測にもとづいた降水、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る。

*正会員 工修 東京大学生産技術研究所助手 (〒106 港区六本木7-22-1)

**正会員 工博 東京大学生産技術研究所教授 (〒106 港区六本木7-22-1)

†† 理博 東京大学理学部助手 (〒113 文京区弥生2-11-16)

いっぽう、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 Oort(1984) や Masuda(1988) のように、Starr(1958) 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。

本研究では、沖ら(1991)と同様、大気水収支法に基礎を置き、適宜地上流量データを参照して、広域の水収支を算定する。大気水収支の基本式は、次のようである。

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \frac{\partial W_c}{\partial t} = -\nabla_H \cdot \bar{Q} - \nabla_H \cdot \bar{Q}_c + (E - P) \quad (1)$$

ここに、 W , W_c , \bar{Q} , \bar{Q}_c , E , P はそれぞれ可降水量(水蒸気のコラム貯留量)、液相・固相の水のコラム貯留量、鉛直積分された水蒸気の2次元フラックス、鉛直積分された液相・固相の2次元水フラックス、蒸発量、および降水量であり、 ∇_H は水平2次元の発散を表す。次に流域の水収支を考えると、流域貯留量を S 、 \bar{R}_o 、 \bar{R}_u をそれぞれ河川流出量、地下水流出として、

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla_H \cdot \bar{R}_o - \nabla_H \cdot \bar{R}_u - (E - P) \quad (2)$$

となる。ここで、年単位では大気中の貯留量変化は無視できるものと仮定して、(1)式の左辺を0とする。また、液相・固相の移流も2.5°メッシュでは小さいものとして無視する。また、同様に流域貯留量の年変化は無視できるものとし、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とする。結果として(1)式と(2)式とから

$$-\nabla_H \cdot \bar{Q} = (P - E) = \nabla_H \cdot \bar{R}_o \quad (3)$$

が得られる。この式から、年単位の水収支では、水蒸気収束量と(降水量-蒸発量)と流出量とは等しいことになる。以下ではこのようなモデル化に基づいて地球規模の年河川流出量を議論する。

3. データ解析

3.1 データ概要

本研究で使用したデータは、大気側が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、地上河川流量はGRDC(Global Runoff Data Centre)に集められた河川流量のうち、流域面積がほぼ30万km²以上の35河川流域のデータである。また、2.5°メッシュの地球陸面標高データを作成し、さらに河川流域、海洋に分類して全球水収支算定に使用した(図-1)。

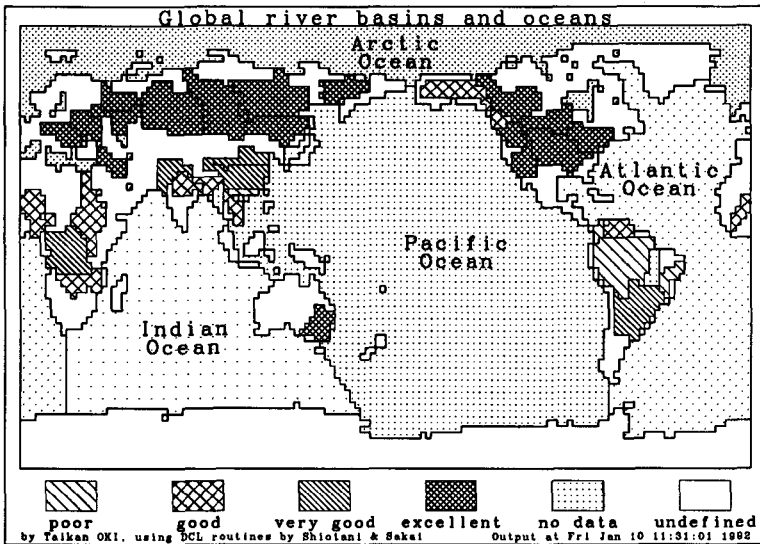


図1: データ解析に使用した海陸分布と流域区分。poor, good, very good, excellent はそれぞれ地上の流出量に対する水蒸気収束量を用いた推定値の絶対誤差が600, 300, 150(mm/year)、それ以下、の流域を示す。

