

# 小河内貯水池流域における水収支と流出率\*

梁 海 根\*\*

本研究は、流域の水収支にしばしば利用されている気候学的水収支法の信頼性を検討するため、水文観測が比較的完備されている東京都の小河内貯水池流域を対象とし実測流出高と算出流出高の比較を行った。

その結果、実測年流出率は51.2~78.3%, 計算年流出率は53.4~74.5%, 平均年流出率はそれぞれ63.5%と66.5%で、実測の月平均流出量と気候学的に求めた月平均流出量との相関係数は0.88であった。精度のよい気候資料が得られ、かつ積雪が少ない流域では、気候学的水収支計算が平均的な流出量の推定に十分な精度で利用できることを示した。

[キーワード] 1 水収支 2 年平均流出率 3 月平均流出高 4 小河内貯水池

[keywords] 1 water balance 2 annual mean runoff rate 3 monthly mean runoff depth 4 Ogouchi Reservoir

## 1 はじめに

流域の水循環または水収支の実態を把握するためには、その流域の流出機構を考慮して長期間の流出特性を定量化することが最も基礎的な作業となる。しかしながら、正確な水文資料が乏しい流域が多く、また地形や地質、気候などに関する資料も少ないのが現状である。

流域の水収支と水文観測の精度問題については、正務(1966)<sup>1)</sup>、Benson and Matalas(1967)<sup>2)</sup>、榎根(1969)<sup>3)</sup>、新井(1976)<sup>4)</sup>などによって研究が行われてきた。長期間平均値による水収支の要素は、降水と蒸発散のみが関係する。一般的に蒸発散量は降水量より年変動が少なく流域内の地域差も小さいので、水収支計算の精度については降水量の不均等性や観測値の代表性を考慮すればよい。雨量と流量

観測の代表性が保証されるような小規模流域で得られる水収支や流出率は、かなり信頼性が高いと言われている<sup>5)6)</sup>。

日本の全国土の約70%は山地であるため、多くの水系網が発達している。それゆえ山地流域の水収支は重要な課題である。しかし、河川流量の観測は主な河川の本流に集中しており、山地の水収支や流出率を正確に推定することは困難である。そこで、気候学的水収支がしばしば利用されるが、その方法の妥当性は十分に検討されているとはいえない。この検討のためには、気候・流量資料が長期にわたって整備されている必要がある。本研究では水文観測網が整備されている多摩川上流の小河内貯水池の流域を対象とし、気候学的水収支から得られた流出率と流量実測値との相関関係を分析し、山地からの流出率を推定する方法としての気候学的水収支法の妥当性の検討を試みる。

\* 本研究の概要は1996年度日本水文科学会において発表した。

\*\* 立正大・院

## II 調査地域の概要

小河内貯水池は奥多摩湖とも呼ばれている。ダムは多摩川の上流部の東京都奥多摩町に位置し、東京都水道局の上水道用ダムであるが、一部に流量調節や発電の機能も持っている。小河内貯水池流域は関東山地の南部に位置する大菩薩嶺 (2,056m)、倉掛山 (1,776m)、笠取山 (1,941m)、唐松尾山 (2,109m)、大洞山 (2,069m)、雲取山 (2,017m) などの2,000m級の山々に囲まれている。流入河川としては、本流として笠取山に源を持ち後山川と合流して奥多摩湖へ流入する丹波川、南側の大菩薩峠より発する小菅川、鷹ノ巣山より発する峰谷川と水根沢がある (Fig. 1)。流域面積は262.85 km<sup>2</sup>で、平均高度は約1,100mである<sup>7)</sup>。

流域の地質は古生代の秩父系と中生代の三畳系・ジュラ系・白亜系、新生代の第三系などの層群が主

である。特に貯水池を中心に中生代のジュラ系小河内層群が広く分布し、砂岩と粘板岩が多く、石灰岩やチャート、凝灰岩などが部分的に見られる<sup>8)</sup>。

多摩川上流部は下流より雨が<sup>9)</sup>多く、南風が<sup>9)</sup>卓越し、斜面方向や傾斜などの地形による気候の局地差が大きい地域である<sup>9)10)</sup>。冬期には、降雪が<sup>9)</sup>全流域において見られるが<sup>9)</sup>、積雪や融雪による地表水流出への影響は無視できる程度である<sup>11)</sup>。

## III 水文観測データと資料解析

小河内ダムの一部は1957年に完成し、それ以降、東京都水道局小河内貯水池管理事務所より『小河内貯水池管理年報』が<sup>9)</sup>発行されている。この年報には貯水量のほか、降水量、気温、支流を含む流入量の値が<sup>9)</sup>日単位で報告されており、長期にわたる精度のよい水文資料を提供している。本研究ではこの年報のうち1982年～1992年を利用した。

