

河川流域における直接流出の逡減機構について

石原安雄・下島栄一

ON THE RECESSION MECHANISM OF THE DIRECT RUNOFF IN A RIVER BASIN

By Yasuo ISHIHARA and Eiichi SHIMOJIMA

Synopsis

This paper describes the mechanism of direct runoff in the recession state.

First, we explore the storage mechanism of a rain water in the porous media and obtain the relationship between amount of storage and intensity of rainfall and find out the property relative to decreasing process of storage.

And then, we put the same porous media on the surface of the scale model made of concrete in order to simulate the porous surface layer of a river basin and especially examine the influence of stored water into the media on the recession state of runoff from the model basin.

Finally, we analyze the characteristic of direct runoff from the Ara river basin in the light of the knowledge obtained by the above experiments and the theoretical considerations.

1. まえがき

降雨が山腹表層部に降ると、雨水はその部分で一時保水されたり、毛管力に打勝ったものは重力水として重力方向の流れ（浸透流）や、また下部層に透水性の悪い層がある場合には、それに沿った流れ（中間流）が発生する。この「貯留」と「流れ」の2つの状態が発生する場である山腹表層域での雨水の挙動を明確にすることは、洪水の流出現象を理解する上に非常に重要である¹⁾。

本論ではこのような山腹表層域での雨水の挙動を理解するために、まず、要素的抽出である多孔質材料の貯留機構を理論的・実験的に検討し、ついで同じ多孔質材料で山腹表層を模擬した山地流域模型を用いて、種の要素の複合体である流出系におけるこの貯留機構の位置づけを行ない、これらの知識を基礎として実流域における多孔質表層の役割、特に直接流出の逡減特性に関して検討を加えたものである。

2. 多孔質材料の貯留機構

(1) 実験方法

load cell を介して吊り下げられた $1\text{m} \times 1\text{m}$ のフレームに $1\text{m} \times 1\text{m} \times 1\text{cm}$ の多孔質材料を乗せ、その材料の上面に与えられた雨水による重さの変化を調べ、同時に材料下面より流出する雨水の量を測定して降雨強度を求めた。

(2) 定常状態下の貯留量と降雨強度

a. 貯留機構の仮説

さて、降雨強度一定の場合に於て、次の様な仮定を行なってみる。即ち、一様ではあるが平面とそれに対して直角方向の性質が異なる様な多孔質材料内の重力方向の浸透流速 (V) は、層内の対象としている点に於ける含水比 (M) の関数であるとし、次の様に表わす²⁾。

$$V = c(M - m) \dots \dots \dots (1)$$

ここに, m は附着水に関する含水比を意味し,

$$m = m(\theta, R) \dots\dots\dots (2)$$

とする。なお, θ : マット平面と水平面とのなす角度, R : 降雨強度。また, 連続の関係より

$$R = c(M - m) \dots\dots\dots (3)$$

が成立するので, 次式が得られる。

$$\begin{aligned} R &= \frac{D}{T_*}(M - m) = \frac{D}{T_*}M - \frac{D}{T_*}m \\ &= \frac{1}{T_*}(s - s_*(\theta, R)) \end{aligned} \dots\dots\dots (4)$$

ここに, $c = D/T_*$, D : マットの厚さ, また, $s, s_*(\theta, R)$ は含水量でそれぞれ $M, m(\theta, R)$ に対応する。

一方, R が非常に小さくなった状態を考え,

$$\lim_{R \rightarrow 0} s_*(\theta, R) = s_{*0}(\theta) \dots\dots\dots (5)$$

とおき, また, $s_*(\theta, R)$ は, 傾きと降雨強度との関係する項に分離できると仮定すれば,

$$s_*(\theta, R) = s_{*0}(\theta) + s_*(R) \dots\dots\dots (6)$$

結局, 貯留量と降雨強度との関係は,

$$s = RT_* + s_{*0}(\theta) + s_*(R) \dots\dots\dots (7)$$

の様な表現となる。

b. 実験結果

Fig. 1-1 は貯留量と降雨強度との関係を示す実験結果である。ここに, s : 多孔質マット面に対して直角方向の単位面積当りの貯留量, R : 重力方向に対して直角方向の単位面積当りの降雨強度, である。

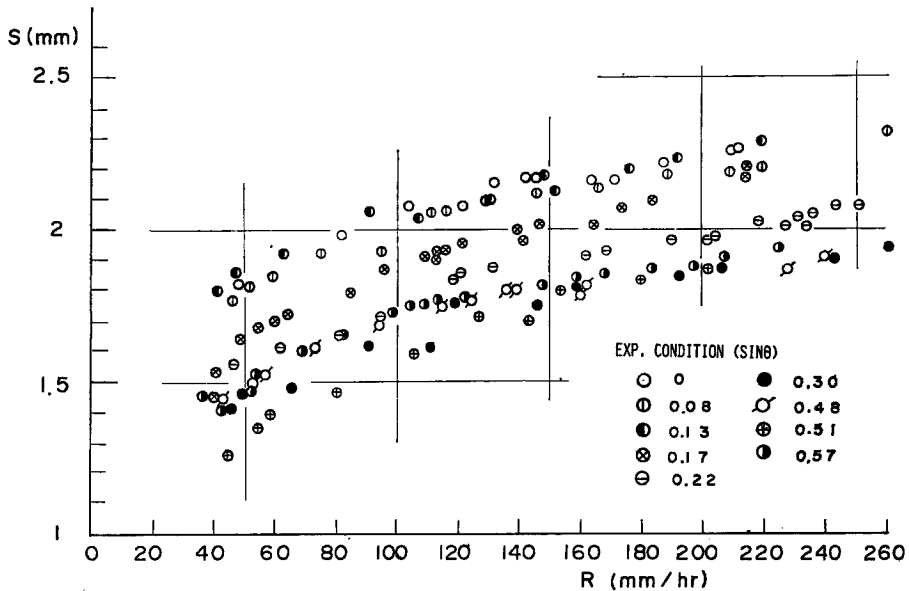


Fig. 1-1 Relation between amount of storage and intensity of rainfall.

