

出水現象の生起場とその変化過程

高 棹 琢 馬

OCCURRENCE AREA OF DIRECT RUNOFF AND ITS VARIATION PROCESS

by *Takuma TAKASAO*

Synopsis

It has been known that the main component of flood in head water area is direct runoff.

This paper consider on the occurrence area of direct runoff in head water area, particularly wood land basin having A layer (high porous surface layer covering mountain slope), due to the observed results of soil moisture distribution by Dreibelbis and subsurface flow theory.

Firstly, the behavior of flow in A layer (subsurface flow) is disclosed theoretically from the stand point of hydraulics. Basing its result, the significance and the variation process of occurrence area of subsurface and surface runoff are analyzed, practical calculus method of its variation process is presented.

Furthermore, This paper point out the very importance of the occurrence area, relating to runoff analysis, and make clear its role to runoff mechanism.

1. は し が き

近代水文学は、今世紀の初め、独創的な研究者でありまた水文学の分野と発展方向を明確にとらえていた Horton に始まったといつてよい。とくに、Horton 以前の水文学の分野がややともすれば地下水現象に限定されていた点を鋭くつき、水文学は地球表面付近の雨水の挙動全般を対象とすべき見解を明らかにするとともに、そのためには多くの分野の研究者が協同体制をとる必要があることを1931年にすでに指摘していたことは注目に値しよう。その思想は、今日において一層輝きを増し、また Horton が当時 “The harvest truly is plenteous but laboreres are few” となげいた言葉は、その後おびただしい研究が発表されたにもかかわらず著者には今日でもなお痛切であると思われる。それは、水文循環のもつとも重要な過程の一つである出水現象がいまだに明確にとらえられていず、もつと基本的には現象把握の方法論そのものがいまいであることを痛感するからである。

こうした現状を考えると、われわれは出水現象の機構の本質がストカティックな力学的事象であるという基本的な観念に立戻つて、出水現象理解の強固な方法論を組みたてていく必要がある。その第一の段階は出水現象のなから集団的な規則ないしは法則を引き出すことであり、第二の段階はそのなかに潜在している集団的な規則性にゆらぎを与えるような諸因子を確率論的にとらえることである。

われわれは、第一の段階においてさえまだ十分成功してはいない。本研究は、その一環として森林山地のように被覆表土裏層をもつた流域では、出水現象の生起場とその性状が時間および降雨条件とともに変化す

ることを指摘したものであり、現象究明に重要な手がかりを与えるものと思う。

しかし、出水現象にはさまざまな異なった水理機構が共存し、一つ一つの機構が複雑である上に、それらの諸機構が弱くあるいは強く結合しあつていて全体としての出水機構は巨視的にも著しい複雑さを内包している。さらに、自由度が極めて大きいために雨水の諸機構やその結びつきが明らかになつたとしても全体としての出水過程をどのような形で統一的に表現するか知つてはいない。しかしながら、前述したようにストカスティックな力学的事象としての究明を怠らない限り、やがては豊かな時期がおとずれ統一理論の完成に近づいていくものと著者は確信している。

2. 重要な実験および観測結果

出水機構の解明が実験あるいは観測結果にその基礎をおくべきことはいうまでもない。本節では、近年明らかにされた重要な二つの実験および観測結果を説明しておく。

(1) 表面流の抵抗則

Palmer は Soil Conservation Service, Agricultural Experiment Station および Mechanical College で行われた実験の資料を用いて、植物で被覆された斜面上の水深の小さな流れの抵抗則を解析している。

この実験では、各種の植物を繁茂させた六つの直線水路が用いられた。(水路はそれぞれ低い壁で仕切られ、底勾配と水路巾はいずれも 5% と 3ft. とであつて、水路長の記述は見当たらないがかなり大きいようである)。

Palmer は、こうした水路中の流れが Manning の抵抗則に従うとして、水位、流速の測定結果から粗度係数 n の値を求めた結果、(ただし、これは摩擦の他に植物の形状抵抗さらには植物によつて流れがバラバラに仕切られる効果をも含んでいるところから、粗度係数の代りに減退係数 (Retardance Coefficient) の名称を用いているが、その意義は Manning の意味での n と全く同等である。) 植物被覆斜面上の流れは n 値によつて三つの型に分けられることを明らかにした。すなわち、Low flow の範囲では、流れは植物を曲げたりあるいは完全に覆つたりしないで流れ、 n 値は著しく大きい。High flow の範囲では、流れは植物を完全に覆つて流れ、 n 値は普通の開水路での値に等しくなる。その中間の Intermediate flow の範囲では、植物が流れによつて曲げられるために、 n 値は水深の増加とともに小さくなり、ここでは Manning の抵抗則は成立しないことを見出したのである¹⁾。とくに、重要な点は、一般山地斜面上の流れとはほぼ等しいと考えられる Low flow の範囲でも Manning の抵抗則が成りたち、かつそのときの n の値は普通の開水路のそれとは一桁大きいという事実である。Palmer は Ree と協同して、実験資料をさらに整理解析して、上述の結果が一般的であることを確かめている²⁾。

高棹と岸本は、Palmer の実験が 5% という小勾配の水路を用いたこと、Low flow の範囲でも実験水深が表面流よりも大きいこと、さらに水路上端から定常に水を供給した点は山腹斜面上の流れとは異なることから、人工降雨発生装置を用いて、表面流抵抗則の解析を行つた³⁾。斜面は人工的に作り、斜面被覆材料としてガラスウール、砂 (平均粒径 0.62 mm と 0.36 mm の 2 種) の 3 種を用い、勾配はいずれも 15°55'、斜面長は 7.5 m (ガラスウール)、4.19 m (砂) の 2 種である。実験解析は、表面流の生起場の変化を考慮し、特性曲線法によつて n 値を算出するという手法をとつたが、その結果は、(i) いずれの場合にも Manning の抵抗則が成りたつこと、(ii) ガラスウールの場合の n 値は 0.3~0.4 ($m^{-1/3}\cdot sec$)、砂の場合の n 値は平均粒径 0.62 mm、0.36 mm のそれぞれに対応して 0.02~0.03 ($m^{-1/3}\cdot sec$)、0.01~0.02 ($m^{-1/3}\cdot sec$) となり、被覆表面の構造が n 値に大きく影響することを指摘した。

(2) 活性層の発見と A 層

Dreibelbis は、長期にわたつて、流域表面付近の土湿変化を四つの流域内の各点で測定し、土湿の変化がどのような土壌でも表面から 0~12 inch (とくに 0~7 inch) の間で顕著であることを発見し、活性層 (Zone of major hydrologic activity) と名づけた⁴⁾。土湿測定には中性子法 (Neutron method)、ガラス

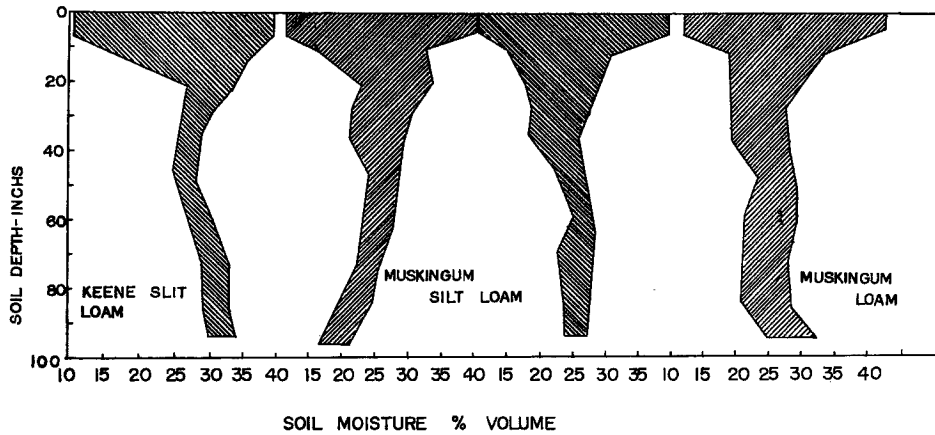


Fig. 1 Envelope of soil moisture distribution curves for 12-month period (after Dreibelbis)