3.2 ECMWF データ処理

ECMWF データでは、全球2.5°の格子上に風速、気温、相対湿度、等圧面高度のデータが、1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100 (hPa) の7層について与えられている。時間間隔は1985年以降では2回/日であり、先の報告(沖ほか, 1991)に述べ

たようにデータの均質性から、ここでも 1985 年～1988 年の 4 年間のデータを使用する。 $-\nabla_H \cdot \vec{Q}$ の計算は以下のように行なった。

(a) 地表面気圧の決定

データファイルの一貫性を保つために、山岳などの存在する地点では、地中に存在する指定気圧面についても上空から外挿した値が入っている。また、鉛直積分の下端を知る上でも、地表面気圧の値が必要である。そこで海面更正に準じて、次の手順に従い計算した。

1. 最下層の気温 T_{1000} [°C] と、そのメッシュでの地表面標高 Z_h [m] 及び最下層の等圧面高度 Z_{1000} [gpm] とから、気温減率 $\Gamma (= 0.005$ [°C/m]) を用いて以下のように 1000mb 面と地表面との仮の平均気温 T_m [°C] を求める。

$$T_m = T_{1000} + \Gamma(Z_{1000} - Z_h) \quad (4)$$

2. 大気の水蒸気の効果を補正するため、気象庁の地上気象観測法を参考にして、補正量 ϵ_m を次式で与えて $T'_m = 273.15 + T_m + \epsilon_m$ から補正した平均気温 T'_m [K] を算定する。

$$\epsilon_m = \begin{cases} 0.0, & T_m \leq -20.0 \\ \frac{3}{55}(T_m + 20.0), & -20.0 \leq T_m \leq 35.0 \\ 3.0, & 35.0 \leq T_m \end{cases} \quad (5)$$

3. 地表面気圧 P_s は、最下層の気圧を P_{1000} 、 R_d を乾燥気体の気体定数 ($= 287.05$ [m²/s²K])、 g を重力加速度として、次式から求められる。

$$P_s = P_{1000} e^{\frac{g(Z_h - Z_{1000})}{R_d T'_m}} \quad (6)$$

(b) 地表面諸量の内挿

$P_k \leq P_s \leq P_{k+1}$ となるような層について、 P_k 面の物理量 A_k と P_{k+1} 層の A_{k+1} 物理量から、地表面での物理量 A_s を内挿する。 $P_s \leq 1000$ [hPa] の場合には 1000 [hPa] の値と 850 [hPa] の値とから外挿した。内挿・外挿は、気圧の対数値を用いて、

$$A_s = A_k + (A_{k+1} - A_k) \frac{\log P_s - \log P_k}{\log P_{k+1} - \log P_k} \quad (7)$$

とした。また、水蒸気量は、相対湿度のまま内挿・外挿を行なった。

(c) 比湿の算定

相対湿度 R_h [%] から比湿 q への変換は、その層の気圧を p 、気温を T [K]、乾燥大気と水蒸気の分子量比を $\epsilon \approx 0.622$ として、

$$q = \frac{\epsilon \frac{R_h}{100} e_s(T)}{p - (1 - \epsilon) \frac{R_h}{100} e_s(T)} \quad (8)$$

から算定できる。気温 T [K] における飽和水蒸気圧 $e_s(T)$ [hPa] は、次の Gratch の式を使用した。

$$\begin{aligned} \log_{10} e_s &= 10.79574 \left(1 - \frac{T_1}{T}\right) - 5.02800 \log_{10} \left(\frac{T}{T_1}\right) + 1.50475 \times 10^{-4} \left\{1 - 10^{-8.2969 \left(\frac{T}{T_1} - 1\right)}\right\} \\ &+ 0.42873 \times 10^{-3} \left\{10^{4.76955 \left(1 - \frac{T}{T_1}\right)} - 1\right\} + 0.78614 \end{aligned} \quad (9)$$