さて, Fig. 1-1 は, 次の様な表現が出来る。

$$s = RT_* + s_{*0}(\theta) + (s_0 - s_{*0}(\theta))(1 - e^{-\mu R}) \dots\dots\dots (8)$$

なお, Fig. 1-2 は, それを記号の意味を含めて模式的に表わしたものである。以下, 式(8)の各項の性質

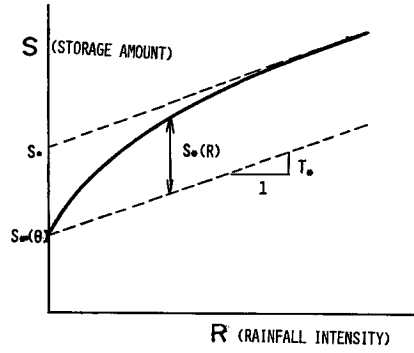


Fig. 1-2 Definition sketch on Eq (8).

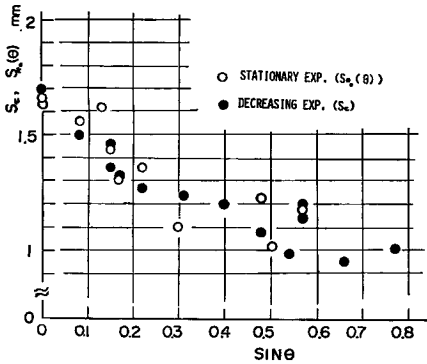


Fig. 2 Relation between $s_{*0}(\theta)$ and θ .

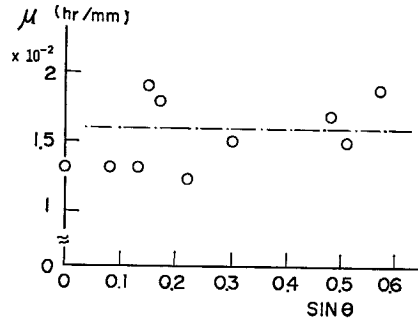


Fig. 3 Relation between μ and θ .

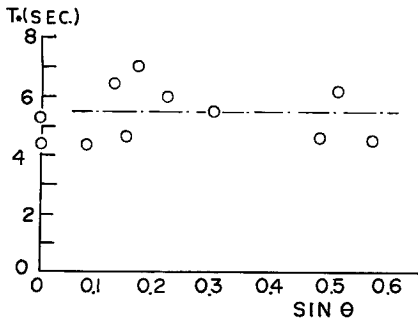


Fig. 4 Relation between T_* and θ .

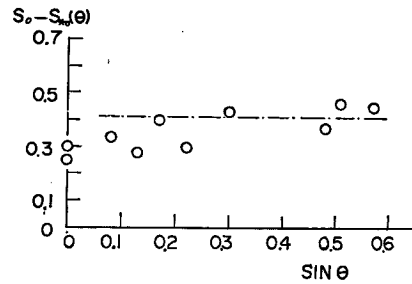


Fig. 5 Relation between $s_0 - s_{*0}(\theta)$ and θ .

を検討する。即ち Fig. 2 は、 $s_{*0}(\theta) \sim \theta$ の関係を示したものであり、 θ の増加とともに $s_{*0}(\theta)$ は減少することが判る。Fig. 3 は、 $\mu \sim \theta$ の関係、また、Fig. 4 は、 $T_* \sim \theta$ の関係を示している。多少のパラッキはあるが、 T_* 、 μ は傾きに関係なくほぼ一定値をとることが判る。Fig. 5 は、 $s_0 - s_{*0}(\theta) \sim \theta$ の関係を示したものである。Fig. 2 の様に $s_{*0}(\theta)$ は傾きに関係するが、 $s_0 - s_{*0}(\theta)$ は傾きに無関係な一定値をとるとみなしていい様である。

さて、以上の実験事実を α で述べた貯留機構の仮説と比較してみよう。式(7)と式(8)とを比較してみると、それぞれ右辺第1項及び第2項は相対応すると考えてよいので、

$$s_*(R) = (s_0 - s_{*0}(\theta))(1 - e^{-\mu R})$$

$$\text{or } m_*(R) = (m_0 - m_{*0}(\theta))(1 - e^{-\mu R}) \quad \dots\dots\dots (9)$$

の関係が得られる。この様にして、式(6)で行った仮定、即ち、付着水量 $s_*(\theta, R)$ を傾きに関係する $s_{*0}(\theta)$ と降雨強度に関係する $s_*(R)$ とに分離する妥当性が立証されたことになる。従って、多孔質の層内の含水比 (M) と浸透流速 (V) との関係は、

$$V = \frac{D}{T_*} [M - \{m_{*0}(\theta) + (m_0 - m_{*0}(\theta))(1 - e^{-\mu V})\}] \quad \dots\dots\dots (10)$$

で与えられることになる。右辺の $(m_0 - m_{*0}(\theta))(1 - e^{-\mu V})$ は、降雨のため付加される付着水の増分と考えられる。

(3) 貯留量の通減特性

ここでは、一定強度の降雨を与え定常状態にした時点で急に降雨を停止させた後の多孔質材料内の貯留量の変化を調べる。Fig. 6 は降雨停止後の経過時間と貯留量との対応を示した1例である。図の通減曲線か

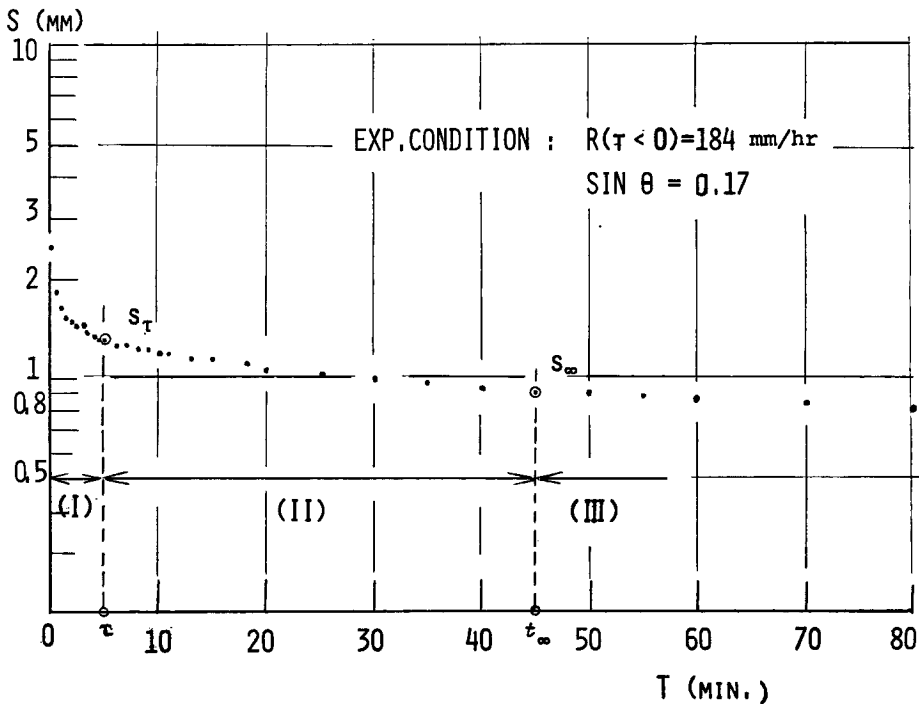


Fig. 6 Relation between the amount of stored water in the porous media and the lapse of time after input is stopped under the stationary state by a constant intensity of rainfall.