セイ石膏法 (Fiberglass gypsum block) を用い、さらに、ライシメータを併用して表面流出、蒸発散量を測定している。

Fig. 1は、四つの流域の各点で測定された土湿の変化範囲を示している。この基礎資料は年間52回 (Muskingum loam に対しては32回) のサンプリングによっている。この結果は、地表面下 12 inch まで (とくに 0~7 inch) の間で土湿変化が著るしいことを明白に示しており、その意味で Dreibelbis はこの間の土壌層を活性層と名づけたわけである。なお、降雨前と降雨直後の土湿変化をも測定しているが、活性層以下の土層では土湿にほとんど変化がなく、活性層内で大きく変化することを多くの資料から見出している。以上は極めて重要な測定結果であつて、著者らがすでに中間流出理論の基礎として想定していたA層*の存在を実証したものと見える。活性層が直ちに中間流発生の原因となることにはまだ疑問がある。しかし、森林地の表土は団粒構造が著るしく発達し、空隙率が大きいという観測結果⁹⁾を合わせ考えると少なくとも森林地の活性層はA層と考へてよく、中間流出の起因となるものと思われる。著者らは、流量-減曲線から有効空隙率 γ とA層厚 D の積 γD を推定する方法を提案し、由良川上流部流域では 120 mm という値を得ているが⁹⁾、 D を 12 inch とすると γ は 0.4 となり、これは普通の森林山腹斜面表層土壌の有効空隙率の値と略等しいと考えられるから、このことも森林地の活性層をA層と考へてよいことを示すものといえよう。

3. A層内流れの基礎理論

本節では、上述の Dreibelbis の活性層の発見にもとづいて、中間流を生ぜしめるような活性層すなわちA層内の流れを理論的に説明しよう。

(1) 基礎方程式

山地内におけるA層の透水性は数 100 mm/hr 以上であつて⁹⁾、極めて大きいから、初期に降つた雨はすべてA層内に浸透するものとしてよい。浸透水は不飽和的に浸透していくが漸移帯 (Dreibelbis の活性層の底部) に達すると、そこで停帯保留され、やがて漸移帯に沿つての側方流れが発生する。これが中間流である。

流れは一般に Darcy 則成立範囲にあると考えられるから、運動方程式は、

* これは、中間流出の発生因となる被覆表層を意味し、従来われわれは単に表層とよんでいたが、誤解をまねく点もあるのでこのようによぶことにする。ただし、土壌学の面というA層とは少々その意義を異にすることに留意されたい。

$$\vec{U} = -\text{grad}\{k(H+z)\} \dots\dots\dots(1)$$

で与えられ、また連続条件は、

$$\gamma \frac{\partial H}{\partial t} + \text{div} \vec{U} H = r_e \dots\dots\dots(2)$$

で表わされる。ここに、 \vec{U} は速度ベクトル、 k は透水係数、 H は A 層内水深、 z は基準面からの高さ、 $r_e = r - i$ で r は降雨強度、 i は漸移帯下部への浸透能である。また γ は有効空隙率であつて、Non capillary porosity とほぼ同等の意味をもつものと考えてよい。

実験結果から、 γ の性状について、(i) γ は降雨条件に無関係で A 層固有の値と考えてよい。(ii) 空隙率よりかなり小さく、かつ必ずしも空隙率との間により相関がないことが明らかにされ、 γ は A 層土壌を構成する粒子の形態あるいはその分布構造に強く影響されることが明らかにされている³⁾。

(1) および (2) 式から A 層内側方流れの一般化された基礎方程式は、

$$\gamma \frac{\partial H}{\partial t} = \text{div}\{kH \text{grad}(H+z)\} + r_e \dots\dots\dots(3)$$

となる。

ところで、(3) 式において問題になるのは、A 層の特質を代表する γ および k の場所的分布と雨水流下の方向であるが、 γ の鉛直方向の分布については、われわれの実験結果および活性層内の土湿変化 (Fig. 1) から推定して一定と考えてよく、また、流域各点における Dreibelbis の土湿測定結果から平面的にもそれほど変動がないものと思われる。これは、A 層の構造が一流域では大きな変化がなくかつ流れが Darcy 則に従うと考えると k の鉛直および平面的な分布も一定と考えてよいことを意味する。とくに問題になるのは雨水の流下方向であつて、それを支配するのは地形すなわち山腹勾配の分布であるが、流域面積をある広がり (たとえば単位流域) に限定すると、それほど大きな偏差をとまわずに平均化することができよう。以上の考察から γ と k は一定かつ実山地 A 層内の流れの巨視的な様相は一次元的に考えてよいものと推定できるから、A 層内流れの基礎方程式 (3) は、つぎのように書き直すことができる。

$$\gamma \frac{\partial H}{\partial t} = kH \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + k(\partial H / \partial x - \sin \theta) \partial H / \partial x + r_e \dots\dots\dots(4)$$

ここに、 $\sin \theta$ は山腹勾配、 x は斜面上流端からの距離である。

(4) 式は、放物型の偏微分方程式であつて、側方流れは拡散効果を含む流れであり、A 層内水深 H のある部分は無限大の速さで、ある部分は有限の速さで下流方向に伝わっていくことを意味する。

(4) 式は非線型であるから厳密な解析解を得ることはできないが、以上のように考えると現象が拡散的伝達と輸送的伝達のどちらに大きく影響されるかを考えることによつて、近似解を得ることができる。この場合の区別は、水面勾配 $\partial H / \partial x$ と山腹勾配 $\sin \theta$ の大小であつて、つぎの三つの場合が考えられる。

(i) $\sin \theta \ll \partial H / \partial x$; 勾配が小さく重力の効果をほとんど無視できる場合であつて、現象は圧力勾配と拡散によつて移行する。こうした場合は、山地の流出現象ではほとんど対象にならないが、高原部あるいは山腹から河道にいたる平坦部では問題とならう。なお、 $r_e = 0$, $\sin \theta = 0$ の場合は自由地下水の挙動たとえば提体浸透あるいは Well を対象とするときに基本となる関係であつて、従来からよく取り扱われており、たとえば Boussinesq が Deput Forcheimer の仮定を用いて線型化して解いている。

(ii) $\sin \theta \approx \partial H / \partial x$; この場合には現象は拡散的に伝わるが、山地の流出問題ではほとんど対象とする必要がなからう。

(iii) $\sin \theta \gg \partial H / \partial x$; 山地の流出問題ではこの場合もつとも重要である。山腹斜面の勾配は一般に急激であるから重力の効果が非常に大きく、現象のほとんどは輸送項によつて運ばれる。しかし、拡散項の効果が重要である場合もあるから、その効果も評価しておく必要がある。重力効果の大きい場合の porous media の流れは現在まであまりよく解明されていない。A 層内流れの挙動ひいては後に述べる出水現象生起

