

雨水流出の実験的研究

高 棹 琢 馬・岸 本 貞 男

AN EXPERIMENTAL STUDY ON THE RUNOFF PROCESS OF RAINFALL

by *Takuma TAKASAO and Sadao KISHIMOTO*

Synopsis

It is very important to disclose the rainfall runoff process in head water area concerned mainly with the flood protection project. However, for the complexity of that phenomena, the runoff process has not been recognized so clearly though many various methods of runoff analysis have been presented.

We effected to establish the clear formulation of the rainfall runoff process, especially of the process by heavy rainfall, in the light of hydraulics. As a result of such an approach, it was made clear that the existence of high porous layer (surface layer) covering basin surface is the most reason of the occurrence of subsurface flow. Moreover, we pointed out that the significance of the hydraulic mechanism of the water flow near the surface layer should be considered since the occurrence area of surface flow changes due to subsurface flow phenomena.

Under these considerations, in this paper, the mechanism of water flow near the surface layer is disclosed experimentally using the apparatus with the artificial rainfall equipment.

1. は し が き

山地での流出現象は、洪水予報あるいは河川計画上の諸問題と密接な関係をもっているために、古くからその解明が望まれてきた。こうした現象を解析する場合、現象が非常に複雑であるところから、従来は経験への依存度の極めて高い方法がとられてきたが、最近になって流出機構の詳細な把握、予測の精密さが要求されるようになって、こうした解析方法の不備が強く指摘されるようになってきている。

こうした事情を考えて、われわれは山地流域における雨水の流出機構を基礎的な立場から水理学的に検討し、その結果を実山地の流出現象に適用してかなり良好な結果を得ている。本研究は、雨水の流出過程に関する研究の一環として雨水流出の実験を行ない、われわれの組みたてた流出理論の検証を試みたものである。

そこでまず実験目的との関連上、われわれが山地における雨水の流出過程を基本的にはどう考えているかについて述べておこう。山地の流域は、雨水流の運動機構によつて、山腹斜面と流路とにわけられるものと考えてよい。われわれの理論的¹⁾あるいは特性曲線法による計算結果²⁾によると、数 100 km² 以内の流域、すなわちわが国におけるような流域では、流出に及ぼす斜面特性の効果は流路のそれに比して約 10 倍である。また、山地流出の特徴的な現象である浸透あるいは浸出現象はすべて山腹斜面において生起し、こうした現象を媒介として流下経路すなわち機構を異にする表面流出、中間流出および地下水流出の三つの流出成分が生じるわけである。このように考えれば、山腹斜面における雨水流の挙動を明らかにすることが、

山地における雨水の流出過程究明の基本的なあり方であることが理解できる。もちろん山地流域における流出現象は、山腹斜面と流路が複雑に錯綜した流れの場において生じるのであるから、山腹斜面における流出過程を一般化しても、山地流域における全体的な流出過程の一般化であるとはいえない。したがって、山腹斜面における流出過程を明らかにするという局所的な段階からさらに進んで全体的な法則性の把握という問題は今後に残されたもつとも重要な課題であるとはいうまでもないが、実山地の流出解析において山腹斜面での流出過程の一般化がいかに重要であるかはつぎのように指摘できる。

流域の地形は極めて複雑であるが、地形図を検討してみればわかるように、山地流域の地形に関して二つの特性を挙げることができる。一つは、等高線が流路を中心として相似的に分布しているということであつて、このことは山腹斜面上各点における雨水流がほぼ直線的に流下することを意味し、山腹斜面が二次元的な拡がりをもつていても雨水流の方向性に関しては一次元的な取り扱いが可能であることを意味している。流域地形のいま一つの性は、流域内の分水界から流路にいたる山腹斜面の流下長あるいは勾配が流域の各地点でほぼ等しいということであつて、これは流出現象が生起する領域あるいは場の大きさが等しいということを意味している。

このような地形に関する相似的な特性と、前述した山腹斜面の流出過程において占める水理学的効果との二つを合せ考え、さらに水理学的な取り扱いによれば経験的な要素を非常に少なくすることができるということから、山腹斜面付近の流れについての一次元的理論から実山地における流出解析法に拡張することの有効さが理解できるであろう。

2. 雨水流出の基礎的關係

山腹斜面における雨水の流出過程は、山腹表面近傍の土壤構造によつて支配される。山地流域の山腹斜面は一般に植物等の腐敗した porous な表層によつて覆われていて、その透水性は表層下の土層に比して極めて高いのが普通である。また、表層と下層との境界には、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たやや緻密になつている漸移帯が存在する。そこで、こうした流れの場での流出現象がどのような機構をもっているかについて考察してみよう。

(1) 側方流れ発生時刻までの現象

上に述べたような流れの場に雨が降ると、雨水は下方に浸透するが、その前線が漸移帯に達すると浸透水はここで停滞し、下層土壤の透水性の低さとあいまつて表層下部から保留され、やがて重力水となつて表面に沿つての側方浸透流が発生する。ここでは、側方流れ発生時刻までの雨水の水理機構について検討することにする。

前述したように、表層の透水性はかなり大きいから、降つた雨は初期においては全部表層内に浸透するものと考えてよい。したがって、表層表面での浸透現象に関しては Horton 型の方程式は成立せず、これは漸移帯から下層土壤への浸透すなわち地下水流出分への雨水保給の割合について成り立つものと考えらるべきである。Lewis と Powers³⁾ が実験によつて確かめているように、表層表面での浸透能低下は表層が飽和状態に近づいたとき急激に生じるのである。

さて、雨水は毛管力と重力の作用を受けながら、ほぼ鉛直方向に不飽和的に浸透していく。浸透水が漸移帯に到達したときの表層鉛直方向各点の含水比の分布は、Bodman および Colman の実験結果⁴⁾ から推察すれば一様であると考えてよく、またこの含水比は表層内間隙の隙偶において毛管力によつて保持される水分の量であつて表層土壤の構造によつて支配され、表層の透水性が降雨強度に比してかなり大きいことから降雨条件の影響をほとんどうけないものと思われる。したがって、不飽和部の含水比は降雨条件に無関係に一定であつて、表層表面に降つた雨はそのまま表層内隙偶の毛管水帯を通つて下方に浸透するものとしてよ

い。こうして浸透が続けば、実山地の表層では間隙内空気と水との置換が容易に行なわれるから表層下部が飽和状態になり、飽和水深がある程度以上になると横方向への重力成分が毛管力を主体とする抵抗力に打ちかかって側方流れが発生することになる。また飽和部は上からの降雨の供給に応じて上昇していく。この場合、不飽和部はすでに保湿されているから飽和に関与する空隙はかなり小さくなる。表層全体に対するその空隙(有効空隙)の容積比すなわち有効空隙率を γ とすれば上述の考察によつて、 γ は

$$\gamma = \frac{m}{100} \left(1 - \frac{S_t}{100} \right) - \int_0^{t_i} r_e dt / D \dots\dots\dots (1)$$

で表わされる。ここに、 m は間隙率、 r_e は $r-i$ であつて r は降雨強度、 i は表層から下層への浸透能、 t_i は降雨発生時刻から側方流れ発生時刻までの時間 D は表層厚であつて、 S_t は

$$S_t = GW_t(100-m)/m \dots\dots\dots (2)$$

で与えられ初期含水比 W_t に対応する飽和度である。また G は土粒子の比重である。

(2) 側方流れについて

側方流れの発生している状態を模型的に図示したのが Fig.1 であつて、 H は飽和部水深、 L は斜面長、 x は上流端からの距離、 θ は斜面勾配である。一般に、側方流れは Darcy 則が成立する範囲内にあると考えられるから、平均流速 v は

$$v = -k(\partial H/\partial x - \sin \theta) \dots\dots\dots (3)$$

で表わされ、また連続条件は

$$\gamma \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial v H}{\partial x} = r_e \dots\dots\dots (4)$$

で与えられる。ここに、 k は透水係数であり、また γ は(1)式で与えられる有効空隙率である。上の両式から、側方流れの基礎方程式として

$$H \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \left(\frac{\partial H}{\partial x} - \sin \theta \right) \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{1}{k'} \frac{\partial H}{\partial t} = - \frac{r_e}{\gamma k'} \dots\dots\dots (5)$$