ら判る様に、 $t \sim 100\text{min}$ 程度まででは、(I), (II), (III) の3領域に分けて考えることが出来よう。実験に於ける詳細な観察により、第(I)領域は降雨停止直後の変化であり、雨水の連続した、しかし、部分的流れの現象と考えられる。次に、第(II)領域は層内に付着した雨水が不連続的な流れ形態となり、水滴状となって層外の排出される状態である。最後に、第(III)領域は、第(II)領域の変化に比べ緩慢で蒸発による現

象も重要な要素と考えられる。以下では、詳細に各領域での現象を調べることにする。

まず、第(I)領域と第(II)領域の遷移点(τ)における貯留量(s_r)について考えよう。Fig. 2は、この遷移点の貯留量と傾きの関係を調べたものであるが、 s_r は、(2) a. で述べた付着水 $s_*(\theta, R)$ で、 $R \rightarrow +0$ とした極限值 $s_{*0}(\theta)$ とほぼ同じ値となるので、両者は同じ物理量であると言える。このことは、先述した第(I)領域及び第(II)領域の物理的解釈の論拠を与えるものである。

さて、第(II)領域を

$$t = -\frac{1}{\lambda} \ln \{s - s_\infty / s_r - s_\infty\} + \tau \dots \dots \dots (11)$$

と表わすと、通減係数(λ)は Fig. 7 で示される様に、傾きと無関係にほぼ一定値をとり、また、領域の大きさを示す $s_r - s_\infty$ は、Fig. 8 から傾きに関係し $(s_r - s_\infty) \propto \cos \theta$ なる関係が成り立つ様である。

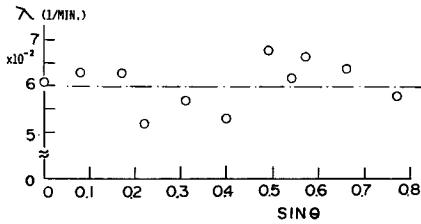


Fig. 7 Relation between λ and θ .

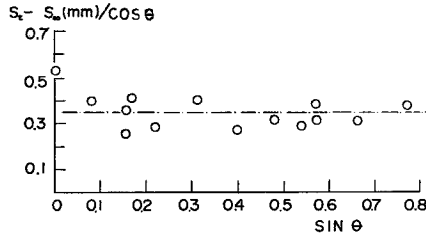


Fig. 8 Relation between $s_r - s_\infty$ and θ .

次に、第(I)領域における通減特性を検討するために、(2) b. で求めた $s \sim R$ の関係式(8)が非定状態まで拡張出来るものと仮定しよう。即ち、式(8)は R がマット層への供給量、 s が層内の貯留量であるので、式(8)をマット層の厚さ D で割り、 R を q と書き換えて得られる式を、マット層内のある深さに於いて重力方向に移動すると雨量が q なるときの単位体積当りの貯留量 (M) を表わす関係と考えるのである。

$$M = \frac{T}{D} q + m_{*0}(\theta) + (m_0 - m_{*0}(\theta))(1 - e^{-\mu q}) \dots \dots \dots (12)$$

ここに、 $M = s/D$, $m_{*0}(\theta) = s_{*0}(\theta)/D$, $m_0 = s_0/D$

q が重力方向の浸透流速であることを考慮すると、連続の式は、

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial l} \cos \theta = 0 \dots \dots \dots (13)$$

ここに、 l はマット層上面よりその面に垂直にはかった距離、である。上式に式(12)を用いると次式が得られる。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial q}{\partial t} + J(q) \frac{\partial q}{\partial l} = 0 \\ \text{or } \frac{\partial M}{\partial t} + J(q) \frac{\partial M}{\partial l} = 0 \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (14)$$

ここに、 $J(q) = \cos \theta / \{ \frac{T}{D} + \mu(m_0 - m_{*0}(\theta))e^{-\mu q} \}$

式(14)は浸透流速 (q) 及び含水比 (M) が kinematic wave として形式的に伝播速度 $J(q)$ で伝播することを表わしている。

次に式(14)とは異って、マット層全体を一体と考えて式(8)がそのまま成立するとしたとき

$$\frac{dq}{dt} = -q \cos \theta / \{ T_* + \mu(s_0 - s_{*0}(\theta))e^{-\mu q} \} \dots \dots \dots (15)$$

が成り立つ。

Fig. 9-1, Fig. 9-2 は、降雨停止後、多孔質材料の下面よりの雨水の流出強度の時間的変化を示したも

のであり、また、Fig. 10-1, Fig. 10-2 は、マット層内の貯留量の変化の様子を示す実験値と上式(14), (15)を用いての計算値を示してある。

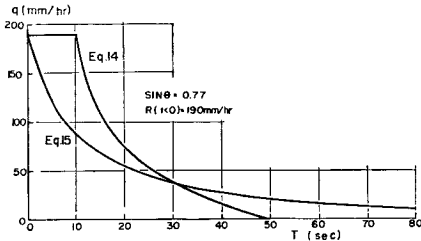


Fig. 9-1 Relation between intensity of outflow from the bottom surface of a porous media and the lapse of time after input is stopped under the stationary state by a constant rainfall intensity.

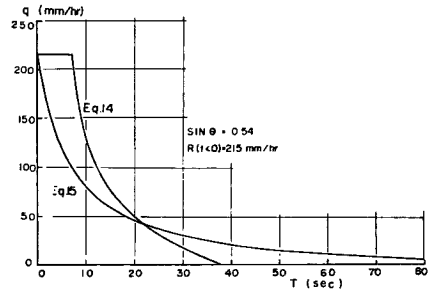


Fig. 9-2 Same as Fig. 9-1.