場の変化等を明らかにするにはこうした場合の流れの挙動を解析する必要がある。

(2) 第一近似解

A層内側方流れの基礎方程式(4)において、勾配が大きな場合には、右辺第2項()内の $\frac{\partial H}{\partial x}$ は $\sin \theta$ に比して無視でき、

$$\gamma \frac{\partial H}{\partial t} = kH \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} - k \sin \theta \frac{\partial H}{\partial x} + r_e \dots\dots\dots(5)$$

のように表わせる。

(1)に述べたところから、実山地A層内側方流れでは輸送項が卓越するものと考えてよいから、まず拡散項を無視すると(5)式の第一近似解 H_1 は、特性曲線

$$dx/df = f \text{ あるいは } x - x' = f(t - t') \dots\dots\dots(6)$$

の上で、

$$H_1 = \frac{1}{\gamma} \int_{t'}^t r_e(s) dt + H_1(x', t') \dots\dots\dots(7)$$

与えられる。ここに $f = k \sin \theta / \gamma$, x', t' は特性曲線の出発する場所的、時間的位置であり、 $H_1(x', t')$ は (x', t') における水深であるが、以下では $H(0, t')$ および $H(x', 0)$ は簡単のため省略することにする。

(3) 第2近似解(拡散効果の考慮)

前述のように、急勾配山腹斜面A層内の雨水流は(6)および(7)の関係でほぼ決まるのであるが、後に述べる生起場の変化に拡散項の効果がどのように影響するか、また、山地高原部や比較的緩勾配の山腹斜面をもつ流域でのA層内流れを明確にするには拡散項を考慮した解を求めておく必要がある。

そこで第2近似解を H_2 として、

$$H_2 = H_1 + h \dots\dots\dots(8)$$

とおき

$$\left. \begin{aligned} H_1 &\gg h \\ \frac{\partial H_1}{\partial t} &= \frac{1}{\gamma} \{r_e(t) - r_e(t')\} \\ \frac{\partial H_1}{\partial x} &= \frac{1}{\gamma f} r_e(t') \\ \frac{\partial^2 H_1}{\partial x^2} &= -\frac{1}{\gamma f^2} \left(\frac{\partial r_e(t)}{\partial t} \right)_{t=t'} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(9)$$

の関係を考慮すると、拡散項の効果 h に関する方程式として、

(5)式から

$$\frac{\partial h}{\partial t} + f \frac{\partial h}{\partial x} = \frac{k}{\gamma^2} \int_{t'}^t r_e(s) ds \left\{ \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - \frac{1}{\gamma f^2} \left(\frac{\partial r_e(t)}{\partial t} \right)_{t=t'} \right\} \dots\dots\dots(10)$$

が得られる。右辺 { } 内の第1項は流出現象の純拡散を意味し、第2項は降雨強度変動の拡散過程を表わし、 $\{x - f(t - t'), t'\}$ の位置と時刻に生じた降雨変化が (x, t) に与える効果を意味する。

(10)式を解くには $x \sim t$ 面をつぎのように二つに分けて考えるのが便利である。すなわち、原点から出発した特性曲線の到達した領域(擾乱領域, $x - ft \leq 0$)、到達しない領域(非擾乱

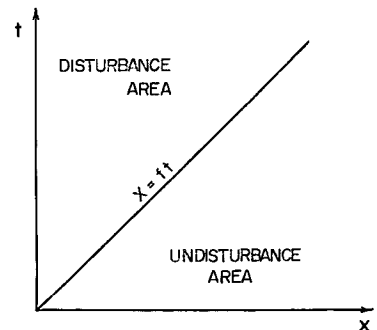


Fig. 2 Division of $x \sim t$ plane into the areas of disturbance and undisturbance

領域, $x-ft > 0$), の2つの領域を考えることにすると (Fig. 2), 境界条件はそれぞれの領域でつぎのように与えられよう。

$$\left. \begin{array}{l} x-ft < 0; t=0, h_1=0 \\ x=0, h_1=0 \end{array} \right\} \dots\dots\dots(11)$$

$$\left. \begin{array}{l} x-ft > 0; t=0, h_2=0 \\ x=\infty, h_2=0 \end{array} \right\} \dots\dots\dots(12)$$

ここに, 添字1および2は擾乱領域と非擾乱領域での値を意味する。さらに移動境界 $x-ft=0$ における境界条件としては, 二つの領域での水深が連続的に接続すると仮定すると

$$(h_1)_{x-ft=0} = (h_2)_{x-ft=0} \equiv F(t) \dots\dots\dots(13)$$

$$\left\{ \frac{\partial}{\partial x} (H_1 + h_1) \right\}_{x-ft=0} = \left\{ \frac{\partial}{\partial x} (H_1 + h_2) \right\}_{x-ft=0} \dots\dots\dots(14)$$

で与えられる。ここに, $F(t)$ は時間の関数である。

1) $x-ft \leq 0$ (擾乱領域); (10) 式において, 降雨変化の項 $(\partial r_e(t)/\partial t)_{t=t}/\gamma f^2$ の影響は $x \gg 0$ では極めて小さくなるから無視して差し支えない。このように考えると (10) 式は,

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} + f \frac{\partial h_1}{\partial x} = \frac{k}{\gamma^2} \int_{t-x/f}^t r_e(s) ds \cdot \frac{\partial^2 h_1}{\partial x^2} \dots\dots\dots(15)$$

となる。これは拡散係数が時間的, 空間的に変化する線型の移流型拡散方程式である。(15) 式の拡散係数は,

$$\frac{k}{\gamma^2} \left\{ r_{em} \left(t - \frac{x}{f} \right) + \left\{ \int_{t-x/f}^t r_e(s) ds - r_{em} \left(t - \frac{x}{f} \right) \right\} \right\} \dots\dots\dots(16)$$

と書き直すことができ, 第2項は第1項に比して一般に小さい。A層内側方流れのタイム・スケール T_0 として,

$$T_0 = \gamma D / A r_{em} \dots\dots\dots(17)$$

を入れて, A層表面付近の水面形の変動をとくに重視すると, 拡散係数の(16)式は

$$\frac{k}{\gamma^2 f} A r_{em} \equiv \text{const} = \alpha_1 \dots\dots\dots(18)$$

と近似できる。ここに, $A r_{em} = \int T_0 r_e(s) ds$ であつて, $\bar{\quad}$ は降雨期間中の平均を意味する。 $A r_{em}$ は降雨強度一定の場合には一定, 変化する場合でも近似的に一定と考えてよい値である。このように考え, (15) 式において, 変数変換

$$\eta = x/f\zeta, \zeta = t \dots\dots\dots(19)$$

を行うと, (15) 式は,

$$\frac{\partial h_1}{\partial \zeta} + \frac{1}{\zeta} (1-\eta) \frac{\partial h_1}{\partial \eta} = \alpha_1 \frac{\eta}{f\zeta} \frac{\partial^2 h_1}{\partial \eta^2} \dots\dots\dots(20)$$

となる。

さて, (20) 式は擾乱領域と非擾乱領域の接続の条件(14)式を満足する必要がある, (14) 式は,

$$\left(\frac{\partial h_1}{\partial x} \right)_{x-ft=0} + \frac{A r_{em}}{\gamma f} = \left(\frac{\partial h_2}{\partial x} \right)_{x-ft=0} \dots\dots\dots(21)$$

