

丘陵地斜面域における雨水の浸入・流出過程（2）

岡 太 郎・角 屋 睦

APPROACH TO INFILTRATION AND RUNOFF PROCESS OF RAINWATER IN SLOPE OF WATERSHED (2)

By Taro OKA and Mutsumi KADOYA

Synopsis

The previous paper has proposed a mathematical model of runoff put emphasis upon the processes of prompt and delayed groundwater runoff. This paper deals with a practical method for determining constants and curves required for the model to be applied in hydrograph analyses.

The depth of active soil layer is estimated through changes of the soil moisture content and the river discharge. Both the infiltration rate and soil moisture flux curves being functions of soil moisture content cannot but be determined after trial calculations. In order to save the trial calculations, however, those curves are given on the basis of numerical solutions under some hypothetical rain and soil conditions. Applied examples are also shown for hydrographs at the outlet of the Minegado experimental basin.

1. ま え が き

丘陵地斜面域における雨水流出現象は土壤水分の消長と密接な関係を持っているが、土壤水分の消長を直接組み込んだ実用的流出モデルはまだ確立されておらず、流出解析上の盲点となっている。これらの問題点を究明する目的で、これまで傾斜ライシメータを製作・設置し、観測研究を行う^{1),2)}とともに京都市西部小畑川支流下狩川上流域に峰ヶ堂試験流域を設定し、水文観測、土壌・土質調査及び人工降雨による浸透能試験などを実施し、丘陵地域の雨水流出過程に関する数理モデルを検討してきた³⁾。これらの研究で明らかにした主な事項を要約すると次のようである。

（１）下狩川流域における浸透能試験及び現地調査の結果、斜面域土壤中に多数の亀裂が存在し、降雨のかなりの量が亀裂内へ浸入することを見出した。

（２）丘陵地斜面域の雨水流出過程を、表面流出、中間流出、及び亀裂流成分と土壤水分浸潤降下成分からなる地下水流出の合成過程としてとらえ、長期間の流出解析を一貫して行える流出モデルを提示した。

（３）この流出モデルを峰ヶ堂試験流域へ適用して適応性を確かめることができた。

以上のようにこれまでの研究によって、土壤水分の消長を考慮した実用的雨水流出モデル案出の手掛りを得ている。しかし、このモデルの実用に際して、モデル定数の推定に不飽和浸透流理論に基づく試算を必要とするため、計算が煩雑になりすぎること、それらの推定精度にあいまいさが残ることなど、今後検討されるべきいくつかの問題を残している。

本報告では、丘陵地斜面域の雨水流出過程に関する数理モデルの構成式を吟味し、それらの係数をできるだけ簡単に推定する方法について検討した結果について述べる。

2. 流出モデル

Figs. 1, 2 は流出モデルを概念的に示したものである。すなわち丘陵地斜面は中間流の生起する良透水性枯葉層、その下に土壌水分の変動の大きい表層部 (Layer I) と変動の小さい下層部 (Layer II) 及び不透層よりなるものとする。また表層部と下層部には多数の亀裂が存在しているものとする。

丘陵地斜面に到達した雨水は、そのときの表層部の土壌水分と浸透能との関連において、土中浸透成分とその他の成分とに分離される。浸透成分の一部は、表層部に貯留されている間に無降雨時に蒸発するが、他の部分は土壌中を重力・毛管力の作用を受けて浸潤降下し、不透層上に形成される地下水帯に達した後、地下水流出として河道へ流出する。土中浸透成分以外の雨水は直接流出成分と亀裂内へ浸入する成分に分離され、直接流出成分は中間流・表面流として流下する。亀裂内を流下する成分は速い速度で地下水帯に達し、速い地下水として流出する。このモデルでは、地下水流出成分を、土壌中を土壌水として浸潤降下する成分と、亀裂内を降下する成分とに分けて地下水流出機構を表わしているが、前者を遅い地下水流出、後者を速い地下水流出と呼称することにする。

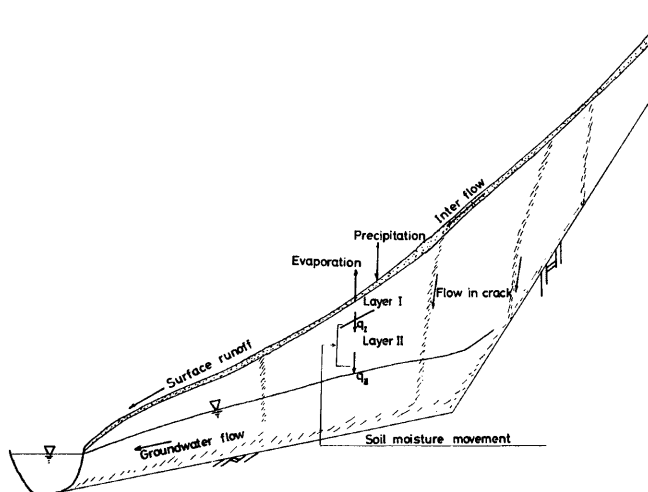


Fig. 1. Conceptual illustration of runoff model.

