

京都大学防災研究所 正員 小葉竹重機・石原安雄

われわれは流域末端での洪水 hydrograph $Q(t)$ は、単位流域からの流出 hydrograph $q(t)$ と単位流域の位置と大きさを表現していける修正集中面積因 $A(t)$ のたたみ込み積分 $(q * A)(t) = Q(t) \dots (1)$ で与えらるとして考察を進めてきた。本報告はこの考え方を用いて洪水流出計算の総合化の検討を行ったものである。

1. 単位流域の洪水流出解析： 単位流域においては、斜面要素と河谷要素を考慮することによって、かなり厳密に雨水流出の物理的过程を表現できるようになつた。すなわち高樟らは表層(A層)の役割に着目して斜面における流出過程を説明することに成功し、われわれは尼川試験地の観測結果に基づいて多層モデルによる表現を行つた。したがつて、ここでも本来はこれららの流出モデルによつて単位流域からの流出 hydrograph を算定し、その総合化を計ることを考えるべきであろう。しかし、斜面における雨水の流出過程は、本質的に非線形性であり、しかも入力である降雨量と出力である流出量が等しくなく、雨水が流域内に残留するという特性を有している。そのためには、これららの純粹な物理モデルに含まれるパラメータの同定には多くの観測値を必要とするものである。そこで、ここではできるだけ上述の雨水流出の特性が考慮されており、しかもパラメータ同定が可能な流出モデルを採用して、こうした近似によつて生ずる誤差の伝播を考察した上で、洪水流出計算の総合化を考えることとした。

2. 単位流域からの流出波形に含まれる誤差の伝播：ある時刻 t_0 に $q(t)$ 上に生じた δ の変化は、下流端では $\delta \cdot A(t-t_0)$ の変化となる。現われたが、ここで δ のよりは偶然誤差の伝播ではなく、流出計算上現われ易い一種の系統誤差、すなわち波形全体の形に若干の誤差が含まれる場合に、それがどのようないかに伝播するかについて検討を行つ。伝播の様子を見るものとして、ピークの位置とその大きさの変化をとり上げることにする。いま図1に示すように $q(t)$ のピーク付近の波形はガンマ分布 $g_m(t)$ で、図中右上に示す $A(t)$ については二項分布で近似できるものとすれば、下流端の hydrograph $Q(t)$ は確率変数の和の分布としてガンマ分布 $Q_m(t)$ で近似的に表わしえることになり、そのピークの位置と大きさは、 $g_m(t)$ と $A_m(t)$ の平均値 μ_g 、 μ_A と分散 σ_g^2 、 σ_A^2 を用いて、(2)式で与えられる。 μ_g の平均値、分散が各々 ε_μ 、 ε_σ で変化したとすれば、 $g_m(t)$ のピークの位置 t_{pg} と $Q_m(t)$ のピークの位置 t_{pq} のもとの位置からのずれは各々(3)式のようになる。(3)式において μ_g と σ_g^2 はほぼ同じ order であり、 ε_μ 、 ε_σ は各々 μ_g 、 σ_g^2 の 10^{-1} order であるとすれば、(3)式より、 $\Delta t_{pq} \approx \Delta t_{pg}$ となる。つまり同様の ε_μ 、 ε_σ の変化による $g_m(t)$ 、 $Q_m(t)$ のピークの大さの変化率 V_g 、 V_Q は、(2)式のガンマ分布のピークの大さを表わす式において最後の項の 1 を無視するこことによつて $(\mu^2 \gg \sigma^2)$ の時成立(4)式で与えられる。

$\alpha = \varepsilon_\sigma / \sigma_g^2$ として図1の場合について、 $S_V = V_Q / V_g$ を計算したものが図2の点線であり、実線はこの場合の 1 を無視しない厳密値である。また既得の(2)(4)式を用いて $\sigma_g^2 = \sigma_A^2$ 、 $\sigma_g^2 = 2\sigma_A^2$ 、 $\sigma_g^2 = 10\sigma_A^2$ の場合について δ_V を計算した結果である。いま $Q(t)$ のピーク付近の波形を決定するには、 $q(t)$ の波形のうちピークを含んで伝播時間(最遠単位流域から流域末端までの雨水の伝播時間)の2~3倍の期間と考えられ、このよどみ期間を $Q_m(t)$ の分散は、 $A_m(t)$ の分散の2~10倍程度になると予想される。図2から、このよどみ場合の Q_p の変化率は g_p の変化率の 60~90% であると考へらる。