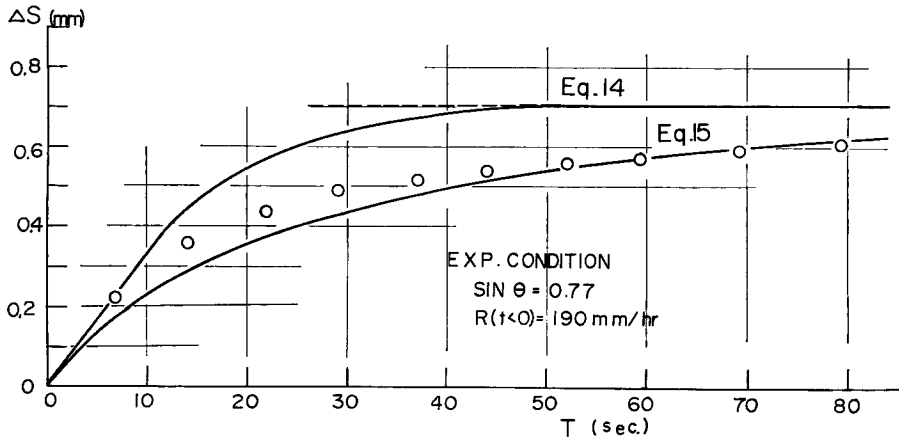


Fig. 10-1 Relation between the amount of stored water and the lapse of time after input is stopped under the stationary state by a constant intensity of rainfall.

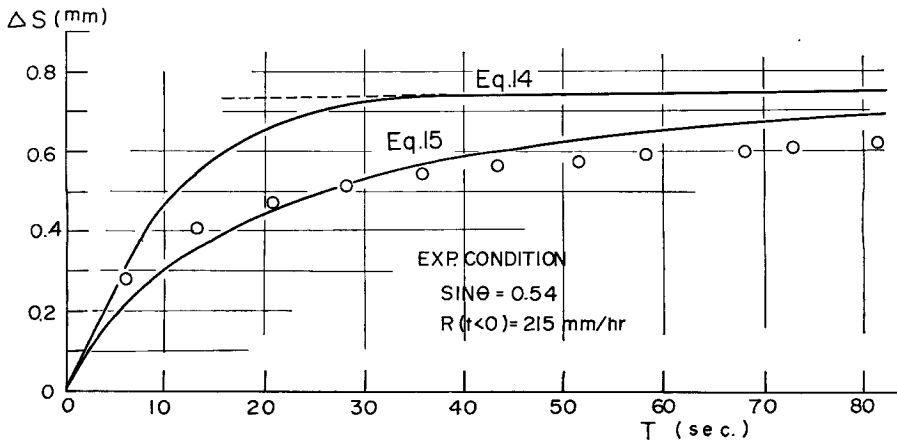


Fig. 10-2 Same as Fig. 10-1.

いま、この様な実験では実験値がかなりばらつくことを考慮してこれらの図を比較すると、少なくとも降雨停止後の第 (I) 領域において式(14)の関係が成立すると考えてよい様である。換言するとマット内の含水率が比較的大であって、浸透に伴う雨水の移動が間歇的でなく連続的に行なわれると考えられる領域においては、層内の含水率の変化は kinematic wave 的であるといえる。

(4) 貯留量の増加特性

乾燥状態にある多孔質材料に急に一定強度の降雨を与え、層内の貯留量の変化を調べた結果 Fig. 11 を得た。降雨発生装置の応答特性から降雨強度の零状態より或る一定の降雨強度にするには、少なくとも15秒程度以上の時間が必要のため、本実験結果の精度は余り良くないが、定性的議論は出来ると考えられる。図より判る様に、降雨開始直後の貯留量の変化は、図中の直線 $s = \int_0^t R dt$ にほぼ一致しており、この事実は当然とも考えられるが初期の段階にては、表層内に与えられた雨水はそのまま層内に貯留されることを示している。

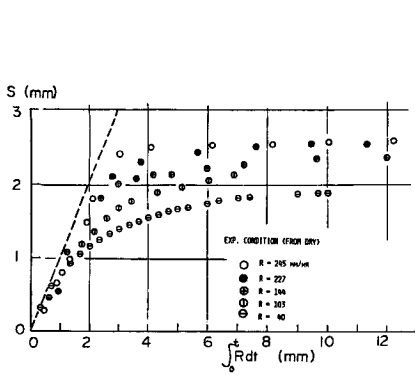


Fig. 11 Relation between the stored amount and the lapse of time after input is given abruptly at the dry condition.

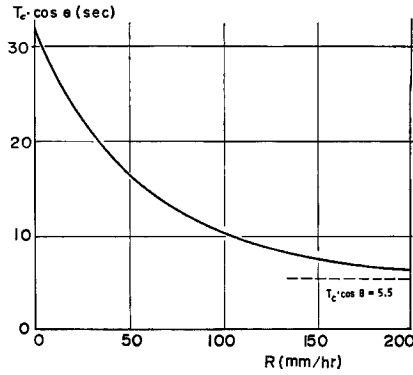


Fig. 12 Relation between the time of concentration and the intensity of rainfall.

次に、多孔質材料上面に与えられた一定強度の降雨 $r(t < t')$ によって定常状態になった時点 ($t = t'$) で、さらに降雨を急に变化させ再びある一定の $r(t > t')$ とした場合、次の定常状態に達するまでの過程を考えてみる。Fig. 10の説明の際、降雨停止後の時間が余り経っていない状態では、式(14)の計算例に近いことを述べたが、この状態は現在想定している状態に近いと予想される。従って、貯留過程においても式(14)が成立すると考えることは妥当であろう。

さて、多孔質材料内の雨水法播は kinematic wave であるから、Fig. 12 に示す様に定常化時間は初期状態 $r(t < t')$ に関係なく、 $t > t'$ 以降の降雨強度で決ることになる。Fig 13-1, Fig. 13-2 は、定常化時間内の貯留場下部面からの流出強度 (q) 及び貯留量 (s) の変化の様子を概念的に示している。これらの図から貯留量は、降雨変化後しばらくは直線的に変化することが判る。なお、この考えは先述した貯留場が初めに乾燥している状態では適用出来ないことは言うまでもない。なぜなら、貯留場が $s = 0$ の状態と $r > 0$ なる場合とでは状態に飛躍があり不連続であるからである。