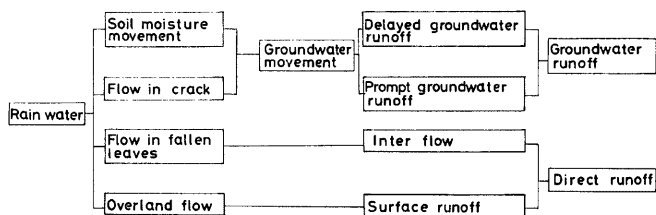


Fig. 2. Conceptual runoff mechanism for the proposed model.

3. 流出モデルの構成式と定数の推定法

3. 1 有効土層厚の推定

丘陵地斜面域における不透層の深さは必ずしも一様ではなく、ハンドオーガ等による地層調査を行っても雨水流出に関与している土層厚の推定は困難である。ここではつぎの方法により土層厚を求め、これを有効土層厚と定義する。**Fig. 3** に例示するように降雨終了後かなりの時間が経過した 2 時点において土壌水分を測定する。またそれぞれの時点の河川流量を調べると、有効土層厚は（１）式により推定できる。

$$z_e = \frac{\int_{t_1}^{t_2} Q(t) dt}{(\theta_{t_1} - \theta_{t_2}) A_0} \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで、

z_e : 有効土層厚

$Q(t)$: 時刻 t の河川流量

$\theta_{t_1}, \theta_{t_2}$: 時刻 t_1, t_2 の斜面平均土壌水分量

A_0 : 流域面積

このようにして推定された有効土層厚を表層部（Layer I）と下層部（Layer II）に 2 分し、それぞれの層厚を z_I, z_{II} と表す。なお表層部とは、土壌水分の変動の激しい層であって、土壌水分調査によって推定することができるが、通常 20~30 cm である。

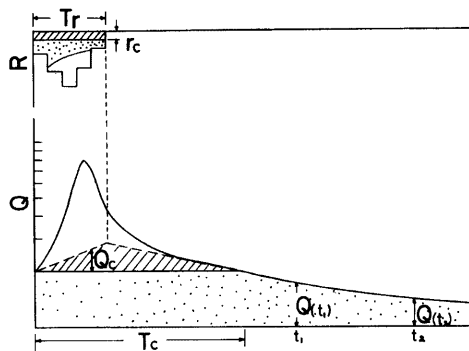


Fig. 3. A schematic illustration of hydrograph.

3. 2 浸透能曲線の推定

地表面に到達した雨水は表層部（Layer I）の土壌水分（ θ_I ）を考慮して、浸透成分とその他の成分とに浸透能曲線により分離される。浸透能曲線としてはいくつかの式が提案されているが、ここでは Philip の式⁴⁾を修正した次式を用いる。

$$I = A[t + T(\theta_I)]^{-1/2} + B \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここで、

I : 浸透能

t : 時間

A, B : 定数

$T(\theta_I)$: 土壌水分条件を考慮するための修正時間

修正時間 $T(\theta_I)$ は、表層部土壌水分量（ θ_I ）に関して増加関数であるので、その時の表層部の土壌水分量（ θ_I ）で $T(\theta_I)$ を求め、 $T(\theta_I)$ だけずらした時点より浸透能曲線を用いることにすれば、浸透能算出に土

壌水分量変化を考慮することができる。

(2) 式で表わされる浸透能曲線の係数 A , B および $T(\theta_1)$ 曲線は浸透能試験及びその時の土壤水分を測定して求め、これを第0近似とすることができる。ただし、浸透能試験から得られた B の値から、亀裂流入成分を次の手法により分離する必要がある。Fig. 3 に示すように、比較的降雨強度の大きい降雨によってもたらされた流量ハイドログラフにおいて、降雨終了後の低減曲線を降雨終了時点まで逆挿し、これをハイドログラフ立上り点と結び、その下の部分を亀裂流下成分を含む地下水流出成分とする。ハイドログラフ立上り点の流出量を土壤水分浸潤降下成分(遅い地下水流出成分)とみなし、この成分をとりあえず速い地下水流出成分が消失するまでの時間(T_c)内はほぼ一定と仮定して前述の地下水流出成分ハイドログラフから差引くことにより、その降雨の継続時間中の亀裂流入成分(r_c)を(3)式より求めることができる。

$$r_c \cdot T_r = \frac{\int_0^{T_c} Q_c(t) dt}{A_0} \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 r_c : 亀裂流入成分

