

丘陵地斜面域における雨水の浸入・流出過程

岡 太 郎・角 屋 睦

APPROACH TO INFILTRATION AND RUNOFF PROCESS OF RAINWATER IN SLOPE OF WATERSHED

By Taro OKA and Mutsumi KADOYA

Synopsis

As the results of infiltration test and soil survey in slopes of the Shimokari watershed, it was disclosed that the final infiltration capacity is too large in view of the soil character and that a large number of crack and hole is formed in soil layer by active and dead roots.

On the basis of these facts, a mathematical runoff model composed of surface runoff, interflow, rapid and slow groundwater runoff is discussed in this paper. The surface runoff and interflow are treated as the kinematic wave in surface of slope. The rapid groundwater runoff is simulated as the component supplied through cracks and holes, and the slow groundwater runoff is solved as the vertical percolation in unsaturated capillary zone.

The applicability of this model is examined to simulate runoff for the period of four months in the Minegado experimental watershed of 12.95 ha in area which is part of the Shimokari watershed.

1. ま え が き

丘陵地斜面域における雨水流出現象は土壌水分の消長と密接な関係を有しているが、土壌水分の消長を組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。われわれはこれらの問題点を基礎的に究明する目的で、傾斜ライシメータを製作・設置し¹⁾、自然降雨条件下の裸地斜面域流出特性を検討し、土壌水分の消長を考慮した流出モデルの案出を試みてきた²⁾。これまで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) 傾斜ライシメータの地下水流出現象は、不飽和浸透流理論と不圧地下水流動理論を組合せた基本流出モデルで、かなりよく説明できる。

(2) この計算結果を再整理・検討したところ土壌水分の消長と土壌中の雨水流量との間に一つの法則性を見出すことができた。これを指数関数で近似することにより、基本流出モデルの実用的単純化を行うことができる。

(3) 直接流出成分の分離は、基本流出モデルでは不飽和浸透流基礎方程式の解析段階で行うことができるが、単純化モデルでは、土壌水分、降雨強度、浸透能曲線群などで構成する共軸図を用いて図式的に行う必要がある。

以上のように土壌水分の消長を流出解析に反映する手がかりを得ている。しかし傾斜ライシメータは単純化された人工流域であるから、自然流域の流出現象の再現性には限界がある。そこで、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・土質調査などを実施している。

本報告では、これまでの傾斜ライシメータにおける研究成果を基礎とし、峰ヶ堂試験流域で行った観測・調査結果を考慮して、自然丘陵地に適用するための流出モデルを検討しようとした試みについて述べる。

2. 下狩川流域と峰ヶ堂試験流域

ここで研究対象流域に選んだ峰ヶ堂試験流域とは、京都市西部小畑川支流下狩川の上流域の一部で、流域面積 12.95ha、流域内に常時流水のある溪流がある。ここに三角—台形複合堰を設置し流量を高精度で観測しているほか、流域のごく近傍に雨量計が1台設置してある。Fig. 1 に下狩川流域、Fig. 2 に峰ヶ堂試験流域の概要を示す。

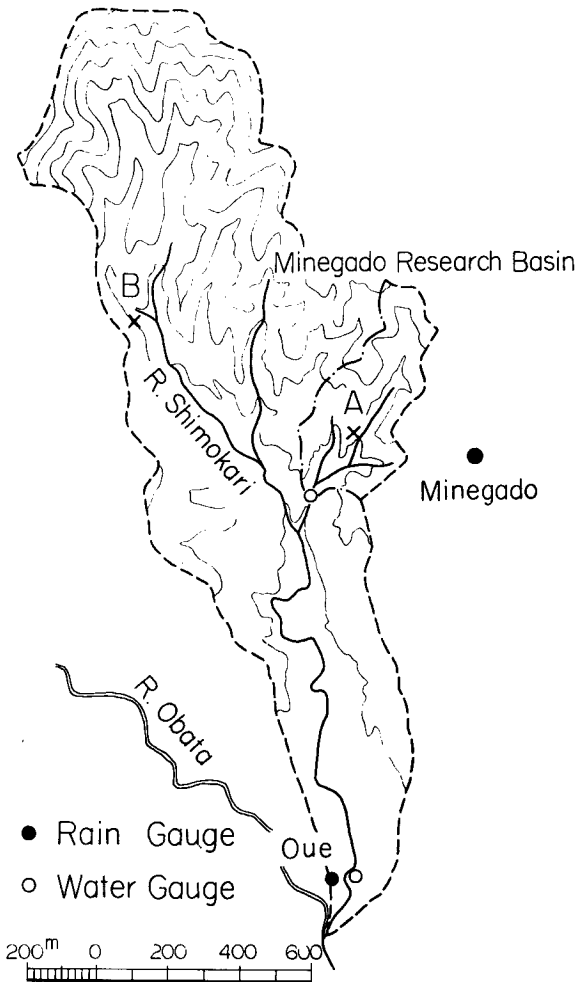


Fig. 1 The Shimokari watershed.

は Fig. 1 の A 地点と B 地点であり、両地点の平均斜面勾配はそれぞれ 0.43, 0.41, 試験区間 1.8m² の勾配 0.39, 0.25 である。

3. 1. 浸透能試験の装置・方法

浸透能試験法としてはいくつかの方法が考案されているが、ここではなるべく自然の状態に近い試験を行いたいと考え、Fig. 3 に示すような装置を用いることにした。

この装置は雨水供給部、雨水浸透部および計測記録部に大別できる。このうち雨水供給部は谷川より小型ポンプで揚水した水を一時貯水する貯水タンク、定水頭タンク、補助タンクおよび 7 個のノズルを有する降雨発生部よりなる。貯水タンクに揚水された水は、循環ポンプで定水頭タンクに再揚水され、流量調整後一時的に下部の補助タンクに貯水され降雨発生部に送られる。補助タンクは上下に移動させ、ノズル水压を調整して送

積 12.95ha、流域内に常時流水のある溪流がある。ここに三角—台形複合堰を設置し流量を高精度で観測しているほか、流域のごく近傍に雨量計が1台設置してある。Fig. 1 に下狩川流域、Fig. 2 に峰ヶ堂試験流域の概要を示す。