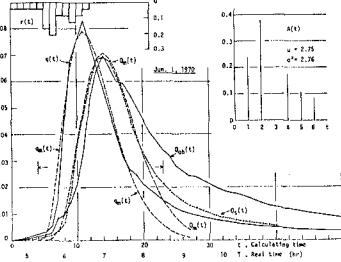


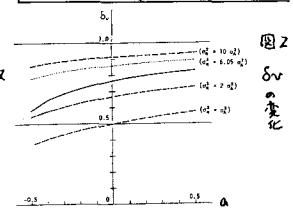
図1 蓼川試験地と尼川流域全体の実測 hydrograph $Q(t)$ 及び $Q_{gb}(t)$ を用いた検討例。

$Q_s(t)$ は(1)式を用いた厳密値

$$\left. \begin{aligned} t_p &= \mu_g + \mu_A - \frac{\sigma_g^2 + \sigma_A^2}{\mu_g + \mu_A} \\ Q_p &= \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \left(\frac{\mu_g + \mu_A}{\sigma_g^2 + \sigma_A^2} \right) \left(\frac{(\mu_g + \mu_A)^2}{\sigma_g^2 + \sigma_A^2} - 1 \right)^{-\frac{1}{2}} \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

$$\left. \begin{aligned} \Delta t_{pg} &= \varepsilon_\mu - \frac{\varepsilon_\sigma}{\mu_g + \mu_A} + \frac{\varepsilon_\mu \cdot \sigma_g^2}{(\mu_g + \mu_A) \cdot \mu_g} \\ \Delta t_{pq} &= \varepsilon_\mu - \frac{\varepsilon_\sigma}{\mu_g \cdot \mu_A \cdot \varepsilon_\mu} + \frac{\varepsilon_\mu \cdot \sigma_g^2}{(\mu_g + \mu_A + \varepsilon_\mu) \cdot (\mu_g + \mu_A)} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

$$\left. \begin{aligned} V_g &= (1 - \frac{\varepsilon_\sigma}{\sigma_g^2})^{-\frac{1}{2}} - 1 \\ V_Q &= (1 - \frac{\varepsilon_\sigma}{\sigma_g^2 + \sigma_A^2})^{-\frac{1}{2}} - 1 \end{aligned} \right\} \quad (4)$$



以上の考察から、平均値と分散の変化によって $g_m(t)$ の波形全体が変化する場合、それによつて生ずるピークの位置のずれは、ほぼそのまま下流端に現われ、ピークの大まきの変化率は下流端において 60~90% に減衰する二ことが明らかとなる。す。

3. 流出計算の総合化： 1. で述べた方針に従つて単位流域からの流出 hydrograph を計算する流出モデルを決定する。荒川の多層モデルは鉛直方向には貯留・浸透過程であり、斜面方向には伝播・変形過程である。これは $\tau = 7$ モデルについてみると鉛直方向の貯留・浸透過程はほぼ表現されており、斜面方向の伝播・変形過程は貯留型変形過程とおくべき過程（各流出孔からの流出量を一定時間 T_L 遅らせるもの）で置きかえられていいと考えることができる。事実、荒川試験地にて $\tau = 7$ モデルを適用してもほぼ満足のいく結果が得られるることは分つていい。すらに $\tau = 7$ モデルは実用的にかなり改良されており、パラメータ同定法もほぼ確立されていいので、ここでは流出計算法として $\tau = 7$ モデルを用いることにす。

$\tau = 7$ の構造は図 3 に示すようであつて、図中○で囲んであるパラメーターは、検討を行つた表 1 に示す 5 流域で共通の値を用いることができるものである。5 流域はいづれも $1/20$ 万の地勢図を基準にし、 $1/50$ の地形図で補完を行つながら流域分割を行つた。

分割の個数、単位流域の面積、 $A(t)$ を作製すれば

必要な浸水波の伝播速度、各パラメーター

の値などは表 1 にまとめて表示してあ

る。多くのパラメーターが共通の値となる

のは、単位流域ごとに渓水流出口機構が

多少相異していっても、河道系における

伝播・合流の平均化の効果のため、そ

の平均的な hydrograph が確定で玉山ば

よいいこと、換言すると、この平均的な hydro-

graph を生み出す流出モデルは流域ごとに大差

ないことを意味しているものと考えられる。

結局、流域によつて異なる値となる初期損失量のものと、二段目の $\tau = 7$ の浸透孔の大

きさとか、流域の地形特性に対応づけられれば流出計算の総合化へ大きく一步前進でき

わけである。この二つの重ねいづれも一義的には地質に關係があると考えられるので、今後はさらに多くの流

域において検討を行ひたい。もちろん、他のパラメーターについても範例を増して検討を行ひ必要があることはいふ

までもない。^{参考} 1) 石原・小草竹：京大防災研究年報第 18 号 B, 1975, pp. 425~435. 2) 石原・石原・高橋・鶴：荒川の出水特性に関する研究

