

京大防災研究所 正員 小柴竹重機, 正員 石原 安雄

1. 基礎理論 われわれは河道網系における洪水の伝播合成過程を単純なぶくれ過程と線形合流過程で表現し、いわゆる1次元多段過程として次式を示した。

$$q_i(t) = \{ A_i \cdot Z(2d_i) + B_i \cdot Z(\tau_i + d_i) + C_i \cdot Z(2\tau_i) \} * q_{i-1}(t) \quad i = 2, 3, \dots, n \quad (1)$$

$q_i(t)$  は  $i$  th order からの単位量の降雨に対する単位面積当りの流出量、 $Z(\beta)$  は  $Z(\beta) * f(t) = f(t - \beta)$  を表わす時間変換オペレーター、 $A_i, B_i, C_i$  は  $i$  th order での合流状況を示す Fig.1 において、 $A_i = \alpha P_i^2 / G_i$ ,  $B_i = (1 + \alpha) P_i / G_i$ ,  $C_i = \alpha / G_i$ ,  $G_i = 2 + (1 + \alpha) P_i + \alpha P_i^2$ ,  $d_i$ ,  $\tau_i$  は雨域および流水の伝播時間を表わす。結局  $n$  th order の河川流域からの流出量  $q_n(t)$  は (1) 式の積と  $F_i$  とよく次式の漸化式で表わされる。

$$q_n(t) = F_n * F_{n-1} * \dots * F_2 * F_1 * r_0(t) \quad (2)$$

(2) 式に従って  $r_0(t) \rightarrow q_1(t) \rightarrow \dots \rightarrow q_n(t)$  と計算することができる。一方  $r_0(t)$ ,  $F_i$  を右々独立確率変数の密度関数とみなすと  $q_n(t)$  はそれらの和の分布を求めるときにはなるので、中心極限定理によつて  $N(t_m, \sigma^2)$  の正規分布に近づくことになる。  $q_n(t)$  のピークの位置  $t_m$  とピークの値  $q_{np}$  は

$$\left. \begin{aligned} t_m &\div \mu_0 + \mu_1 + \dots + \mu_n = \mu_0 + \mu_1 + \sum_{i=2}^n \left\{ D_i (\tau_i - d_i) + 2d_i \right\} \\ q_{np} &\div (12\pi)^{-1/2} (\sigma_0^2 + \sigma_1^2 + \dots + \sigma_n^2)^{-1/2} = (12\pi)^{-1/2} \left[ \sigma_0^2 + \sigma_1^2 + \sum_{i=2}^n E_i (\tau_i - d_i) \right]^{-1/2} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

で与えられる。 $\mu_0, \sigma_0^2$  は降雨波形の平均値と分散、 $\mu_i, \sigma_i^2$  は  $F_i$  の平均値と分散、 $D_i, E_i$  は  $\alpha$  と  $P_i$  によつて決まる定数である。(3) 式よりわれわれは降雨の時空間分布によるハイドログラフの変形について次の諸特性を得た。

1). 降雨域の移動に関して： 降雨域が下流から上流に向かう場合 ( $d_i < 0$ ) はピークの位置は早くなるが  $q_{np}$  は小さくなる。逆の場合 ( $d_i > 0$ ) はピークの位置は遅くなるが  $q_{np}$  は大きくなり、雨域の移動速度と流水の伝播速度が等しい時 ( $d_i = 0$ ) に最大値となる。

2). 降雨強度の地域分布に関して： 上流ほど強い雨が降る場合 ( $P_i < 1$ ) にはピークは大きくなるが遅く理われる。逆の場合は  $\alpha$  によつて変化するが  $1 < P_i < 2$  程度 では出水ピークは小さく早い。