峰ヶ堂試験流域を含む下狩川流域の上流部山地は古生層であり、地被はほとんど雑木林といってよく、中下流部は大阪層群および一部沖積層であり、竹が主植生となっている。この流域内の代表的丘陵地斜面であると考えられる Fig. 1 の A, B 地点においてハンドオーガを用いて土層調査を行った結果、両地点とも砂礫混入度の小さい粘土層が厚く分布しており、その比重および間隙率は A 地点でそれぞれ 2.59, 0.43, B 地点で 2.60, 0.44 であった。なお、A 地点の植生は竹林であり、表面 1~2cm は竹葉でおおわれ、その地下茎は表層 10~15 cm の範囲に入りこんでおり、ときにはより深い部分におよんでいる。B 地点は雑木林の中にあるが、表層数 cm は枯葉でおおわれ、その下に腐葉土層、粘土層と続いている。

3. 浸透能試験

丘陵地斜面域における雨水の浸潤過程を把握し、そのモデル化に役立てることを目的として、人工降雨による浸透能試験を行うことにした。試験を行った場所

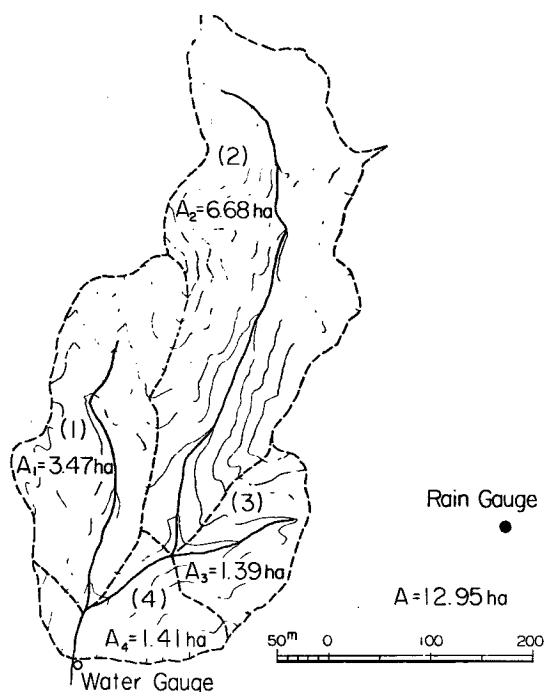


Fig. 2 The Minegado watershed.

水パイプを常に満流状態に保持するためのものである。なお雨水供給量は、定水頭タンクからの取出口（ガスコックを使用）で適宜測定し、実験期間中常に一定に保つようになっている。

降雨発生部は、内径13mmの塩化ビニール管を3列に配置し、それぞれに2個および上流部中央に1個のノズルを取付けたものである。個々のノズルに働く水圧やノズル自身の特性に差があるから、対象領域内に一様な降雨を降らせることはかなり困難であり、特に降雨強度の小さい場合は問題である。ただ、降雨強度をかなり大きくすると、実験にさしつかえない程度に降雨分布を均一化することができたので、今回は過大であるが200 mm/hr 前後の強雨について実験を行うことにした。

雨水浸透域は長さ1.8m、幅1.0mの自然斜面である。浸透域斜面の周辺を外部と隔絶するために板で囲み、下流端に表面流取水装置を取付けてある。なお、幅22cmのこの隔壁は深さ10cm程度地中に垂直に埋設し、上部には領域外へ飛散する雨水を受ける亜鉛引鉄板製の受水槽を取付けている。隔壁設置時に生ずる土層表面の間隙は粘土を用いて塞ぎ、雨水が領域外に漏水するのを防いで

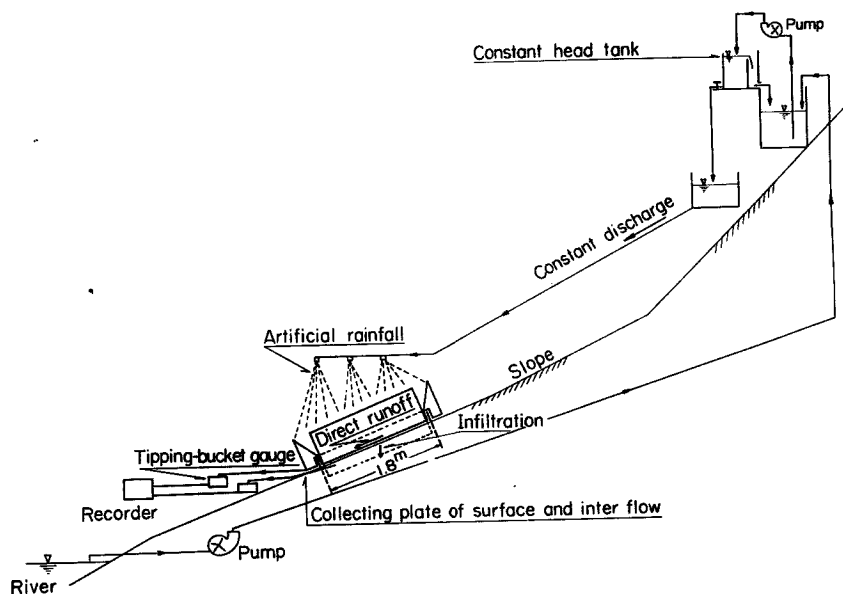


Fig. 3 Experimental apparatus for infiltration test.