T_r : 降雨継続時間

Q_c : 流量ハイドログラフから分離された速い地下水流出成分

T_c : 降雨開始後速い地下水流出が消失するまでの時間

なお、ハイドログラフ立上り点からの水平線が流量ハイドログラフとうまく交叉しなかったり、交叉しても T_c が不当に大きくなるような場合には、 T_c 間の遅い地下水流出成分はもはや一定とは見なし得ない。このような場合には、流量ハイドログラフから速い地下水流出成分の消失点をさがし、この点と流量ハイドログラフ立上り点を結び、遅い地下水流出成分を分離する必要がある。

3. 3 土壤水分の消長と遅い地下水流出

前述のように定めた表層部と下層部に(4),(5)式を適用して土壤水分の流動計算を行う。

$$\left. \begin{aligned} q_0 &= -R \\ q_I &= -f(\theta_I) = -\alpha_I \exp(\beta_I \cdot \theta_I) \\ q_{II} &= -f(\theta_{II}) = -\alpha_{II} \exp(\beta_{II} \cdot \theta_{II}) \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (5)$$

ここで、 q_0, q_I, q_{II} : 土壤表面より表層部, 表層部より下層部, 下層部より地下水帯への流量

θ : 体積含水率表示の土壤水分量

θ_I, θ_{II} : 各層の平均土壤水分量

$\alpha_{I,II}, \beta_{I,II}$: 各層の定数

z : 垂直座標

土壤表面よりの流入量 R は、 $R \geq 0$ のとき降雨強度または浸透能のいずれか小さい値、 $R < 0$ のとき蒸発強度を意味する。ただし θ_I がある限界値(θ_{air})まで減少した場合にはそれ以後の表面からの蒸発は生じないものとする。なおこの限界値は試算により求められねばならぬ。また q と θ の間にはヒステリシスの存在が考えられるが²⁾、計算を単純化するため、これらは θ の一価関数であるとみなす。

これらの諸定数は、最終的には、計算結果が観測ハイドログラフをよく再現できるようになるまで試算によって定められるが、これらの第0近似は地下水流動に要する時間を無視して、 $q_I = q_{II}$ と仮定すれば、時刻 t_1, t_2 における θ_I, θ_{II} および Q_{t_1}, Q_{t_2} を用いて、算出しよう。

上層からの浸潤成分を受けて河道方向へ流動する地下水流に対しては(6)式を適用し、数値的に解析する。

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{k_0}{\lambda_0} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (H - G(x)) \frac{\partial H}{\partial x} \right\} + \frac{q_{II}}{\lambda_0} \quad \dots\dots\dots (6)$$

ここで、 H ：基準面からの地下水高
 G ：基準面からの不透層高
 k_0 ：地下水帯の透水係数
 λ_0 ：地下水帯の有効間隙率
 x ：水平座標

しかし、土壌水分の流れに比べて地下水流動に要する時間は無視しうるほど小さいと考えられるので、遅い地下水流出の流出量 (Q_{ad}) を単純に (7) 式により算出しても差支えない。

$$Q_{ad} = q_{II} A_0 \quad \dots\dots\dots (7)$$

3. 4 亀裂流成分の分離と速い地下水流出

亀裂に流入した雨水は瞬時に地下水帯に到達するものとする。そして地下水帯内の流れを (6) 式またはこれを簡化した (8) 式で計算する。

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{k_0 H_0}{\lambda_0} \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{q_{II}}{\lambda_0} \quad \dots\dots\dots (8)$$

ここで、 H_0 ：weighted mean depth

この式において水供給量 (q_{II}) を 0 とした場合の近似解としてよく知られた次式がある⁵⁾。

$$Q' = \frac{2k_0 H_0 q_0}{B} \exp\left(-\frac{k_0 H_0}{\lambda_0} \frac{\pi^2}{4B^2} t\right) \quad \dots\dots\dots (9)$$

ここで、 B ：斜面長

h_0 ：初期地下水位

これは降雨が終了してしばらく経過したときの低減曲線が指数型で近似できることを示唆するが、これより地下水流動に関する定数推定の手掛りが得られる。すなわち、観測ハイドログラフから遅い地下水流出成分を除いた値をあらためて半対数紙にプロットし、この低減部に直線を挿入すると、この勾配より (9) 式の定数が推定できる。

亀裂流成分の分離については、まずこの低減部の直線を除雨終了時まで逆挿し、これをハイドログラフ立上り点と結ぶ。これらの区分線の下側を速い地下水流出成分とし、流出高に換算する。一定強度以下では全量が亀裂内に流入するものとして、その量が速い地下水流出成分に一致するようハイトグラフから分離する。浸透能曲線を利用してハイトグラフから遅い地下水流出成分を分離し、さらに上述のように速い地下水流出成分を分離すると、残りは直接流出成分ということになる。