が得られ、ここに、 $k' = k/\gamma$ である。

この方程式は側方流れが拡散効果を含む流れであることを示すが、非線型であつて一般には解けない。そこで、簡単のため第1項の拡散項が第2項の輸送項に比較して小さいものとし、無視して取り扱うことにする。こうした近似をすれば、第2項()内の $\partial H/\partial x$ は $\sin \theta$ に比較して十分小さいから無視することができて、結局特性曲線の上で

$$x - x' = k' \cdot \sin \theta \cdot (t - t') \dots\dots\dots (6)$$

または、

$$\left. \begin{aligned} H &= \int_{t'}^t \frac{r_e}{\gamma} dt + H(x', t') \\ H &= \int_{x'}^x \frac{r_e}{k' \cdot \sin \theta} dx + H(x', t') \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7)$$

の関係が成立することになる。ここに、 $x' t'$ は特性曲線の出発する場所的、時間的位置で、 $H(x', t')$ は

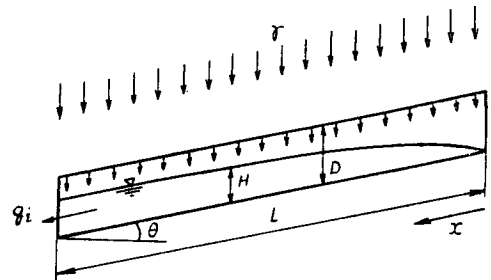


Fig. 1 Schematic diagram of lateral flow in surface layer in the case which no surface flow occurs

x', t' における境界または初期流量である。

(3) 表面流の発生と表面流発生領域の変化過程

表層への雨水の浸透が続けば、(6) および (7) 式で示されるような関係で飽和水深 H が増加していく。(7) 式によれば、非擾乱部においては初期含水比の場所的な分布が一様るとき、飽和水面が表層下部の漸移帯に平行であつて、表層厚が一定であれば、擾乱部が表層表面に到達したときに非擾乱部の表層全体が一挙に飽和されることになる。しかし、これは拡散項を無視したためであつて、拡散項を考慮すれば、飽和水が非擾乱部においても下流方向に向かつて正の勾配をもつことを説明することができる。その理由については稿を改めて説明するつもりであるが、ここでは一応非擾乱部においても飽和水深が下流に向かつて増加するという点を指摘しておこう。後に実験結果の解析への項で述べるように、降雨以前に表層が保湿度をもっているときは、水分の毛管的な下流方向への側方移動によつて一般に下流側ほど含水比が大きい。このような場合には拡散項を考慮しなくても下流方向に向かつて飽和水深が増加する。

このように考えれば、表層は下流端から飽和されることになる。飽和領域においては表層への浸透は停止し、この領域に降つた雨は表層表面の下流側に向かつて流れることになる。すなわち表面流が発生する。したがつて、表層飽和領域と表面流発生領域とは一致し、かつ表面流発生領域は時間とともに降雨条件に応じて変化することになる。また、表面流発生領域においては、上述のような飽和水面の時間的変化状態からみて、表層表面で流水方向の圧力分布が生じこれによつて浸出現象が生起するであろう。この浸出分がいわゆる中間流出分に相当する。実山腹斜面では表層表面の凹凸が激しく、また水みちをつくっているのが普通である。実山地における中間流出分は、こうした水みちに浸出するものが大部分を占めると考えられる。

以上のような流れの場を模型的に示したのが Fig. 2 である。図中の ξ_0 は斜面上流端から表面流発生領域までの距離であつて、表面流発生領域の変化過程を示す指標である。雨水の流出過程を把握するためには、 ξ_0 の挙動を明らかにする必要がある。 ξ_0 については、まず未飽和領域への降雨の保給と、飽和域からの浸出とによる連続の条件から、

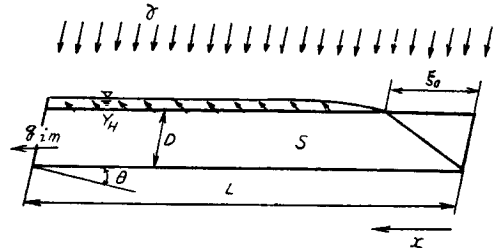


Fig. 2 Schematic diagram of lateral flow in surface layer in the case which surface flow occurs

$$\frac{d}{dt}(\gamma S) = \int_0^{\xi_0} r_0 dx - \int_{\xi_0}^L i dx - \int_{\xi_0}^L r_n dx - q_{tm} \quad (8)$$

の関係が成立する。ここに、 r_n は表層内から表面への単位面積、単位時間当りの浸出すなわち中間流出の強度、 q_{tm} は表層が飽和されているときの表層内側分流れの最大流量である。また、 S は飽和面積であつて、表層内水面形を前節に述べたところから直線近似すれば、

$$S = D(2L - \xi_0)/2 \dots \dots \dots (9)$$

で表わされる。(9) 式を (8) 式に入れて ξ_0 について解けば、 ξ_0 は

$$\xi_0 = \varphi(t) \left\{ \int_{t_s}^t b \varphi(t) dt + c \right\} \dots \dots \dots (10)$$

で表わされ、ここに、 $\varphi(t) = \exp\left(-\int_{t_s}^t a dt\right)$, $a = 2(1/\gamma D)(r + r_n)$, $b = 2(1/\gamma D)\{(r_n + L)L + q_{tm}\}$, t_s は表

面流の発生時刻, c は積分常数で表層内の飽和が下流端から始まるとすれば L である。

(4) 表面流について

前節に述べたように, 表層飽和領域においては表面流が発生するが, 流れが等流に近いとすれば, 表面流の運動方程式および連続式は

$$h = Kq^p \dots\dots\dots(11)$$

$$\partial h / \partial t + \partial q / \partial x = r + r_h \dots\dots\dots(12)$$

で表わされる。ここに, h は水深, q は単位巾当りの流量である。また K は

$$K = (\sqrt{f/2g \cdot \sin \theta})^p \dots\dots\dots(13)$$

であつて, f は抵抗係数, g は重力の加速度, p は 2/3 である。流れが乱流であつて Manning の抵抗則に従うとすれば

$$K = (n/\sqrt{\sin \theta})^p \dots\dots\dots(14)$$

であり, n は Manning の粗度係数, p は 3/5 である。

(11) および (12) 式から, 特性曲線法理論によつて, 特性曲線

$$x - \xi = \frac{1}{pK} \int_{\tau}^t dS \left\{ \int_{\tau}^S \frac{(r+r_h)}{K} dz + q(\xi, \tau)^p \right\}^{1/p-1} \dots\dots\dots(15)$$

の上で, 流量関係

$$\left. \begin{aligned} q &= \left\{ \left\{ \int_{\tau}^t \frac{(r+r_h)}{K} dt \right\} + q(\xi, \tau)^p \right\}^{1/p-1} \\ q &= \int_{\xi}^x (r+r_h) dx + q(\xi, \tau) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(16)$$

が成立することを示すことができる⁶⁾。ここに, ξ, τ は特性曲線の出発する場所的, 時間的位置であつて, $q(\xi, \tau)$ は ξ, τ における境界または初期流量である。とくに ξ を表面流発生領域の最上流端にとれば, このときの ξ は前節に述べた表面流発生領域の変化過程を表わす指標 ξ_0 と同一である。

3. 実験の装置と方法

これまで述べてきたように, 雨水の流出過程とくに豪雨にもとづく流出過程は, 中間流の発生とそれにもなる表面流発生領域の変化および表面流出特性との結合過程と考えられるが, こうした過程を実験的に明らかにするために, 表層材料として, ガラスウールおよび土砂を用いて実山地山腹斜面の表層に模擬させ, 実験を行なつた。