3) 石原・小草竹：防災研究年報第 15 号 B, 1972, pp. 321~331. 4) 石原・小草竹：防災研究年報第 18 号 B, 1975

表 1 計算の諸元

Name	Drainage area (km ²)	Number of sub-basins (n)	Average area of sub-basins (km ²)	L ₁ (mm)	L ₂ (mm)	L ₃ (mm)	L ₄ (mm)	F ₁	F ₂	F ₃	R ₁	R ₂	R ₃	R ₄	T _L (hr)	u (m/sec)
R.Chikugo Yahiro	533	37	14.4	40	75	15	15	0.12	0.08	0.01	0.10	0.15	0.05	0.01	0	3.78
R.besen Minamihatajiki	664	40	16.6	30	60	15	15	0.12	0.08	0.01	0.10	0.15	0.05	0.01	1	4.19 (2.75)
R.Kizu Tsukigase	611	35	17.5	15	60	15	15	0.12	0.05	0.01	0.10	0.15	0.05	0.01	1	4.00
R.Nagara Mino	1076	62	17.4	30	75	5	15	0.12	0.04	0.01	0.10	0.15	0.05	0.01	1	4.17
R.Yukari Kiyohorobuchi	686	40	17.1	15	40	15	15	0.12	0.08	0.01	0.10	0.15	0.05	0.01	2	4.0 (2.5*)

* assumption

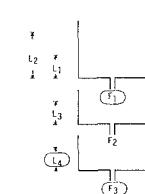


図 3 タンクの構造

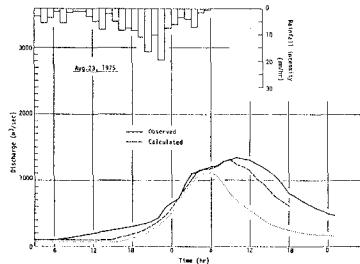


図 4 石狩川支川アラカワ河川の計算結果
(下流流域につて計算し、並んでアムから放流量を印したもの)

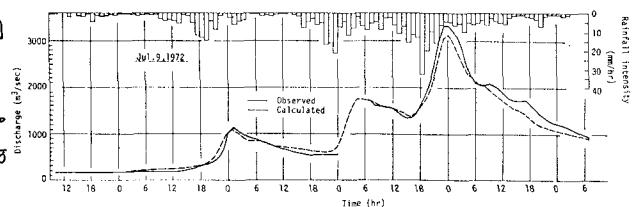


図 5 長良川 美濃川流域の計算結果

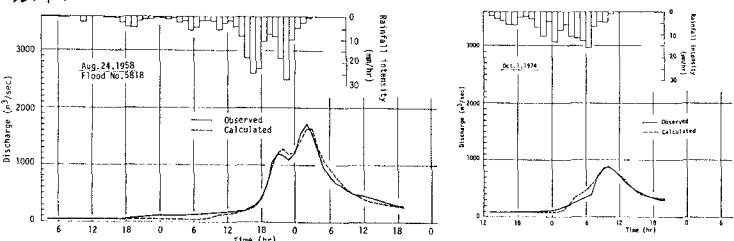


図 6 木津川川口河川流域における計算結果

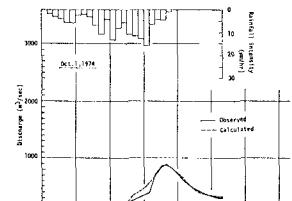


図 7 三河川 川内川・豊川・伊那川流域における計算結果

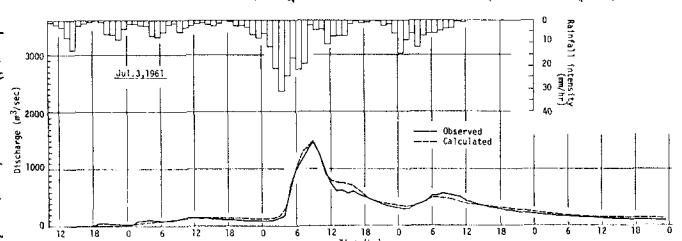


図 8 最後川小平流域における計算結果