## 2. 長良川流域の河道網の構成

この理論を長良川流域において検討する。いうまでもなく Fig.1 は実河川ではその流域の各 order の構造を表現するものに変えられる。この場合 order ごとに構造が変化するとは差支えない。Fig.2 は長良川の美濃流量観測点の流域(面積 1076 km<sup>2</sup>)を示したもので、1/50万の流域図で等高線のくづみから(特に定義を行はでない)最小河川までを描いた河道網図である。これによると美濃地点は 5 th order の途中であり、その上流に般線で囲んだ 4 つの 4 th order の流域を有している。このうち ①の流域を 5 th order の主河道に沿う流域も含めて拡張して考えると 5 th order の構造として Fig.3(1) が得られる。次に 4 th order には平均的に 4 本の 3 rd order の河川が流入してあり Fig.3(2) の構造となる。河道長は 4 つの流域の平均値を用い、その等価雨である 3 rd order の河川が流入しているとしている。同じようにして求めた 3 rd order, 2 nd order の河川の構造が Fig.3(3), (4) である。つぎに各 order の河道区間での洪水の伝播速度  $V_i$  を求めることが必要である。5 th order については稲城〜美濃間の実測ハイドログラフのピークの平均時差から 4.17 m/sec が求められるが、

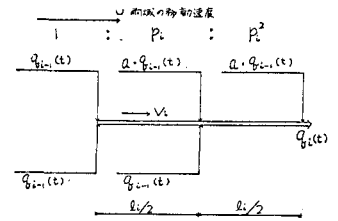


Fig.1 線形則より得る  $i$  th order の流域構成と記号説明

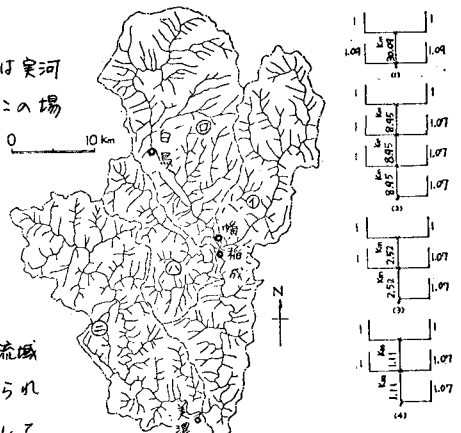


Fig.3

他については適当な記録がないので、かなり大胆ではあるが右 order で速度比を 0.8 と仮定して、4th, 3rd, 2nd に対してそれぞれ 3.34 m/sec, 2.67 m/sec, 2.14 m/sec とした。また 1st order

の河川、すなわち、いまの場合の単位セル内での変換オペレーター  $F_1$  については、その平均の面積が  $1076 \text{ km}^2 / 700 = 1.54 \text{ km}^2$  であり、また計算の単位時間が 1 時間であることに考慮して、Fig. 4 に示すように、形状及び尺度の母数が共に 1 のガンマ分布で表わすとした。

### 3. 計算結果と考察

降雨の時空間分布の特性として

a) 無次元化した地点降雨の時間分布が同じであるが、生起時間に差がある場合、

b) 上の時間分布が同じではない場合

の二つに分けて考えることができよう。後者の場合には、一般的に性質を見出し難く、いわゆる time-area-concentration diagram によつて個々の場合を検討して、その影響をみることもできる。したがって、ここで問題としているのは前者の場合である。

木曽川水系著名 7 洪水といわれるものの中から、降雨の時空間分布の特性が a) の場合に近いもの 2 例を選んで検討を行つた。Fig. 5(1) は伊勢湾台風に伴う昭和 34 年 9 月 24 日～26 日の最後の大雨を示したもので、岐阜～八幡間で時差 1 時間、八幡～白鳥間で時差 0 時間のように見える。しかし台風に伴う大雨である