ある。また、表面流取水装置は **Fig. 3** に示す位置に設置され、表面流、枯葉層中の流れが、できるだけ自然の状態が集められるよう工夫されている。

このようにして集水された表面流及び領域外飛散雨水はそれぞれ 1 転倒が 2ℓ, 1ℓ の転倒マス型流量計を用いて計測され、電氣的に記録される。実験期間中の雨水供給量は一定に保たれているので、供給量から表面流出量と領域外飛散流量とを減ずることにより浸透量が算出され、浸透能に換算される。

試験方法としては、はじめ斜面浸透域を塩化ビニール製波板で覆い、雨水供給量を所定の流量に調整後降雨を発生させ、雨量分布ができるだけ均一になるようノズルの方向等を調整する。計測・記録部が完全に作動しているのを確認した後、斜面を覆ってある波板を除去し実験を開始し、少なくとも 2 時間この状態を保持する。一連の実験終了後には、枯葉層貯留量測定のため表面を覆っている枯葉を採取し、また表層部の土壌水分測定のため採土を行う。

3. 2. 試験結果と考察

1974年12月中旬に A, B 両地点で実施した浸透能試験から得られた浸透能曲線をそれぞれ **Fig. 4 (a), (b)** に

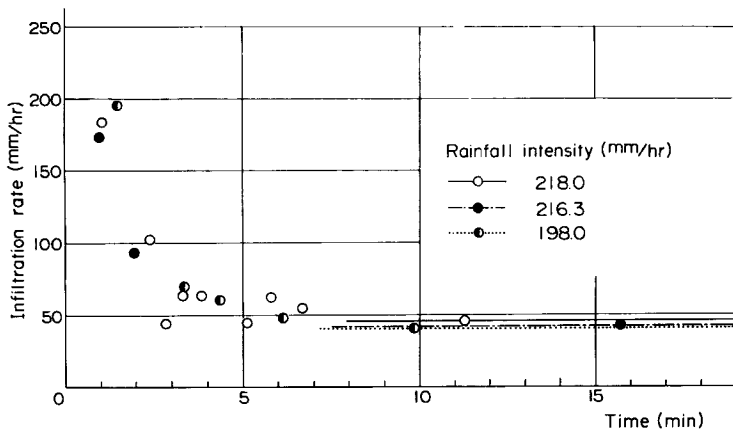


Fig. 4(a) Infiltration rates obtained at plot A.

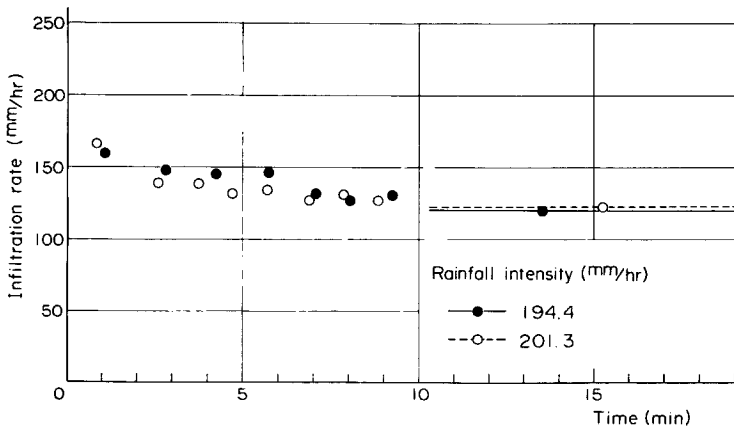


Fig. 4(b) Infiltration rates obtained at plot B.

示す。同図より、A, B 両地点とも降雨開始後 7 分程度で最終浸透能に達していることがわかる。試験地内の土壌が粘土であることを考慮すると、経過時間については土壌特性から一応肯定できることではあるが、最終浸透能が A 地点で 40mm/hr 前後、B 地点で 120mm/hr 前後と、いくらか過大な値を示しているようである。このように最終浸透能の値に疑問が生じたので、試験終了後に枯葉層を除去し、表層土を掘返したところ、根腐れ等による大小さまざまな穴・亀裂を発見した。これらの結果から、浸透成分の多くは亀裂中を流下し、一部のみが表層部粘土層に浸潤するものと推察された。すなわち、流出モデルの案出に当たり、土層中の亀裂の存在を無視することはできないようである。

この浸透能試験では、降雨強度が 200mm/hr 前後に限られ、降雨開始とほとんど同時に表面流が生起すると

いった極端な実験しか行えず、実施場所も限られ局所的傾向のみを把握したのではないかという疑問もあるが、土層中の亀裂と亀裂流れを確認したことは、流出モデルの作成上大きな示唆を与えるものと考えられる。

最後に、浸透能試験が終了し、表面流及び枯葉層中の流れが消失した後、試験区域内の全枯葉を採集し枯葉層貯留量を求めたところ、竹林（A 地点）で $2.39\text{mm}/\text{cm}^2$ 、雑木林（B 地点）で $1.38\text{mm}/\text{cm}^2$ という数値を得た。これは、枯葉層内貯留量は流出モデルを考える上でほとんど無視しうる程度であることを意味する。

4. 流出モデル

傾斜ライシメータを用いたこれまでの研究結果と下狩川上流域における人工降雨による浸透能試験結果を参考にして、流出モデルを次のように考える。

Fig. 5 はこの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域は中間流の生起する良透水性枯葉層、その下に土壤水分変動の大きい表層部（Layer I）と変動の小さい下層部（Layer II）および不透層よりなるものとする。また表層部および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、そのときの浸透能と表層部の土壤水分量との関連において、土中浸透成分とその他の流出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、他の部分は土壤中を重力・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中へ流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。亀裂中を流下する成分は早い速度で地下水帯に達し、早い地下水流出として流出する。このモデルでは、地下水流出成分を、土壤中を土壤水として浸潤降下する成分と、亀裂中を降下する成分とに分け、地下水流出機構を表しているが、前者を地下水流出（1）、後者を地下水流出（2）と呼称することにする。

4. 1. 浸透成分の分離

傾斜ライシメータのように局所的な系における浸透能は、降雨強度、土壤水分分布などと複雑に関連し、特

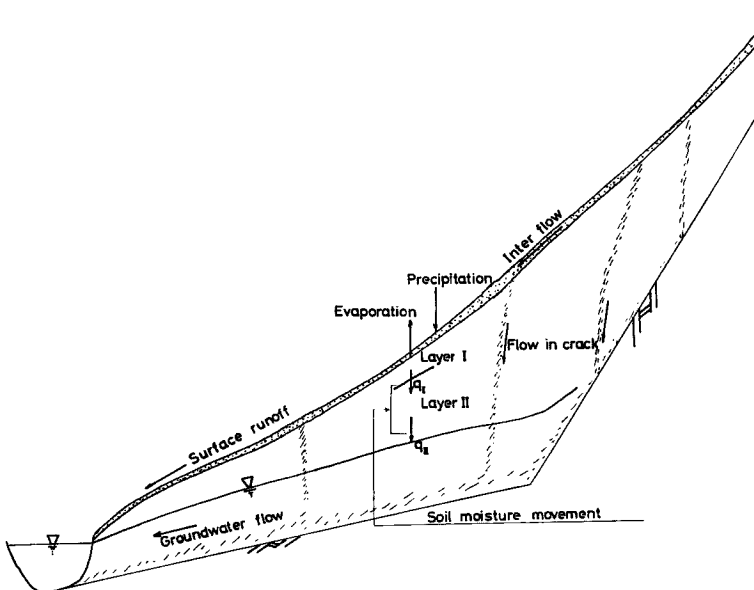


Fig. 5 Conceptual illustration of runoff model.