実験A: 表層材料としてガラスウールを用いた場合で, 斜面を比重 2.5, 透水係数 1.82×10^{-3} cm/sec の砂質ロームで作り, その上にガラスウールを 1 cm 程度の厚さで覆つて実験斜面とした。斜面巾は 1 m, 斜面長は 7.5 m, 勾配は $15^{\circ}55'$ である。降雨発生装置としては, 斜面上方に $\phi 3/4"$ のガス管を斜面の長さ方向におき, これに如露状のスプリンクラーを取りつけたものを用いたが, この装置では降雨強度 250~400 mm/hr 程度の調節能力しかもっていない。表面流および中間流を合わせた流量測定は斜面下流端で行ない, 三角堰を設けてある計量槽の側壁下部からマンメーターを突出させ, 計量槽への雨水流入によるマンメーター内の水位変動をカメラで撮影し, 貯留計算によつて補正したのち流量に換算した。

表層材料として土砂を用いた場合には、実験斜面として二種類を使用した。

実験B：コンクリート製斜面の上に土砂を置いたものである。実験斜面は巾1 m、長さ6 m、勾配15°55'であつて、表層厚は12 cmである。実験土砂は二種類使用し、一つは有効径0.33 mm、平均粒径0.62 mm、均等係数1.37、間隙率 $m=48.2\%$ の木津川砂、一つは有効径0.27 mm、平均粒径0.36 mm、均等係数2.18、間隙率 $m=47.8\%$ の網野砂であるが、その粒度分布を示せばFig. 3のようである。前者を実験B-a、後者を実験B-bとよぶことにする。降雨発生装置はつぎのようである。実験斜面の上方に $\phi 2''$ のビニール管を4本25 cm間隔に並べ、各管にはそれぞれ0.8 mmの小孔が10 cm間隔にあげられており、圧力水をビニール管に導入したときに小孔から水が上方に向かつて噴出し、これが落下して人工的に雨を降らせるようにした。ヘッドタンクとビニール管との間に設けてあるバルブを調節することによつて降雨強度を50~200 mm/hrの範囲で変化させることができるが、この調節能力は実験Aのスプリンクラーに比して極めて良好である。Fig. 4

は実験Bの実験装置の主要部を示したものである。雨水は砂層表面および表層中を流下して斜面下流端に到達するわけであるが、下流端での流量はこの両者を分離して測定することができるようにしてある。流量の測定方法は実験Aの場合と同様である。

実験C：片面ガラスの水路の中に土砂をおいたもので、実験斜面は、巾30 cm、長さ4.19 m、勾配11°20'であつて、表層厚は5 cmである。表層材料は実験B-aの木津川砂である。降雨発生装置、流量測定関係は実験Bと同一である。この場合には、斜面下流端から0.41 m、1.73 mおよび3.02 mの各点のガラス製側壁内部に金網で砂が入らないようにした装置が取り付けられており、側方流れの水面形の変化を測定できるようにしている。

なお、実験A、BおよびCのいずれの場合もできるだけ多様な流出状態を現出することができるように、降雨の強度や継続時間を種々変化させて実験を行なつた。降雨強度は、簡単のために継続時間中一定とした。Table 1は、後述の説明の便宜上実験A、BおよびCの各装置の諸元、特性を表記したものである。

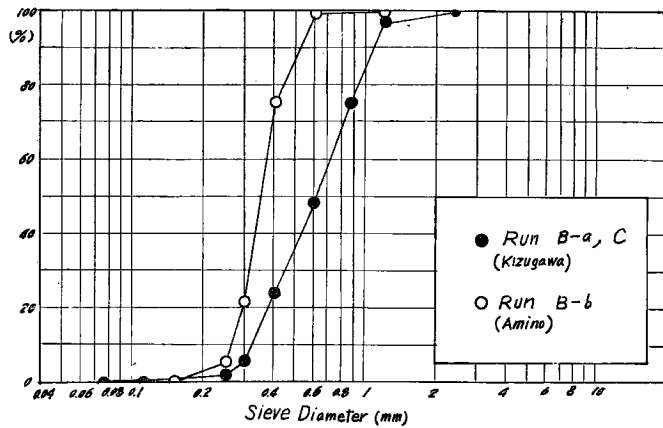


Fig. 3 Grain size accumulation curve of Run B-a, B-b and C

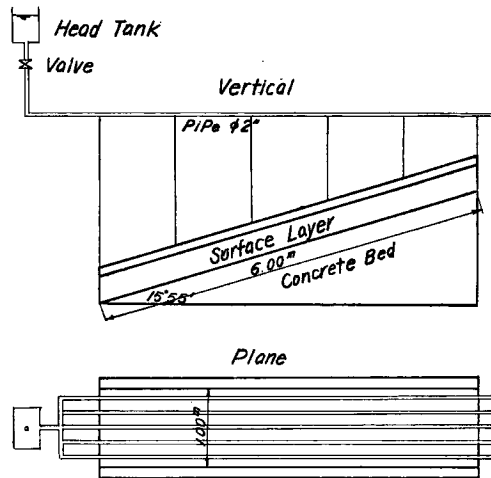


Fig. 4 Experimental apparatus of Run B

Table 1 Experimental apparatus

Run	Length of slope L (m)	Material of surface layer	Depth of surface layer D (cm)	Void ratio (%)	Rainfall equipment
A	7.50	glass wool	1.0		sprinkler
B	B-a	sand (Kizu)	12.0	48.2	pipe
	B-b	sand (Amino)	12.0	47.8	pipe
C	4.19	sand (Kizu)	5.0	48.2	pipe

4. 実験結果の解析

山腹斜面における雨水の流出過程の基礎的な関係を 2. で説明したが、本章では、そうした関係を前章の実験装置を用いた実験データによって検討していくことにする。

ただし、本実験の主要な目的は、2. で述べたわれわれの論理構成の確かさを検討することであるから、実験値そのものにはさして意味があるわけではない。2. の基礎的關係の導出過程と同一の立場にたつて実験データを解析し、その物理的意義、定性的動向を説明できれば本研究の目的は達せられるわけである。

(1) 有効空隙率 γ について

2.(1) に述べたように、表層内側方流れば、表層がある飽和度をもつまで発生しない。したがって、側方流れ発生以降の不飽和部の有効空隙は実質空隙に比してかなり小さくなるが、表層全体に対する有効空隙の容積比 γ は (1) 式で与えられる。 γ の値は側方流れ発生以降の流出過程に大きく影響するから、ここで実験データから検討しておこう。

実験 A, B および C のいずれの場合も、流出実験の時間の間隔は 24 時間程度であるから、実験開始時の表層は初期含水比 W_i をもっている。実験 B-a および C それぞれの場合について、斜面長方向に沿って W_i の測定結果の一例を示せば Fig. 5 および Fig. 6 のようである。なお、実験 B-a の W_i の分布は表層表面近くで測定したものであり、実験 C の W_i の分布は表層厚の 1/2 点で測定したものであるが、その分布はほぼ直線的と考えてよい。また Fig. 7 は

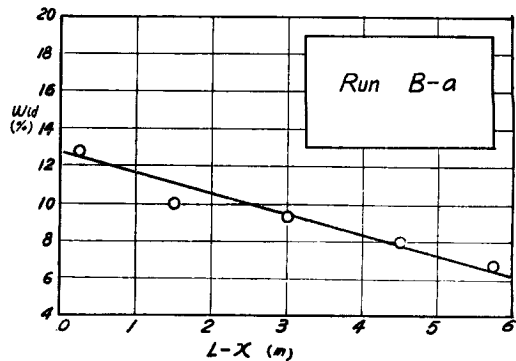


Fig. 5 Distribution of initial water content in surface of surface layer along slope, in the case of Run B-a

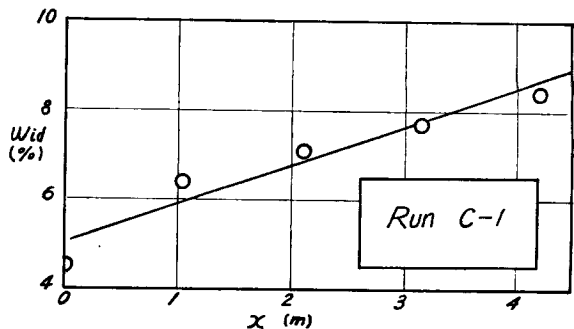


Fig. 6 Distribution of initial water content at half depth of surface layer along slope, in the case of Run C

