

京都大学工学部 正 員 高 棹 琢 馬
 京都大学工学部 正 員 池 淵 周 一
 京都大学大学院 学生員 〇 古 川 整 治

1. はしがき

長期間流出解析法として、著者らが、数年前から提案してきた統計的単位図法には、統計的単位図のピーク値が各年で変動したり、また、低水流量部の予測精度が悪いという欠点があった。本論文は、これらの欠点を改めるべく、地下水流出と中間流出を分離し、それぞれについて統計的単位図を求め、方法を提案するとともに、蒸発散を考慮した土湿量変化によって統計的単位図法の精度を一層高めたものである。

2. 各流出成分への降雨の供給量

中間流出の生起場であるA層内の土湿量は、Fig-1のように分布しており、流出領域(Runoff zone)および初期損失量領域(Initial loss zone)の土湿量 $S(i)$ (mm/day)は、蒸発散項を近似的に日蒸発散量 $e_v(i)$ (mm/day)で与えると、それぞれ次式のようにてい減する。

Runoff zone ;

$$S(i+1) = \{S(i) + (f_c + e_v(i))/\alpha\} e^{-\alpha} - (f_c + e_v(i))/\alpha \quad \dots\dots (1)$$

Initial loss zone ;

$$S(i+1) = S(i) - e_v(i) \quad \dots\dots (2)$$

ここに、 f_c はA層下層への最終浸透能(mm/day)、 α は中間流出のてい減係数であり、Fig-1の各容量量は、中間流出のてい減部特性から算定される。¹⁾したがって、降雨 $R(i)$ の各流出成分への供給量はつぎのように分離されよう。

i) 初期損失量領域への供給量 $L(i)$;

$$W_a < S(i) < W_c \text{ かつ } S(i) + R(i) > W_c \text{ のとき } L(i) = W_c - S(i) \quad \dots\dots (3)$$

$$S(i) + R(i) < W_c \text{ のとき } L(i) = R(i) \quad \dots\dots (4)$$

ii) 表面流出成分への供給量 $N(i)$;

$$S(i) + R(i) > W_s \text{ のとき } N(i) = S(i) + R(i) - W_s \quad \dots\dots (5)$$

iii) 中間流出成分への供給量 $R_s(i)$;

$$W_c < S(i) \leq W_s \text{ かつ 土湿量の日減少量 } DS(i) (= S(i) - S(i+1)) \text{ が } (f_c + e_v(i)) \text{ よりも大きいとき} \\ R_s(i) = DS(i) - (f_c + e_v(i)) \quad \dots\dots (6)$$

もちろん、降雨 $R(i)$ がある場合は、 $W_c < S(i) + R(i) \leq W_s$ であるかぎり、 $S(i) + R(i)$ が $S(i)$ に相当する。

iv) 地下水流成分への供給量 $R_a(i)$;

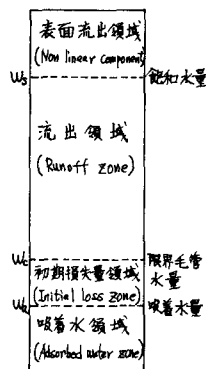


Fig-1

$W_c < S(i) \leq W_s$ でかつ $DS(i)$ がつぎの範囲にあるとき $R_G(i)$ が存在する。

すなわち、 $DS(i) \geq f_c + e_v(i)$ のとき、 $R_G(i) = f_c$

$DS(i) < f_c + e_v(i)$ のとき $R_G(i) = DS(i) - e_v(i)$ (7)

もちろん、成分 i) は流量の増加に寄与しないし、また成分 ii) は非線形成分を構成するから、線形流出系への入力となるのは、成分 iii), iv) の両者のみである。なお、蒸発散量 $e_v(i)$ の算定には、角屋らの研究²⁾を参照して Fig-2 のように土湿度と関係づけることによって、蒸発計蒸発量 $E(i)$ に置換させた。 $e_v(i)$ を $E(i)$ に置換できない場合には、流域領域では土湿度の A 層内での滞留時間が短く、蒸発散量そのものの効果が小さいと考え $e_v(i) = 0$ とみなし、一方、初期損失量領域では主たる損失は、蒸発散量であって無視できないから、土湿度は、

$$S(i+1) = S(i)e^{-\theta} \text{ (8)}$$

のように指数関数的に減すると考えた。

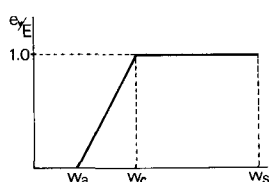


Fig-2

3. 地下水流出量の分離

地下水流出は、ダルシー則に従うから線形性が成り立ち、その流出を特徴づける単位図 $h_g(\tau)$ を、Fig-3 のように与えると、地下水流出量 $Q_G^*(i)$ が、先に求めた $R_G(i)$ を用いて次式から算定される。

$$Q_G^*(i) = \sum_{\tau=0}^{T_G} h_g(\tau) \cdot R_G(i-\tau) \text{ (9)}$$

したがって、実測のハイドログラフから $Q_G^*(i)$ を分離すると、その残差として表面流出量および中間流出量が得られる。なお、Fig-3 の単位図のパラメータとして、 T_G は地下水流出の減衰係数であり、低水部のハイドログラフを片対数紙上に描くと、その直線の傾きから決定される。