に表面流生起直後では一本の曲線で表し得ないが、丘陵地斜面域では平均化作用があることを考慮して直接流出生起直後の複雑な関係を無視し、とりあえず一本の浸透能曲線で近似することにする。なお、ここでは浸透能曲線として、土壤表面の飽和条件のもとで不飽和浸透流理論を適用して得られる J. R. Philip の近似解、(1)式³⁾を採用する。ただ(1)式では、時々刻々変化する土壤水分量を考慮することが不可能であるから、(1)式を(2)式の形で取扱うことにする。

$$I = At^{-\frac{1}{2}} + B \dots\dots\dots (1)$$

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

ここで I : 浸透能 ($\text{cm}^3/\text{sec}/\text{cm}^2$)

t : 時間 (sec)

A, B : 定数

$T(\theta)$: 土壤水分条件を考慮するための修正時間

修正時間 $T(\theta)$ は、表層部土壤水分量に関して増加函数であるので、その時の表層部の土壤水分量 (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、浸透能算出に土壤水分量変化を考慮することができる。

4. 2. 土壤水分の消長と地下水流動の解析

傾斜ライシメータの観測値をかなりの精度で再現した計算結果を再整理検討した結果、表層部 (Layer I)、下層部 (Layer II) からの流下量 q_I , q_{II} は、それぞれの区間の土壤水分の平均値 (θ_I , θ_{II}) を変数として反時計方向のループを描くが、これらの関係を(3), (4)式の曲線群で表し、(5)式の連続式を併用すると、表層部、下層部の土壤水分量を近似的に算出しうることがわかっている⁴⁾。

$$q_I = -f(\theta_I) = -\alpha_I \exp \beta_I \theta_I \dots\dots\dots (3)$$

$$q_{II} = -f(\theta_{II}) = -\alpha_{II} \exp \beta_{II} \theta_{II} \dots\dots\dots (4)$$

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

ここで、 q_I , q_{II} : それぞれ表層部、下層部からの流下量

θ_I , θ_{II} : それぞれ表層部、下層部の土壤水分量

α , β : 定数

z : 縦座標

なお降雨(蒸発)量を土壤表面($z=0$)における流入(出)量として用いることによって、降雨・蒸発条件を計算に反映している。

地下水流動の解析は、不圧地下水流動の基礎方程式(6)を用い、地下水供給量 q_{II} を考慮して、数値的に行う。

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

ここで H : 基準面からの地下水高 (cm)

G : 基準面からの不透層高 (cm)

K : 透水係数 (cm/sec)

λ : 有効間隙率

x : 水平座標 (cm)

4. 3. 亀裂流入成分の分離

観測ハイドログラフから地下水流出(1)成分を除き、降雨終了後の地下水流出(2)の低減部を取出すと、地下水流出(2)の低減曲線はほぼ一本の指数曲線で近似できる。この曲線式から(6)式を(7)式の形で書き表した場合の諸係数が求められ⁵⁾、モデル定数を決定する際の基礎としうる。

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{KH_0}{\lambda} \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \dots\dots\dots (7)$$

ここで H_0 : 主要平均水深 (weighted mean depth)

直接流出成分と亀裂流入成分との分離については、地下水流出(1)成分を除いたハイドログラフにおいて、まず地下水流出(2)の低減曲線を降雨終了時まで延長し、次に降雨開始時のハイドログラフ立ち上り点とを結び降雨時の分離を行う。このように分離された地下水流出(2)成分の流出高を、土中浸透成分を分離した降雨量から差引くことにより直接流出成分量が求められる。

地下水流出(2)は亀裂中の流下時間を無視し、(6)式を用いて解析するものとする。ここで地下水流出(1)、(2)を個別に解析し、単純に重ね合わせることは問題があるが、地下水流出(1)は長時間にわたって緩慢に変化し、流量も小さく、また鉛直浸潤時間に比べて地下水帯の流動時間も無視しうるので、このような取扱いが可能である。

4. 4. 直接流出の解析

中間流には Darcy 則の成立を前提として(6)式と同等な基礎式を適用し⁶⁾、表面流・河道流には kinematic wave 法を適用して流出解析を進める。

5. 峰ヶ堂試験流域の流出解析

上述の流出モデルを峰ヶ堂試験流域に適用し、その適応性及び問題点を検討する。なお解析期間は1974年2月1日から5月31日の4ヶ月間である。

5. 1. 峰ヶ堂試験流域の分割

この流出解析では流域のブロック化を必要とするが、ここでは直接流出については、Fig. 2 に示すように4ブロックに分割して解析を進める。地下水流出については、現象が緩慢で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及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る。Fig. 6 に4ブロックに分割した場合の流域分割図を示し、斜面・河道の長さおよ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58m、斜面勾配は0.40となる。

この試験流域付近では、Fig. 1 に示すように峰ヶ堂、大枝地点の2ヶ所で雨量を測定しているが、解析期間中両地点の観測値に大きな差を見い出さなかったので、峰ヶ堂観測点の雨量記録を採用することにした。また、蒸発記録はこの付近では得られていないので京大防災研究所宇治川水理実験所の観測値を用いた。

5. 2. $q \sim \theta$ 曲線と浸透能曲線の決定

観測ハイドログラフから $q \sim \theta$ 曲線を推定する方法はいまのところ見出されていない。またこの試験流域で得られた前述の浸透能曲線を全流域の代表値とみなすのも問題がある。そこで、ここでは適当な降雨・蒸発条件の下に不飽和浸透流の基礎方程式を数値的に解析し、その計算結果より $q \sim \theta$ 曲線及び浸透能曲線を決定することにする。