と書き直せる。 h_1 を

$$h_1 = G(\eta) J(\zeta) \dots\dots\dots(22)$$

と表わすと,

$$\left(\frac{\partial h_1}{\partial x}\right)_{x-ft=+0} = \frac{J}{f\zeta} \left(\frac{dG}{d\eta}\right)_{\eta=1} \dots\dots\dots(23)$$

となる。ところが、(21) 式において、 $Ar_{em}/if \doteq \text{const}$, かつ $t > 0$ で $|(\partial h_1/\partial x)_{x-ft=+0}| \ll Ar_{em}/if$ であることがいえるから、上式の左辺はほぼ常数である。これから、

$$J/f\zeta \doteq \text{const} \dots\dots\dots(24)$$

すなわち、 J は近似的には ζ の一次関数となる。したがって、 G のなかにも ζ の係数を含めてしまえば、(22) 式は

$$h_1 = G(\eta)\zeta \dots\dots\dots(25)$$

これを (20) 式に入れると、 G に関する方程式として、

$$\frac{d^2G}{d\eta^2} - \frac{f}{\alpha_1\eta} (1-\eta) \frac{dG}{d\eta} - \frac{f}{\alpha_1} \frac{G}{\eta} = 0 \dots\dots\dots(26)$$

が得られる。これは、超幾何微分方程式の一種で、この一般解は、

$$G(\eta) = A \cdot E(-1, -\alpha_2, -\alpha_2\eta) + B \cdot E(\alpha_2, \alpha_2+2, -\alpha_2\eta) \dots\dots\dots(27)$$

となる。ここに、 A, B は常数、 $\alpha_2 = f/\alpha_1$ で、級数 E は一般に

$$E(a, b, c) = \left(1 + \frac{a}{b}c + \frac{a(a+1)}{b(b+1)} \frac{c^2}{2!} + \frac{a(a+1)(a+2)}{b(b+1)(b+2)} \frac{c^3}{3!} + \dots\dots\right)$$

で表わされるから、(27) 式は、

$$G(\eta) = A(1-\eta) + B\eta^{\alpha_2+1} \sum_{m=0}^{\infty} (-1)^m \frac{(-\alpha_2\eta)^m}{m!} \left(1 - \frac{2}{\alpha_2+m+1}\right) \dots\dots\dots(28)$$

となる。さらに、境界条件 (11) 式から $\eta=0$ で $h_1=0$ であるから $A=0$, また実山地山腹表面では $\alpha_2 \gg 1$ であるから、 $G(\eta)$ は近似的に、

$$G(\eta) \doteq B\eta^{\alpha_2+1} \exp(-\alpha_2\eta) \dots\dots\dots(29)$$

で表わされる。したがって、 h_1 は

$$h_1 \doteq B\eta^{\alpha_2+1} \zeta \exp(-\alpha_2\eta) \dots\dots\dots(30)$$

で表わされることになり、 B は二つの領域の接続の条件で後に与えられる。

2) $x-ft > 0$ (非擾乱領域) ; この領域では、 $\partial H_1/\partial x=0$, $t'=0$ であるから h_2 に関する方程式として (10) 式から

$$\frac{\partial h_2}{\partial t} + f \frac{\partial h_2}{\partial x} = \frac{k}{\gamma^2} \int_0^t r_e(s) ds \cdot \frac{\partial^2 h_2}{\partial x^2} \dots\dots\dots(31)$$

が得られる。これは、みかけ上拡散係数が時間的に変化する移流型拡散方程式であるが、

$$X = x - ft, \quad \zeta = t \dots\dots\dots(32)$$

の変数変換を行えば、(31) 式は

$$\frac{\partial h_2}{\partial \zeta} = \frac{k}{\gamma^2} R_e(\zeta) \frac{\partial^2 h_2}{\partial X^2} \dots\dots\dots(33)$$

となつて、拡散係数が時間的に変化する純拡散方程式に帰着できる。ここに、 $R_e(\zeta) = \int_0^\zeta r_e(s) ds$ である。したがって、この領域での拡散効果は擾乱領域と異なつて輸送項を考慮する必要がなく、純拡散過程さえ考えればよいことになる。すなわち、この領域では、擾乱領域で輸送項を含んだ拡散効果によつて $x-ft=0$ で生じた誤差が純拡散されるわけである。(33) 式は、さらに、

$$dT = R_e(\zeta) d\zeta \dots\dots\dots(34)$$

の時間の変換を行うことによつて、

$$\frac{\partial h_2}{\partial T} = \frac{k}{\gamma^2} \frac{\partial^2 h_2}{\partial X^2} \dots\dots\dots(35)$$

のように変えることができる。これは、 $X \sim T$ 空間においては拡散係数が一定の拡散現象を考えればよいことを意味する。(35)式は(11)式の境界条件を入れれば直ちに解を得ることができるが、解の積分のなかに境界条件 $F(t)$ が入り、 $x-ft \leq 0$ との接続の条件から積分常数を求める際に面倒になるので、以下のよりにラプラス変換を用いて解くことにする。

(35)式の各項をラプラス変換すれば、

$$\left. \begin{aligned} \int_0^\infty e^{-sT} \frac{\partial h_2}{\partial T} dT &= [h_2 e^{-sT}]_0^\infty + s \int_0^\infty h_2 e^{-sT} dT = s \bar{h} \\ \int_0^\infty e^{-sT} \frac{\partial^2 h_2}{\partial X^2} dT &= \frac{\partial^2}{\partial X^2} \int_0^\infty e^{-sT} h_2 dT = \frac{\partial^2 \bar{h}_2}{\partial X^2} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(36)$$

となる。ここに、 \bar{h}_2 はラプラス変換された h_2 を意味する。(36)式を(35)式に入れれば

$$s \bar{h}_2 = \frac{k}{\gamma^2} \frac{\partial^2 \bar{h}_2}{\partial X^2} \dots\dots\dots(37)$$

$X=0$ における境界条件は、二つの領域の接続の条件から得られる(24)式によつて h_2 は t の一次関数でなければならない。したがつて、 T については、

$$(h_2)_{X=0} = CT^{1/2}, \quad T > 0 \dots\dots\dots(38)$$

であり、 C は常数である。これをラプラス変換すれば、

$$(\bar{h}_2)_{X=0} = C \int_0^\infty e^{-sT} T^{1/2} dT = \frac{C}{2} \frac{\sqrt{\pi}}{\sqrt{s^3}} \dots\dots\dots(39)$$

さらに、境界条件(11)式から $(\bar{h}_2)_{X \rightarrow \infty} = 0$ でなければならない。

これと、(39)式を満足する(37)式の解は、

$$\bar{h}_2 = \frac{C\sqrt{\pi}}{2\sqrt{s^3}} e^{-\nu X} \dots\dots\dots(40)$$

である。ここに、 $\nu = \sqrt{s\gamma^2/k}$ である。(40)式を逆変換すれば、結局 h_2 は

$$h_2 = CT^{1/2} \{ e^{X_0^2} - \sqrt{\pi} X_0 \operatorname{erfc} X_0 \} \dots\dots\dots(41)$$

与えられることになる。ここに、 $X_0 = X/2\sqrt{kT/\gamma^2}$, $\operatorname{erfc} \eta = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^\eta e^{-X_0^2} dX_0$ である。