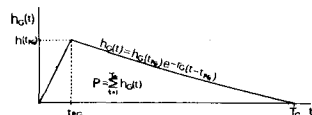


Fig-3

T_G は継続時間であり、実際的には、storm type および seasonal type の地下水流出を考慮して、40 ~ 50 日が妥当であろう。また t_{pg} はピーク生起時刻であるが、中間流出のピークと地下水流出のピークがほぼ同時である観測例もあるので、降雨の翌日に生じるとみなしてよい。最後に、 P は地下水流出成分への降雨の供給量のうち、他流域へ流出したり、深層地下水帯へ浸透していく部分を除いた、いわゆる地下水流出率であるが、現在のところその値を知る方法はない。一般に山岳上流域では 1.0 に近く、下流域の平野部では 1.0 よりも小さいことが予想されるが、本論文では流出率 P を仮定し、(9) 式で推定された地下水流出量が実測のハイドログラフの低水部とよく一致するように最適な流出率 P^* を決定した。

4. 表面流出量の分離と中間流出の統計的単位図

地下水流出量を分離し、その残差として得られた流出量系列から表面流出量を分離すると、中間流出の日流量系列が得られる。一方、中間流出成分への降雨の供給量 $R_S(i)$ が先に求められているので、この両者から Wiener-Hopf 積分方程式を導けば、中間流出の統計的単位図が算定される。

まず、実測流出量から地下水流出量を分離すると、その残差系列は一般に Fig-4 のように描かれる

が、図上の $a \sim a'$ 部分および $c \sim c'$ 部分では明らかに表面流出が生起していると考えられる。いま、表面流出量分離の一つの基準として、中間流出成分への供給量の最大値を考えると、その値 DS_{max} は土湿度の日変化量 $DS(i)$ の最大値から近似的に次式で与えられる。

$$DS_{max} = (W_s - W_c + f_c/\alpha)(1 - e^{-\alpha}) - f_c \dots\dots (10)$$

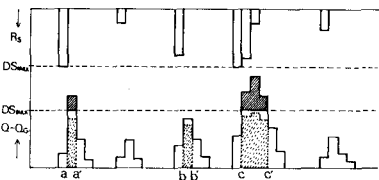


Fig-4

したがって、流出高に換算された残差系列からこの DS_{max} を一樣に分離すると、Fig-4の斜線部が表面流出量として除去される。この分離方法は従来の統計的単位図法でとられたものと類似しており、表面流出量が十分に分離されないという欠点がある。その原因としては、 DS_{max} はすべて瞬時に中間流出量になるわけではなく、 DS_{max} 以下でも表面流出が生起していることが考えられる。事実、 DS_{max} 一樣分離法によって求めた中間流出の統計的単位図は、表面流出をある程度含んでいるために、各年で変動し、しかもそのピーク付近の推定流量は、Fig-4の点線部で示すように DS_{max} よりも小さくなっている。しかし、中間流出への供給量 $Rs(i)$ が DS_{max} およびそれに近い値をとるところでは表面流出が生起していると考え、その場合にかぎり、 DS_{max} 一樣分離法によって推定されたピーク付近の値が近似的に実際の中間流出量を表わしているとみなすことができる。すなわち、Fig-4における $a \sim a'$ 、 $b \sim b'$ および $c \sim c'$ 部分では、点線部が実際の中間流出量であり、これ以外の部分では、残差系列そのものが中間流出量となっている。

このように中間流出量を修正すると、 $Rs(i)$ との間で再び中間流出の統計的単位図 $h_s(t)$ が算定され、中間流出量 $Q_s^*(i)$ が次式によって推定される。

$$Q_s^*(i) = \sum_{t=0}^{T_s} h_s(t) \cdot Rs(i-t) \dots\dots (11)$$

最後に、以上の改良された統計的単位図法の算定手順をフローチャートFig-5に示しておく。

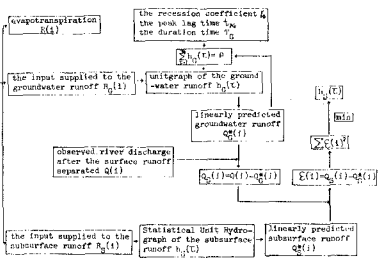


Fig-5

5. 由良川流域および淀川流域への適用と考察

以上の方法を由良川流域荒倉(流域面積150km²)、淀川支川木津川流域の名張(462km²)、島ヶ原(512km²)、加茂(1456km²)、および柱川流域龜岡(679km²)、納所(1100km²)の計6地点の降雨流出期(5月~11月)に適用した。なお、日蒸発散量 $ev(i)$ の算定は、荒倉流域の芦生地点で蒸発計蒸発量 $E(i)$ が観測されているので、荒倉地点にのみ適用した。各地点の位置をFig-6に示す。