(1) 雨水浸潤の解析

不飽和帯における雨水浸潤の解析には不飽和浸透の基礎

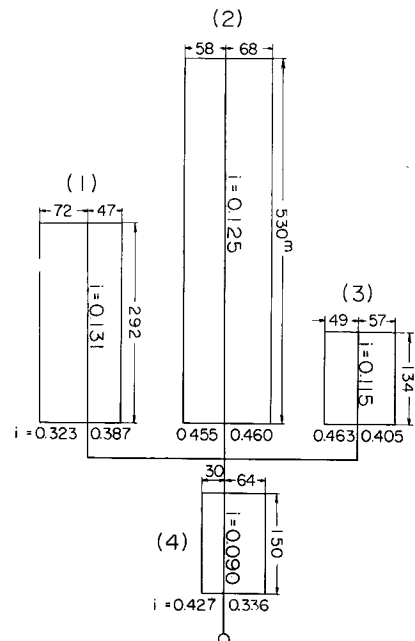


Fig. 6 Model of the watershed.

方程式, (8)式を基礎にする。(8)式は不飽和領域に拡張された Darcy 則(9)と連続方程式(10)から誘導されるので, 実際の解析では(9), (10)式をそれぞれ差分展開し, Fig. 7 に示すような不等距離(Δz_n)で区分された領域で数値的に解くことにする。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} - K(\theta) \right] \dots\dots\dots (8)$$

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} + K(\theta) \dots\dots\dots (9)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \dots\dots\dots (10)$$

ここで, θ : 体積含水率表示の土壤水分量 (cm^3/cm^3)

$D(\theta)$: 土壤水分拡散係数 (cm^2/sec)

$K(\theta)$: 不飽和透水係数 (cm/sec),

$$\text{ただし } D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial \theta}$$

ψ : 土壤水分吸引水頭 (cm)

q : 単位面積当りの土壤水分移動量 ($\text{cm}^3/\text{sec}/\text{cm}^2$)

z : 下向き正とする座標 (cm)

t : 時間 (sec)

数値計算法, 境界条件とその導入法および計算手順については前報に詳述²⁾しているのでここでは省略する。

(2) 解析条件

この数値計算には, 解析条件として毛管水分曲線及び不飽和透水係数を必要とするが, ここで採用したこれらの係数を Fig. 8, 9 に示してある。これまでのところこれらの係数を現地実験により求めることは困難であるので, Fig. 8, 9 に示す関係式は一連の流出解析を繰返し, 試算的に決定したものである。

(3) $q \sim \theta$ 曲線

不飽和浸透流の解析結果より求めた $q_{\text{I}} \sim \theta_{\text{I}}$, $q_{\text{II}} \sim \theta_{\text{II}}$ 曲線をそれぞれ点線と一点鎖線で, またモデル化した場合のこれらの曲線を $q'_{\text{I}} \sim \theta_{\text{I}}$ 曲線として2本の実線および $q'_{\text{II}} \sim \theta_{\text{II}}$ 曲線として破線で Fig. 9 に併示してある。なお, 表層部の層厚を30cm, 下層部の層厚を270cmとした。また $q_{\text{II}} \sim \theta$ 曲線の観測値が二点鎖線で同図に併示されているが, これは Fig. 1 のA点で土壤水分測定を行った結果より下層部平均土壤水分量を算出し, その時の単位面積当りの流出高を q_{II} として, 観測ハイドログラフから逆算して求めた曲線である。この曲線は解析で用いた $q_{\text{II}} \sim \theta_{\text{II}}$ 曲線とかなり良く一致しているが, このことはこれらの関係式を観

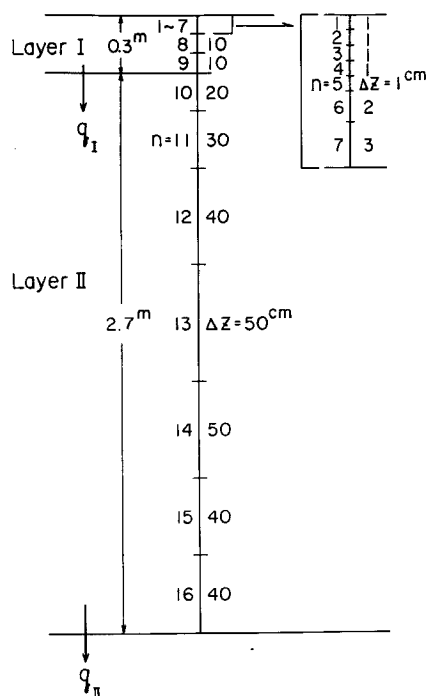


Fig. 7 Distance increment of unsaturated zone for numerical calculation of soil moisture movement.

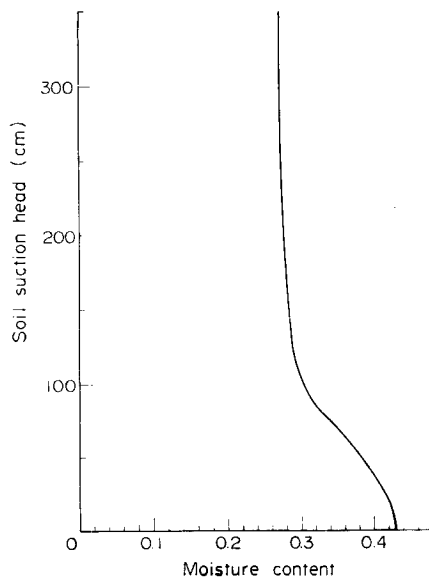


Fig. 8 Relationship between soil suction head and soil moisture content.