3) 積分常数 B および C の決定; $x-ft \geq 0$ の二つの領域で得られた拡散効果 h_1 と h_2 とに含まれる常数 B と C は、二つの領域の境界の条件(13)および(14)式から得られる。その間の計算過程は省略するが、両式から

$$\left. \begin{aligned} B &= -A r_{em} e^{\alpha^2/\gamma} \left(1 + \sqrt{\frac{\pi \gamma^2}{2A r_{em} k}} f \right) \\ C &= -\sqrt{2A r_{em}}/\gamma \left(1 + \sqrt{\frac{\pi \gamma^2}{2A r_{em}}} f \right) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(42)$$

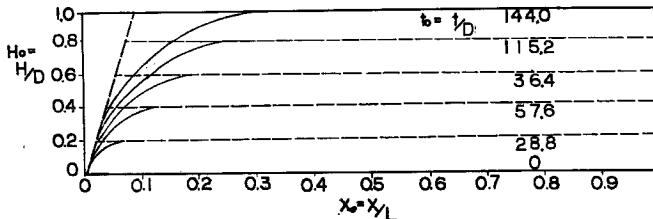


Fig. 3 Calculation results of the saturation depth in A layer

と与えられる。Fig. 3 は原方程式を $x_0 = x/L$, $t_0 = kt/D$, $H_0 = H/D$ と無次元化し, $\gamma = 0.2$, $r_{em} = 20 \text{ mm/hr}$, $k = 4 \text{ mm/sec}$, $D = 20 \text{ cm}$, $L = 100 \text{ m}$, として算出した一例であり, 破線は第一近似解, 実線は第二近似解を示す。

4. 出水現象の生起場とその変化過程

ここでいう出水現象の生起場とは一般山地の洪水流出の主体となる直接流出の生起場を意味する。したがって, カルスト地帯やあるいは沖積平坦部ないしは永河堆積物で覆われた地帯のように, 直接流出がほとんど生起しない流域の出水現象は対象としない。こうした流域は Indirect Drainage とよばれ, 出水機構の性質は普通の流域とは著しく異なる。

また, 地下水流出は中間流出と表面流出を合わせた直接流出とその性質を異にし, また独立に取り扱つてもよいとされているからここでは問題としない。

本節では, 前節までの考察のもとにA層をもつと考えられる一般森林山地における直接流出の生起場について検討し, それが洪水流出過程でどのような意義をもっているかを説明することにする。

(1) 中間流出の生起場

A層をもつ流域では, 直接流出の基底は中間流出である。Dreibelbis の活性層がA層と同等すなわちかならず中間流出の起因となることにはまだ疑問がある。ただ, (i) 活性層がA層を含むこと, (ii) 森林地の活性層はA層と同等の意味をもつことは, 森林地あるいは植成地の Small plot における多くの観測結果からほとんど疑いないことは確かであろう。

ついで問題となるのは, 山腹斜面におけるA層の平面的分布構造である。山腹斜面には普通一時的な雨水流下の水筋すなわち水みちが存在し, それは踏地, 林道等を含むが主なものはA層が雨水流によつて浸食剥奪されたガリである。A層の平面的な分布構造は, こうした水みちの分布によつて規制される。水みちの分布は複雑であるが, つぎのような前提はおけるであろう。(i) 水みちの平均的な流下方向はA層内の雨水の主流の方向とほぼ同一である。(ii) 水みち面積は, 一般山地では流域面積の10%以内である。(iii) 水みちのA層表面からの深さは平均的にはA層厚 D とほぼ同一であるものと考えてよい。(iv) 水みちの分布は特殊の地形, あるいは植成分布に特定の隔たりがある場合を除けばほぼ一様と考えられる。

1) 水みち生起場と末端生起場; 中間流出には, A層に一旦保留された雨水が水みちへ浸出し, それが水みちを流下するものと, A層内を流れて直接谿谷や河道に流入するものとの二つがある。前者を水みち生起場, 後者を末端生起場とよべば, 中間流出の生起場 F_t は

$$F_t = F_{t1} + F_{t2} \dots \dots \dots (43)$$

で表わされ, 添字1と2はそれぞれ水みち生起場, 末端生起場を意味する。前者は, 水みち流下の際に2・(1)で述べたところから非線型効果をうけ, 後者はA層内の流れが Darcy 則に従うときには線型であつて, 両者の性格は異なる。 F_{t1} と F_{t2} はそれぞれ

$$F_{t1} = 2N \int_0^{L_a} H dx \quad F_{t2} = 2L_c(H)_{L_a} \dots \dots \dots (44)$$

で表わされ, N は水みちの総数, L_a は水みちの平均流下長, H はA層内水深, L_c は河道長であつて, $(H)_{L_a}$ は山腹末端におけるA層内水深である。 F_{t2} と F_{t1} の大きさを比較するためにその比をとれば,

$$F_{t2}/F_{t1} = 1/\beta n_c L_a \dots \dots \dots (45)$$

で表わされる。ここに $\beta = \int_0^{L_a} H dx / L_a (H)_{L_a}$ であつて1より小さいが, ほぼ1に近い値, $n_c = N/L_c$ で河道に沿う水みちの数密度である。普通の森林山地では, $n_c L_a \gg 1$ であるから中間流出の生起場は F_{t1} すなわち水みちの生起場が中間流出生起場の主体を占めるものと考えられ, これから中間流出も非線型効果を考慮する必要があるといえよう。ただ, A層が山腹斜面を緊密に覆つて水みちの数が少ない場合 ($n_c L_a \leq 1$) の

場合には $F_{i1} \leq F_{i2}$ となつて中間流出が線型性をもつようになり、出水機構が簡明になるかあるいは線型、非線型の効果がほぼ等しくなつて出水機構がかえつて複雑になるかのいずれかになる。

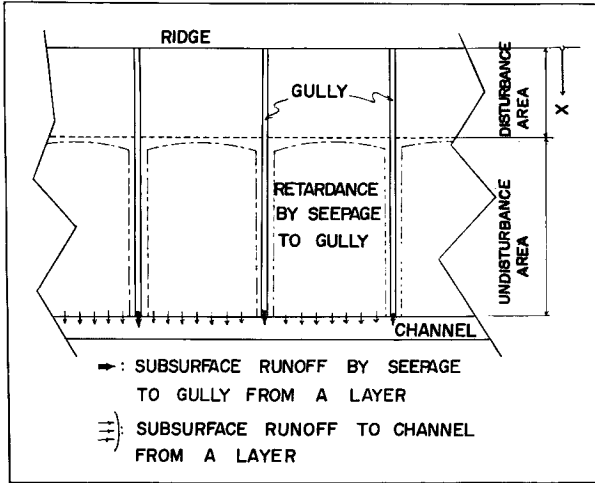


Fig. 4 Schematic representation of the occurrence of subsurface runoff

で表わされる。

これが、 F_i を規制する関係であり、 F_i は降雨が場所的に一様であつても、時間的、場所的に変動することを意味する。さらに、水みちへのA層内からの雨水流出によつて、水みち付近では H が (46) 式で表わされるより小さくなるであろう。これを生起場の縮退と名づけると、たとえば Fig. 4 に示した破線の上で (46) 式の上式の関係が成立することになる。この縮退の効果は、中間流出生起場の場所的分布(水みちに沿つての分布)を一様化するように働くから、出水解析を簡明化する作用をもっている。この縮退は、降雨終了後の場合とくに重要であつて、すでに発表した流量てい減部曲線の解析に際して、A層内水深を上流から下流にわたつて平均化したことを妥当化するであろう⁶⁾。