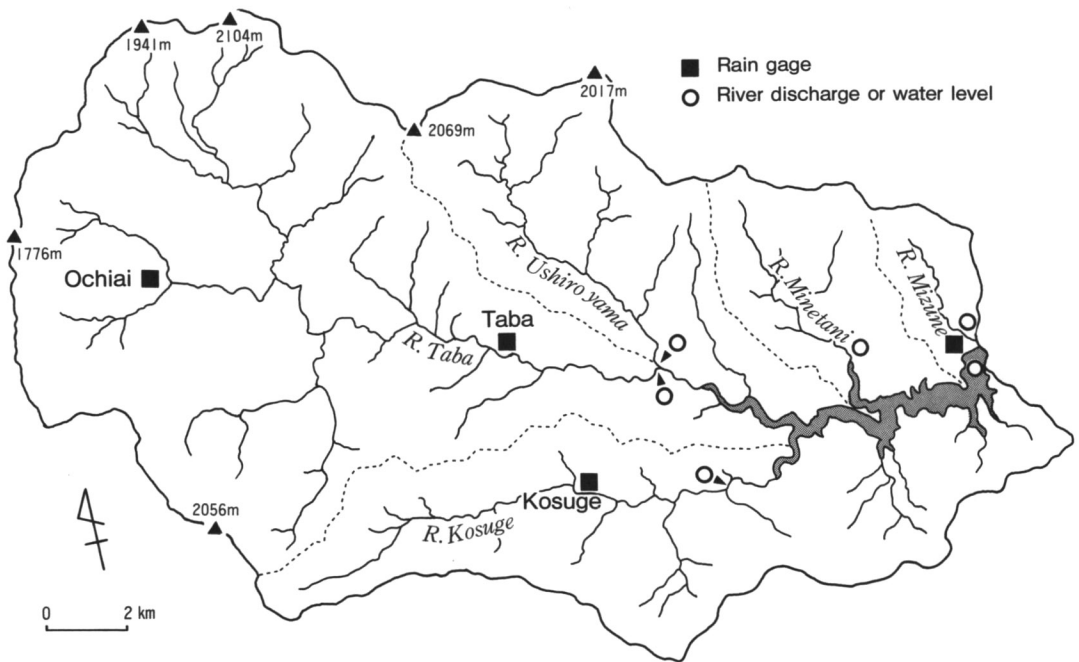


Fig.1 Study area

## 1. 降水量

流域内の雨量観測地点はダムサイト、落合、丹波、小菅の4ヶ所に設置され、各観測地点間の相互の相関係数 $r$ は0.90~0.98と報告されている<sup>12)</sup>。本研究においては、流域の平均降水量として流域の平均高度とほぼ同じ標高である落合地点の降水量を利用した。

## 2. 蒸発散量

梶根・竹内(1971)によると、流域の蒸発散量は蒸発散を生じさせるエネルギーの量によってその上限が定まり、流域内の土壌水分の過不足によって可能蒸発散量に対する実蒸発散量の割合がきまる。蒸発散量は他の気候要素よりも年変化が少なく、安定した値を示す<sup>13)</sup>。蒸発散量の算出方法としては、自由水面に対するPemanの方法と植被地に対するThornthwaiteの方法がある。Thornthwaiteの方法は気温のみによって蒸発散(Et)を計算するので、冬期には実測値より小さく、夏期には大きく推定される傾向があるが、日本のような湿润気候では、年蒸発散量の計算値はほぼ実測値に近いものと考えられる<sup>14)15)</sup>。したがって、蒸発散量は小河内ダム地点の月平均気温を基準とし、気温減率( $-0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ )により流域平均高度における月平均気温を求めてThornthwaite法で算出した。

## 3. 流出量

流域内の流量観測は東京都水道局によって長期間行なわれている。観測地点としては貯水池の流入量観測地点を含めて6ヶ所(貯水池合計、親川、後山、金風呂、水根、雨降)である(Fig. 1)。本論文では貯水池への合計流入量を流域からの流出量と見なした。なお、貯水池合計流入量は貯水池内の水量収支より計算によって求めたもので、流量を直接観測した値ではない。

# IV 流域の水収支

## 1. 気候学的水収支

水年の区切りは、収入要因である降水量が少なく、収出要因である流出が最も少ない季節、または積雪や地下水などの貯水量が少ない季節が望ましいが、必ずしも降水量と流出量が一致しないという問題がある<sup>16)17)</sup>。気候学的水収支から水年を考えると、この流域では12月の平均降水量と水分過剰量が1年中で一番少なく、土壌水分変化が安定していることから、水年の区切りを12月にした。