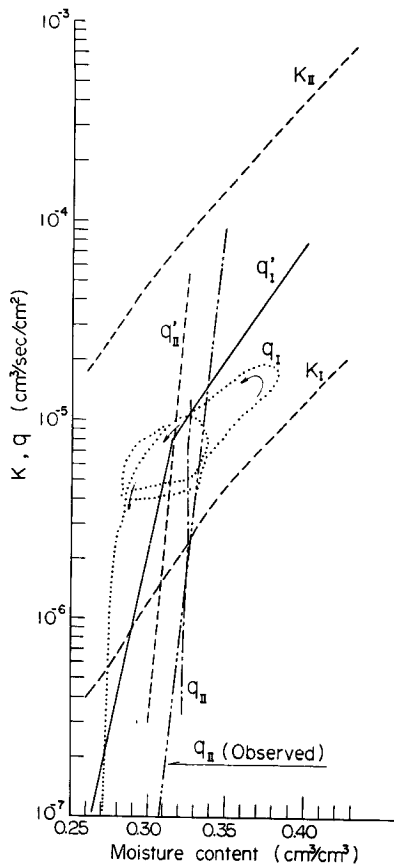


Fig. 9 Relationships between soil moisture content and unsaturated conductivity and seepage flux.

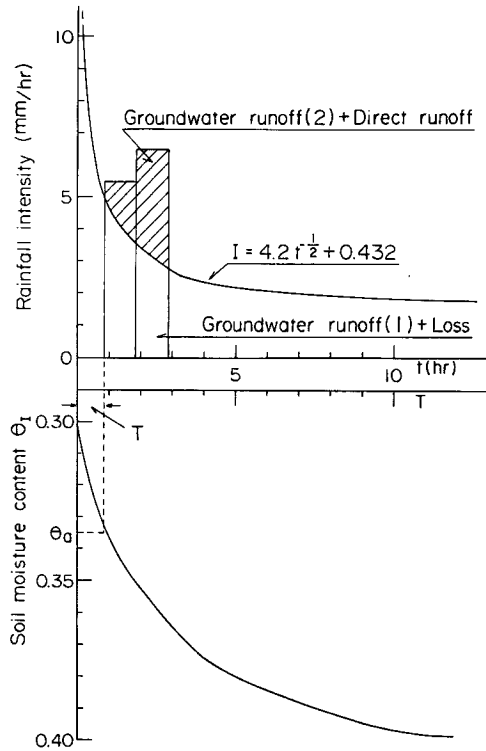


Fig. 10 Infiltration rate and $T(\theta)$ curves.

測値より決定する場合の手がかりを与えているものと考えられる。

(4) 浸透能曲線

Fig. 10 に不飽和浸透流の解析結果から得られる浸透能及び $T(\theta)$ 曲線を図示する。ここで T はこの浸透能曲線を求めた場合の降雨開始後の時間 t と一致しており、 θ_I は表層部の平均土壌水分量である。いま Fig. 10 に例示してあるように、降雨開始時の表層部の土壌水分量を θ_a とすると、 $T \sim \theta$ 曲線より修正時間 T すなわち浸透能曲線の始点が求められ、その降雨の浸透能曲線は(2)式により決定される。なお Fig. 10 に斜線を用いて例示してあるように、浸透能曲線で分離される部分は直接流出成分と地下水流出(2)成分であり、浸透能曲線より下の部分は地下水流出(1)成分と蒸発散損失成分である。ただ、降雨開始直後では表面流などが生起しなくとも、その降雨中に表面流などの生起条件が満足されることがあるから、降雨開始後は10分間隔で θ_I を求め浸透能曲線をチェックしている。

5. 3. 地下水流出(1)の計算

Fig. 9, 10 の $q \sim \theta$ 曲線と浸透能曲線及び(5), (6)式を用いて行った地下水流出(1)の計算結果を、降雨・蒸

発条件とともに **Fig. 11** に示す。この解析期間中3月6日、9～10日、4月8～9日、21日および5月15日の降雨において地下水流出(2)、直接流出が認められた。

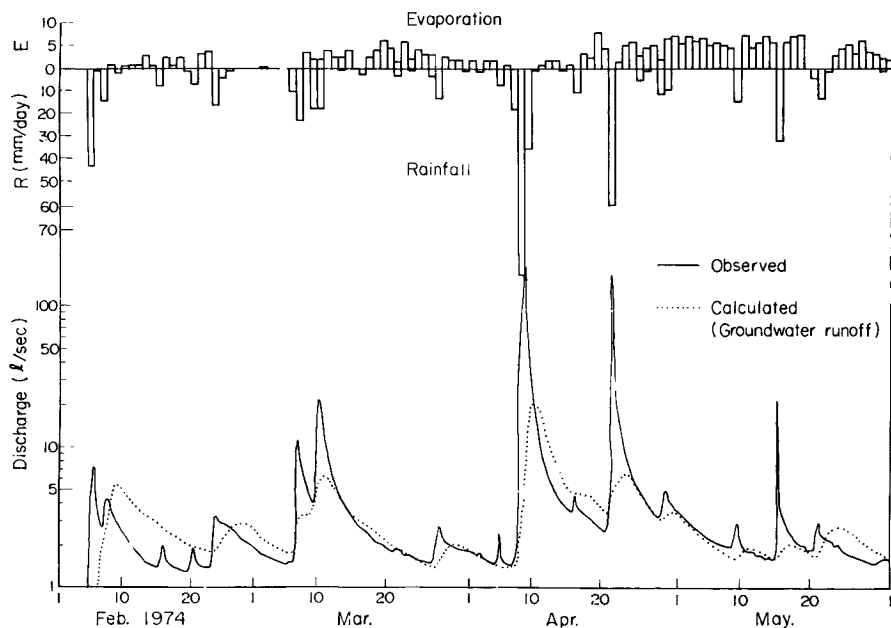


Fig. 11 Calculated hydrograph of groundwater runoff (1).

