

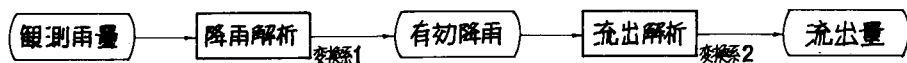
京都大学工学部 正会員 石原 隆次郎  
 京都大学工学部 正会員 ○田中 雄作

## 11 はしがき

洪水流出の解析において、その入力となる有効降雨の算定はそれが流出量に大きな影響を及ぼすことを考えると、きわめて重要な位置を占めるといえよう。本文では、従来用いられてきた有効降雨算定法について、損失能の立場から比較検討し、その中で置換有効降雨の有用性を述べる。また、この方法の実用上の短所である計算の繁雑さを補うため、簡便法として逐次計算法を提案する。さらに、置換有効降雨の力学的特性を利用して、基本高水決定への接近をはかるため、総降雨量（確率雨量）を知って有効降雨波形を作成する一手法を述べる。

## 2 各種有効降雨算定法

有効降雨の算定法はその多くが一連の流出解析法の一部として提案されたものであり、それだけで独立に考察することには異論もある。実際、立神氏の提案による流出指示率など流出解析法と切り離して考えることの困難なものもある。しかし、一連の流出解析の手順を



と考えるとき、有効降雨の算定法のみについて考察することにも意義を見出せる。またこれによって、複雑な流出現象を2つの変換系の結合として表わすことができ、それぞれの系における種々の方法の長所を生かして、目的に応じた解析法の選択、組み合わせを考えることができる。ここではつぎに略述する方法について検討する。以下、時間 $t$ における観測降雨を $r(t)$ 、有効降雨を $q(t)$ で表わす。

1) 流出指示率 ----- 立神の提案によるもので、まず、初期損失雨量を除いた観測降雨から単位図法により流出量を計算し、置換降雨 $u$ とし、

$$f(t) = q(t)/u(t) \quad (t < t_p)$$

$$= q(t_p)/u(t_p) \quad (t \geq t_p)$$

$q, u$ : 観測流量および置換降雨 $u$ の線距,  $t_p$ : ピーク生起時刻

として流出指示率 $f$ を定める。その一般的傾向を図-1に示すが、立神はこの $f$ を流出解析に導入することによって、有効降雨の概念を間接的に組み入れて11る。

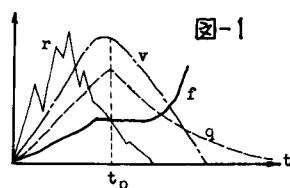
2) 累加雨量、～累加損失雨量曲線 ----- 中安<sup>2)</sup>は千代川の洪水調査より、累加雨量 $R(t)$ と累加損失雨量 $R_L(t)$ との間に次式を提案した。

$$R_L(t) = R(t) \cdot (1 - 3.6 \times 10^{-4} \times R(t)^{\frac{3}{2}}) \quad (\text{mm}) \quad (0 \leq R(t) < 100) \\ = 64 \quad (100 \leq R(t)) \quad \left. \vphantom{R_L(t)} \right\} \text{----- (1)}$$

$dR_L(t)/dt = r(t) - q(t)$ ,  $dR(t)/dt = r(t)$  より有効降雨は次式のようなになる。

$$q(t) = (9 \times 10^{-4} \times r(t) \times R(t)^{\frac{3}{2}}) \quad (\text{mm/h}) \quad (0 \leq R(t) < 100) \\ = r(t) \quad (100 \leq R(t)) \quad \left. \vphantom{q(t)} \right\} \text{----- (2)}$$

3) 損失能曲線 ----- 石原<sup>3)</sup>等は損失能 $l(t)$ を「任意状態で生じうる単位時間あたりの雨量損失」と



定義し、過剰降雨に対して Horton の浸透能方程式

$i(t) = i_c + (i_0 - i_c) e^{-kt}$ ,  $i_0, i_c$ : 初期および最終浸透能,  $k$ : 定数  
に従うものとした。 $i_0, i_c, k$  を決定すれば、有効降雨は次式で表わされる。

$$r_f(t) = r(t) - i(t) \quad \text{----- (3)}$$

4) 置換有効降雨 ----- 高井等の提案によるもので、表層(A層)の水理機構を図-2のように考えると、表面流の非突生時の指標  $L_r(t)$  は

$$L_r(t) = \frac{\tau_0}{L} = \left[ \int_0^t b e^{\int_0^s a ds} ds + 1 \right] e^{-\int_0^t a ds} \quad \text{----- (4)}$$