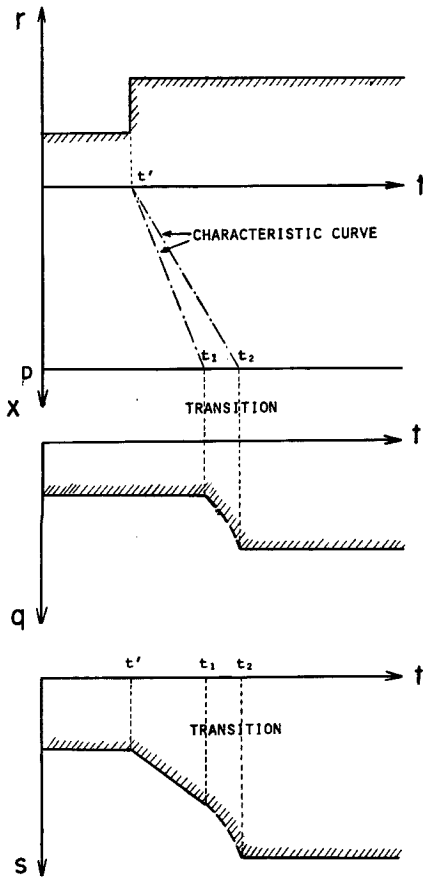


Fig. 13-1 Schematic figure for illustrating the state of change about stored amount and intensity of outflow after rainfall intensity is changed.

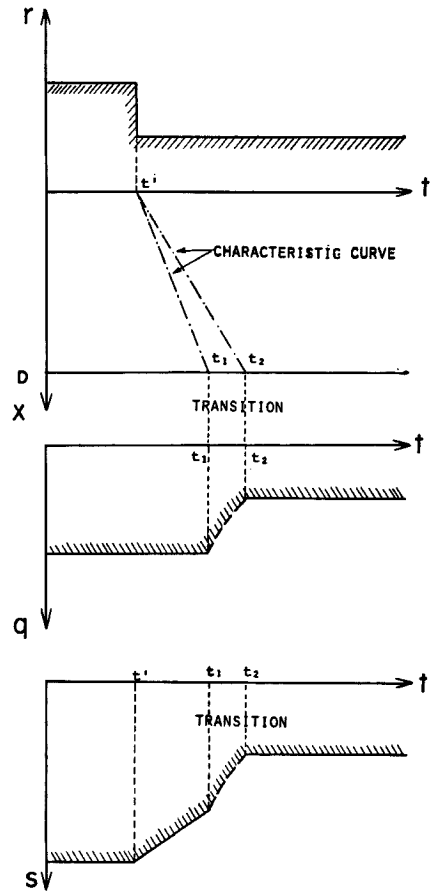


Fig. 13-2 Same as Fig. 13-1.

3. 山地流域模型における流水の遅延特性について

2. では、山地模型の表面に張ることを考えて、多孔質材料のみをとり出しその材料内部での貯留特性について検討した。

さて、一般に山地斜面に降った雨水は、その表面に存在する多孔質の表層での一時的な貯留現象のために、量的にも、波形的にも変化し、即ち、一種の filter 効果を受けながら斜面方向に流下するものと考えられる。この filter 効果が流域全体の立場に立って洪水流出現象をみるときに如何なる影響を与えるかを明確にすることは重要であり、この問題について以下で検討することにする。

実験方法は次のとおりである。即ち、野洲川上流の荒川上流域の1/100の幾何学的相似な流域模型の表面に、2. で用いたものと多孔質材料を張り、それに一定強度の降雨を与えて定常状態になった時点で、降雨を急に停止した後の流量遅延を流域下流端で測定するという方法をとった。

(1) 連続的な浸透水(第I領域)による遅延変化

Fig. 14は、降雨停止後1分間程度までの流出量の遅延状態を示したものである。図中の2つの計算値は、

(i) 第2章で述べた貯留過程を考慮した場合 (ii) 貯留効果を無視した場合、である。実験値との適合性は、(i) の貯留過程を導入した方がよいことが判る。なお、いずれの計算に於ても、実験で得られる peak 流量発生時刻が実測及び計算値とが一致する様に決めた k/γ の値 (k : 透水係数, γ : 有効空隙率) を用いている。

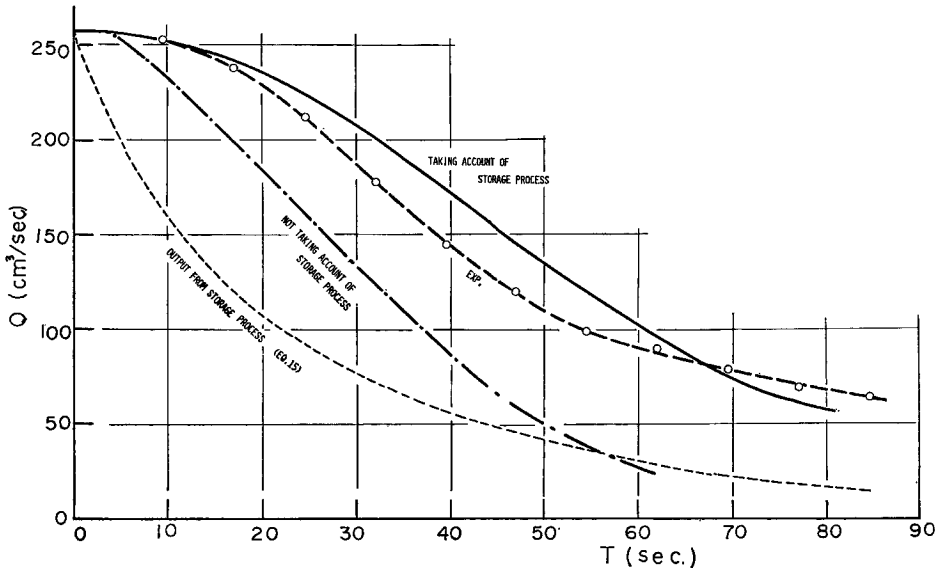


Fig. 14 Comparison between hydrograph observed and calculated taking account of the storage process or not, in the model, after input is stopped under the stationary state by a constant rainfall intensity.