Table 1は1982年から1992年の間の気候学的水収支を、各水年ごとに示したものである。降水量は1,083.4mm~2,325.0mmの間にあり、降水量の年変化が大きい。年蒸発散量は549.3mm~606.1mmの間で、降水量に比べてはるかに安定している。10年間平均の降水量と蒸発散量は、それぞれ1,835.5mmと575.9mmである。Thornthwaite法での計算上の土壌水分の変化( $\Delta S$ )は1987年の7月、8月と1990年6月にそれぞれ-10.5mm、-30.9mmと-12.9mmとなり、この時の土壌水分貯留量( $S_m$ )はそれぞれ89.5mm、48.1mmと87.1mmとなった。流域全体を考慮すれば、過剰水分量( $W_s$ )は地表水や地下水として流出する成分と考えられる。年平均過剰水分量は1,259.4mmであるが、降水量が最も少なかった1983~1984の水年には513.7mmで、降水量が多かった1982~1983の水年には1,743.4mmの水分過剰が生じた。

## 2. 流量実測値による水収支

一般的に流域の水収支を考える場合、水収支式は次のように示される。

$$P = E + R + G \pm \Delta S \quad (1)$$

ここで $P$ は降水量、 $E$ は蒸発散量、 $R$ は流出量、 $G$

は地下水貯留の変化量、 $\Delta S$  は土壤水分の変化である。しかし水年単位で考えると、土壤水分と地下水

の変化はほぼゼロになり、流域の地質・地形条件によつては、地下水の流出量も無視できる<sup>18)19)</sup>。したがつて、水文地形的に独立した流域の水収支は次の式で示される<sup>20)</sup>。

$$R = P - Es \quad (2)$$

ここで  $Es$  は実蒸発散量である。Kayane (1968) は

(2) 式を

$$\frac{R}{P} = 1 - \frac{E}{P} \quad (3)$$

の型にして年降水量、年蒸発散量および年流出率の関係を検討し、年流出率の妥当性を考察した<sup>21)</sup>。

Fig. 2 は貯水池流入量  $R$  を用いて、1982 年～1992 年における水収支を推定した値である。流入水量による流域の年流出高は 647.9 mm～1,609.9 mm、年

Table 1 Climatic water balance in the Ogouchi Reservoir Catchment (Part.1)

Water year		Month(mm)											
		Dec.	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.
1982	$P$	30.8	44.3	68.2	144.2	164.5	187.0	175.4	213.4	727.7	401.4	130.8	37.3
	$Es$	11.3	0.0	0.0	2.5	47.2	80.4	84.1	106.2	116.2	78.6	43.0	12.2
	$\Delta S$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	$Sm$	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
1983	$Ws$	19.5	44.3	68.2	141.7	117.3	106.6	91.3	107.2	611.5	322.8	87.8	25.1
	$P$	10.4	43.9	57.4	92.0	55.8	98.1	149.8	144.7	197.8	97.8	82.8	52.9
	$Es$	0.0	0.0	0.0	0.0	24.6	68.6	96.4	122.9	124.7	78.3	41.1	13.2
	$\Delta S$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1984	$Sm$	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
	$Ws$	10.4	43.9	57.4	92.0	31.2	29.5	53.4	21.8	73.1	19.5	41.7	39.7
1985	$P$	71.8	15.6	144.4	146.0	215.3	92.5	532.2	204.4	129.2	221.0	84.9	66.6
	$Es$	0.0	0.0	0.0	0.3	37.0	77.6	80.7	120.7	123.2	79.6	42.2	17.5
	$\Delta S$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	$Sm$	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
1986	$Ws$	71.8	15.6	144.4	145.7	178.3	14.9	451.5	83.7	6.0	141.4	42.7	49.1
	$P$	16.9	19.5	36.0	152.7	104.1	203.2	136.6	173.9	213.3	278.5	62.5	27.0
	$Es$	0.0	0.0	0.0	0.0	39.0	71.0	90.4	107.9	115.7	82.3	40.1	14.5
	$\Delta S$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1987	$Sm$	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
	$Ws$	16.9	19.5	36.0	152.7	65.1	132.2	46.2	66.0	97.6	196.2	22.4	12.5
1988	$P$	100.6	65.7	48.8	122.6	39.5	149.8	168.3	116.1	74.1	233.5	106.5	69.1
	$Es$	0.0	0.0	0.0	5.4	36.5	76.9	94.3	126.6	115.5	75.3	48.1	16.3
	$\Delta S$	0	0	0	0	0	0	0	-10.5	-41.4	51.9	0	0
	$Sm$	100	100	100	100	100	100	100	89.5	48.1	100	100	100
1989	$Ws$	100.6	65.7	48.8	117.2	3.0	72.9	74.0	0.0	0.0	106.3	58.4	52.8

Note :  $P$  : precipitation,  $Es$  : actual evapotranspiration,  $\Delta S$  : the change in storage from one month to the next,  $Sm$  : soil moisture storage,  $Ws$  : water surplus.