$a = \frac{r(t) + r_a}{\delta D}$ ,  $b = \frac{r_a + i_c}{\delta D}$ ,  $\delta D$ :  $\delta$  かけの表層厚,  $r_a$ : 中間流出最大強度,  $i_c$ : 最終浸透能で表わされる。有効降雨はつぎのようになる。

$$r_f(t) = (1 - L_r(t)) \cdot (r(t) + r_a) \quad \text{----- (5)}$$

### ③ 有効降雨と損失能

有効降雨を「地表面流に実質的に供給される雨量」と定義し、損失能を前項3)の定義に従うものとする、 $i(t) = r(t) - r_f(t)$  なる関係が成立する。前項の各式よりそれぞれ  $i(t)$  を求めるとつぎのようになる。

$$2) \quad i(t) = r(t) \cdot (1 - 9 \times 10^{-4} \times R(t)^{\frac{1}{2}}) \quad (0 \leq R(t) < 100) \\ = 0 \quad (100 < R(t))$$

$$3) \quad i(t) = i_c + (i_0 - i_c) e^{-kt}$$

$$4) \quad i(t) = L_r(t) \cdot (r(t) + r_a) - r_a$$

これらの一般傾向を図-3に示す。なお、1)は厳密な意味での定式化が困難であるので、ここでは十分な検討を行なうことはできないが、図-1の  $f$  の変化からは中間流出の存在が予想され、その力学的意义が認められるにもかかわらず、 $t \geq t_p$  で  $f$  を一定としたためその意義をそくなってゐる。以下若干の考察を加えると、2)は  $R(t)$  が一定値に達すると、それ以降は  $i(t) = 0$  となり、降雨波形が強い形で流出量曲線に写像され、とくにその減衰において実際現象を説明できない点がある。3)は降雨に無関係に  $i(t)$  が求まることから、流域固有の定数のみで有効降雨を算出できる利点があるが、またこれは流出の内部機構を考えると、有効降雨の算定法としては欠点ともなっている。4)はA層の支配的な4腹斜面における雨水の水理機構を正確に表現し、降雨終了後の損失能の状態からみて中間流の存在をも組み入れてゐる点、他の方法よりすぐれているといえよう。ただ、この方法は流量で減衰の解析によって求められる  $\delta D, r_a$  などの定数の決定に個人差が入りやすく、また、 $L_r(t)$  の計算が繁雑であることが難点である。図-4に、由良川大野地点(流域面積  $343 \text{ km}^2$ ) に対する伊勢湾台風時の降雨における損失能の計算結果を示す。また、図-5(a),(b),(c)

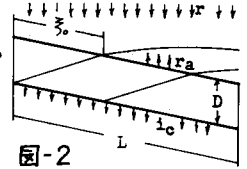


図-2

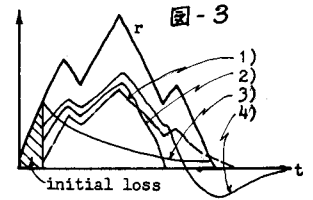


図-3

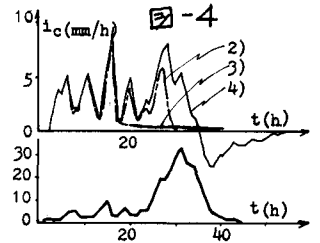


図-4

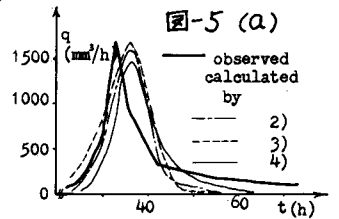
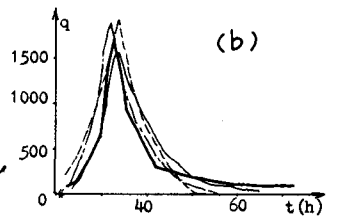
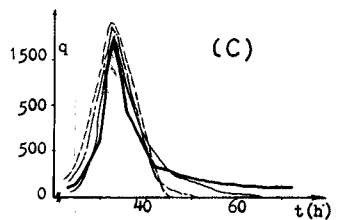


図-5 (a)



(b)



(c)

はそれぞれ同一条件による立神単位図法, 中央総合単位図法, 特性曲線法を用いた流出計算の結果である。流出解析法の比較は本報告の目的ではないのでその詳細は略すが, これらの結果をみる限りでは, 置換有効降雨を用いたものが11ずみの解析法によるものにおいて最もよくその流出部においてずみであり, 上述の定性的な考察を裏付けているといえよう。なお, ここではこれまでの研究<sup>3,2,4)</sup>に基づき, 初期損失量  $30\text{ mm}$ ,  $\partial D = 120\text{ mm}$ ,  $\lambda_a = 6\text{ mm/h}$ ,  $i_c = 0.27\text{ mm/h}$ ,  $k = 0.15$  として計算した。