しかし、厳密に言うと貯留効果を考える場合には、流出量の減少とともに有効空隙率が変化し、透水係数も変化するので、表層内の中間流の伝播速度 $k \sin\theta/\gamma$ も変化するはずである。いま、この点について若干の考察を行やうために、 Γ を空隙率とすると、有効空隙率 γ は、式(8)を用いて、

$$\gamma = \Gamma - M = \Gamma - m_{*0}(\theta) - R \frac{T^*}{D} - (m_0 - m_{*0}(\theta))(1 - e^{-\mu R}) \dots\dots\dots (16)$$

と表わせる。

Darcy 則と質量保存則を併用すると、

$$\frac{dx}{dt} = \frac{dx}{k \sin\theta} = \frac{dh}{q \cos\theta} \dots\dots\dots (17)$$

なる特性方程式が得る。ここに、 h : 中間流の水深、したがって、中間流の伝播速度は $dx/dt = k \sin\theta / \Gamma - M$ で与えられるが、この値は一定ではない。Fig. 15 は、伝播速度の変化の概要をみるために、 $\Gamma - m_{*0}(\theta) = 0.5$, $m_0 - m_{*0}(\theta) = 0.043$, $m_{*0}(\theta) = 0.153$, $k \sin\theta = 1 \text{ cm/sec} = \text{一定}$ 、と仮定した場合の伝播速度の変化の模様を示したものである。この図より、 dx/dt は、 $q = 90 \text{ mm/hr}$ 付近で極小値を示すが、 $q < 200 \sim 300 \text{ mm/hr}$ の範囲では高々 5% 程度の変動と考えてよいだろう。なお図中の点線は、 q の漸近線を表わしている。

次に、流量 (Y) については、簡単のために k を一定と仮定すると次式の様になる。

$$Y(x, t) = k \sin\theta \int_r^t \frac{q \cos\theta}{\Gamma - M} d\xi \equiv k \sin\theta \int_r^t \frac{q \cos\theta}{\gamma_*(q)} d\xi$$

$$Y_1(x, t) = k \sin\theta \int_{r_1}^t \frac{q}{\gamma_*(\bar{q})} d\xi$$

ここに、suffix "1" は、有効空隙率を一定と仮定した場合を意味し、 \bar{q} は、それに対応する q の値である。

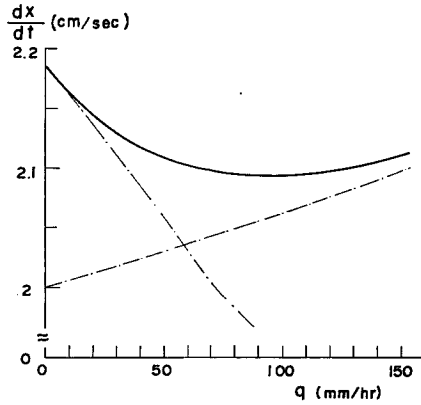


Fig. 15 Relation between celerity and rainfall intensity.

先述した様に dx/dt の変化は非常に小さいので、即ち、 $|\tau - \tau_1| / t - \tau_1 \ll 1$ であるから、

$$Y(x, t) - Y_1(x, t) = k \sin \theta \left[- \int_{\tau_1}^t \frac{q \cos \theta}{\gamma_*^2(\bar{q})} \frac{\partial \gamma_*}{\partial q} (q - \bar{q}) d\xi + \int_{\tau}^{\tau_1} \frac{q \cos \theta}{\gamma_* (\bar{q})} \left(1 - \frac{1}{\gamma_* (\bar{q})} \right) \frac{\partial \gamma_*}{\partial q} (q - \bar{q}) d\xi \right]$$

と近似出来る。右辺第 2 項は $q(\tau_1) \cos \theta (\tau_1 - \tau) / \gamma_* (\bar{q})$ の order であり、第 1 項は、 $-q(\bar{i}) \cos \theta \frac{\partial \gamma_*}{\partial q} (q(\bar{i}) - \bar{q}) (t - \tau_1) / \gamma_*^2(\bar{q})$ となる。ここに、 \bar{i} は、 $\tau_1 < \bar{i} < t$ である。所が、

$$\frac{t_1 - \tau_1}{\tau_1 - \tau} \approx \frac{\gamma_* (\bar{q})}{\gamma (\bar{q}) - \gamma_* (\bar{q})}$$

であるから

$$\left| \frac{q(\bar{i}) \frac{\partial \gamma_*}{\partial q} (q(\bar{i}) - \bar{q}) (t - \tau_1) / \gamma_*^2(\bar{q})}{q(\tau_1) (\tau_1 - \tau) / \gamma_* (\bar{q})} \right| \approx \left| \frac{q(\bar{i})}{q(\tau_1)} \cdot \frac{\frac{\partial \gamma_*}{\partial q} (q(\bar{i}) - \bar{q})}{\gamma_* (\bar{q}) - \gamma_* (\bar{q})} \right| \sim 1$$

よって、流量の変動は、

$$\left| \frac{Y(x, t) - Y_1(x, t)}{Y_1(x, t)} \right| \sim \left| \frac{q(\tau_1)}{q(t)} \frac{\tau_1 - \tau / \gamma_* (\bar{q})}{t - \tau / \gamma_* (\bar{q})} \right| \sim \left| \frac{\gamma_* (\bar{q}) - \gamma (\bar{q})}{\gamma_* (\bar{q})} \right| \dots \dots \dots (18)$$

と表現され、 dx/dt の変動と同じ order であることが判る。

以上の検討より、流域模型における流出逓減曲線に関し、filter 効果を受けた入力様式が貯留過程の中で重要な要因となっていると考えてもさしつかえない。

(2) 不連続な浸透水 (第 II 領域) による逓減変化

Fig. 16 は、山地流域模型部に一定の強度の降雨を与え定常状態になった時点で急に降雨を停止した後の逓減 hydrograph である (参照: Fig. 14)。ここで問題とするのは、2. で見いだされた表層内に貯留された雨水の不連続的な流れ (第 II 領域) が、この hydrograph のどの部分に対応しているかということである。しかし、第 II 領域の雨水の流出強度は非常に小さいので、前節 (1) で述べた第 I 領域の際に成立した運動場の定数をそのまま用いることは出来ないと思えることは妥当であろう。

2. の結果である第 II 領域は、降雨停止後 4 分から 40 分の程度である。一方、Fig. 16 の hydrograph をながめてみると、時間 15 分から 30 分の間では、近似的に指数逓減しており、しかも初期条件 (定常降雨強度) に関係なく、ほぼ一定の逓減曲線を示していることが判る (参照: Table-1)。なお、同図には破線で 2. の第 II 領域の貯留逓減が示されている。