蒸発散量 ( $E$ ) は 435.5mm~843.8mm であった。ここで  $E$  は、地下水への貯留量がないと仮定し、 $E=P-R$  と見なした値である。Fig. 2 に示されたように、 $P$  の増加に伴って  $R$  も大きく増加しているが、 $E$  の変化は  $P$  と  $R$  よりも小さい。これは、降水量が多い年には蒸発散量が少なくなるためである。

気候学的水収支 (Table 1) と流量による水収支を比較して見ると、河川流量による実測流出量 ( $R$ ) は Thornthwaite の水収支計算の水分過剰量 ( $Ws$ ) よ

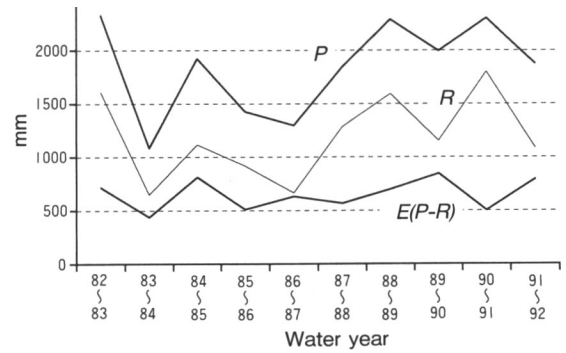


Fig. 2 Average water balance in the Ogouchi Reservoir Catchment

$P$  : precipitation,  $R$  : observed runoff,  $E$  : evapotranspiration ( $=P-R$ )

Table 1 Climatic water balance in the Ogouchi Reservoir Catchment (Part.2)

Water year	Month(mm)												
		Dec.	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.
1987 ~ 1988	$P$	37.8	31.9	32.5	179.7	135.1	158.3	197.8	171.1	421.4	361.0	74.1	44.7
	$Es$	0.0	0.0	0.0	0.0	33.9	74.0	96.4	100.5	115.7	79.4	41.5	7.9
	$\Delta S$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	$Ws$	37.8	31.9	32.5	179.7	101.2	84.3	101.4	70.6	305.7	281.6	32.6	36.8
1988 ~ 1989	$P$	0.7	118.7	157.6	152.4	147.3	216.2	240.0	403.9	316.1	314.0	177.9	41.8
	$Es$	0.0	0.0	0.0	3.9	47.2	66.0	83.5	104.8	114.7	87.2	43.0	20.5
	$\Delta S$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	$Ws$	0.7	118.7	157.6	148.5	100.1	150.2	156.5	299.1	201.4	226.8	134.9	21.3
1989 ~ 1990	$P$	22.5	79.7	119.5	140.6	143.7	95.5	87.4	173.4	324.5	417.4	147.6	243.3
	$Es$	0.0	0.0	0.0	8.7	36.3	67.3	100.3	113.4	126.4	83.7	48.9	21.6
	$\Delta S$	0	0	0	0	0	0	-12.9	12.9	0	0	0	0
	$Ws$	22.5	79.7	119.5	131.9	107.4	28.2	0.0	47.1	198.1	333.7	98.7	221.7
1990 ~ 1991	$P$	35.8	45.5	71.8	174.9	129.7	80.9	195.8	150.4	484.6	470.6	364.5	94.6
	$Es$	0.9	0.0	0.0	6.3	40.5	74.0	99.4	114.2	105.8	81.9	45.9	15.5
	$\Delta S$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	$Ws$	34.9	45.5	71.8	168.6	89.2	6.9	96.4	36.2	378.8	388.7	318.6	79.1
1991 ~ 1992	$P$	59.1	46.9	16.5	193.9	175.0	154.1	215.1	199.9	367.1	86.8	258.8	103.2
	$Es$	0.0	0.0	0.0	5.2	41.0	64.6	86.3	113.9	114.1	78.8	42.9	16.0
	$\Delta S$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	$Ws$	59.1	46.9	16.5	188.7	134.0	89.5	128.8	86.0	253.0	8.0	215.9	87.2

Note :  $P$  : precipitation,  $Es$  : actual evapotranspiration,  $\Delta S$  : the change in storage from one month to the next,  $Sm$  : soil moisture storage,  $Ws$  : water surplus.