3. 5 直接流出（中間流出と表面流出）の解析

直接流出の解析には (10) 式を適用する。

$$\left. \begin{aligned} q &= \zeta h^n \\ \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} &= r_e \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots (10)$$

ここで、 q ：斜面単位幅の流量

h ：中間流では、枯葉層中の水深を h' で表わすと $h = \lambda h'$ 、表面流では斜面上の水深

r_e ：直接流出成分の雨量強度

ζ, n ：定数であり、Darcy 型中間流では

$$\zeta = \frac{k I_s}{\lambda}, \quad n = 1 \quad \dots\dots\dots (11)$$

Manning 型表面流に対しては

$$\zeta = \frac{\sqrt{I_s}}{N}, \quad n = \frac{5}{3} \quad \dots\dots\dots (12)$$

k ：枯葉層の透水係数

I_s : 斜面勾配

λ : 枯葉層の有効間隙率

N : 等価粗度

(10) 式の適用は中間流・表面流ともに kinematic wave とする取扱いであり、これらは特性曲線法により容易に計算しうる。なお中間流の計算において枯葉層の水深 h' が枯葉層厚 D を上廻った時から表面流は発生し、その点から表面流の計算を併用するものとする。斜面上で表面流が発生すれば、その後の中間流の流量は最大値をとり、(13) 式で求められる。

$$q_{\max} = k I_s D \quad \dots\dots\dots(13)$$

一方、河道流の計算には (14) 式を用いる。

$$\left. \begin{aligned} Q_r &= \eta W^m \\ \frac{\partial W}{\partial t} + \frac{\partial Q_r}{\partial x} &= q \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots(14)$$

ここで、 Q_r : 河道流量

W : 流積

q : 河道単位幅当りの横流入量

η, m : 河道定数

(14) 式も斜面における解析と同様、特性曲線法を用いて計算しうる。

(11) 式におけるモデル定数と枯葉層および河道定数の推定については多くの研究成果に示されている⁶⁾ので省略する。表面流に対する N は試算によって求めざるをえない。

4. 不飽和浸透流理論によるモデル定数の算出

上述の流出モデルにおいて浸透能および $T(\theta_I)$ 曲線の推定には、土壌水分の連続測定を併う大がかりな現地試験を必要とする。また $q_I(\theta_I)$ 曲線は第0近似として $q_{II}(\theta_{II})$ と等しいと仮定してもよいが、 q_I と q_{II} が大きく異なる場合が多く、 q_I を正確に求めるためには多くの試算を必要とする。このようにモデル定数推定に関して残された問題が少くないので、これらの点を改善する必要がある。

本来浸透能・ $T(\theta_I)$ および $q_I(\theta_I)$ 曲線は主として対象流域表層部の土壌特性により左右され、不飽和浸透流の基礎式を数値的に解析した結果より求められるものである。そこで特性の異なる5種類の土壌について、適当な降雨・蒸発条件の下に不飽和浸透流の基礎式を数値的に解析し、その結果を再整理してモデル定数を求め、これらを図表にまとめ、流出解析の試算、とくにモデル定数の第0近似の推定に役立てることにした。

4.1 理論式とその解法

不飽和浸透流の基礎式は (15) 式である。実際の解析では (15) 式の基礎となる、不飽和領域に拡張された Darcy 則 (16) と連続式 (17) を用いて数値的に解くことにする。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \right] \quad \dots\dots\dots(15)$$

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} - K(\theta) \quad \dots\dots\dots(16)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad \dots\dots\dots(17)$$

ここで、 $D(\theta)$: 土壌水分拡散係数で $D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial \theta}$

$K(\theta)$: 不飽和透水係数

ψ : 土壌水分吸引水頭

q : 単位面積当りの土壌水分移動量

数値計算法、境界条件とその導入法及び計算手順については前報で詳述したので省略する²⁾。

4. 2 解析条件

（1）解析領域と境界条件

土壌層の深さによっても得られる解は異なるが、ここではとりあえず土壌層厚を 5 m とした。

その下端は飽和状態とし、表面には次のような降雨条件が境界条件として与えられる。 $q_1(\theta_1)$ を求める数値計算では、計算開始直後および96時間後、144時間後、168時間後に強度 100 mm/hr の降雨が、それぞれ3時間継続するものとする。浸透能曲線を求める計算では 30 mm/hr の降雨が計算のはじめから降り続くものとする。