実験 B-a の鉛直方向の W_i の分布の一例を示したものであつて、これもほぼ直線的な分布を示している。 W_i がこうした場所的な分布を示すのは、主として重力水分流出後の毛管移動によるものである。

図からわかるように、 W_i の値は下流部ほど大きいから、表層内の側方流れはまず下流端から始まると考えられる。したがつて、 γ の計算には下流端の含水比 W_{ia} を用いるべきである。Table 2 には実験 B-a および B-b の γ の値を(1)式および実測初期下流端含水比 W_{ia} を用いて計算した結果を示してある。

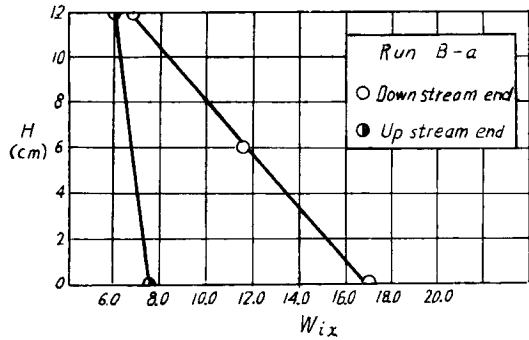


Fig. 7 Vertical distribution of initial water content at down and up-stream ends, in the case of Run B-a

Table 2 Experimental data

Run	Rainfall intensity r (mm/hr)	Maximum discharge of lateral flow in surface layer q_{lm} (cm ² /sec)	Maximum discharge of surface flow from surface layer q_{sm} (cm ² /sec)	Occurrence time of lateral flow t_{la} (sec)	Occurrence time of surface flow t_{sa} (sec)	Initial mean water content W_{ia} (%)	γ	α	
B	B-a-1	157	0.83	1.80	120	390	7.6	0.266	
	B-a-2	112	0.77	1.12	180	520	8.6	0.249	
	B-b-1	163	0.47	2.24	95	257	14.7	0.178	
	B-b-2	122	0.44	1.63	134	410	13.8	0.187	
C	C-1	182			156		8.6	0.210	0.179
	C-2	136	0.39	1.20	224	235	14.9		0.198
	C-3	175	0.31	1.80	156	102	10.3		0.197
	C-4	310	0.31	3.36	90	115	5.9		0.194
	C-5	185	0.36	1.79	116	200	7.3		0.187
	C-6	178	0.33	1.75	164	220	7.3		0.197

これからわかるように、実験 B-a, B-b では各ケースの γ の値がほぼ等しい。これは、2.(1) に述べたように、同一の porous medium においては、毛管水から重力水へ移る際の含水比あるいは飽和度は降雨条件にかかわらず一定であることを意味している。また、実験 B-b の γ の値が実験 B-a のそれに比してやや小さいのは、砂層の土粒子径が小さいほど毛管力が大きいため、不飽和部の飽和度が大きくなることから当然といえる。

実験 C の場合には、 W_i の測定は一回だけしか行なわなかつた。その測定結果からの γ の算出値を Table 2, C-1 に示してあるが、この値は実験 B-a のそれにほとんど等しい。実験 B-a と実験 C の表層材料が同一であることを考えれば、これも前述の γ と表層構造以外の因子との無相関を説明していることになる。Table 2 には C-1 1 γ の値を用いて実測していない C-2 以下の W_{ia} を計算した結果を示してあるが、ほぼ同一の値を示している。多少のバラツキは実験間隔の差異によるものであろう。

実験 A の場合には、表層材料として用いたガラスウールが非常に porous で、しかも表層厚が 1cm 程

度であるから初期含水比を0と考えてよい。間隙率 $m = 70\%$ 、表層厚 $D = 1\text{ cm}$ とおいたときの r の計算値の平均は0.6となつて実験 B および C の値に比して極めて大きい。実山地における山腹斜面表層の r の値は実験 A と実験 B, C の中間にあるものと考えられるが、実山腹斜面表層はかなり porous であつて団粒構造をなしているから、実験 A のガラスワールの状態に近いものと思われる。さて、実験 B の r の値は0.2程度であるが、これは、表層内雨水が毛管水として保持された状態から重力水に移行するときの間隙内空気の占める体積が表層全体の体積の約20%であることを意味する。Scheidegger⁶⁾ は、porous medium における毛管力と porous medium の空隙内で占める水の容積比率との関係について典型的な実験例を挙げているが、これによると毛管力は上述の比率が30%付近で急増している。われわれの実験例についていえば、砂層の間隙率が約50%であり、かつ $r=0.2$ であるから、表層空隙内で占める水の容積比率が約30%のとき重力水が発生することになつて、Scheidegger の示した毛管力が急増するときの比率に一致している。もちろん、こうした関係は、実験 A の r 値をみてもわかるように、表層構造によつて変わるであろうが、上述の一致は側方流れが発生する際の表層の保湿状態に関して興味ある示唆を与えるものといえよう。

(2) 表層内側方流れの発生時刻

表層の飽和度がある値に達すると側方流れが発生し始めるが、その場合初期含水比 W_i の分布状態が側方流れの発生時刻あるいは側方流れ水面の変化過程と密接な関係をもっている。前節で実験 B-a および C の場合の斜面に沿つての W_i の分布を Fig. 5 および Fig. 6 に示し、直線近似ができることを述べたが、それに従つて、 x 点における初期含水比 W_{ix} を

$$W_{ix} = Ax + B \dots\dots\dots(17)$$

とおくことにする。ここに、 $A = (W_{ia} - W_{iu})/L$ 、 $B = W_{iu}$ であつて、 W_{ia} 、 W_{iu} はそれぞれ斜面の下流端および上流端の初期含水比である。実測記録から A の値は、実験 B-a ; $A = 10.5 \times 10^{-6} (\%/mm)$ 、実験 C ; $A = 9.3 \times 10^{-6} (\%/mm)$ となる。 W_i の場所的分布の測定結果は、実験 B-a および C について一例ずつしかないが、 A 値はそれぞれの各ケースについて大きな差異はないものと考えられるから W_{ia} と上記した A 値とから W_{iu} の値を算出することができる。

こうしたデータを用いて、側方流出発生時刻(下流端での側方流れ発生時刻) t_{ia} および斜面各点における側方流れ発生時刻 t_{ix} について考察してみよう。

まず、 t_{ia} は(1)式を変形することによつて、

$$t_{ia} = \left\{ \frac{m}{100} \left(1 - \frac{S_{ia}}{100} \right) - r \right\} \frac{D}{r} \dots\dots(18)$$

で表わされ、 S_{ia} は下流端物期飽和度である。Fig. 8 に実験 C の t_{ia} と r との関係について、実験値と計算値を合せ示してあるが、その一致度は良好である。このことは、前節で述べた側方流出発生時刻までの現象についての考察が正しいことを意味している。また側方流出発生時刻は表層の土壌構造、初期保湿状態および降雨強度と密接な関係をもっていることがわかるが、とくに降雨強度と

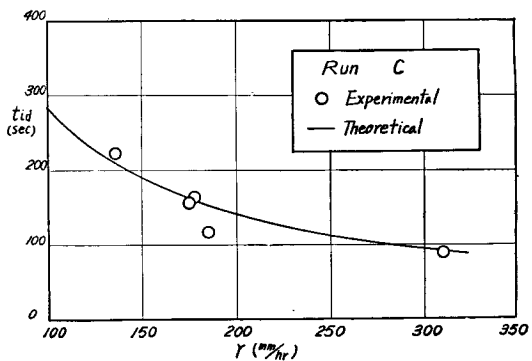


Fig. 8 Relation between occurrence time t_{ia} and rainfall intensity r , in the case of Run C

双曲線型の関係をもっていることは興味深い。

つぎに、側方流れ発生時刻の場所的な分布 t_{lx} について考えると、 t_{lx} は (1) と (17) 式から

$$t_{lx} = t_{ld} + \frac{D}{r} \frac{(100-m)}{100^2} G\{(W_{ld} - W_{lu}) - (W_{ld} - W_{lu})x/L\} \dots\dots\dots(19)$$