り年変化が小さい。したがって  $E$  は  $E_s$  より大きく変化する。Fig. 3 (a) と (b) に示したように、水分過剰量より算出した年流出率 ( $Ws/P$ ) は、降水量が 1,500 mm 以下の場合にバラツキが大きくなるが、全体としては一定蒸発散量 ( $E_s=570$  mm) の曲線に沿って変化している。これに対して、実測値から計算した年流出率 ( $R/P$ ) はバラツキがかなり大きい。その理由として、年平均降水量が 3,000 mm を超える多雨地域では、年降水量の変化に対する年流出率の変化は小さいが、降水量が少ない流域においては、降水量の影響が大きく現れることがあげられる<sup>22)</sup>。

### 3. 月平均水収支

河川流出は流域に降る降水量から蒸発散量を差し引いた分が直接流出、中間流出、基底流出などの形で河川へ出るものである。流出は流域の植生や地形、地質、土地利用などによって大きく影響される。気候学的水収支における河川への流出にも、流出過程が考慮されなければならない。

Thornthwaite (1948) は水分過剰量 ( $Ws$ ) と流出量との経験式により、アメリカの各地域 (Seattle, Washington, Manhattan, Kansas) において月流出量を算出した<sup>23)</sup>。関口・吉野 (1953) はその経験式を用いて、日本の流域 (87 ヶ所) での適合性を調べた。その結果、実測流量との相関係数は瀬戸内の地

域を除けば 0.8~0.9 であり、特に非積雪地域における月流出量の計算方法としてこの方法は有用性があることを明らかにした<sup>24)</sup>。

その経験式は、次の形である。

$$R_n = (\frac{1}{2}) \times W_n + (\frac{1}{2})^2 \times W_{n-1} + (\frac{1}{2})^3 \times W_{n-2} + \dots \quad (4)$$

ここで  $R_n$  は  $n$  月の流出量、 $W_n$  は  $n$  月の水分過剰量、 $W_{n-1}$  は  $n-1$  月の水分過剰量である。つまり、ある月の水分過剰量はその月の内に 50 % が流出として河川に現われるものとする。

実測値からの月平均流出高 ( $R$ ) と上式で気候学的に求めた月平均流出高 ( $R_n$ ) を比較してみると、Fig. 4 が得られる。まず、 $R$  の月変化は、渇水期である 12 月~2 月に低下し、3 月以後降水量の増加に伴い流量が回復し、降水量が最も多い 8 月にピークを迎える傾向を示す。 $R_n$  の月変化も全体的に  $R$  の月変化と似たような傾向を示すが、特に渇水期に  $R_n$  の方が  $R$  より多く、降水量が多い 7 月から 10 月の間に  $R$  が  $R_n$  より多くなる。 $R$  の値は 12 月のみ降水量を 16.9 mm 上回ったが、 $R_n$  は 12 月と 1 月、11 月に降水量よりそれぞれ 25.2 mm, 6.3 mm, 23.9 mm 多かった。

ここで、流域の月貯留量 ( $St$ ) は

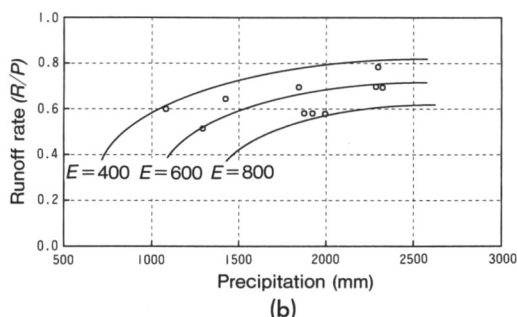
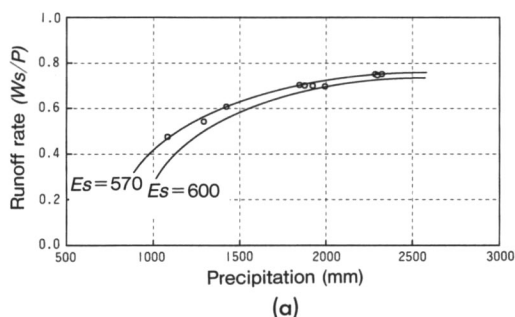


Fig. 3 Relation between annual runoff rate and annual precipitation

Trend curves are classified by evaporation amount ( $E_s$  or  $E$ )