（2）土壌特性

解析の対象とした土壌は **Table 1** に示すように飽和透水係数（最終浸透能）が 7.5 mm/hr から 0.5 mm/hr の5種類である。

毛管水分曲線、毛管水分曲線を微分して得られる specific moisture capacity および不飽和透水係数の表示として (18), (19) および (20) 式を採用した⁷⁾。

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_0 - \theta_r} = \frac{a}{a + c(-\psi)^b} \quad \dots\dots\dots(18)$$

$$C = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} = \frac{(\theta_0 - \theta_r)abc(-\psi)^{b-1}}{[a + c(-\psi)^b]^2} \quad \dots\dots\dots(19)$$

$$\frac{K}{K_s} = \left[\frac{a}{a + c(-\psi)^b} \right]^N \quad \dots\dots\dots(20)$$

ここで、 θ_r : 'residual' soil moisture content⁷⁾, ψ_r のときの土壌水分量、ここでは $\psi_r = 500$ cm を採用した。

θ_0 : 飽和土壌水分量

K_s : 飽和透水係数

a, b, c, N : 定数

試算に用いた各式の定数を **Table 1** に示す。なおこれらの定数は傾斜ライシメータ充填土壌の土壌物理実験の結果を参考にして仮定したものである。

Table 1. Hypothetical soil moisture constants used in equations (18)–(20).

	K_s (mm/hr)	$\theta_0 - \theta_r$	a	b	c	N
D	7.5	0.25	30	2	0.01	2
E	5.0	0.25	40	2	0.01	2
F	2.5	0.25	50	2	0.01	2
G	1.0	0.25	50	2	0.01	2
H	0.5	0.25	50	2	0.01	2

4. 3 解析結果得られたモデル定数

それぞれの解析結果を整理し、モデル定数を求めた結果を、**Fig. 4** には浸透能と $T(\theta_1)$ 曲線及び **Fig. 5** には $q_1(\theta_1)$ 曲線について示す。

Figs. 4, 5 はこの流出モデルで試算を行う場合の手掛りを与えているが、ここで採用した土壌特性の表示式およびその係数などについては多くの問題を含んでいると考えられるので、現地・室内実験や適用計算を数多く行うことにより、改良を加え、精練した図表に仕上げる必要がある。

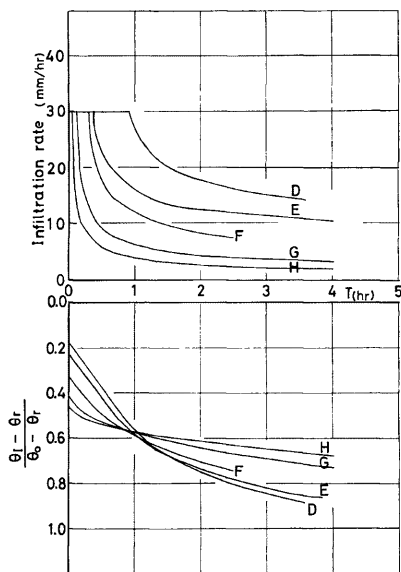


Fig. 4. Infiltration rate and $T(\theta_I)$ curves obtained from numerical experiments.

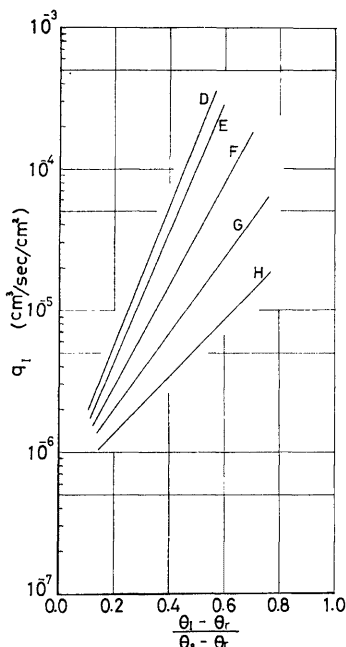


Fig. 5. $q_I(\theta_I)$ curves obtained from numerical experiments.

5. 峰ヶ堂試験流域の流出解析

前述の流出モデルを峰ヶ堂試験流域へ適用し、その適応性及び問題点を検討する。なお Fig. 6 に峰ヶ堂試験流域の概要を示す。解析期間は1974年3月1日から5月9日の70日間とした。

5.1 峰ヶ堂試験流域の分割

この流出モデルでは流域を河道分布と地形勾配を考慮していくつかの小流域に分割し、その置換斜面について解析を進めることが必要である。この解析では、直接流出については Fig. 6 に示すように流域を分割し、地下水流出については現象が緩慢であり、河道の流下時間を無視してもそれほど計算結果に影響をおよぼさないと考えられるので、全流域を一つの長方形ブロックに置換した斜面について解析を進めた。Fig. 7 には直接流出に対する流域モデルを示し、斜面・河道の長さ及び勾配を併示してある。なお単一ブロックの場合の斜面長は 58.4 m, 斜面勾配は 0.40 となる。