つぎに、 γH におよぼす拡散効果について簡単に考察しておこう。拡散効果は、その性質から考えて、第一近似解にもとづくA層内水深を平滑化させるがそれは前節で述べた h_1, h_2 で与えられる。こうした平滑化は、擾乱部と非擾乱部の境界すなわち $\eta = x/ft = 1$ で極大となる。したがつて、 $\eta = 1$ における h_1 と第一近似解 H_1 の比を (30)、(7) 式と積分常数を与える式 (42) を用いて表わすと、

$$(h_1/H_1)_{\eta=1} = - \frac{1}{\left(1 + \sqrt{\frac{\pi}{2k r_{em}}} k \sin \theta\right)} \dots\dots\dots(47)$$

となる。これから、拡散効果は平均強降雨強度 r_{em} 、A層の透水係数 k 、山腹勾配 $\sin \theta$ に影響されることがわかる。

一般山地の特性と洪水流出の問題との関連において考えると、 $k \sim 10$ mm/sec 程度、 $\sin \theta \sim$ 数分の1程度、 r_{em} は大きな場合でも数 10 mm/hr であるから、 $(h_1/H_1)_{\eta=1}$ の絶対値は 10^{-1} 以下の程度と考えられ、拡散効果にもとづく平滑化は普通小さく無視してよいことがわかる。ただし、A層の透水係数やあるいは勾配が著るしく小さい場合には拡散効果が大きくなるから留意する必要がある。たとえば、勾配の小さな高原地帯やA層の発達が悪く k が小さな地帯では第一近似解の精度はかなり低下するものと考えられるが、普通の山地出水の問題ではあまり問題とするにはあたらない。

(2) 表面流出の生起場

2) 生起場の縮退と拡散効果；さて、 $F_i = F_{i1}$ と考えると、 F_i はA層内水深 H の変動に支配されるが、その場合 H は第一近似として (7) 式で表わされる。

Fig. 4 は山腹斜面を平面的にみたときの、中間流出の発生状態を示したものであり、図中の点線は擾乱領域と非擾乱領域の境界 $x-ft=0$ を示し、A層内水深 H と有効空率 γ の積 γH は (6) および (7) 式から、

$$\left. \begin{array}{l} \text{下流側, } x-ft > 0 \text{ では;} \\ \gamma H = R_e(t) \\ \text{上流側, } x-ft < 0 \text{ では;} \\ \gamma H = R_e(t) - R_e(t-x/f) \end{array} \right\} \dots\dots\dots(46)$$

1) 表面流出の生起条件; A層内への降雨保給がある限度以上になると, A層のある部分は飽和され, A層表面に雨水流が発生する。これが表面流出である。A層内水深 H がA層厚 D を越えるときが, その生起条件であるから, (6) と (7) 式から,

$$\gamma H = R_e(t_0) - R_e\left(t_0 - \frac{\xi_0}{f}\right) \geq \gamma D, \quad \xi_0 \leq L \quad \dots\dots\dots(48)$$

で与えられる。ここに, ξ_0 は山腹上流端から表面流生起点までの距離すなわち表面流出の非生起場の長さで, t_0 はそのときの時刻であり, L は流域の代表流下長である。もしも, 出水の全過程で (48) 式が満足される場合がないときには, 表面流出は生ぜず, 直接流出は中間流出成分だけである。この意味で, 中間流出をA層をもつ流域の出水の基底といつたのである。

(48) 式の生起条件は, 累加過剰総降雨量 $R_e(t_a)$ が γD より必ず大きいことが必要条件である。これから, 表面流出はかなりの大出水でなければ生じないことがいえる。また, (48) 式からわかるように $R_e(t_a) > \gamma D$ の場合でも, 降雨継続時間 t_a が大きくて, L/f とその間の降雨強度の積が γD よりいつでも小さい場合には, 表面流出は生じない。

2) 表面流出生起場とその変化過程; この算定法には, つぎの二つがある。

a) 図解法; これは, (i) 降雨の過剰累加曲線から容易に算出できること。(ii) 生起場を直観的に把握できること。(iii) さらに, 出水過程の機構を判別, 解析する際には大きな利点があるという特色をもっている。図解法の原理は, 生起条件 (48) 式から導かれる,

$$R_e\left(t_0 - \frac{\xi_0}{f}\right) = R_e(t_0) - \gamma D \quad \dots\dots\dots(49)$$

にもとづく。この関係を用いればつぎのようにして, 表面流の生起場とその変化過程を図解的に算定することができる (Fig. 5)。

まず, $R_e(t)$ を描く。つぎに, $R_e(t)$ を γD だけ上にずらした $\gamma D + R_e(t)$ 曲線と, L/f だけ時間方向と反対にずらした $R_e(t - L/f)$ 曲線を描く。(6) と (7) 式から, $\gamma D + R_e(t)$ 曲線と $R_e(t - L/f)$ 曲線で囲まれた領域の f 倍 (図の斜線部) が表面流生起場の累加を表わし, その領域内の水平線の f 倍がその線分を時間方向に延長して $R_e(t)$ 曲線と交わる時刻 t_0 の生起場の大きさを示す。図の t_{00} および ξ_{00} は表面流生起場の生起時刻とそのときの非生起場の長さ ($L - \xi_{00}$; 生起場の長さ) を意味し, 両者の間には, $\xi_{00} = ft_{00}$ の関係がある。Fig. 5 には, 以上から算定される生起場の大きさの変化過程を $x \sim t$ 面に示してあり (図の斜線部), また, A層内雨水の特性曲線と表面流の特性曲線が描いてある。前者は線型であり, 後者は表面流が Manning の抵抗則に従う

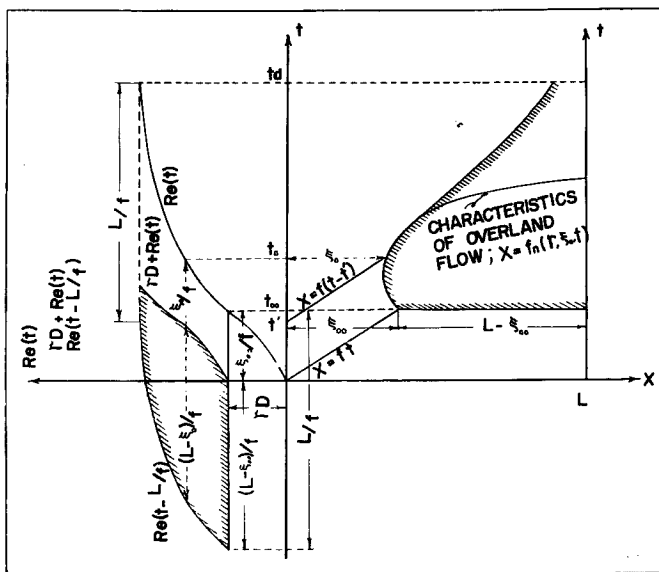


Fig. 5 Schematic representation illustrating the graphical method of the occurrence area of surface runoff and its hydrologic meaning

Fig. 5 には, 以上から算定される生起場の大きさの変化過程を $x \sim t$ 面に示してあり (図の斜線部), また, A層内雨水の特性曲線と表面流の特性曲線が描いてある。前者は線型であり, 後者は表面流が Manning の抵抗則に従う