(a) Calculated from water surplus of the climatological water balance

(b) Calculated from observed river discharge

$$St = P - (Es + Rn) \quad (5)$$

とすると、水年単位での貯留量 ( $\sum_{i=1}^n (St)$ ;  $t = 1 \sim 12$  月, ただし、水年単位) は

$$\sum_{i=1}^n (St) = \sum_{i=1}^n [P - (Es + Rn)]_i \quad (6)$$

になる。ただし水年の貯留量はゼロとみなす。n は水年第 1 番目の月、すなわち 12 月を  $n=1$  として順次水年の終わりまで加える。

Table 2 に示された  $St$  は 1982 年 12 月～1992 年 11 月までの月平均水分過剰量に (4) と (5) 式を適用し、流出分を差し引き算出した月平均貯留量である。貯留量の損失が最も多く現れるのは 11 月に 39.4mm であり、10 月に 36.1mm, 12 月に 26.4mm, 5 月に 14.1mm, 7 月に 10.4mm, 4 月に 7mm, 1 月に 6.3mm のマイナスの貯留が生じる。8 月には 56mm の最も多い貯留が起き、3 月に 40.1mm, 9 月に 30.2mm, 6 月に 15.6mm, 2 月に 8.9

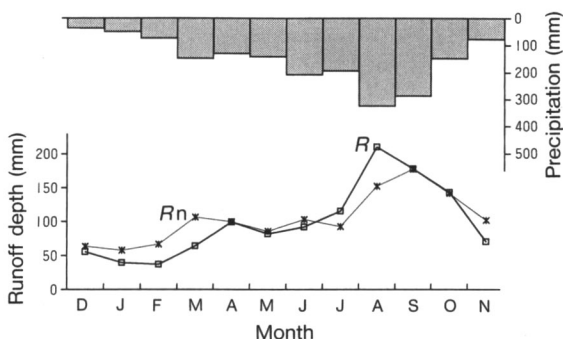


Fig. 4 Average monthly observed ( $R$ ) and Calculated ( $Rn$ ) runoff depth, 1982-1992

mm の貯留がある。言い換えれば、流域の貯留量の変化は 2 月と 3 月、8 月と 9 月に降る降水量によって地下水への貯留が発生し、10 月から次の水年の渇水期までには、地下水流出の割合が多くなるのであろう。水年単位での、 $\sum_{i=1}^{12} (St)$  の値である 11.1mm は計算上の誤差の範囲であるが、形式の上では次の水年へ繰りこされる量と考えられる。

Table 2 Monthly mean water balance in the Ogouchi Reservoir Catchment, 1982-1992

	Month											
	Dec.	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.
$P$	38.6	51.2	75.3	149.9	131.0	143.6	209.8	195.0	325.6	288.2	149.1	78.1
$R$	55.5	39.5	37.0	63.9	99.3	82.0	91.9	115.5	210.0	177.9	143.3	70.3
$Es$	1.2	0	0	3.2	38.3	72.0	91.2	113.1	117.2	80.5	43.7	15.5
$Ws$	37.4	51.2	75.3	146.7	92.7	71.6	118.6	81.9	208.4	207.7	105.4	62.6
$Rn^{(1)}$	63.8	57.5	66.4	106.6	99.7	85.7	103.0	92.3	152.4	177.5	141.5	102.0
$St$	-26.4	-6.3	8.9	40.1	-7.0	-14.1	15.6	-10.4	56.0	30.2	-36.1	-39.4
$\sum St^{(2)}$	-26.4	-32.7	-23.8	16.3	9.3	-4.8	10.8	0.4	56.4	86.6	50.5	11.1

Note :  $P$  : precipitation,  $R$  : observed runoff,  $Es$  : evapotranspiration by climatic water balance,  $Ws$  : water surplus in climatic water balance,  $Rn$  : computed runoff from climatic water balance,  $St$  : storage term. All values are expressed in mm.

$$1) Rn = \left(\frac{1}{2}\right) \times Wn + \left(\frac{1}{2}\right)^2 \times W_{n-1} + \left(\frac{1}{2}\right)^3 \times W_{n-2} + \dots$$

$$2) \sum St = \sum_{i=1}^n (St) = \sum_{i=1}^n [P - (Es + Rn)]_i$$

## V 流域の流出率

今回の研究では、水年平均流出率は Table 3 に示したとおり、貯水池流入量によれば 51.2~78.3%，気候学的水収支によれば 53.4~74.5% で、平均はそれぞれ 63.5% と 66.5% であった。

本流域の流出率に関しては、市川 (1968)<sup>25)</sup> と新井 (1975)<sup>26)</sup> の研究がある。市川 (1968) は 1959~1961 年の 3 年間の資料を基に流域の水収支を求め、小河内貯水池流域の流出率は約 70% とした。新井 (1975) は小河内ダム完成前の 8 年間とダム完成後の 12 年間の資料をもとに、流域の流出特性について明らかにした。その内容を簡単に引用すると、平均流

