

山地河川小流域での水収支について

大同工業大学大学院 学生員 ○尾崎 龍平
大同工業大学工学部 正員 下島 榮一
京都大学防災研究所 正員 沢田 豊明

1. はじめに

山地河川流域において、比較的長期間での水収支を検討することは、水源としての水資源問題を考える上で重要であり、また水文学的にも流出の仕組みを調べる上で基本となる。本報告は、山地河川小流域で観測した流量と降水のデータを用いて、そこでの水収支について検討した結果を示したものである。

2. 対象流域の概要と観測方法¹⁾

本研究の対象流域は、神通川水系蒲田川の小支溪のヒル谷流域（流域面積 0.85 km^2 ）で、岐阜県吉城郡上宝村に位置する。その地質構造は複雑で、上流域では古生層、中流域では花崗斑岩、下流域では右岸が石英斑岩、左岸が砂礫層となっている。流域の出口（標高約 1200 m ）に四角堰を設置し、そこでの河川流量と降水量を 1965 年より定常的に観測している。同流域は、1 2 月～3 月の降水は主に降雪となって積雪し、3 月中旬頃から約 1 ヶ月半、融雪が見られ、河川流量は大きくなる。

3. 観測結果と考察

(1) 年降水高と年流出高の関係

図 1 は 1971 年、1991 年～1998 年（1992 年は除く）の期間での年降水高（ R_y ）と年流出高（ Q_y ）の関係を示す。 R_y 値は 1138 mm （1994 年）～ 2519 mm （1993 年）の範囲で分布しているが、データは原点を通る直線の周りにプロットされている。この傾き（年流出率）は 0.57 と評価できた。普通、年降水量の約 $1/3$ が蒸発散となることを考えると、現地の流出率は同程度となっていることが分かる。

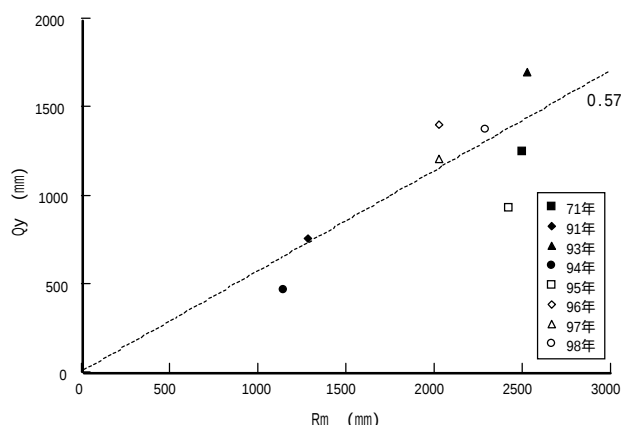


図-1 年降水高と年流出高の関係

(2) 月降水高と月流出高の関係

図 2 は月単位の降水高（ R_m ）と流出高（ Q_m ）の関係を調べたものである。図中の数値は $Q_m/R_m (= \alpha_m)$ ：月流出率と呼ぶ）の平均値を意味する。積雪期の 1 月～3 月のデータに着目すると、 $\alpha_m = 0.32$ 程度と小さな値となっている。これは、積雪期では、降水が河道に流出するより積雪することにより、 α_m 値が小さくなったものと考えられる。その逆のパターンとして融雪期の 4 月では、無降水期間が継続しても融雪による流出がなされるので、 α_m 値が大きくなることが期待

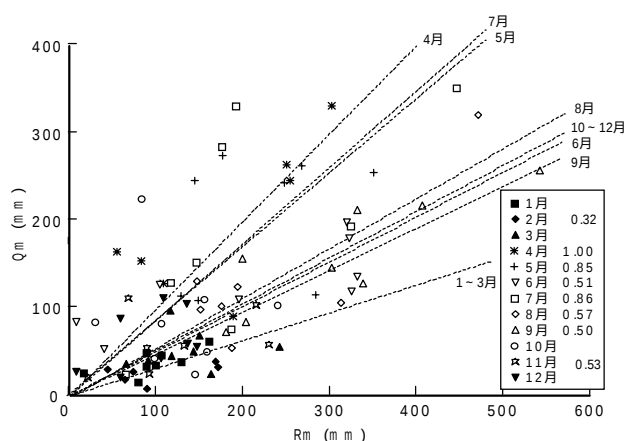


図-2 月降水高と月流出高の関係

表-1 ヒル谷流域の月平均降水量（1971年、1991～1998年）

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	合計
降水量 (mm)	200	95.9	141	170	224	225	265	214	290	164	116	100	2204.6