表-1 は、これらの地点における中間流出の α 減特性から算定された定数 α 、 β および $W_s - W_c$ の値を示したものである。なお、 f_c は、由良川流域で石原らが求めた0.27mm/hrを日単位に換算して6.5mm/dayをすべての地

地点	α (1/day)	β (1/day)	$W_s - W_c$ (mm)
荒倉	1.200	0.026	120
名張	0.775	0.026	100
島ヶ原	0.802	0.026	100
加茂	1.020	0.026	180
龜岡	0.588	0.026	110
納所	0.814	0.026	110

表-1



Fig-6

点に適用し、 β は W_c が20日間の無降雨で W_b になるとして求めた。Fig-7は荒倉地点の中間流出および地下水流出の統計的単位図を示したものであり、Fig-8はそれによる推定流出量と実測流出量を比較したものである。中間流出の統計的単位図は各年においてピーク値および全体の形ともよく一致しており、従来の方法よりもかなり良好な結果となっている。また、(8)式の近似法による地下水流出の推定流出量は、蒸発散量の多い8,9月では実測流出量よりやや大きくなり、その他の月ではやや小さく現われ、日蒸発散量 $e_u(i)$ の算定を無視すると、精度的にやや悪くなることが実証された。しかし、その精度の低下も大きなものではないので、他の5地点についてはいずれも(8)式による近似法を適用した。

その一例としてFig-9に加茂地点における中間流出の統計的単位図を示す。他の地点の結果とも総合すると、相対的に、上流域ほど統計的単位図の安定度が悪く、しかも、2日間で降雨の大部分が流出する形態を示しており、下流域で流域面積が大きくなると流域の貯留効果が大きくなり、安定度が高まっている。こうした結果は、統計的単位図が中間流出の場所的な特徴を十分反映していることを意味しており、本方法の有効性を実証しているといえよう。

最後に、本方法による推定流出量と実測流出量との合致度を

$$F = \frac{\sum_{i=1}^N (Q(i) - Q^*(i))^2}{\sum_{i=1}^N Q(i)^2} \quad \begin{array}{l} Q(i); \text{実測流出量} \\ Q^*(i); \text{推定流出量} \end{array}$$

なる値で評価したが、いずれも0.05~0.15の範囲にあり、本方法は、日流量の予測、さらには流量資料の補充をも可能とするものである。

6. 結語

本論文で提案した方法が長期間流出解析法としてきわめて有効であることが実証されたが、同時に、こうした方法によっても中間流出に弱い非線形性が認められ、また、全流出量を予測していくためには、こうした方法と表面流出量の予測方法との結合をはかっていかなければならないことがわかった。今後は、これらの問題点を解決し、さらに精度の高いかつ普遍的な長期間流出解析法を確立したい。

参考文献

- 1) 高橋琢馬, 池淵周一; 長期間流出機構の情報理論的研究, 京都大学防災研究所年報, 第12号, 昭44, 3
- 2) 角屋 睦; 山地小流域河川の低水解析(1), 京都大学防災研究所年報, 第9号, 昭41, 3

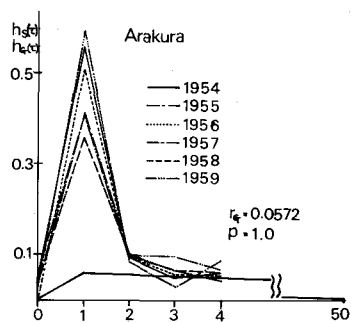


Fig-7

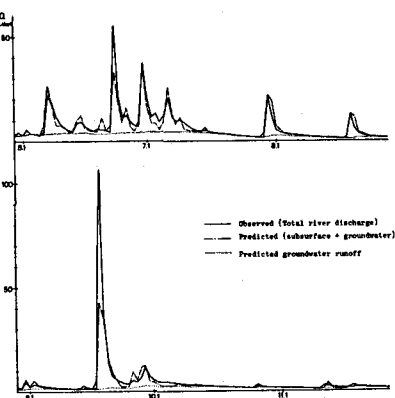


Fig-8

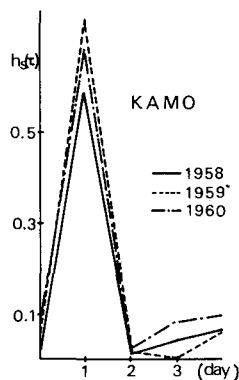


Fig-9