この解析で用いた雨量記録は Fig. 6 に示す地点で観測されたものである。ただこの付近で蒸発記録は得られていないので京都大学防災研究所宇治川水理実験所で得られた観測値を用いることにした。

5.2 遅い地下水流出の計算

まずはじめに、1974年3月18日から26日及び1975年4月25日から5月16日の観測・調査資料を用いて(1)式から有効土層厚(z_e)を求めると、 $z_e=2.75$ m を得た。なおここでは Layer I の層厚を 0.25 m とした。またこれらの期間の観測値を整理し、 $q_{II}(\theta_{II})$ 曲線を求めた結果を Fig. 9 に併示してある。

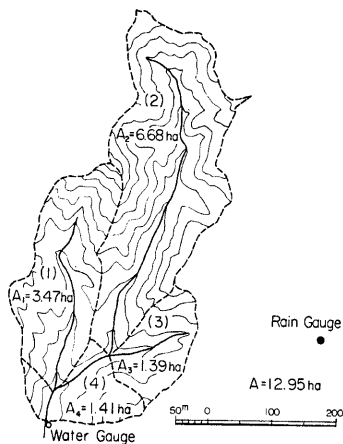


Fig. 6. Physiographical map of the Minegato watershed.

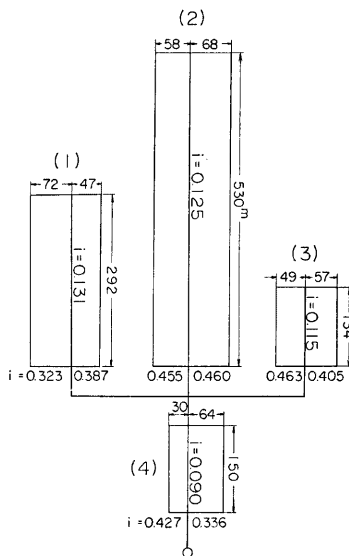


Fig. 7. Model of the Minegato watershed.

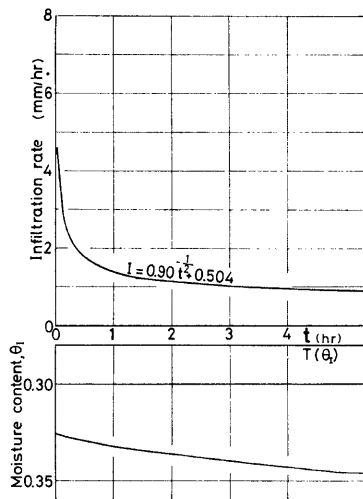


Fig. 8. Infiltration rate and $T(\theta_1)$ curves.

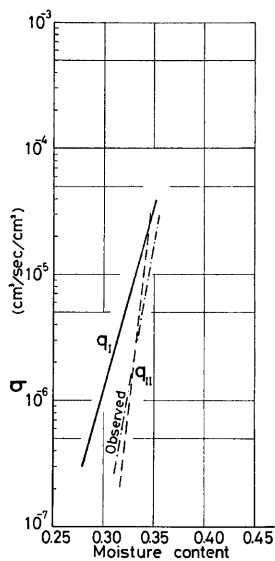


Fig. 9. $q(\theta)$ curves.

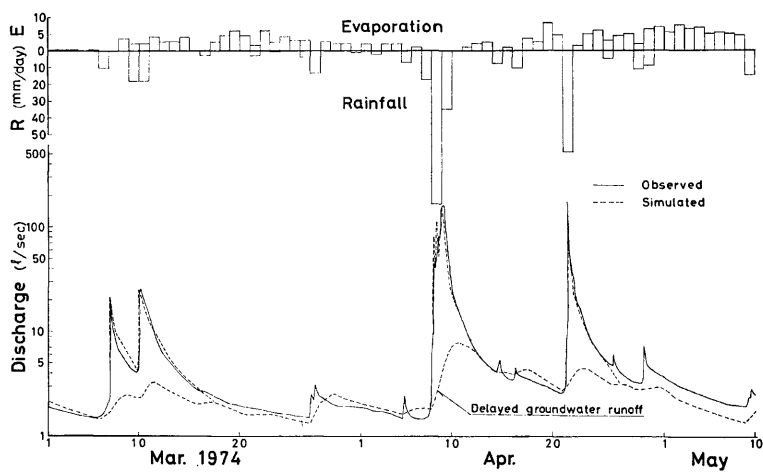


Fig. 10. Comparison between calculated and observed hydrographs.