キーワード：水収支 山地小河川流域 観測 流出率 損失項

連絡先：〒457-8790 愛知県名古屋市中区白水町 40 Tel (052) 612-5571 Fax (052) 612-5953

され、事実、データの平均値は $\alpha_m = 1.0$ となっている。その際、4月の α_m 値は大きくばらついているが、それは積雪の多少や融雪の起こる時期の違いによるものと思われる。結局、データのばらつき等の問題はあ
るが、積雪期と融雪期での α_m 値の大小関係は妥当な結果であると言える。また、8月(夏季)では $\alpha_m = 0.57$
(ばらつきは比較的小さい)となり、梅雨期を経て湿潤となっている7月あたり($\alpha_m = 0.86$)と比べると低
い値となっている。これは8月の流域は乾燥期にあるので、降雨は乾燥した土壌を湿潤させ、貯留されるの
で、その結果、流出率は低くなったものと考えられる。7月のデータもばらつきがみられるが、これは梅雨
期の降水量が毎年大きく異なり、貯留項の影響(下記式(1))が現れた結果であると推測される。9月(月
平均降水量の一番多い:表—1参照)の α_m 値は0.50と低い値になっている。この期間は、梅雨期のように
降雨が長期間継続して土壌を湿潤化させている状況とは異なり、また台風による集中豪雨が生起する可能性
はあるが、比較的長く継続する無降雨期での流域の乾燥化によるものであると考えられる。さらには、10月
~11月(秋季)の流域は比較的乾燥した状態にあるので、その結果、 $\alpha_m = 0.53$ と低い値となっている。

(3) 損失項の検討

1)($R_m - Q_m$)の月変化

当該流域での水収支式を月単位で記すと、以下の通
りである。 $\Delta S = (R_m - Q_m) - L^* \dots (1)$
ここに、 ΔS :流域貯留量変化、 L^* :蒸発散等によ
る損失量である。

($R_m - Q_m$)($= L$)の値を1996年について調べる
と図3のようになる。3月のL値が非常に大きいのは、
(2)で示した積雪期に対応し、降水の流出の程度が

低いことによる。春季(4月~5月)で $L < 0$ となるのは上記した融雪による流出及びその影響が残っている
段階であることによる。7月のL値が6月、8月と比べ非常に小さくなっているのは、 R_m が小さいこと
及び、上記した梅雨期での継続する降雨により、土壌が湿潤化されたことによるといえる。

2)可能蒸発散量: 図3中でのEpはThornthwaite法²⁾による可能蒸発散量の計算値である。計算で
は月平均気温が0以下となる場合は蒸発散が起こらないとしている。現地の月平均気温は12月~3月ま
で0を上回ることがなかったため、Ep値は零となっている。また図で、Ep値は4月より増加して7月で
最大値を与え、その後低減する様子が分かる。

3)L値とEp値の比較: 流域貯留量に変動がない場合(式(1)で、 $\Delta S = 0$)、 $L = L^*$ となり、L
値は蒸発散項に対応して、損失項とみなされるものである。本来、流域貯留の変動項(ΔS)を考慮する必
要があるが、単に、Ep値とL値を比較すると、6月~12月(7月を除く)の期間で両者は同程度の値と
なっている。特に9月~10月でよい一致を示しているが、これは積雪、融雪、そして梅雨期の長雨といっ
た特異な気象条件下での流出が生起していないことによると考えられる。可能蒸発散量は丈の低い草で覆わ
れた地表面から、水不足の起こらないように給水した時の蒸発散量として定義されている³⁾。自然河川流域
での蒸発散量には、地被・表土・地形・地質などの流域特性や、気象要素が複雑に関係するために正確な推
定は簡単ではないと考えられるが、丈の高い落葉樹の茂り、地質構造が複雑な本山岳流域に適用しても、Ep
値がL値と大略一致したことは興味深い。また、1年間という長期間でのEp値とL値を比較したところ、
それぞれは526mm及び600mmとなり、両者はほぼ一致することが分かった。なお、貯留項の影響は年単
位では余り問題とはならないはずである。

4. おわりに: 下流河道部には堆積層が形成され、堰には、流域からの全流出量が通過せず、その一部は堰
の下部を浸透することが予想される。今後は、これらの問題を含め、詳細な水収支の検討が必要である。

参考文献: 1)沢田豊明:京大博論(1985)、2)水理公式集:土木学会(1963)、3)塚本良則:森林水文学、文永堂(1992)

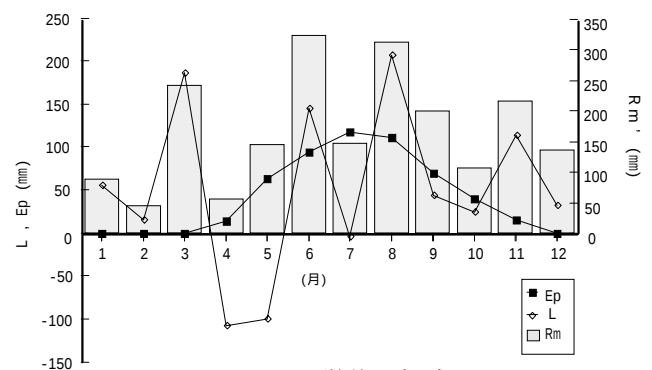


図-3 月単位の損失量