

2 有効降雨の意義とその分離方法

京都大学工学部 正員 石原 藤次郎
 京都大学防災研究所 正員・高 棹 琢 馬
 産 島 建 設 正員 梅 田 貞 夫

1. 目 的

本研究は山地流出問題において、流出計算の取り扱い上、従来一般に全流出成分を直接流出と地下水流出の2成分に分離してきた難点を指摘し、直接流出は表面流出と中間流出の二つの機構に區別する必要があることを明らかにして、従来の有効降雨の概念が適切でないことを明確にしたものである。さらに中間流と表面流のそれぞれの機構およびその相関を明らかにすることによって、合理的な有効降雨の分離方法を提案するが、本研究の成果は流出解析上、重要な指針を与えるものと考えられる。

2. 流域表層近傍での雨水の水理機構

山地流域表層付近の土壌特性の分布は、林草地と裸地に大別でき、林草地では一般に数cm程度の表層があつて樹草の腐敗したものからなっており、間隙率および有効空隙がかなり大きな団粒構造をなし、その表層内では水が重力水となって流れやすい。この下部には上方からの溶脱物質や浸透水とともに沈降した土の微粒子が沈着してやや緻密になっている遷移帯があり、降雨があると上方からの浸透水はここで停滞し、遷移帯より下層土壌の透水性の低さとあいまって、表層土壌内で浸透水が重力水となって下方に向つて流れる側方浸透流が発生する。中間流出はこうした透水度の大きい表層とこれより透水度の劣る下層との境に一時滞留した水が側方へ移動し、山腹下部や低下した水みちなどに浸出して樹枝状排水系を発達させる現象として理解できよう。したがつて以上のような土壌機構を一般的にもたない裸地では、中間流出現象はほとんど生じないものと考えられる。

つぎに、こうした考察のもとに、表層近傍の雨水の挙動を水理学的に取り扱つてみよう。

図-1は上述の表層をもつ流れの場の模型であつて、降雨開始後のある時刻における状態を示す。図で L は山腹の斜面長、 H は表層厚さで、斜面に沿つて一定、 $\sin\theta$ は斜面勾配、 q_s は表層が飽和されているときの表層内の側方流量、 r は降雨強度、 r_h は表層内から表面への単位面積当りの流出、すなわち中間流出の強度、 i はHortonの浸透能方程に従つて考えられる表層から下層への浸透能であつて、 x は斜面上流端から表層飽和域までの距離である。

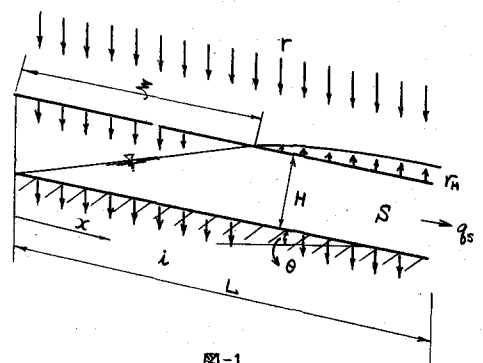


図-1

一般に表面流は $L-x$ の飽和域でのみ存在し、 x 領域では発生していない。表面流については運動方程式と連続条件から、特性曲線

$$x = \frac{1}{pK} \int_t^s ds \left[\int_t^s (r_e + r_h) dz / K \right]^{\frac{1}{p}-1} + \xi \quad (1)$$

の上で、流量関係

$$\left. \begin{aligned} q &= \left\{ \int_0^t (r_e + r_h) dt / K \right\}^{\frac{1}{p}} + q(\xi, \tau) \\ \text{あるいは} \quad q &= \int_0^x (r_e + r_h) dx + q(\xi, \tau) \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

の関係が成立する。ここに、 q は単位巾当りの流量、 x は斜面上流端からの距離、 t は時間、 ξ, τ は特性曲線の出発する場所的時間的位置、 $q(\xi, \tau)$ は (ξ, τ) における境界あるいは初期流量、 r_e は $(r-i)$ である。流れが Manning の抵抗法則に従うものとする、 $K = (1/\sqrt{\sin \theta})^p$, $p=0.6$ である。ここに n は粗度係数である。

特性曲線の出発する場所的位置 ξ は表面流の不発生領域を示す ξ と同様の指標であって、未飽和域への降雨の供給と飽和域からの浸出とによる連続の条件から

$$\frac{d}{dt}(rS) = \int_0^{\xi} r_e dx - \int_{\xi}^L r_h dx - q_s \quad (3)$$

となるが、ここに r は間隙率、 S は飽和面積である。

表層内の流れが極めてゆるやかで水面形を近似的に直線的とみなせば

$$S = H(2L - \xi)/2 \quad (4)$$

(4) 式を (3) 式に入れて ξ をもとめれば、

$$\xi = [b \int_0^t q(\tau) d\tau + c] q(t) \quad (5)$$

が得られる。ここに、

$$\left. \begin{aligned} q(t) &= e^{-\int_{t_0}^t a dt} \\ a &= 2(1/\delta H)(r_e + r_h), \\ b &= 2(1/r_h)(r_h L - q_s) \\ &\approx 2(1/\delta H)(r_h L) \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