先述の様に、流域模型の斜面部、阿道部での雨水伝播速度は未知量であるが、簡単のために、いま対象とする間では一定値をとると仮定して、その値を概算すると次の様になる。

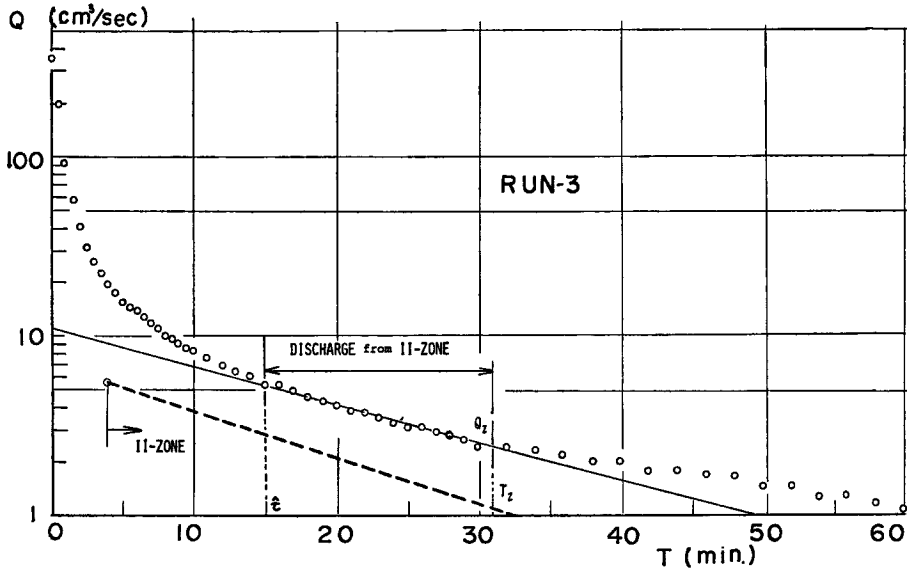


Fig. 16 Decreasing hydrograph in the model after input is stopped.

Table 1 Results obtained from decreasing hydrographs in the model.

Run	initial condition $R(\text{mm/hr})$	recession constant $\lambda_{II}(\text{1/min})$	upper limit discharge $\hat{Q}_{II_0}(\text{cm}^3/\text{sec})$	lower limit discharge $Q_t(\text{cm}^3/\text{sec})$	upper limit time: $\hat{\tau}(\text{min})$ lower limit time: $T_t(\text{min})$
1	40	4.88×10^{-2}	5.2	2.4	15, 30
2	50	4.80	5.4	2.8	15, 29
3	68	4.89	5.4	2.4	15, 31
4	77	4.76	4.0	1.9	17, 32
5	89	4.52	6.4	3.2	13, 28
6	103	4.80	5.2	2.4	14, 30

流域模型を斜面長 L_s , 河道長 L_c の長方形流域よりなるとし, 伝播速度を斜面部, 河道部でそれぞれ V_s , V_c とする。不連続な流れの第 II 領域における入力は, 式(11) より,

$$q = \lambda(s_r - s_\infty)e^{-\lambda(t-\tau)} \dots \dots \dots (19)$$

ここに $\lambda = 6.0 \times 10^{-2}(\text{1/min.})$, $s_r - s_\infty = 0.33\text{mm}$, $\tau = 4\text{min.}$

式(19)を入力として用いると, 流域下流端での流量は,

$$Q(t) = 2 \frac{V_c V_s}{\lambda} (s_r - s_\infty) (1 - e^{\lambda L_s / V_s}) (1 - e^{\lambda L_c / V_c}) e^{-\lambda(t-\tau)} \dots \dots \dots (20)$$

で与えられることとなる。一方, 流域模型での実測 hydrograph は,

$$Q_{II}(t) = \hat{Q}_{II_0} e^{-\lambda_{II}(t-\hat{\tau})} \dots \dots \dots (21)$$

ここに, $\hat{Q}_{II_0} = 5.2(\text{cm}^3/\text{sec})$, $\lambda_{II} = 4.9 \times 10^{-2}(\text{1/min.})$, $\hat{\tau} = 15(\text{min.})$

ここで, 式(21)を

$$Q_{II}(t) = \hat{Q}_{II_0} e^{-\lambda_{II}(t-\hat{\tau})} = \hat{Q}_{II_0} e^{-\lambda(t-\tau_*)} \dots \dots \dots (22)$$

ここに、 $\lambda_{II}/\lambda = 1 - \delta_*$, $\tau_* = t\delta_* + (1 - \delta_*)^2$
 と、表現し、式(20)と式(22)を比較すると、次式を得る。

$$\frac{Q_{II}(t)}{Q(t)} = \left[\frac{\lambda T_C}{e^{\lambda T_C} - 1} \cdot \frac{\lambda T_S}{e^{\lambda T_S} - 1} \right] \times \left[\frac{\hat{Q}_{II0}}{\lambda A(s_r - s_{\infty})} \cdot e^{-\lambda(t - \tau_*)} \right] \dots\dots\dots (23)$$

ここに、 T_C , T_S : 河道、斜面での伝播時間、 $A = 2L_C L_S$, 式(23)の右辺の後のカッコ内の値は1.8~2.2となり
 ほぼ一定値2をとるとみなせるので、 $Q_{II}(t) = Q(t)$ とおくと、

$$T_C + T_S = \ln 2 / \lambda = 11.5 \text{min.}$$

なる伝播時間を得る。

以上の結果から、模型流域下流端における第II領域の入力に対する流出量が現われるのは、4分+11.5分
 分≈15分ということとなり、これはほぼ実測値と一致している。また、それ以降は、式(20)から予想される
 様に、第I領域以前の状態には無関係にほぼ一定の指数関数で表わされる減滅状態を示すことが明らかにな
 った。

4. 貯留式の実流域への適用

ここでは、荒川流出試験地 (prototype) に2.で見い出された貯留過程を導入して、その process の洪水流
 出に対する意義を調べる。

さて、この流域の表面下5cm~10cmには、いわゆる腐植土層があり、出水時には、表層水の流出場とな
 り洪水流の重要な流出成分となっている³⁾。現在、この表層水に対する有効降雨の算定、即ち、落葉層下部
 境界での雨水の運動機構は未だ明確にされたとは言いがたい。しかしながら、この流域表面に存在する腐植
 土層によって、2.で述べた様な貯留作用があることは容易に想像される。そこで、この貯留作用の効果を定
 性的に評価するために、次の仮定を行なった。即ち、

- (i) 状態式(8)中の定数 T_*/D , $m_{*0}(\theta)$, $m_0 - m_{*0}(\theta)$, μ , 及び式(11)中の m_{∞} , $m_{\tau} - m_{\infty}$, λ は、prototypeと
 modelで大差がないとし、2.で求めた材料定数を用いる。
- (ii) 貯留過程を経た雨水は、量的に5%だけ一様に表層水への入力(有効降雨)となり、残余の95%は
 下部に浸透する⁴⁾。