ただし、 $T_1 (= 273.16$ [K]) は水の三重重点温度であり、零下の場合にも水面に対する飽和水蒸気圧を使用した。

(d) 鉛直積分と収束量の算定

鉛直積分 $W = \int_0^{P_s} q \frac{dp}{g}$ は、 $W = \frac{1}{g} \sum_{i=1}^7 q_i \delta p$ と離散化して求めた。ここで層の厚さ δp は

$$\delta p = \begin{cases} 0.0, & p_i < p_s \\ \frac{p_i - p_{i+1}}{2}, & p_i = p_s \\ \frac{p_{i-1} - p_{i+1}}{2}, & p_s < p_i, \quad 1 < i < 7 \\ \frac{p_6 - p_7}{2}, & i = 7 \end{cases} \quad (10)$$

で与えた。水蒸気フラックス $\vec{Q} = (Q_\lambda, Q_\phi)$ の $Q_\lambda \equiv \int_0^{P_s} q u \frac{dp}{g}$ や $Q_\phi \equiv \int_0^{P_s} q v \frac{dp}{g}$ についても同様である。また、収束量は、地球の半径を $a (= \approx 6,360$ [km])、緯度を ϕ とすると、

$$-\nabla_H \cdot \vec{Q} = -\frac{1}{a \cos \phi} \left\{ \frac{\partial Q_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{\partial Q_\phi \cos \phi}{\partial \phi} \right\} \quad (11)$$

で表現されるが、これを、緯度 $\lambda[i]$ 、経度 $\phi[i, j]$ のグリッドでの値 $Q_\lambda[i, j]$ と $Q_\phi[i, j]$ から、次のように計算した。

$$-\nabla_H \cdot \vec{Q}[i, j] = \frac{Q_\lambda[i+1, j] - Q_\lambda[i-1, j]}{a \cos(\phi[i, j]) (\lambda[i+1, j] - \lambda[i-1, j])} + \frac{\cos(\phi[i, j+1]) Q_\phi[i, j+1] - \cos(\phi[i, j-1]) Q_\phi[i, j-1]}{a \cos(\phi[i, j]) (\phi[i, j+1] - \phi[i, j-1])} \quad (12)$$

水蒸気収束量は、 $[\text{kg}/\text{m}^2\text{s}]$ という単位で与えられるが、水の比重を 1.0 とし、さらに時間換算して流出高と容易に比較できる $[\text{mm}/\text{year}]$ に変換して、以下議論する。

4. 結果

4.1 全陸地からの流出量

表 1: 全陸地からの流出量の様々な推定値 (mm/year)

269	Lvovitch, 1973	流域水収支
256	Baumgartner and Reichel, 1975	降水量と流域水収支
303	Korzun, 1978	河川流量データ
42	Bryan and Oort, 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

海陸分布を図-1のように与えて、得られた結果を海陸別に集計した結果が表-1である。Unesco(1978) などによると、陸面が地球上に占める割合は約 29%だが、本研究のモデル地形では 31%となっており、やや陸地が多めである。本研究の結果は FGGE-ECMWF と似ており、やはり流域水収支による推定に比べるとかなり小さな値となっている。

4.2 流出量の全球緯度分布

経度方向に平均して、(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-2である*。定量的にもよく一致しているが、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。