であり、 t_0 は表面流（あるいは中間流）の発生時刻、 c は積分定数である。

3. 有効雨量の意義とその分離

上に述べたような雨水流出の水理機構を特性面で説明したのが図-2である。表面流と中間流の不発生領域 ξ は (5) 式にしたがって変動し、降雨後は指数函数的に増大する。表面流および中間流が発生するのは、図の斜線で囲まれた領域内であって、表層から表面に流出する中間流出分は、表面流に付加される一種の降雨余剰分として取り扱うのが妥当であろう。さて表面流および中間流の発生領域を

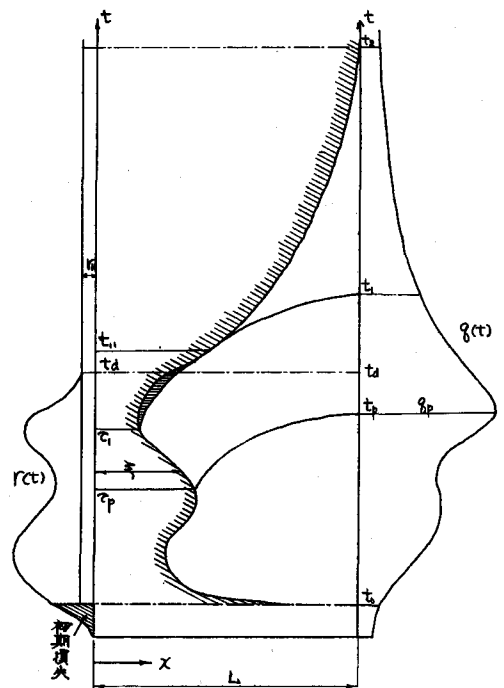


図-2

示す ($L-\bar{x}$) は変動するが、こうした変動する流れの場で現象を取り扱うのは實際上不便であるし、また従来、解析法が流域面積を一定していることをも考慮すれば、表面流と中間流の発生域を一定とし、一定量と考えられる単位面積、単位時間当りの浸出量 r_H を可変量 f に変換して取り扱うのが便利である。その変換は観測点において同一時刻に同一流量を発生するような関係満足すればよい。したがって (2) 式から可変量 f は

$$f = r_H - Lr(r_e + r_H) \quad (7)$$

で表わされる。ここに

$$Lr = \bar{x}/L = \frac{1}{f(t)} \left\{ b \int_{t_0}^t q(t) dt + c' \right\} \quad (8)$$

であって、 $b \Rightarrow 2(r_H/r_H)$, $c' \Rightarrow 1$ である。とくに降雨後は $L-\bar{x}$ が指数函数的に減少することを考慮すれば、

$$f = f_0 e^{-\alpha(t-t_d)} \quad (9)$$

と表わされ、 f_0 は降雨終了時刻 t_d における f の値であり、 α はてい減係数である。 f は r_H と同様に一種の降雨余剰分と考えられるから、本来の意味での有効降雨 r_e は

$$r_e^* = r_e + f \quad (10)$$

となるべきである。

4. 中間流出の特性値とてい減特性との関係

有効降雨 r_e を算定する場合には上述の関係を用いればよいが、中間流出の発生現象と関連する四つの量、 r_H , $\bar{x}_H$, f_0 および α の値は実測不可能な量である。これらの量は以下に示すように実測可能な流量のてい減特性から算定できる。一般に流量のてい減部は三つの指数函数の合成されたものと考えてよく、このうち、中間流出の卓越する区間は Barnes のように降雨終了後のオ1変曲点とオ2変曲点 (図-2 では t_1 および t_2 時刻) の間である。そこでこの区間の地下水流出分を差し引いた流量関係を

$$q = q_1 e^{-\lambda(t-t_1)} \quad (11)$$

で表わすことにする。ここに、 q_1 は時刻 t_1 の流量、 λ はてい減係数である。この関係と (2) および (5) 式から λ は

$$\lambda = \frac{a \{ r_H(L-\bar{x}) + q(\bar{x}, t) / (1-p) \}}{r_H(L-\bar{x}) + q(\bar{x}, t)} = \frac{a}{1-p} \frac{\{ (1-p)r_H(L-\bar{x}) + q(\bar{x}, t) \}}{r_H(L-\bar{x}) + q(\bar{x}, t)} \quad (12)$$