ので、下流から上流方向に雨域が移動していると考えるのが妥当で、上記の諸事実は勘案して、上流方向に台風の移動速度 75 km/hr で雨域が移動したとした。

Fig. 5(2) は同じ 34 年の 8 月 12 日～13 日のもので、上と同様に 30 km/hr で雨域が上流方向に移動したものとした。つまり、各地点降雨の分布形が全く同じではないので、Fig. 5(1) では白鳥、(2) では美濃での雨量分布を標準とし、対象期間内の総雨量の比を乗じて各地点の雨量分布を与えるようにした。なお、この比から雨量強度比  $P$  が求められる。

Fig. 6(1)、(2) は美濃地先での計算結果で、実線は実測の水位・時間曲線、破線は (2) 式から計算されたハイドログラフ、● 点は (3) 式から求めたピーク位置と大まきである。美濃地点における昭和 34 年の水位・流量曲線がほぼ同じから実測値と計算値と直接比較することができず、また例も必ずしも良くないが、この図から、上述の a) の場合の降雨の時空間分布特性が洪水ハイドログラフに及ぼす影響は、1. で述べた理論によつてよく説明され、また (3) 式によつて、かなりの精度で定量的に評価できることが明らかになった。また (3) 式を用いる場合には最終 order が 4～5 th order になるように河道網を考えれば充分であるが、その時の (3) 式の精度には洪水の伝播時間と降雨の duration の関係が大きく影響することになる。

最後に資料を提供して頂いた建設省木曽川上流工事事務所に対して深謝の意を表します。

- (参考文献) 1) 高峰琢取：流水流出の分析と総合に関する基礎的研究，昭和 44 年 6 月  
2) 石原・小栗竹：河道網系における洪水の合成について，第 29 回年次講演会，昭和 49 年 10 月  
3) 石原・小栗竹：洪水予報における河道網系への役割について，同上  
4) A. J. Surkan; Simulation of storm velocity effects on flow from distributed channel networks, Water Resources Research, Vol. 10, No. 6, 1974

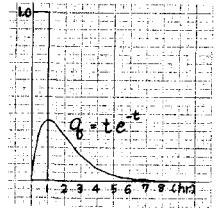


Fig. 4 1st order の流出

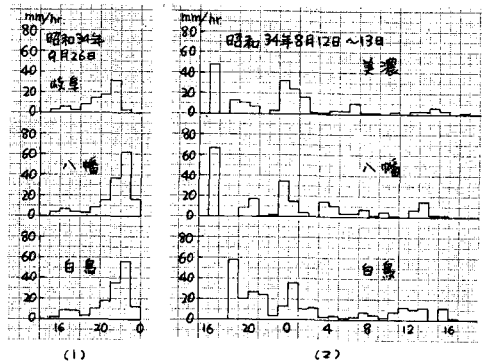


Fig. 5 昭和 34 年 9 月 28 日の三地点におけるハイドログラフ

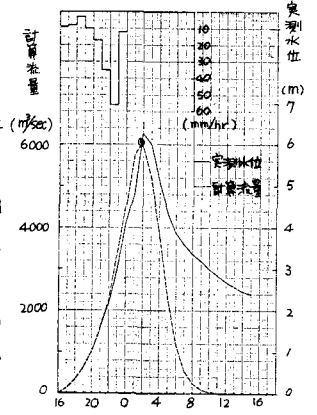


Fig. 6 (1) 昭和 34 年 9 月 26 日～27 日

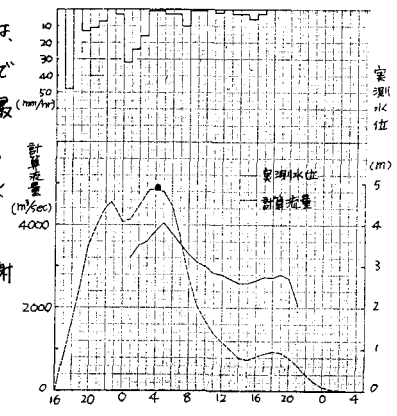


Fig. 6 (2) 昭和 34 年 8 月 12 日～13 日