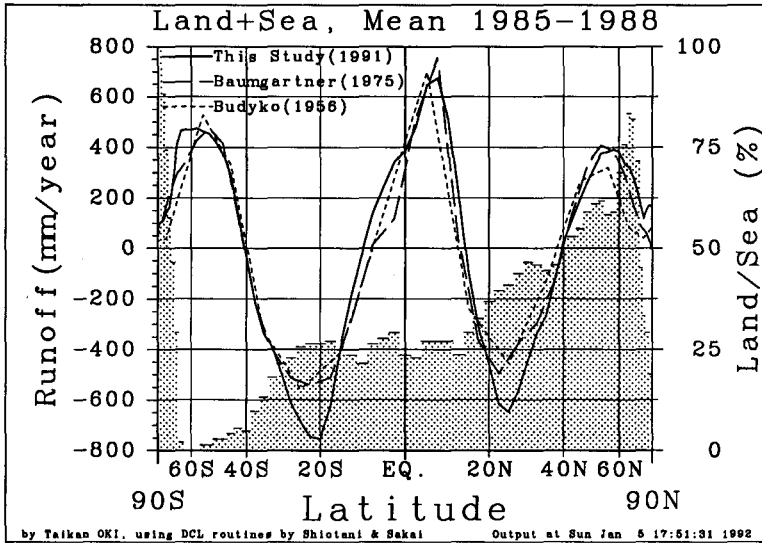


図 2: 全球の流出量の緯度分布算定結果。影の棒グラフは各緯度帯における陸地の占める割合 (%) を示す。

4.3 大気水収支法による流出量と河川流量との比較

最後に、表-2に示した流域ごとに $-\nabla_H \cdot \vec{Q}$ を集計し、GRDC や Unesco(1969、他)の地上観測流量と比較したのが図-3である。地上観測流量に対する比としての誤差は、表-2の最後の欄に示したように、ほぼ ± 1.0 の中に入っているが、年流出高が小さい場合に誤差が強調され過ぎるので、水蒸気収束量との差で検討する。

水蒸気収束量は陸面地形モデル中の流域全体に対して算出しているが、流量観測地点はその河川を代表する地点で得られているとは限らない。Nile 川、Niger 川などは適切な流量観測点がないため対応が悪くなっていると思われる。また、陸面の 2.5° グリッドでの流域分割には小流域になればなるほどかなりの無理がある。さらに大気データと地上流量データとは観測

*Budyko(1956)の数値は Sellers(1965)から引用

表 2: 利用した GRDC 地上流量観測データ河川流域諸元と年流出量

River	Area 10 ³ km ²	Length 10 ³ km	Station (GRDC)	Area 10 ³ km ²	Period(GRDC) from to	GRDC	UNESCO (mm/year)	$-\nabla_H \cdot \bar{Q}$	$-\nabla_H \cdot \bar{Q}$ GRDC
Amazonas	6150	6.3	Obidos	4640	1928.1 1983.11	1057	1176	206	-0.805
Congo(Zaire)	3690	4.4	Brazzaville	3475	1971.1 1983.12		367	247	-0.326
Mississippi	3248	3.8	Alton(III)	444	1927.10 1984.12	205	186	114	-0.447
Nile	3007	6.7	Khartoum	325	1912.1 1982.12	150	159	554	2.705
Ob	2948	3.7	Salekhard	2950	1930.1 1984.12	134	130	106	-0.212
Yenisey	2592	4.1	Igarka	2440	1936.1 1984.12	223	230	219	-0.016
Lena	2384	4.3	Kusur	2430	1935.1 1984.12	216	212	192	-0.110
Parana	2270	3.2	Corrientes	1950	1904.9 1983.8	264	382	484	0.833
Niger	2092	4.2	Koulikoro	120	1907.1 1988.12	376	109	-70	-1.186
Amur	2052	4.4	Komsomolsk	1730	1933.1 1984.12	178	188	119	-0.332
Changjiang	1809	6.3	Datong	1705	1976.1 1979.12	431	(503)	627	0.455
Mackenzie	1668	4.2	Norman wells	1570	1966.1 1984.12	168	160	245	0.454
Volga	1420	3.7	Volgograd	1360	1879.1 1984.12	184	181	99	-0.460
Zambeze	1330	2.7	Matundo-Cais	940	1976.1 1979.12	112		-283	-3.522
St.Lawrence	1248	3.1	Cornwall	774	1973.1 1984.8	323	290	315	-0.025
Ganges	1100	2.4	Paksey	847	1969.1 1975.12		434	-68	-1.156
Murray	1080	2.6	Lock9 Upper	991	1965.1 1984.12	8		-34	-5.185
Nelson	1060	2.6	Bladder Rapids	1000	1966.1 1984.12	76	92	176	1.323
Indus	960	2.9	Kotri	832	1973.4 1979.12	92		-124	-2.349
Orinoco	944	2.1	Musiainacio	787	1973.1 1975.12		935	373	-0.601
Yukon	900	3.7	Carmacks	818	1966.1 1984.12	35	255	513	13.620
Danube	817	2.9	Ceatal Izmail	807	1921.1 1984.12	253	244	124	-0.509
Mekong	800	4.0	Mukdahan	391	1947.6 1987.5		693	914	0.320
Al-Furat	765	2.8	Hindiya	274	1964.10 1972.12		69	36	-0.473
Huanghe	752	5.5	Sanmenxia	688	1976.1 1979.12	6	(63)	-235	-42.810
Brahmaputra	660	2.9	Pandu	405	1971.5 1979.11	1535	998	481	-0.687
Sao Francisco	660	2.5	Traipu	623	1977.1 1979.12	13	194	-748	-56.558
Columbia	655	1.9	TheDalles,Oreg	614	1878.6 1988.9	272	284	183	-0.329
Kolyma	630	2.1	Sredne-kolymsk	361	1927.1 1984.12	192	196	260	-0.351
Colorado	590	2.3	Lim.Inte.Norte	632	1976.1 1979.12	4	19	-60	-17.525
Dniepr	510	2.3	Dniepr	463	1952.1 1984.12	101	93	106	0.046
XiChiang	437	2.1	Wuzhou	330	1976.1 1983.12	681	(682)	46	-0.932
Northern Dvina	362	1.8	Ust-Pinega	348	1882.1 1984.12	302	306	303	0.002
Magdalena	240	1.5	Calamar	257	1971.1 1979.12	856	1115	3987	3.655
Fraser	220	1.1	Hope	217	1912.3 1984.12	397	418	712	0.794