5. 4. 地下水流出(2)の計算

観測ハイドログラフから計算で求められた地下水流出(1)成分を減じた結果を **Fig. 12** に例示する。同図に

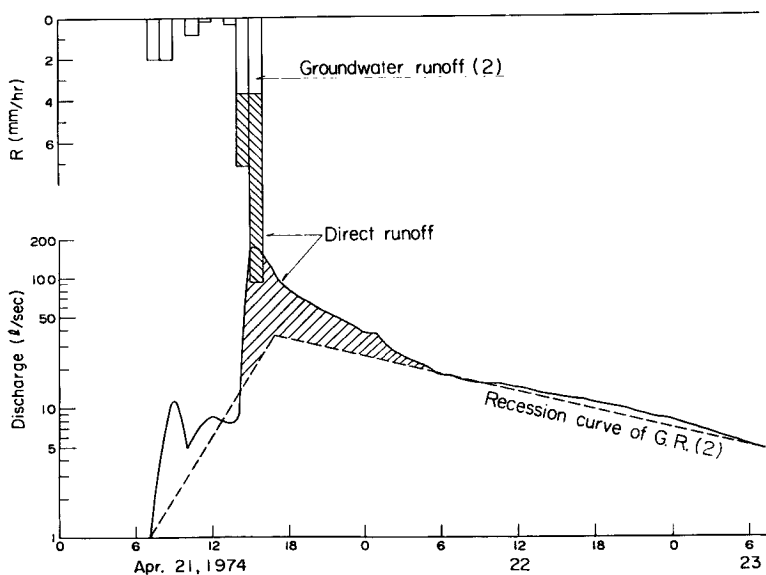


Fig. 12 Direct runoff and groundwater runoff (2).

は、浸透能曲線により分離された地下水流出(2)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。次に、前述の地下水流出(2)の生起が認められた5降雨についての地下水流出(2)の低減部を Fig. 13 に示す。Fig. 13 から明らかなように、この低減部は低減係数が一定の指数曲線で近似できる。この関係を用いて(7)式の係数を求めた結果 $KH_0/\lambda = 0.0178 \text{ m}^2/\text{sec}$ を得た。

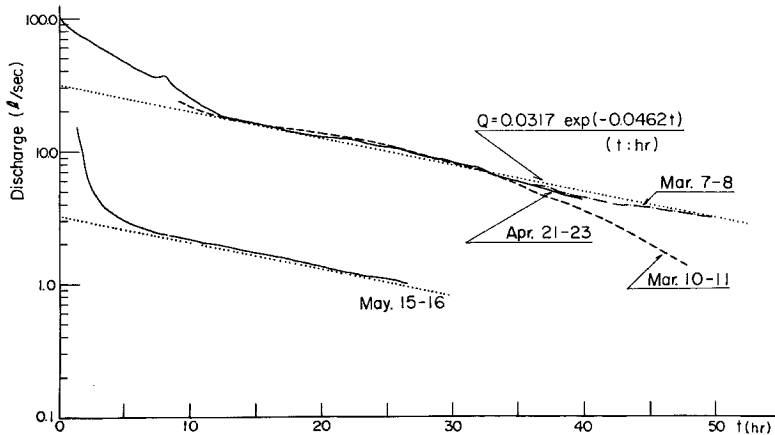


Fig. 13 Recession curves of groundwater runoff (2).

3月6日、9～10日および4月8～9日の降雨については降雨強度がそれほど大きくなく、観測ハイドログラフからも直接流出の生起は顕著に認められないので、直接流出を無視し地下水流出(2)の解析を行う。本来

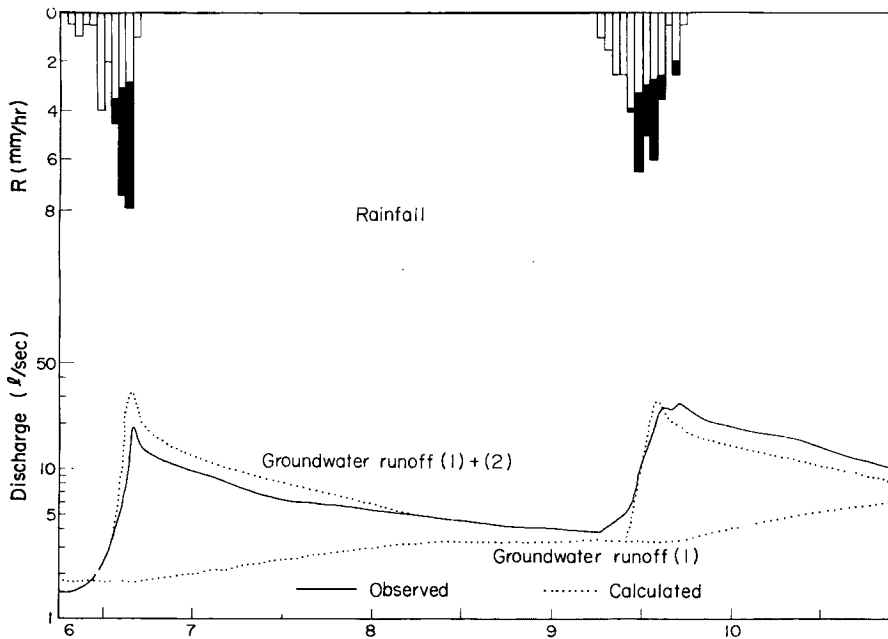


Fig. 14 Comparison between simulated and observed hydrographs. (March 6—10, 1974)

は(6)式を用いて解析を進めねばならないが、不透層の位置が未知であるので、とりあえず(7)式を用い数値的に計算を行った。その計算結果を Fig. 14, 15 に示す。

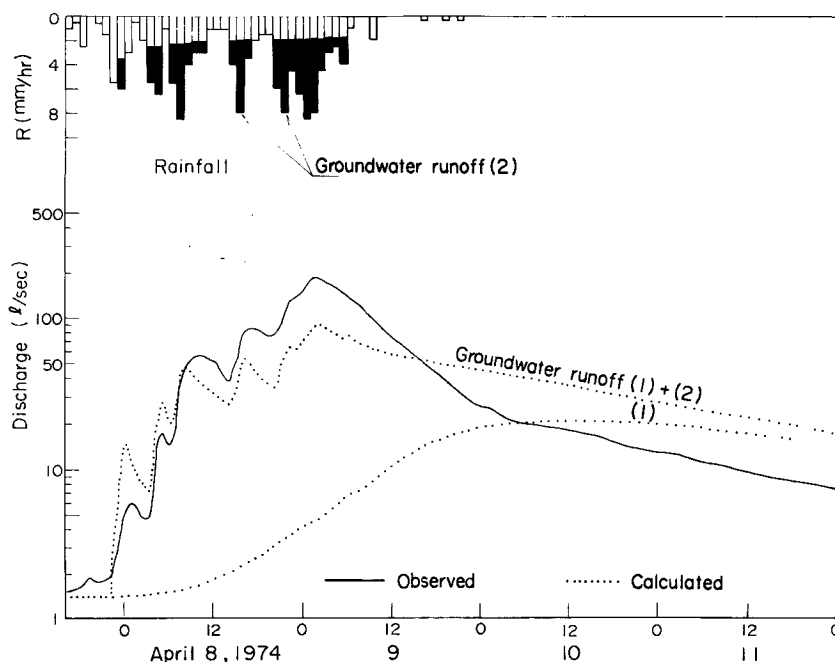


Fig. 15 Comparison between simulated and observed hydrographs.