これらのモデル定数と浸透能試験結果及び **Figs. 4, 5** を考慮して、5回の試算を行った結果、**Figs. 8, 9** に示す浸透能、 $T(\theta_I)$ 曲線および $q(\theta)$ 曲線が最終推定値として得られた。

遅い地下水流出に関する計算結果を観測ハイドログラフと対比して **Fig. 10** に示す。**Fig. 10** より、計算値は観測ハイドログラフの低水部を良く再現しており、この流出モデルの有用性が十分認められる。なおこの解析期間では、3月6日、9～10日、4月7～9日および21日の降雨において速い地下水流出などが認められた。

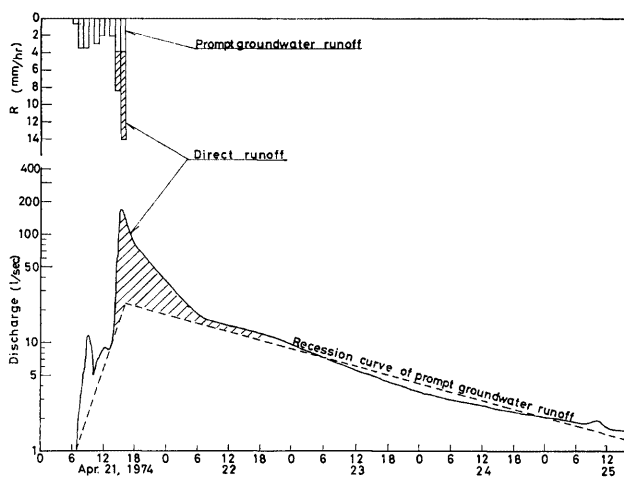


Fig. 11. Direct runoff and prompt groundwater runoff.

5. 3 速い地下水流出と直接流出の計算

観測ハイドログラフから前段の計算で求めた遅い地下水流出成分を除いた結果を **Fig. 11** に例示する。同図には浸透能曲線により分離された速い地下水流出成分と直接流出成分に相当する降雨量が併示されている。4月21日の降雨時の速い地下水流出成分は降雨量換算値で 22 mm, 亀裂流入強度 $r_c = 3.75$ mm/hr を得る。**Fig. 12** には速い地下水流出の低減部をまとめて示してあるが、この低減係数を用いて (9) 式の係数を求めたところ $k_0 H_0 / \lambda_0 = 0.0096$ m²/sec を得た。この係数を用い (8) 式により速い地下水流出を計算した結果を **Figs. 13, 14** に示してある。

一方, **Fig. 11** に示すように4月21日の14~15時に 4.8 mm, 15~16時に 10.3 mm の直接流出が生じたことになる。この流出高を用いて, 斜面域については枯葉層の透水係数を 17.14 cm/sec, 有効間隙率を 0.5, 河道流については河道定数 $\eta = 2.2$, $m = 0.73$ として, 直接流出の計算を行った結果を **Fig. 13** に示す。また, 4月7~9日の計算結果を **Fig. 14** に示してある。なお, これらの中間流の計算では枯葉層中の

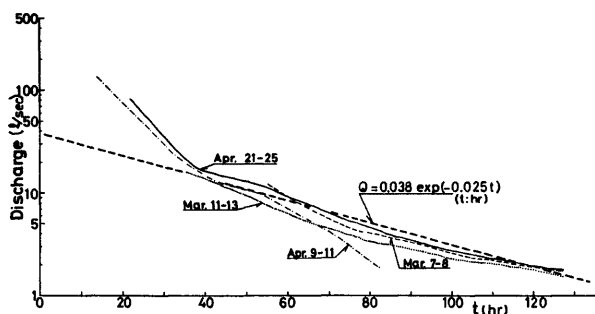


Fig. 12. Recession curves of prompt groundwater runoff.

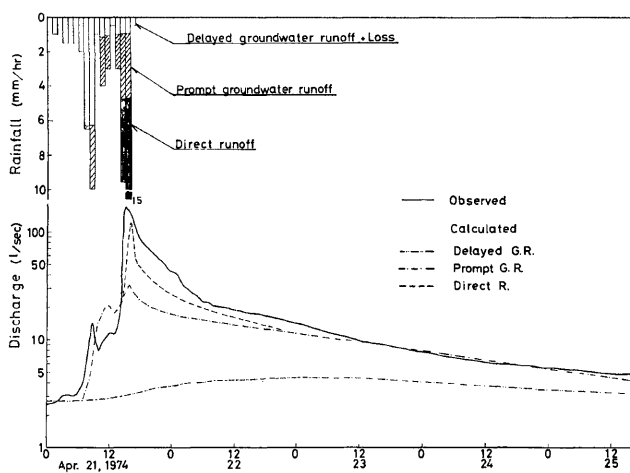


Fig. 13. Comparison between observed and calculated hydrographs.