ところから非線型であつて、降雨強度に応じて変化する⁷⁾。もしも、 $R_e(t-L/f)$ 曲線が常に $R_e(t)$ 曲線と $\gamma D + R_e(t)$ 曲線の間にくるときには、(48) 式の生起条件は満足されず、出水は中間成分だけであることは容易に推察できよう。また、出水機構が中間流出領域から表面流出領域に移るときあるいはその逆の場合、出水機構に大きな変化を生じ、それは降雨から流量への変換系の転移として説明できることをすでに発表したが⁹⁾、その際の系転移の仕方に種々のものがある。これは、出水解析法の確立ないしは出水の予知に際して極めて重要であるが、この点については別の機会に発表することにしてここではふれない。ただ、その判定は図解法によつて容易であることを指摘しておく。なお、図解法に必要な γD と L/f は、(3) で述べるように流量と減部の解析によつて得られる。

b) 解析的な方法：図解法による表面流出生起場の算定方法は、出水過程を機構的に解明する際には重要であるが、出水解析法と関連しては生起場の変化過程を解析的に表現することが便利である。これについてはすでに発表したが⁹⁾、ここでその意義をふりかえつておこう。降雨の過剰累加曲線 $R_e(t)$ を考えてみると、その形状は一般に S 字状を示すが、ある時間間隔ではかなりの精度で直線近似ができる。その基準時間間隔は、A 層内の上流端からある時刻に出發した特性曲線が ξ_0 、すなわち表面流生起点に達するまでの時間間隔 T_0 にとる必要がある。 T_0 は (17) 式から、 $T_0 = \gamma D / r_{em}$ で表わされ、 r_{em} に逆比例することがわかる。このことは生起場の算出には都合のよいことであつて、一般に降雨の時間的分布の一様性は降雨強度に反比例すると考えられるから、 T_0 時間内では降雨強度の大小にかかわらずほぼ同等の精度で $R_e(t)$ の直線性を近似しうるものと考えてよからう。このように考えると、 $0 \sim \xi_0$ 間の A 層内水面形は (7) 式から直線近似が可能となり、それと A 層内雨水の連続条件から、 ξ_0 は、

$$\xi_0 = \frac{1}{\varphi(t)} \left\{ \int_{t_{00}}^t b_{\varphi}(s) ds + \xi_{00} \right\} \dots \dots \dots (50)$$

で表わされる。ここに、 $b(t) = \exp\left(-\int_{t_{00}}^t a dt\right)$ 、 $a = 2(1/\gamma D)(r + \bar{r}_a)$ 、 $b = 2(1/\gamma D)\{(\bar{r}_a + i)L\}$ である。前論文では⁹⁾現象を全く一次元的に帰着させて考え、 \bar{r}_a を r_H と記してこれを A 層内から表面への単位面積当りの浸出強度としたが、 \bar{r}_a は A 層から水みちへの浸出強度の面積平均 \bar{r}_h の最大値に近い値（由良川上流流域では 6~8 mm/hr）と考えた方がより明確であらう。

以上、表面流出の生起場とその算定法について述べたが、表面流出発生時にも A 層から水みちへの浸出すなわち中間流出が生じていることはもちろんであつて、その場合中間流出の生起場は ξ_0 の変化に従うであらう。ただ、 $(L - \xi_0)$ では水みちへの浸出は最大となつて一定であり、 ξ_0 の変化がそれほど急激でないことを考えれば、表面流出発生後の中間流出はほぼ一定であつて、 ξ_0 とともに降雨の時間変動の影響が直接ひびく表面流出とは著しく異なる。なお、中間流出と表面流出は、運動機構的には弱い結合関係にあつて表面流出生起時においては両者の重ね合せができることを指摘しておこう。

(3) 直接流出の消失

降雨が終了すると直接流出の消失が始まる。消失過程は、前述までの降雨中の生起場の変化過程とちがつて、多くの因子がほぼ同じ程度の効果をもつて作用するため実は極めて複雑である。

しかし、消失過程は、(i) 降雨の影響がほとんどないところから流域の諸特性の推定を容易にすること、(ii) 消失の途中でつぎの降雨があつたとき、その降雨にもとづく出水の主要な境界条件になるという点でその解明は重要である。

1) 表面流出の消失過程：表面流出の消失は、生起場の消失と表面流流下による消失の二つの原因にもとづく。

まず、生起場の消失は、(i) ξ_0 の増加（流下方向）、(ii) 水みちへの浸出による縮退（流下方向にほぼ直角な方向）、(iii) 地下深部への浸透能（鉛直方向）の三つに起因する。したがつて、表面流出生起場の消失は三次元的な現象であつて極めて複雑であるが、上記三つの原因のうち浸透による消失は、そのときの浸透能が最終浸透能に近いごく小さな値であるから影響が小さく、生起場消失の主要な原因は ξ_0 の増加と縮退の

二つであろう。このように考えても、なお表面流出生起場の消失過程は2次的であり、かつ二つの原因は同じ程度であつて詳細な解明は現在のところ困難である。とくに縮退の効果には、 ξ_0 の増加がA層内雨水の流下機構によつてかなり明確にとらえられるのに反して、水みちの分布、降雨条件が影響し、さらには水みちへの雨水浸出の機構が明白でないところからその解明が一層困難である。ただ、つぎのようにはいえるであろう。表面流出生起場が存在する間は、表面流の一部がA層に保給されるから $(L-\xi_0)$ 間の \bar{r}_a の減少はそれほど著るしくない。また、表面流はかなり急速に流下し $(t \geq t_a, L-\xi_0)$ の $x-t$ 面のほとんどの領域では、その速度は ξ_0 の増加速度より大きい。したがつて、縮退の効果 \bar{r}_a の減少をおさえる効果におきかえ、それを表面流へのみかけの降雨保給と考えれば、生起場の消失過程は ξ_0 の増加だけによるとする一次元的な考え方に帰着できる⁹⁾。

一方、前述のように表面流の流下速度は ξ_0 の増加速度に比して大きいから、生起場は保存されていても、表面流は速やかに流下消失する。以上のような考察から、降雨終了の t_a 時刻に表面流生起場があつた場合、対象地点における表面流出の消失時刻 t_1 は、 $L-\xi_0(t_a)$ 間に \bar{r}_a の降雨保給をうける表面流の特性曲線が到達対象地点に達する時刻と考えられる。また t_1-t_a 間の流量 \bar{r}_a の減曲線は、 t_a-t_a (t_a は t_a に対象地点に達する表面流特性曲線の出発時間)間の降雨 r の時間分布の影響をうけるから、この間の \bar{r}_a の減性状は流域個有の特性だけに支配されるわけではなく、かつ t_1-t_a 間では $v=0$ であるから、その \bar{r}_a の減は極めて急速である。

2) 中間流出の消失過程：表面流出の消失時刻 t_1 (t_a 時刻に表面流出生起場がない場合 t_a)以後の出水は、降雨保給をうけないA層雨水の水みち浸出による中間流出成分だけであつて、その \bar{r}_a の減性状は $t \leq t_1$ におけるそれとは著るしく異なる。とくに重要なのは、 $t \geq t_1$ では(i)出水はA層からの水みちへの浸出によるから、A層保留の効果によつてその流量 \bar{r}_a の減曲線が $t < t_1$ に比して極めてゆるやかであり、 t_1 で折点が生ずること、(ii)また、降雨条件の影響が弱いから、その \bar{r}_a の減性状は流域個有の重要な特性、 $\gamma D, L/f$ および \bar{r}_a を推定する基礎となる点である。