#### ④ 置換有効降雨の簡易計算法と定数の決定

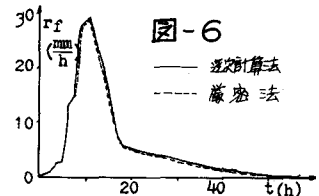
置換有効降雨の欠点である計算の複雑さを除くため, つぎのような方法を提案する。時間  $t$  における単位斜面長あたりの表面流出発生量の指示を  $S_r(t) (= 1 - L_r(t))$  とすると A 層飽和域と不飽和域との間の連続の条件より次式が成立する。

$$\frac{dS_r(t)}{dt} + \lambda S_r(t) = a - b \quad \text{----- (6)}$$

$dt = 1\text{ (hr.)}$  として上式を差分化するばつぎのようになる。

$$S_r(t) = \frac{\partial D \cdot S_r(t-1) + t(t) - i_c}{\partial D + t(t) + \lambda_a} \quad \text{----- (7)}$$

$S_r(0) = 0$  であるから,  $S_r(t)$  は上式より逐次簡単に求められる。有効降雨は  $Y_r(t) = S_r(t) \cdot (t(t) + \lambda_a)$  として算出できる。図-6にその計算結果の一例を示すが, 厳密解を用いたものとほとんど変らず, その簡便さを考えればききめり有効な方法な方法と考えてよい。



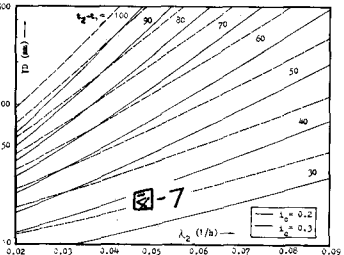
一方, 流域個々の定数の間には次式の関係が成立する<sup>4)</sup>。

$$\partial D = (e^{-\lambda_2(t_2-t_1)} - 1) \cdot i_c / \lambda_2 \quad \text{----- (8)}$$

$$\lambda_a = \lambda_2 \cdot \partial D \quad \text{----- (9)}$$

ここに,  $\lambda_2$  は中向流出の減衰係数,  $t_1$  は表面流出終了時刻,  $t_2$  は中向流出終了時刻である。

図-7に  $(t_2 - t_1)$  および  $i_c$  をパラメーターとした(8)式の関係を示す。この図では  $\partial D$  の値はおよそ  $60 \sim 140\text{ mm}$  としかかれており, 解析作業の精度から考えてこの間では  $i_c$  を厳密に求めるよりも  $(t_2 - t_1)$  および  $\lambda_2$  を詳細に検討することが必要である。さらに(9)式によつて  $\lambda_a$  が求まることを考えれば,  $\lambda_2$  の決定がもっとも重要であらう。



#### ⑤ 基本高水決定への応用

置換有効降雨がすぐれており, またそれを簡単に求めることができることを考えて, その特性をあらかじめし, 確率降雨量と結びつけて基本高水決定への入力となる降雨波形作成への接近を試みる。

図-4および図-6からわかるように, 置換有効降雨の波形はもとの降雨波形に比べてかなり平滑化され, A層の貯留効果を表現しており, 降雨終了後は一定の減衰曲線に一致する。ここではまずパルス状の雨 ( $r(t) = r_0$  ( $0 \leq t \leq 1$ ),  $r(t) = 0$  ( $1 < t$ )) を想定してその性状について考察する。このとき置換有効降雨は(4), (5)式よりつぎのようになる。

$$\begin{aligned} Y_r(t) &= (r_0 - i_c) \cdot (1 - e^{-\frac{\lambda_2 + \lambda_a}{\partial D} t}) & (0 \leq t < 1) \\ &= \frac{r_0(r_0 - i_c)}{r_0 + \lambda_a} \left\{ 1 - e^{-\frac{\lambda_2 + \lambda_a}{\partial D} t} \right\} - i_c \left\{ 1 - e^{-\frac{r_0}{\partial D} (t-1)} \right\} & (1 < t) \end{aligned} \quad \text{----- (10)}$$

上式と(9)式より降雨終了後の減衰係数は中間流出の減衰係数に等しいことがわかる。また  $h_f(t) = 0$  として  $t$  を求めると、

$$t_{f=0} = 1 + \frac{\delta D}{r_a} \log_e \left\{ 1 + \frac{r_a}{i_c} \cdot \frac{r_0 - i_c}{r_0 + r_a} (1 - e^{-\frac{r_0 + r_a}{\delta D}}) \right\} \quad \text{---(12)}$$

となるが、これは有効降雨の基長を表わすものである。さらに

$$\lim_{r_0 \rightarrow \infty} t_{f=0} = 1 + \frac{\delta D}{r_a} \log_e \left( 1 + \frac{r_a}{i_c} \right) \quad \text{---(13)}$$