(流域全体の面積や流路長は文献によって大きくことなるので目安とされたい)
(UNESCO の欄の中国の河川については、虫明(1982) がまとめた値を参考に示した)

年代も平均年数も異なり、地上流量データの質についてはわからない。こうした誤差要因があり、大気水蒸気収束と地表面で計測された流量という全く異なったデータであるにもかかわらず、河川によって大きなばらつきもあるものの、両者はかなりよく対応していることがわかる。大気水収支によって算定された流出量と地上観測流量との差が 600[mm/year] 以上を poor、600~300[mm/year] を good、300~150[mm/year] を very good、それよりも一致している場合には excellent として流域ごとに階層区分したのが図-1である。北半球の河川でよい一致が見られていることがわかる。excellent の流域は高層観測の密度が高い領域に対応しているものと推定され、実際の観測の重要性を示唆している。

また、従来大気水収支法について言われている(例えば Brutsaert, 1982 の p.261~に書かれている)ように、'流域面積が大きくなれば推定精度が良くなる'と一概には言えないことが指摘される。さらに、この流域分割に基いて $-\nabla_H \cdot \bar{Q}$ を集計すると約 220[mm/year]となり、全陸地面を集計した場合に比べてかなり大きくなるが、地上流量観測の面積を考慮した全球平均約 314[mm/year](GRDC)、365[mm/year](Unesco) に比べるとまだやや小さい。これら、表-1に見られた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、Masuda(1988) で指摘されているように、ECMWF の 4 次元同化データでは $-\nabla_H \cdot \bar{Q}$ が弱いことの反映であると考えられる。またこの 35 流域は全球の約 14%弱、陸地面の約半分しかしめないが、その平均値は全陸域平均に比べて大きくなるので、こうした河川がある地域はその他の領域に比べて流出が多いということがわかる。仮に 35 河川流域での地上観測流量を真値とみなして、それにあわせるように $-\nabla_H \cdot \bar{Q}$ 全体を 1.5 倍して修正すると、全球陸面平均の流出高は約 250(mm/year)となる。この値は、始めに紹介した表(Korzun, 1978)の概ね 200~300[mm/year]という値のちょうど中庸をいく数字である。しかし、適切な $-\nabla_H \cdot \bar{Q}$ の修正法については元のゾンデデータなどを参照して、今後検討する必要がある。