で表わされる。

この関係は、表層各点における側方流れ発生時刻は、下流端における発生時刻 t_{ld} に比しておけることを意味しているが、そのもつとも大きな原因は初期含水比の分布状態であつて、その分布が直線的である場合には、 t_{lx} は下流端からの距離に比例して増加することになる。Fig. 9 は、実験 C の場合について (19)

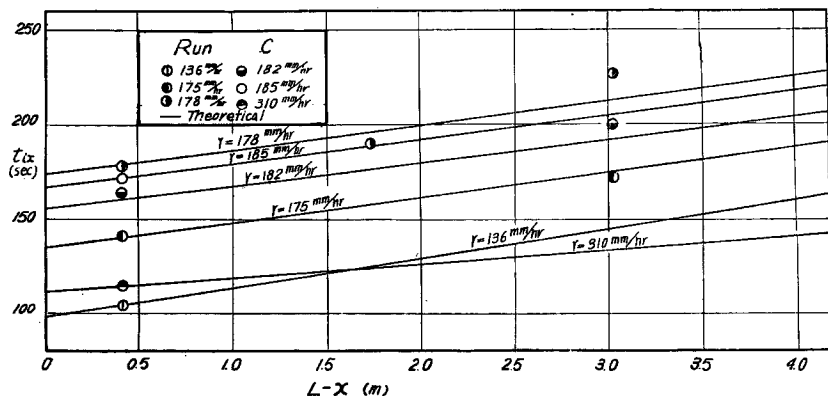


Fig. 9 Change of occurrence time t_{lx} of lateral flow in surface layer at x , in the case of Run C

式の計算値と実験値とを比較した結果を示したものがあつた。実験値としては、斜面側壁に取りつけた飽和水深の測定装置に水面が現われた時刻をとつている。実験値が少ないので明確なことはわからないが、Fig. 9 をみれば、ほぼ (19) 式の関係が正しいと考えてよいであらう。

(3) 表層内側方流れとその水面上昇

まず、表層内側方流れの流速について検討しよう。実験 A, B および C の各場合を通じて、流速は Darcy 則の適用範囲内にあるものと考えられる。

実験 A の場合には、表層厚が 1 cm 程度でありかつ表面の凹凸が大きいため、表層からの側方流出と表面流出とを分離して測定することができなかつた。そこで、表層からの側方流量と表面流を含む実測流量から、(7) 式の関係を用いて透水係数 k の値を逆算し、 k の値がほぼ一定値から急増するときの限界の流量を算定して表層内側方流れと表面流を分離することにした。その結果は $k=2$ cm/sec 程度となり、そのときの表層内の最大側方流量 q_{lm} は 0.3 cm²/sec 程度であることがわかつた。

実験 B および C の場合には、表層内の側方流れと表面流とを分離して測定しているから、Table 2 に示した q_{lm} の値を用いて平均流速 v 、透水係数 k および実質流速 v_s の値を容易に算出することができる。その結果を Table 3 に示した。実験 B-a と実験 C の k 値が略一致しているのは、表層材料が同一であることから当然である。また Table 3 の値は、標準となつている土粒子平均粒径 d と k との関係

$$d=0.5\sim 1.0 \text{ mm} ; k=0.35 \text{ cm/sec}$$

$$d=0.25\sim 0.5 \text{ mm} ; k=0.085 \text{ cm/sec}$$

Table 3 Velocity of water flow in surface layer

Run	Mean velocity v (cm/sec)	Permeability coefficient k (cm/sec)	Seepage velocity v_s (cm/sec)
A	0.055	2.00	
B	B-a	0.068	1.38
	B-b	0.038	0.80
C	0.068	0.35	1.42

と比較して、実験 B-a および C の平均粒径が $d=0.62$ mm, 実験 B-a では $d=0.36$ mm であることを考えれば、妥当な値といえよう。

つぎに、側方流れの水面上昇について検討しよう。4.(1) に述べたように、表層内不飽和部の有効空隙率 r は降雨強度あるいは時間に無関係と考えてよいから、側方流れの水面に保給される雨水の時間的割合は降雨強度 r としてよい。したがって、本実験のように降雨強度が一定で、かつ側方流れの発生部の空隙が完全に水で飽和されると考えた場合には、側方流れの水深すなわち表層底から側方流れの水面までの高さ H は(7)式から、

擾乱部では、
$$H = rx/k \cdot \sin \theta \dots\dots\dots(20)$$

非擾乱部では、
$$H = \frac{r}{\gamma} (t - t_{ix}) \dots\dots\dots(21)$$

で表わされる。擾乱部と非擾乱部の境界は、(6)式から

$$x = k' \cdot \sin \theta (t - t_{ix}) \dots\dots\dots(22)$$

で表わされるが、本実験の場合には、 $k' \cdot \sin \theta$ が小さく、擾乱部領域が小さいために、擾乱部の水面形の変化過程を実験的に検討することができなかった。そこで、ここでは非擾乱部の水面上昇に限って考察することにする。

非擾乱部の側方流れの水深 H は(21)式で表わされるが、実験 C の場合について、さきに求めた γ および t_{ix} の値を用いて計算した結果の一例を Fig. 10 に破線で示してある。ところが図からわかるように計算値に比して実験値の H は極めて速やかに上昇する。側流れ発生時刻から15~20秒程度でほとんど表面近くまで上昇するが、この上昇速度は下流端側方からの流出を止めて雨を降らせたときの上昇速度に比べても著しく早い。したがって、計算値と実験値の不一致は、流れの機構そのものよりも側方流れの発生場の構造によるものと考えられる。そのうちでもつとも大きな要素は空隙内の空気部分の挙動であつて、表

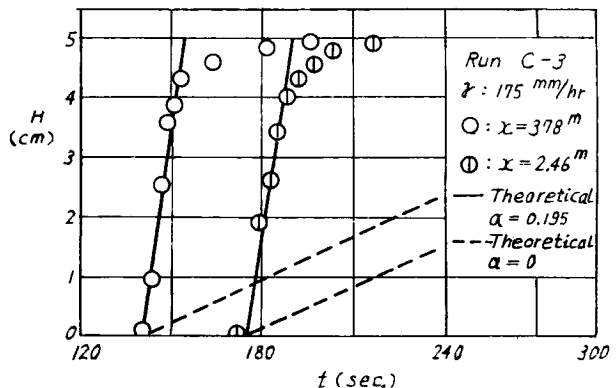


Fig. 10 Change of water profile in the case of Run C

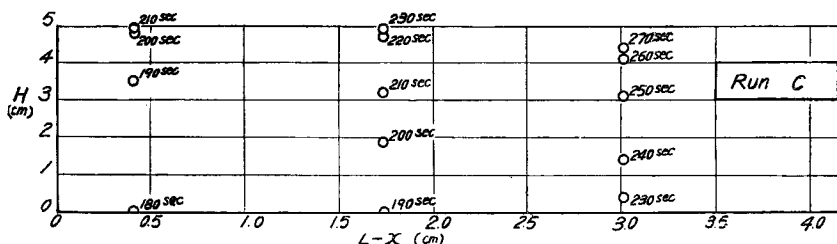


Fig. 11 Change of water profile along slope in the case of Run C

層が砂層の場合には空気と水の置換が容易に行なわれないうために、側方流れが発生している領域でも残留空気分がかなり存在することが実験的に認められている。この理由は、雨が降り始め浸透水が表層内に浸透するにつれて間隙内空気の圧縮抵抗が高まって浸透前線の下降速度が停滞し、浸透前線が表層底に到達する以前に毛管水から重力水への移行が生じて側方流れが発生することになり、表層底から側方流れ表面までの平均的な残留空気部分が非常に大きくなるためと考えられる。そこで、側方流れが発生してその水面が表層表面に到達するまでの表層に対する残留空気部の平均的な容積比を α とおくと、側方流れの水面 H は、

$$H = \frac{r}{\gamma - \alpha} (t - t_{ix}) \dots\dots\dots (23)$$

で表わされることになる。上式と実験値とから α を算出した結果を Table 2 に示してあるが、平均値は 0.195 となつて流出初期においては残留空気の占める空気部分が極めて大きいことがわかる。また Fig. 10 の実線は $\alpha = 0.195$ の値を用いた (23) 式の関係であるが、図からわかるように水面が上昇するにつれて α の値が小さくなり、 H の実験値の時間的変化の割合が (21) 式から算出した H のそれに等しくなつてくることわかる。Fig. 11 は水面上昇の場所的変化過程の実験値を示したものであるが、こうした事情をよく説明している。この理由は、前述したところから容易に推察できるように、浸透前線の残留空気部分が水と置換されて時間とともに減少していくことと、側方流れ水面付近がほとんど飽和されているためであろう。Fig. 12 は α の時間的な変化を算出したものであつて、上述の説明をよく裏書している。なお、降雨強度の大きい場合の方が α の減少が速やかであるが、この関係は α の減少過程が表層構造その他の因子によつて複雑に変化するから一般的ではないことに注意する必要がある。むしろ本実験におけるような降雨強度の範囲では、Table 2 の α 値からわかるように降雨強度と α には明確な相関がないとした方がよい。Fig. 13 は、水面上昇と降雨強度との関係を示したものであつて、実線は $\alpha = 0.195$ の値を用いた (23) 式の算出結果である。これから、残留空気がある場合の水面上昇の時間的割合も、側方流れの領域が完全に水で飽和されている場合と同様に降雨強度に比例することがわかる。残留空気部の挙動について