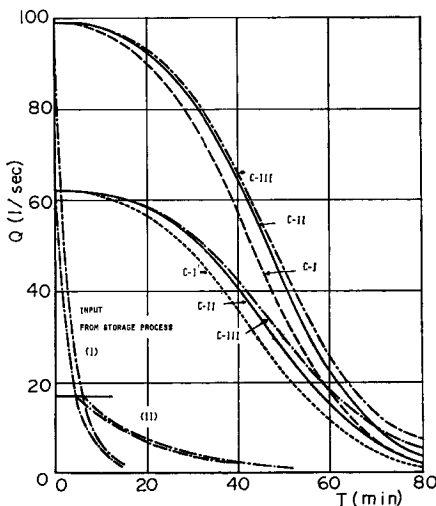


Fig. 17 Comparison between hydrograph calculated taking account of the storage process and not in the Ara river basin after it stopes raining under the stationaty state by a constant rainfall intensity at 25 mm/hr or 40 mm/hr.

Fig. 17 は、流域模型の実験の場合と同様に、一定強度 25mm/hr 及び 40mm/hr の降雨で表層水の流出が定常状態になった時点で降雨が急に止んだ場合を想定して計算された、流域下流端での逓減 hydrograph である。この hydrograph で、C-I は、貯留過程を考えない場合、C-II は貯留過程に於ける連続的流れの浸透水（第 I 領域）のみを考えた場合、C-III は、連続的流れ（第 I 領域）と不連続な流れ（第 II 領域）との両方を考えた場合、を意味している。

一方、Fig. 18 は、荒川試験地での観測 hydrograph から地下流出成分を、普通行なわれている片対数紙に prot して分離した表層水（早い中間流）と考えられる peak 流量よりの逓減 hydrograph である。

さて、実際の流域での hydrograph に関しては、peak 流量付近では、必ずしも定常状態になっておらず、また、流量が大きくなると、表層水の伝播速度 $k\sin\theta/r$ が一定で大きくなり非線形性が顕著になるはずである。こうした事実を考慮に入れて Fig. 17 と Fig. 18 を比較するのであるが、Fig. 19 は比較の便利

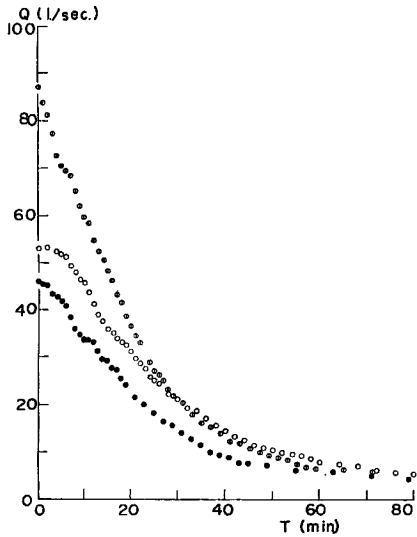


Fig. 18 Decreasing observed hydrographs from the flow on and/or through the porous surface layer in the Ara river basin.

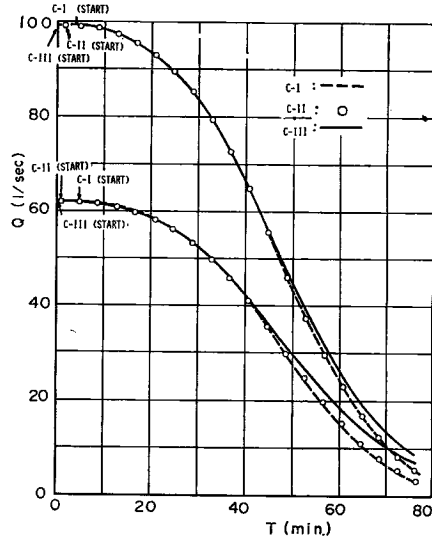


Fig. 19 Shifted time axis of C-I and C-II in order to fit C-III (same as Fig. 17)

のために、Fig. 17 の hydrograph で C-I, C-II の時間軸を、逓減開始の最初の部分が C-III とあう様にずらせたものである。まず、Fig. 19 より、30l/sec 程度までは同じ様な形態で逓減していることがうかがえる。しかし、30l/sec 程度を越えると、C-III は C-I, C-II に比べゆるやかに逓減する様子が読みとれる。この差異は、明らかに貯留過程での不連続な浸透水による有効降雨を考えた為の影響と推定される。一方、Fig. 18 の実流域での逓減 hydrograph は、20~30l/sec を境にして急に逓減の様子が異なる。そして、Fig. 18 と Fig. 19 を時間軸をずらして重ね合わせると、より明確になるが、実測 hydrograph と C-III とは 20~30l/sec 以下も含めて非常に似ていることが判る。

以上の考察に基づき、貯留過程の洪水流出に於ける意義を次の様に結論出来よう。即ち、荒川流出試験地での逓減 hydrograph に於て 2. で見出した貯留過程に関し、貯留された雨水のうち連続的に流下する部分（第 I 領域）による有効降雨は表層水の斜面伝播時間と比べ時間的变化が早いので逓減曲線の形にはさほど重要な役割を果さないが、第 II 領域の不連続的な浸透水の影響は、かなり大きく現われると言えよう。

5. むすび

理論的・実験的に考察された多孔質材料の貯留機構の知識に基づき、荒川流出試験地 (prototype) 及び、その幾何学的相似であり多孔質材料で被覆された山地流域模型 (思考模型) に於ける直接流出の逓減機構の解明に努めた。その結果、山腹表層部の「貯留」作用は、一種の filter 効果として洪水流出現象に於て、重要な要素であることが判った。しかし、prototype に関する考察で、例えば、貯留過程に於ける第 I 及び第 II 領域の接続の問題、貯留式中に於ける定数の仮定など、まだ未解決の部分も残っており、今後これらの問題解明に努力するつもりである。

31論文

参 考 文 献

- 1) たとえば、石原藤次郎・石原安雄・高棹琢馬・頼干 元：由良川の出水特性に関する研究，京都大学防災研究所年報，第5号A，昭和37. 3，pp. 147-173.
- 2) たとえば，Collins, R. E.: Flow of Fluids through Porous Material, Reinhold Publishing Co., New York, 1961, pp. 139-169.
- 3) 石原安雄・小葉竹重機：山地流域における直接流出の生起過程，京都大学防災研究所年報，第12号B，昭和44. 3，pp. 247-259.
- 4) 同 上