と表わされ、一般に $0 < p < 1$ であるから λ について

$$a < \lambda < a/(1-p) \quad (13)$$

の関係が成立する。 λ について平均をとれば、上式から r_H について

$$r_H = \frac{(1-p)}{(2-p)} \bar{x}_H \lambda \quad (14)$$

となり、また (7) および (9) 式から $\bar{x}_H$ について

$$\bar{x}_H = \frac{2r_H(t_d - \bar{c})}{\alpha(t - t_d)} \quad (15)$$

となる。(2)、(7)、(11) の各式と (13) 式の λ の平均値から f_0 について

$$f_0 = \frac{\left\{ \frac{(2-p)}{2(1-p)} \frac{\alpha}{p\lambda} r_h \right\}^{\frac{1}{1-p}} q_1^{\frac{p}{1-p}}}{\exp \left\{ \frac{1}{1-p} \left\{ \alpha(t_d - t + \tau) + p\lambda(t - t_d) \right\} \right\}} \quad (16)$$

の関係が得られる。また、 $t_1 \sim t_2$ 区間の直接流出分の流量は中間流成分が主体を占めると
いう事情から α について

$$\frac{q_i^*}{q_f^*} = \frac{1 - e^{-\alpha(t_2 - t_d)_i}}{1 - e^{-\alpha(t_2 - t_d)_f}} \quad (17)$$

の関係が成立し、ここに q^x は $t_1 \sim t_2$ 区間の直接流出分に対応する流出量、 i, j は出水番号である。かくして、中間流出分の特性値である四つの量は、観測可能なてい減特性から算定できることになる。なお、これらの四つの量は降雨条件によってあまり変動せず、流域固有の数値と考えてよい。したがって、この四つの特性値は対象流域についての二三日のてい減記録から求めておけば十分である。特性値が求まれば、前節の方法を用いて有効降雨曲線が容易に算出できることになる。

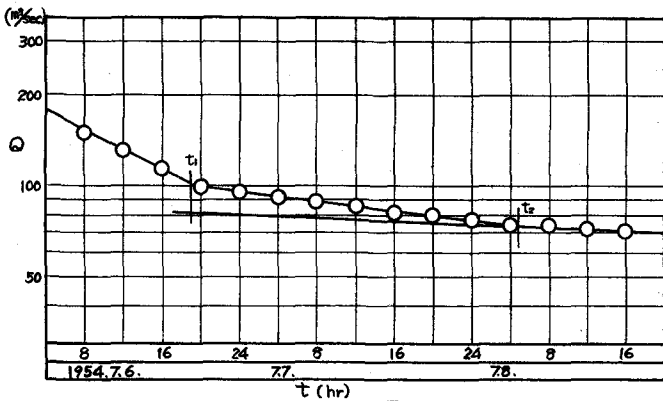


图-3

本分離方法は、由良川大野ダム地点上流流域の流出解析に適用してみよう。図-3は大野ダム地点の流量でい減曲線を片対数紙にプロットした一例である。これから $t_1 \sim t_2$ 区間の入の値は 0.03 ($1/\text{hr}$) であることがわかり、この値を用いて中間流出の特性値を算出すれば、 α は 0.002 ($1/\text{hr}$)、 f_0 は 0.5 (mm/hr)、 δH は 10cm 、 r_H は 1mm/hr となる。

これらの値を用いて観測降雨から有効降雨曲線^②を算出した結果を図-4に示す。図中には比較のために Horton分離による結果も合せ示してある。これからわかるように本方法による有効降雨曲線はかなり扁平化され、また降雨終了後も有効降雨が續く。

本研究の分離法の適否や意義、Horton分離との比較、あるいは適用結果などの詳細については講演時に述べる。

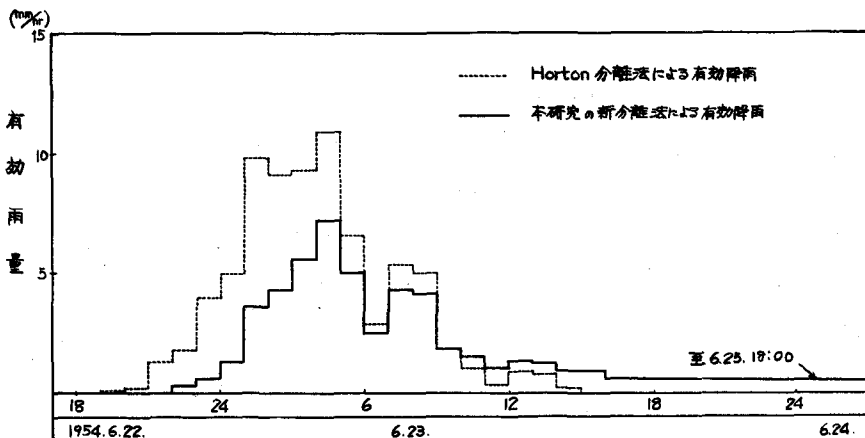


图-4