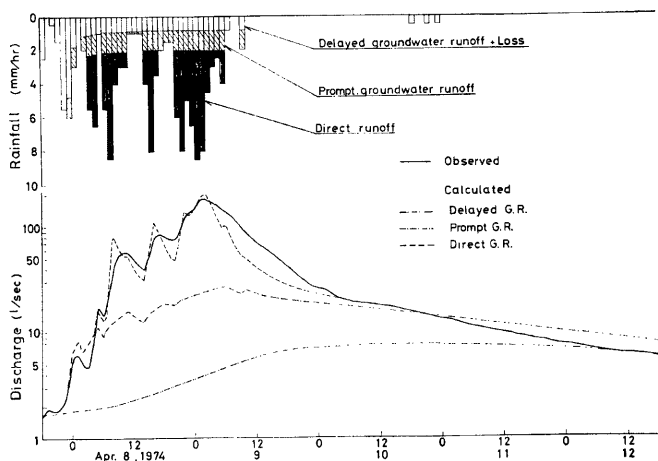


Fig. 14. Comparison between observed and calculated hydrographs.

流れを kinematic wave とせず、それより厳密な形である (6) 式を用いて解析を進めた。この場合 (6) 式の G を地表面の規準面からの高さ, q_{II} を上述の直接流出成分高, k_0 , λ_0 をそれぞれ枯葉層の透水係数と有効間隙率に読みかえるものとする。

5. 4 考察

ここで提示した流出モデルによる計算結果が Figs. 10, 13 および 14 に示されているが、計算値は観測ハイドログラフをかなり良く再現しており、この流出モデルの適応性・有用性が一応認められる。しかし解析期間が短く、解析の対象とした降雨もそれほど大きくないため、まだ見落している問題点が多くあると考えられる。これらについては今後適用計算を数多く行い吟味検討を重ねることにより解決していきたい。

6. あとがき

本報告では丘陵地斜面域の雨水流出過程に関する数理モデルを提示し、その適用について述べたが、その結果をまとめると次のようである。

(1) 丘陵地斜面域の雨水流出過程を、表面流出、中間流出及び亀裂流成分と土壤水分浸潤降下成分からなる地下水流出の合成過程とする流出モデルを提示し、それぞれの過程のモデル定数の推定法について検討した。

(2) 5 種類の土壌について、降雨条件と土壌特性を仮定し、数値実験を行い、あらかじめ浸透能・ $T(\theta_1)$ および $q_1(\theta_1)$ 曲線に関する図表を与えておき、試算の軽減を計った。その結果、これらのモデル定数の第 0 近似の推定に大がかりな浸透能試験を行う必要がなくなり、試算を行う場合にもこれらの図表は修正の方向を与えるなど、かなり役立つようである。

(3) この流出モデルを峰ヶ堂試験流域へ適用した結果、その適応性を確かめることができた。

本研究に際し、観測資料の整理および計算に、京都大学防災研究所防災科学資料センターの FACOM 230-25 および大型計算機センターの FACOM 230-75 を使用したこと、本研究は文部省科学研究費自然災害特別研究による研究成果の一部であることを付記する。

参 考 文 献

- 1) 岡 太郎・角屋 睦：裸地斜面域における雨水の浸入と地下水流出(1)―傾斜ライシメータと土壤特性―京都大学防災研究所年報, 17号 B, 1974, pp. 511-522.
- 2) 岡 太郎・角屋 睦：裸地斜面域における雨水の浸入と地下水流出(2)―流出モデルへのアプローチ―京都大学防災研究所年報, 17号 B, 1974, pp. 523-533.
- 3) 岡 太郎・角屋 睦：丘陵地斜面域における雨水の浸入・流出過程, 京都大学防災研究所年報, 18号 B, 1975, pp. 469-482.
- 4) J.R. Philip: The Theory of Infiltration: 1. The Infiltration Equation and Its Solution, Soil Science, vol. 83, 1957, pp. 345-357.
- 5) 例えば, K.P. Singh: Some Factors Affecting Baseflow, Water Resources Research, vol. 4, 1968, p 987.
- 6) 石原藤次郎, 高樟琢馬：中間流出現象とそれが流出過程におよぼす影響について, 土木学会論文集, 第79号, 1962, pp. 15-23.
- 7) M.F. Pikul, R.L. Street and I. Remson: A Numerical Method Based on Coupled One-Dimensional Richards and Boussinesq Equations, Water Resources Research, vol. 10, No. 2, 1974, pp. 295-302.