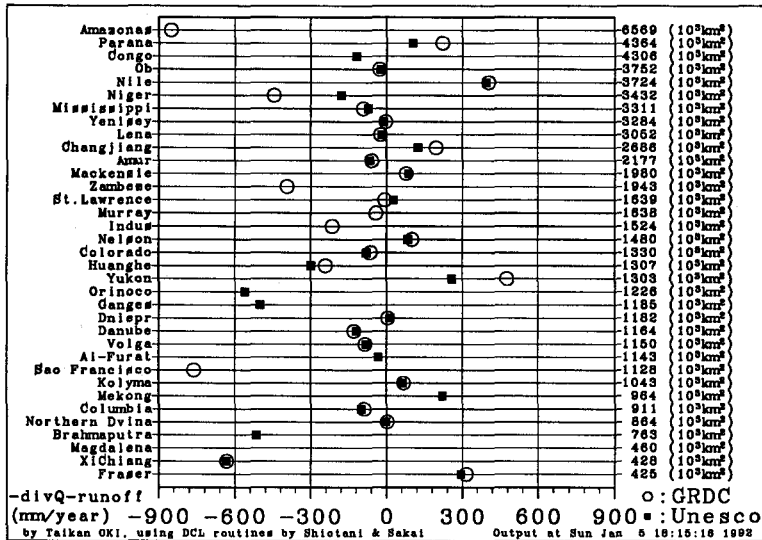


図 3: 大河川流域での $-\nabla_H \cdot \bar{Q}$ と GRDC や Unesco の観測流出量との差

5. まとめ

- (1) 全球大気データを用いて、大気水収支から年間河川流出量を算定するアルゴリズムを示した。
- (2) ECMWF の 4 次元同化データ (1985-1988) を用いて地球上の全陸地からの年流出量は 167mm と算定された。この値は流域水収支法による従来の算定値に比べるとやや小さめになっている。全球流出量の緯度分布では既往の結果とほぼ一致しているが、亜熱帯での蒸発の降水に対する過剰がきわだって多くなっている。
- (3) 流域面積がほぼ 30 万 km² 以上の世界の大河川 35 流域について、各流域ごとに大気水収支より得られる水蒸気収束量と地上観測の流出量が比較し、高層観測が多いと考えられる領域での対応が極めて良いことが明らかとなった。
- (4) 我々の知る限り、4 次元同化データを用いて世界の水収支や主な流域ごとの対応を検討した例はない。今後は、その年々変動や平均的な季節変化などを詳細に調べて全球スケールの水循環を明らかにするとともに、河川流域スケールの水循環がその変動とどのようにかかわっているのかを解明する必要があるだろう。また、別途全球スケールの降水量や蒸発量を観測、あるいは算定して、比較検討することも極めて重要である。

謝辞：ECMWF の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利用しました。また、東京大学理学系大学院の松山 洋君にも全大陸流域分割の作業を手伝っていただきました。ここに記して心から感謝の意を表します。

References

- Baumgartner, F. and E. Reichel, *The World Water Balance : Mean Annual Global, Continental and Maritime Precipitation, Evaporation and Runoff*, Ordenbourg Munchen, 1975.
- Brutsaert, W., *Evaporation into the atmosphere*, Kluwer Academic Publishers, 1982.
- Bryan, F. and A. Oort, Seasonal Variation of the Global Water Balance based on Aerological Data, *J. Geophys. Res.*, 89, 11717-11730, 1984.
- Korzun, V. I. ed., *World Water Balance and Water Resources of the Earth*, Vol. 25 of *Studies and Reports in Hydrology*, Unesco, 1978.
- Lvovitch, M. I., The Global Water Balance, *EOS, Transactions of Amer. Geophys. Union*, 54, 28-42, 1973.
- Masuda, K., World water balance; Analysis of FGGE IIIb data, in Theon, J. and N. Fugono eds., *Tropical Rainfall Measurements*, A. Deepak Publ., 51-55, 1988.
- Sellers, W. D., *Physical Climatology*, The University of Chicago Press, 1965.
- Starr, V. P. and J. Peixoto, On the global balance of water vapor and the hydrology of deserts, *Tellus*, 10, 189-194, 1958.
- Unesco, ed., *Discharge of selected rivers of the world*, Vol. I, II, III, Unesco, 1969.
- 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—チャオブラヤ川での事例解析, *水工学論文集*, 35, 679-682, 1991.
- 虫明功臣, 中国の河川・水文に関する雑記ノート (1), 安藤俊一 (編), 中国の河川-海河・黄河をめぐって, 訪中レポート, No. 3, 日本河川開発調査会, 173-177, 1982.
- 権根良, 世界の水収支・水循環, 権根勇 (編), 水循環と水収支, 気象研究ノート, 第 167 巻, 日本気象学会, 169-175, 1989.