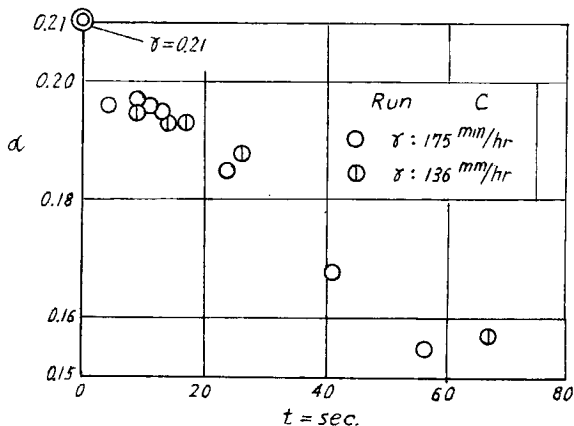


Fig. 12 Change of α with time, in the case of Run C

は、今後さらに詳細な検討が望まれるが、実山地の表層は砂層の場合に比してかなり porous であり、また降雨強度は本実験の場合より非常に小さくて空気と水との置換が容易に行なわれると考えてよいから、 $\alpha=0$ とした (21) 式の関係が十分成り立つであろう。このことは、表層材料が極めて porous な実験 A の場合には (21) 式の関係を用いた表面流発生時刻の算出結果が $r=370\text{mm/hr}$ のとき 60 秒となつてほとんど実験値と一致することからも推察できる。

(4) 表面流の発生領域の変化過程

2.(3) で述べたように、側方流れの水面が表層表面に到達するとそこでは雨が浸透しなくなつて表面流が発生する。この場合初期含水比が下流側程大きいという分布特性と拡散項の効果によつて表層は下流側から飽和され、降雨が続けば表面流発生領域は斜面下流端から上流端に向かつて進行することになる。このことは、実験 A, B および C の各実験を通じて明瞭に観察された。

そこで、まず下流端における表面流発生時刻 t_{sa} と降雨強度との関係について検討しよう。 t_{sa} は (23) 式から

$$t_{sa} = t_{ia} + \frac{(r - \alpha)D}{r} \dots\dots\dots(24)$$

で与えられる。これから、 t_{sa} は初期含水比 W_{ia} と残留空気部の指標 α の影響をうけることがわかるが、本実験解析においては、 W_{ia} は各実験の各ケースを通じてあまり大きな差異がなく、また前節で述べたように α は降雨強度に無関係であるから、 W_{ia} および α としては平均的な値を用いて差し支えない。

こうして算出した結果を実験 C の実験値と比較したものが Fig. 14 であつて、比較的よく一致しており表面流発生時刻は降雨強度に反比例することがわかる。

表面流発生領域は上流側に向かつて進行し、降雨強度が一定で継続する場合には、表面流が発生していない領域への降雨の浸透、表層からの流出さらには後に述べるような表面流発生領域での表層から表層表面への浸出との連続条件によつて支配される地点で停止する。その進行過程を表面流発生領域で浸出がないものとして考察してみよう。一般にはこうした取り扱いが許されないが、本実験のような場合には、斜面長が短かくまた後述するように降雨強度に比して浸出強度が小さい

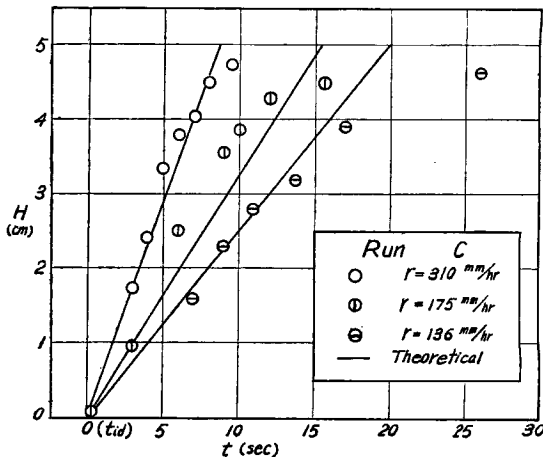


Fig. 13 Relation between change of water profile H and rainfall, in the case of Run C

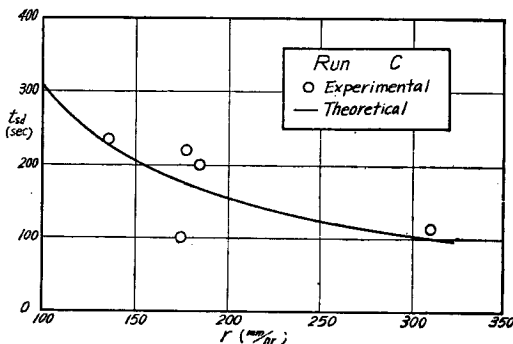


Fig. 14 Relation between occurrence time t_{sa} of surface flow at down stream end and rainfall intensity r , in the case of Run C

から浸出現象を無視できる。

側方流れの水面 H は (23) 式のように表わされるが、(19) 式からわかるように t_{ix} と x が一次の関係があることから、各時刻における H の場所的な勾配は時間に無関係である。また、表層表面付近では残留空気部の指標 α が急激に減少して 0 に近づき、その減少の時間的過程は Fig. 10 に示すように側方流れ発生時刻を規準にとると各地点で同一と考えてよい。以上の考察と $\alpha=0$ とした表層表面付近での水面移動の関係から、表面流発生領域の上流側への進行速度 $d(-\xi_0)/dt$ は近似的に

$$\frac{d(-\xi_0)}{dt} = \frac{r}{\gamma \cdot \tan \theta'} \dots \dots \dots (25)$$

で与えられる。ここに、 ξ_0 は斜面の上流端から表面流発生領域までの距離、 θ' は表層内側方流れの水面が表層表面と交わる角度である。

上式から、表面流発生時刻の停止する時刻 t_{su} は

$$t_{su} = t_{sd} + \frac{\gamma L_e \tan \theta'}{r} \dots \dots \dots (26)$$

で表わされる。ここに、 L_e は連続条件によつて決まる t_{su} 時刻の表面流発生領域であつて、

$$L_e = L - mq_{tm}/r \dots \dots \dots (27)$$

で与えられる。Fig. 15 は、 t_{su} と r との関係を示したものであるが、これから上述の考察がほぼ妥当であることがわかる。

ところで、上述の考察は実山地山腹斜面の表層に比して有効空隙率が小さくて残留空気部の指標 α の効果が大きいと考えられる砂層の場合についてのものがある。ところが、実山地の表層は砂層に比してかなり porous であつて、空気と水の置換が容易に行なわれると考えられるから、 α はほとんど 0 に等しいであろう。また、実山地では表層の初期含水比 W_i の分布も一様に近いから側方流れ発生時刻の場所的な分布 t_{ix} も一定に近いと考えられる。