となるが、これは  $r_0$  がいくら大きくなっても基長には流域固有の極限があることを意味している。また、 $h_f(t)$  の総和  $R_f$  は

$$R_f = \int_0^{t_{f=0}} r_f(t) dt = (r_0 - i_c) \left\{ 1 - \frac{\delta D}{r_0 + r_a} (1 - e^{-\frac{r_0 + r_a}{\delta D}}) \right\} + \left\{ \frac{r_a(r_0 - i_c)}{r_0 + r_a} (1 - e^{-\frac{r_0 + r_a}{\delta D}}) - i_c \right\} (t_{f=0} - 1) + \frac{i_c}{r_a} \left\{ 1 - e^{-\frac{r_a}{\delta D} (t_{f=0} - 1)} \right\}$$

----- (14)

と表わされる。

由良川流域における観測降雨のうち、上記のパルス状に近い波形をもつ集中型および一山型の時降雨量の記録から置換有効降雨を計算し、そのピークから  $h_f(t) = 0$  となるまでの時間  $T$  と、初期損失を除いた総雨量  $R$  との関係を図-8に示す。これは(12)式において  $r_0 = R$  とした曲線よりやや小さいが、その性状はよく似ており、これを(12)式で近似してもさしつかえはないであろう。図-9は同様に  $R$  と  $R_f$  の関係を示したものである。これは(14)式を満足していると考えてよいであろう。

一方、図-10は  $R$  とピーク降雨  $r_p$  との関係であるが、これから両者の間に相関関係を見出すことは困難である。置換有効降雨における  $R_f$  とそのピーク降雨  $r_{fp}$  の関係を図-11に示すが、この図によれば両者の間に相関関係を見出すことができる。

前報に、いくつかの集中型、一山型の降雨についてその降雨波形に比べて、置換有効降雨は互に類似した形状となることを示したが、このことと、以上述べたことをあわせて考えるとき、総降雨量(確率雨量)を知って図-12のように基本高水決定への入力となる確率置換有効降雨ともいえるべきものが推定できる。

今後は、残された課題である  $R_f$  と  $r_{fp}$  の関係、およびピーク付近の形状を決定する明確な定義を追求するとともに、より複雑なパターンをもつ降雨型について研究を進める。

#### 参考文献

- 1) 立神弘洋:「木曽川洪水の水文学的研究」建設省中部地区建設 昭29.3
- 2) 中安米蔵:「本報河川洪水のUnit Graphについて」建設省技術研究報告 昭31.3
- 3) 石原藤次郎・田中要三・金丸昭彦:「かが国における単位図の特性について」土木学会誌 14-3 昭31.3
- 4) 石原藤次郎・石原安雄・高橋琢吾・頼千元:「由良川の治水特性に関する研究」京大防災年報 5-A 昭37.3
- 5) 石原藤次郎・田中雄作:「基本高水決定における降雨波形の処理について」土木学会誌 25回年報 昭45.11

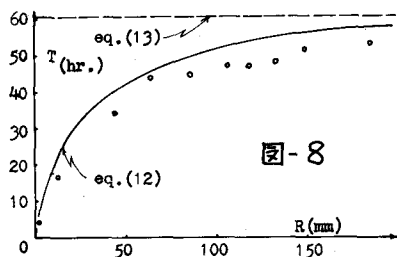


図-8

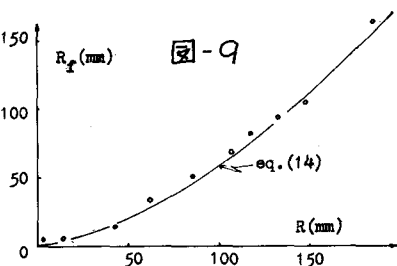


図-9

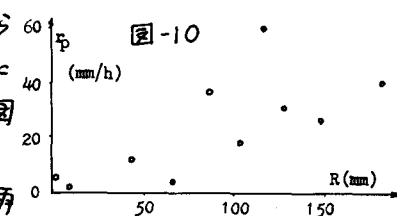


図-10

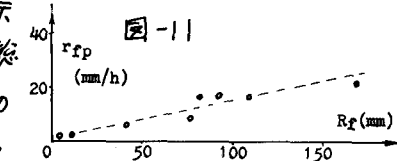


図-11

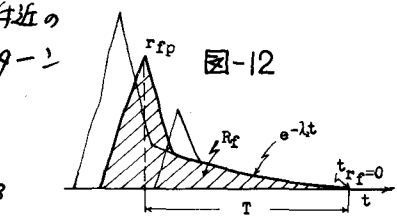


図-12