5. 5. 直接流出の解析

Fig. 12 に示すように、4月21日の降雨について、直接流出成分を推定すると、降雨量換算値で12.5mmとなる。一定強度までは降雨全量が亀裂中へ流入することを前提とするならば、強度の大きい降雨から順次分離し、その全量を前に求めた直接流出量に一致させることにより、直接流出のハイトグラフが求められる。この降雨については、4月21日14~15時に3.5mm、15~16時に9.0mmの直接流出が生じたことになる。

この直接流出高を用いて、斜面流に対しては枯葉層の透水係数を2.5cm/sec、有効間隙率を0.5として中間流の計算を、河道流に対して(11)式(ただし河道定数 $K=2.2$, $P=0.73$)を用いて、直接流出の解析を行った結果を Fig. 16 に示す。

$$A = K Q^P \dots \dots \dots (11)$$

ここで A : 河道の流水断面積

Q : 河道の流量

K, P : 定数

5. 6. 考 察

ここで示した一連の計算結果は、Fig. 11~16 に示すように全般的に観測ハイドログラフを一応説明しており、この流出モデルの適応性を十分示唆しているといえる。しかし、個々の計算結果については詳細に検討してみると、地下水流出(1)については、Fig. 11 にみられるように、大降雨後の低減曲線はかなりよく再現しているが、小降雨についてはやや遅れ気味である。また地下水流出(2)については Fig. 14, 15 のようになんかなりよく観測値と一致する場合と、Fig. 16 のようにあまり良い一致を示さない場合とがある。直接流出については、計算例も少なく、地下水流出(1), (2)の計算結果にかなりの誤差を生じているので、明確なことは言

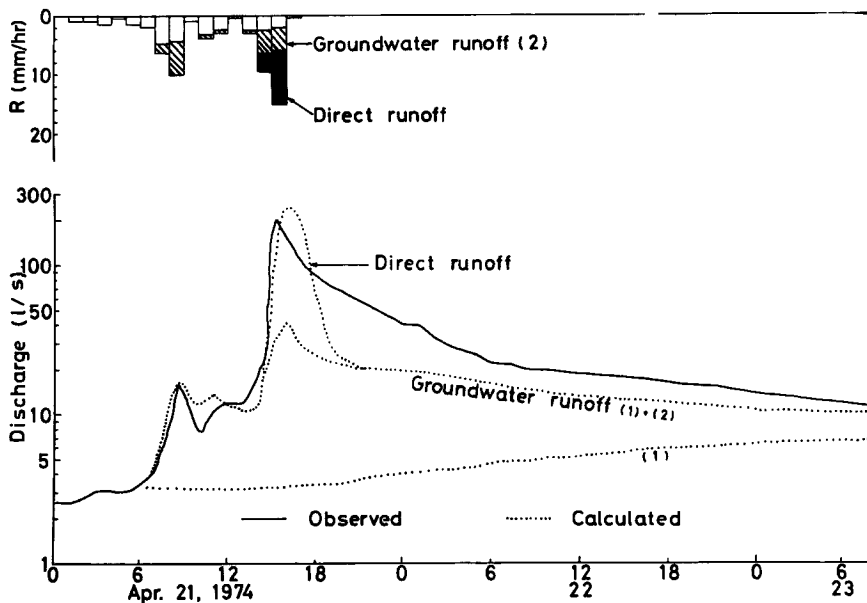


Fig. 16 Comparison between simulated and observed hydrographs.

えぬが、Fig. 16 に示す計算例ではあまり良い一致を示していない。

これらについては試算を繰返し係数を修正することにより改善が期待されるが、蒸発記録が現地のものでなく、モデル定数の決定に多くの仮定が含まれているため、まずこれらの点を吟味した後、適応性の向上について検討したいと考えている。

6. あとがき

本報告では、傾斜ライシメータにおける観測研究及び丘陵地斜面域における浸透能試験結果を基礎として、丘陵地域の雨水流出過程に関する数理モデルを検討したことについて述べたが、その結果をまとめると次のようである。

- (1) 下狩川流域で行った浸透能試験結果の分析と現地調査から、斜面域土層中には多数の亀裂が存在し、降雨のかなりの量が亀裂中へ浸入することを発見した。
- (2) 地下水帯への雨水供給過程を、土壤水分として浸潤降下する過程と、亀裂中を流下する過程に二分した地下水流出モデルを案出し、直接流出モデルを加えて長期間の流出解析が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た結果、一応適応性を確かめることができた。ただモデル定数を試算により求めざるを得ないので、計算が煩雑になりすぎることで、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。

本研究に際し、当研究所角田吉弘技官に多大の援助を受けたことを記し深謝の意を表するとともに、観測資料の整理及び計算に、京都大学防災研究所防災科学資料センターの電子計算機 FACOM 230—25 及び大型計算機センターの FACOM 230—60, 75 を使用したこと、本報告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・角屋陸：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壌特性—
京都大学防災研究所年報，第17号 B，1974，pp. 511—522.
- 2) 岡太郎・角屋陸：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，第17号 B，1974，pp. 523—533.
- 3) J. R. Philip : The Theory of Infiltration : 1. The Infiltration Equation and Its Solution, Soil Science, vol. 83, 1957, pp. 345—357.
- 4) 岡太郎・角屋陸：裸地斜面域における雨水の浸入と地下水流出（3），第29回土木学会年次学術講演会講演概要集Ⅱ，1974，pp. 197—198.
- 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・高棹琢馬：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.