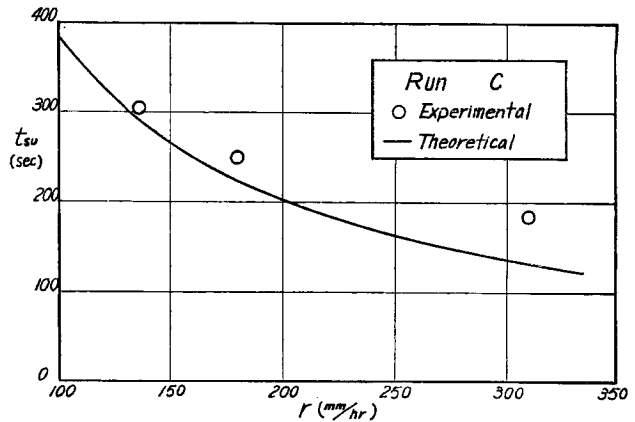


Fig. 15 Relation between rainfall intensity r and the time t_{su} in which occurrence area of surface flow becomes steady state, in the case of Run C

本実験の目的は、実山地表層における雨水流の水利機構の解明にあるのであつて、これまでかなり詳細に砂層での雨水流の機構について検討してきた理由も、一に、 α および W_{ix} の効果が大きく入ってくるために極めて複雑とある砂層表層における雨水流の水利機構を解明できれば、砂層表層より単純な実山地表層の雨水流の機構を容易に把握できると考えたからである。

より複雑な現象の機構からより単純な現象への論理の一般化は、複雑な現象の諸因子の意義あるいは効果が明確である限り常に正しいであろう。前述したところからわかるとおり、砂層と山地表層における雨水流の機構の相違は、主として α および W_{ix} にある。本研究では、こうした因子のもつ雨水流への効果に

ついてかなり明確にすることができた。この結果から、実山地表層での水理機構は砂層での水理機構の因子から α および W_{iz} を無視することによって表現できると考えられる。その関係が 2.(3) に示した表面流発生領域の変化過程を表わす指標 ξ_0 である。ただし、この関係は 2.(3) で述べたように表層内側方流れの水面が下流側に向かつて正の勾配をもつという仮説にたつていて、この仮説は側方流れの基礎方程式(5)で拡散項を無視し、 $W_{iz}=0$ としたときには成立しないことを指適しておく。

さて、降雨強度一定の場合には、(8)式と(9)式の代りに擾乱部と非擾乱部の水面形の相違を考慮した関係とから、 ξ_0 は

$$\xi_0 = [b_1 + c_1 \{1/a_1 - (t - t_{sa})\} + a_1 c_1 \exp\{-a_1(t - t_{sa})\}] \frac{L}{a_1} \dots\dots\dots(27)$$

で表わされる。ここに $a_1 = (r + r_h)/\gamma D$, $b_1 = (r_h L + q_{im})/\gamma D$, $c_1 = (r^2/\tan \theta' - k r \cdot \sin \theta)/D$ である。降雨が継続すれば、連続条件によつて決まる平衡状態、

$$\xi_0 = L_s = (r_h L + q_{im})/(r + r_h) \dots\dots\dots(28)$$

となる。(27)式で、 ξ_0 が平衡状態になつたときの時刻 t_{su} と表面流の下流端生起時刻 t_{sa} の差 $(t_{su} - t_{sa})$ は表面長が短いときには小さいから、 $\exp\{-a_1(t - t_{sa})\} \approx 1$ の近似ができる。この場合には、

$$\xi_0 = L - \frac{c_1}{a_1} (t - t_a) \dots\dots\dots(29)$$

で表わされることになり、表面流発生領域は時間に比例して増加することがわかる。

また、降雨終了時刻 t_a 以後の ξ_0 は(10)式から

$$\xi_0 = L_s' + (L - L_s') \exp\{-a_2(t - t_e)\} \dots\dots\dots(30)$$

で表わされ、ここに、 $L_s' = (r_h L + q_{im})/r_h$, $a_2 = 2r_h/\gamma D$ であつて、 t_e は表面流発生領域が下流端に到達する時刻である。したがつて、表面流発生領域は、表面流発生領域で浸出現象が生じているときすなわち $r_h > 0$ ときには、指数関数的に減少することになる。砂層の場合には、残留空気が時間とともに減少するために、降雨終了後ただちに表面流が表層内に浸透して消滅し、(30)式の関係は成立しない。

$\alpha = 0$, $W_{iz} = 0$ と考えられる実験 A の場合に、(29)および(30)式の関係を利用して流量曲線を算定した結果を次節で述べるが、計算値と実験値とがほとんど一致している。このことは、(10)式の妥当性を検証していることにならう。また、 $W_{iz} = 0$ と考えられる実験 A の場合においても、表面流発生領域が時間に略比例して上流側に向かつて進行することが明瞭に観察されたことも、(10)式の基礎となつている仮説の正しさの一検証といえよう。

最後に、表面流発生領域における浸出現象について一言しておく。側方流れの水面が下流方向に向かつて正の勾配をもち、また表面流発生領域下の表層が飽和されている場合には、表層表面において横方向の圧力成分が生じるから、表層から表層表面への浸出現象がおきるはずである。そこで、この浸出強度 r_h がどの程度かをみるために、表層表面付近における平均流速の水平分値が近似的に平均流速に等しいと考えると、

$$r_h = k \cdot \sin \theta \cdot \tan \theta'$$

となる。この関係は厳密には正しくないが、実験 C の場合に適用すると r_h は 100mm/hr 前後の値となる。実験 A のように表面流発生領域下の表層が飽和されている場合には、(29)および(30)式から、

$$(r_h L + q_{im})r / (r + r_h) q_{im} = \exp\left\{\frac{2r_h}{\gamma D} (t - t_a)\right\}$$

の関係が成立するから、上式と実験値から r_h を算出すると 30~50mm/hr 程度の値となる。表面流発生

領域における浸出あるいは浸透現象は、現象が非定常でしかも流れの場の構造が複雑であるために、その機構を明確に把握することは極度に困難であつて、上述のような単純な考察では不満足であるが、上記した r_h の値は一応の概算値としては妥当であろう。

(5) 表面流の抵抗則について

表層飽和領域では表面流が発生する。洪水のような激しい流出現象では表面流特性がことに重要である。そこでここでは表面流の抵抗則について検討しよう。

表面流の挙動は (15) および (16) 式によつて示されるが、本実験におけるように、降雨強度が一定、表層から下層への浸透能 $i=0$ の場合には、特性曲線

$$x - \xi_0 = \frac{1}{pK} \int_{\tau}^t \left\{ \left\{ \frac{(r+r_h)(s-\tau)}{K} \right\} + q(\xi_0, \tau) \right\}^{1/p-1} ds \dots\dots\dots(31)$$

の上で、表面流の流量 q_s が

$$\left. \begin{aligned} q_s &= \left\{ \frac{(r+r_h)(t-\tau)}{K} + q(\xi_0, \tau) \right\}^{1/p-1} \dots\dots\dots(32) \\ q_s &= (r+r_h)(x-\xi_0) + q(\xi_0, \tau) \end{aligned} \right\}$$

で与えられる。 ξ_0 は、前節で述べたように表面流の発生領域を示す指標であつて、表面流が下流端から発生し、定常点まで到達する過程は

$$\xi_0 = \left\{ L - \frac{c_1}{a_1} (\tau - t_{sa}) \right\} \dots\dots\dots(33)$$

で表わされ、また降雨終了後は、

$$\xi_0 = L_s' + (L - L_s') \exp\{-a_2(\tau - t_0)\} \dots\dots\dots(34)$$

で表わされる。

以上の関係から、表面流の挙動を特性面で説明したものが Fig. 16 および Fig. 17 である。

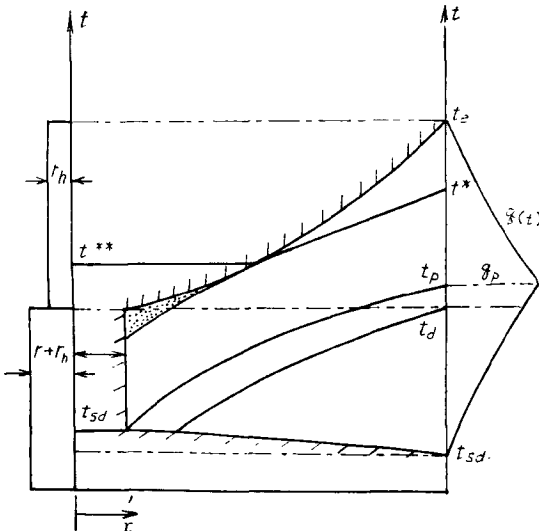


Fig. 16 Schematic diagram illustrating the propagation of surface flow in steady state