量は  $9.28 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 、比流量は  $3.52 \times 10^{-2} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ 、流出率は 57.4~66.9% で平均 62.3% であった。実測年流出率は新井 (1975) の値よりやや幅が広いが、年平均流出率は市川 (1968) の値より 6.5% 少なく、新井 (1975) の値より 1.2% 多いものである<sup>27)28)</sup>。これは年降水量または年流出量の変動が著しい小河内ダムの流域のような地域では、短期間の年平均流出率算出には、少なくとも 6~7% の誤差があることを意味するものであろう。

Fig. 5 は 1982~1992 年の 10 年間の実測の月流出量と気候学的に求めた月流出量との相関関係を示す。相関係数は 0.88 で比較的高い値を示す。このことは、小河内貯水池の集水域では、気候学的水収支計算が河川流出の推定に使えることを示している。

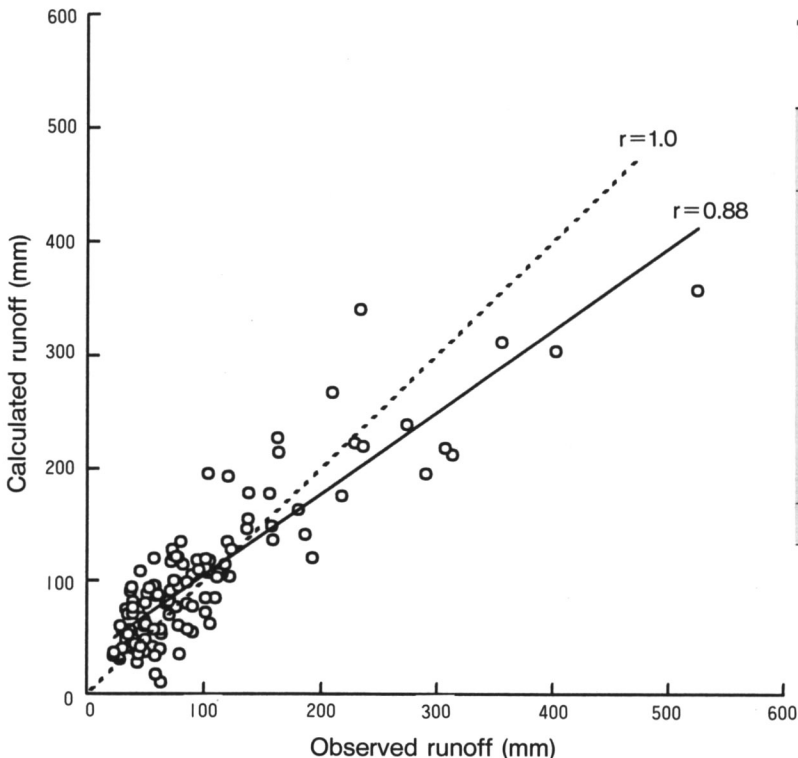


Fig. 5 Correlation between monthly calculated runoff and monthly observed runoff

Table 3 Annual runoff ratio in the Ogouchi Reservoir Catchment

Water year	Runoff ratio(%)	
	Observed	Calculated
1982-1983	69.2	69.8
1983-1984	59.8	54.8
1984-1985	57.9	68.6
1985-1986	64.5	61.9
1986-1987	51.2	53.4
1987-1988	69.4	68.6
1988-1989	69.6	74.5
1989-1990	57.7	65.0
1990-1991	78.3	74.5
1991-1992	57.9	74.0
Average	63.5	66.5



## VI おわりに

本研究では、流量観測地点がない、河川流量観測値の信頼性が低い流域の水収支にしばしば利用されている気候学的水収支法の信頼性を検討した。比較的水文観測が完備されている東京都の小河内貯水池の流域を対象とし、その妥当性を調べた。主な結果は次のとおりである。

- ①流域の年降水量は1,083.4 mm～2,325.0 mmで、降水量の年変化が大きい。
- ②実測値による年流出率 ( $R/P$ ) はバラツキが大きく、年蒸発散量 ( $E=P-R$ ) 435.5 mm より 843.8 mm 間に分布する。バラツキが大きい降水量 1,500 mm 以下を除けば、水分過剰量による年流出率 ( $Ws/P$ ) は一定蒸発散量 ( $Es=570$  mm) の曲線に沿って変化する傾向を示す。

③流域の貯留は2月と3月、8月と9月の降水量によって生じ、損失は10月から次の水年の渇水期までに生じる。

④実測の月流出量と気候学的に求めた月流出との相関係数は、0.88である。

⑤実測年流出率は51.2～78.3%，計算年流出率は53.4～74.5%であり、平均年流出率はそれぞれ63.5%と66.5%であった。

⑥上記④と⑤より、精度のよい気候資料が得られ、かつ積雪が少ない流域では、気候学的水収支計算は平均的な流出量の推定にも耐えうることを示している。

本研究を進めるにあたり、立正大学地理学教室の新井 正先生にご指導と資料の提供を頂きました。この場を借りてお礼申し上げます。

(1996年6月29日 受付)