中間流出の消失過程を考えるには二つの立場がある。1つは、中間流出もA層から水みちへの浸出をみかけの降雨と考えれば出水機構は表面流と同様であるとするもので⁹⁾、出水過程を一元化して取り扱いたい出水解析法の立場からは有利である。他の一つは、中間流出は表面流出とは原理的にその機構を異にするところから両者を別個に扱おうとするもので、とくに中間流出の \bar{r}_a の減部から流域個有の特性を推定する際には有利である。こうした二つの考え方は、出水現象把握の重点をどこにおくかによつて使い分ければよいであろう。ここでは、 $\gamma D, L/f$ および \bar{r}_a の推定のために後者の立場をとることとする。 γD と \bar{r}_a については流量 \bar{r}_a の減特性の解析によつて、

$$\gamma D = \{e^{\lambda_2(t_2-t_1)} - 1\} i_e / \lambda_2 \dots\dots\dots(51)$$

$$\bar{r}_a = (1-\delta)\lambda_2 \gamma D \dots\dots\dots(52)$$

で与えられている⁹⁾。ここに、 λ_2 は $t \geq t_1$ 以後の中間流出の \bar{r}_a の減指数、 t_1 と t_2 はそれぞれ、流量 \bar{r}_a の減曲線の第一折点(表面流出の消失時刻)と第二折点(中間流出の消失時刻)であり、 i_e は最終浸透能、 δ は水みちの面積の流域面積に対する比率である。 L/f は、A層内流れがDarcy則に従うと考えれば i_e が小さいことを考慮して、

$$L/f \doteq t_2 - t_1 \dots\dots\dots(53)$$

で与えられよう。(51)、(52)および(53)式を用いれば実測流量 \bar{r}_a の減曲線から、上記三つの不可測量である流域個有値が求められることになる。

(4) 適用例

以上述べた出水現象の生起場算定の方法を由良川上流流域(対象地点・大野、流域面積・343 km²、幹川河道長・40 km、林相良でその被覆面積率約90%)の出水に適用してみよう。(3)で与えた関係と実測流量 \bar{r}_a の減曲線の解析結果から、当流域では、 $\gamma D=120$ mm、 $L/f=60$ hr、 $\bar{r}_a=6$ mm/hr が得られている。これ

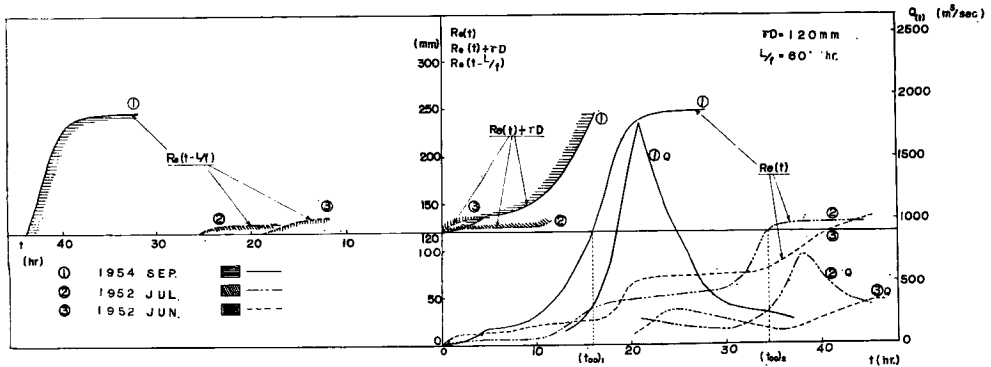


Fig. 6 Application of the graphical method of surface runoff area to the runoff in Yura River basin, at ONO

を用いて、(2)で述べた表面流出生起場の変化過程の図解法を三つの出水に適用した結果が、Fig. 6である。

この結果から、つぎのことがいえよう。まず、表面流の生起場は出水①が極めて大であり、また表面流出の生起時刻 $(t_{00})_1$ 以後では出水が極めて大である。また、表面流出の継続時間すなわち降雨終了時から第一折点 t_1 間は出水のてい減が極めて著しい。出水②と③は、表面流出の生起場が極めて小さく、とくに出水③はほとんどないと考えられるから、出水も全般にわたって極めてゆるやかである。さらに、出水②と③の累加過剰降雨量 $R_e(t_a)$ がほぼ等しいにもかかわらず、ピークは②が③より略2倍も大きい。これは、それぞれの生起場の大きさと表面流の非線型性によつて説明できる。

以上の結果は、前述までの理論的考察を裏付けるものであつて、生起場変化の概念とその把握が出水機構を解明するにあつて極めて重要であることを実証したものといえよう。

5. 結 語

本研究は Dreibelbis の活性層の発見にもとづいて、山地洪水流出の主体となる直接流出の生起場とその変化過程について考察したものである。

結果を要約すれば、まず、活性層が中間流出の起因となるA層と略同等の意義をもつていると考え、A層内雨水流（中間流）の挙動を理論的に明確にした。この結果から、中間流の挙動が、出水生起場の変化に基本的な役割を果たすことを明白にし、山地出水には中間流出と表面流出の機構の異なつた二つの過程が存在することを指適して、両者の結合関係は中間流発生による出水生起場の特性とその変化過程の把握によつて明確になることを明らかにするとともに、その実際的な計算法を提案したものである。

以上の成果は、すでに著者らが発表している降雨から流量への変換系の系転移⁹⁾の型とその判定、さらには、普遍的な出水理論の確立や出水予知法の組みたてにあつて極めて重要となるであろう。また、従来から多くの論義が行われている森林の保水機能についても、一般的で合理的な評価が可能となるものと思われる。

以上の諸問題については、いずれ発表する予定であるが、出水過程やそれに付随する工学的な諸問題の本質的な解決は経験への依存度が大きく、かつまた論理的にも明確さを欠く従来のあり方によつてはほとんど可能性はないと思われるので、この機会に方法論的アプローチの改変を強く指適しておきたい。

最後に、本研究にあたり御指導、御鞭撻いただいた京都大学土木教室の石原藤次郎教授、防災研究所の石原安雄教授に感謝の意を表するとともに、資料の収集や計算あるいは図面の作製に際して助力いただいた土木教室助手の頼千元、大学院学生の藤田哲夫、佐藤寛、広本文泰の諸君にも厚く謝意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) Palmer, V. J. : Retardance coefficient for low flow in channels lined with vegetation, Trans. Am. Geophys. Union, 1946, p. 187.
- 2) Ree, W. O. and Palmer, V. J. : Flow of water in small channels lined with vegetation, (in process of preparation for publication by the U. S. Dep. Agric. in 1946).
- 3) 高棹琢馬, 岸本貞夫: 雨水流出の実験的研究, 京大防災研究所年報, 第4号, 昭36.3.
- 4) Dreibelbis, F. R. : Some aspects of watershed hydrology as determined from soil moisture data, Journal of Geophys. Vol. 67, No. 9, 1962, p. 13.
- 5) 飯塚肇: 森林防災工学, 森北出版, 昭33, p.13.
- 6) 石原藤次郎, 石原安雄, 高棹琢馬, 頼千元: 由良川の出水特性に関する研究, 京大防災研究所年報, 第5号A, 昭37.3.
- 7) 石原藤次郎, 高棹琢馬: 単位図法とその適用に関する基礎的研究, 土木学会論文集, 別冊60(3-3), 昭34.3.
- 8) Ishihara, T. and Takasao, T. : Applicability of unit-hydrograph method to flood prediction, Trans. of the 10th congress, IAHR, 1963.
- 9) 石原藤次郎, 高棹琢馬: 中間流出現象とそれが流出過程に及ぼす影響について, 土木学会論文集, 第79号, 昭37.3.