(1996年7月15日 受理)

### 注および参考文献

- 1) 正務 章(1966): 山岳集水域の水収支の解析と今後の課題, 水利科学, 48, 1～18.
- 2) 榎根 勇(1969): 水収支観測値の精度について, 東京教育大学地理学研究報告, 13, 129～137.
- 3) Benson, M. A. and N. C. Matalas (1967): Synthetic hydrology based on regional statistical parameters. *Water Resources Research*, 3, 931～935.
- 4) 新井 正(1976): 日本の水収支—概要と問題点—, 立正大学文学部論業, No. 56, 95～125.
- 5) 榎根 勇・竹内 浩 (1971): 本邦における河川の年流出率について, 地理学評論, 44, 347～355.
- 6) 前掲 4)
- 7) 流域面積は1/25,000の地形図を基に自動面積計(AAM—8型: 林電工)で測定したものであり、流域の平均高度は交点高度法によって求めた。メッシュの間隔は5 cm である。
- 8) 建設省関東建設局 (1986): 『多摩川誌 (第2編自然, 第3章地質)』建設省関東建設局, 89～112.
- 9) 吉野正敏 (1967): 関東地方の気候区分, 東北地理, 19, 165～171.
- 10) 小林 望 (1982): 多摩川地域の気候—特に気温について—, 青山学院大学一般教育部会論集, 23, 137～146.
- 11) 杉山博信(1989): 水源ダム流域での長期流出特性の比較検討 (I) —小河内ダム流域と刀利ダム流域を対象として—, ハイドロロジー (日本水文科学会誌), 19-3, 189～196.
- 12) 杉山博信・後藤真宏・宮崎敏行 (1985): ダム流域における長期流出解析, ハイドロロジー (日本水文科学会誌), 15-2, 78～84.
- 13) 前掲 5)
- 14) 前掲 5)
- 15) 前掲 4)
- 16) 新井 正 (1980): 『日本の水—その風土の科学—』三省堂, 70～71.
- 17) 池末啓一 (1989): 水年 (water year) に関する諸問題, 地域研究, 30-1, 45～53.
- 18) Mather, J. R. (1974): *Climatology-fundamentals and applications*-, McGraw-Hill, 132～156.
- 19) 市川正巳(1968): 多摩川流域における水収支と流量の変化について, 東京教育大学地理学研究報告書, 12, 103～120.

- 20) 前掲 4)
- 21) Kayane, I. (1968) : Variation in annual runoff ratio. *Freiburger Geographische Hefte*, 6, 25~32.
- 22) 前掲 5)
- 23) Thornthwaite, C. W. (1948) : An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38, 55~94.
- 24) 関口 武・吉野正敏 (1953) : 日本の流域別水収支の年変化様式. 地理学評論, 26, 110~121.
- 25) 前掲 19)
- 26) 新井 正 (1975) : 人為に伴う多摩川の水文現象について. 立正大学人文科学研究所年報, 12, 23~32.
- 27) 前掲 19)
- 28) 前掲 26)

## Water Balance and Runoff in the Ogouchi Reservoir Catchment

Hea-Kun YANG\*

This study aims to check the accuracy of Thornthwaite's method used frequently in the water balance calculation of basins where the data on runoff are insufficient. The Ogouchi reservoir catchment is selected for the study where the long records of accurate runoff measurements and several rainfall stations are available. The data were taken from "Annual Report on the Operation of the Ogouchi Reservoir" published by the Waterworks Bureau of Tokyo Metropolitan Government.

The results are summarized as follows.

- 1) Annual precipitation fluctuates widely from 1083.4mm to 2324.0mm.
- 2) Annual runoff rate ( $R/P$ ) calculated from the observed river discharge varies widely. Annual evaporation amount estimated from the observed runoff ( $E = P - R$ ) is between 435.5mm and 843.8mm. Annual runoff rate ( $Ws/P$ ) calculated from water surplus in the climatological water balance varies along the line of annual evapotranspiration of 570mm.
- 3) Soil moisture storage originates from the precipitation in February, March and August, September. Soil moisture decreases in a period from October to the drought season of next water year.
- 4) Correlation coefficient between monthly calculated runoff and monthly observed runoff is 0.88.
- 5) Annual observed runoff rate is between 51.2% and 78.3%, annual computed runoff rate is between 53.4% and 74.5%. Annual mean runoff rate is 63.5% and 66.5%, for the observed and calculated ones respectively.
- 6) For the above reasons, climatic water balance by Thornthwaite's method can be applied for estimating the mean runoff where the hydrological data are insufficient.

\* Graduate Student, Ritssho University