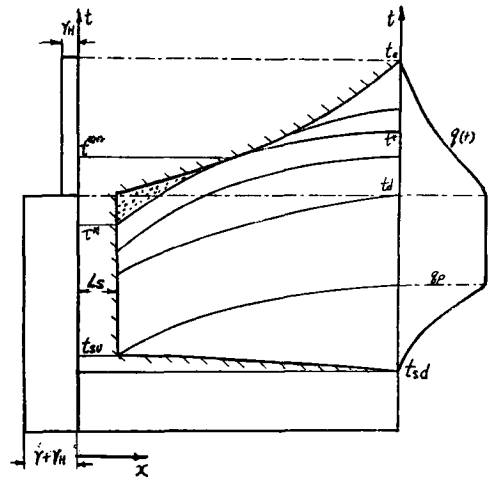


Fig. 17 Schematic diagram illustrating the propagation of surface flow in unsteady state

Fig. 16 は、降雨継続時間中に、表面流発生領域最上流端からの擾乱が下流端に到達する場合のものであつて、これを定常状態と名づける。Fig. 17 は、降雨継続時間中に最上流端からの擾乱が下流端に到達しない非定常状態の場合を示したもので、この場合には、定常状態とちがつてピークは継続しない。

(31), (32), (33) および (34) 式において、 K 値以外の未知量は境界あるいは初期の流量 $q(\xi_0, \tau)$ である。 $t_s < t \leq t_a$ の区間では、 $q(\xi_0, \tau) = 0$ であることは容易にわかるから、 $t_a < t \leq t_e$ の区間についてのみ考えればよい。この区間では、表面流発生領域は (34) 式に従つて指数関数的に減少する。すなわち、表面流発生点は時間とともに下流側に向かつて移動していく。したがつて、 $\tau < t_a$ のある時刻に、表面流発生点から出発した表面流の擾乱が表面流発生点の下流側への移動に追いつかれた場合にはその部分の表面流は表層内に浸透してしまう。これを特性面を用いて説明しよう。(31) 式からただちにわかるように、表層表面への雨水の供給がある場合には、表面流の特性曲線が x 軸に対して凹であるのに反して、表面流発生領域の移動を表わす $\xi_0 \sim t$ 動曲線は x 軸に対して凸である。したがつて、本実験のように降雨強度が一定である場合には、 $\xi_0 \sim t$ 曲線と接する $\tau < t_a$ から出発した特性曲線はただ一つしかない。それを $\tau^* \sim t^*$ 曲線とする。 $\tau^* < \tau < t_a$ から出発した特性曲線が、 $\xi_0 \sim t$ に到達したときの速度 dx/dt は表面流発生点の移動速度 $d\xi_0/dt$ より小さいから、この区間から出発した表面流は表層内に浸透することになり、図で黒点をうつつある領域の表面流はある時刻以後には消滅することになる。 $\tau^* \sim t^*$ 曲線と $\xi_0 \sim t$ 曲線との接する時刻を t^{**} とすると、 $t^{**} \leq \tau < t_e$ から出発する特性曲線は、 $\xi_0 \sim t$ 曲線と同一の勾配をもつことを証明することができ、

$$(dx/dt)_{t=\tau} = (d\xi_0/dt)_{t=\tau} \dots \dots \dots (35)$$

の関係が成立する。この関係と (31) および (34) 式から、 $t^{**} \leq t < t_e$ 区間の ξ_0 から擾乱が出発する際には

$$q(\xi_0, \tau) = \{pKa_2(L_s' - L)\}^{1/1-p} \exp\left\{-\frac{a_2}{1-p}(\tau - t_e)\right\} \dots \dots \dots (36)$$

の初期流量をもつことがわかる。

以上で抵抗以外の因子はすべて既知量とすることができたから、Fig. 16 および Fig. 17 の各時間区間における K 値の計算式を以下のように与えることができる。

- (1) $t_s < t \leq t_p$ (定常), $t_s < t \leq t_a$ (非定常)

$$K = (r + r_h) \left\{ (t - t_{sa}) - \frac{a_1}{c_1} (L - \xi_0) \right\} / q_s^p \dots \dots \dots (37)$$

- (2) $t_a < t \leq t_p$ (非定常)

$$K = \left[(r + r_h) \left\{ (t_a - t_{sa}) - \frac{a_1}{c_1} (L - L_s) \right\} + r_h \{ (t - t_a) \} \right] / q_s^p \dots \dots \dots (38)$$

- (3) $t_a < t \leq t^{**}$ (定常), $t_p < t \leq t^*$ (非定常)

$$K = \frac{r_h(t - t_a)}{q_s^p - \left[\{q_s - r_h(L - L_s)\} \cdot \frac{(r + r_h)}{r} \right]^p} \dots \dots \dots (39)$$

- (4) $t^* < t \leq t_e$ (定常), $t^* < t \leq t_e$ (非定常)

$$K = \frac{\{q_s - r_h(L - \xi_0)\}^{1-p} \exp\{a_2(\tau - t_e)\}}{pa_2(L_s' - L)} \dots \dots \dots (40)$$

ここに、

$$\tau = t_0 + \log_e \left\{ 1 + \frac{q_s - r_h(L - \xi_0)}{r_h(L - L_0')} \right\}^{-1/a_2}$$

$$\xi_0 = \frac{L - \left\{ q_s - \left\{ \frac{K}{r_h} q_s^n - (\tau - t) \right\} \right\}^{1/n}}{r_h}$$

以上の計算式を実験データから、実験 A の場合について流れが Manning の抵抗則に従うとした場合の K 値と q_s との関係を算出した一例を、Fig. 18 に示した。同様な方法で、実験 B-a および B-b の場合についての K 値と q_s の関係を算出したものが、Fig. 19 および Fig. 20 であるが、この場合は残留空気部の指標 α の効果が入ってくるために、 ξ_0 としては (25) 式を用いた。また降雨終了後の K 値は、 α の減少によって降雨終了後ただちに表面流が消滅するから算出できない。

図から K 値は q_s によって変化せず、ほぼ一定と考えてよいことがわかる。これは、表面流が乱流があつてしかも Manning の抵抗則が成立することを意味している。 K 値から粗度係数 n の値を算出すると、実験 A では $0.3 \sim 0.4 (\text{m}^{-1/3} \cdot \text{sec})$ 、実験 B-a では $0.02 \sim 0.03 (\text{m}^{-1/3} \cdot \text{sec})$ 、実験 B-b では $0.01 \sim 0.02 (\text{m}^{-1/3} \cdot \text{sec})$ となる。実験 B-a の場合には、過マンガン酸カリを流して平均的な流速を測定したが、それによると平均流速は $30 \sim 40 \text{ cm/sec}$ 程度で、これから得られる n 値と計算から求めた n 値とはほとんど一致する。したがって、上述の計算式から求めた K 値は十分信頼してよいであろう。

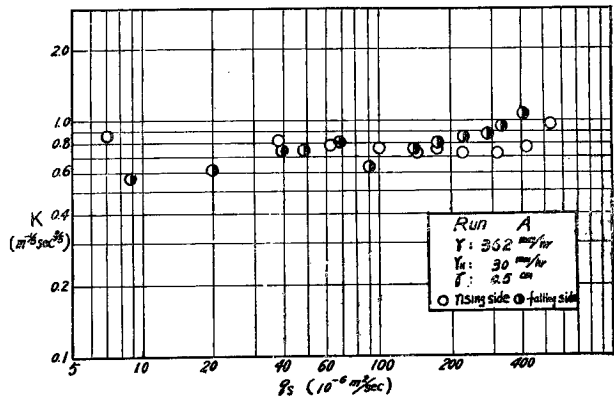


Fig. 18 Relation of K value to discharge of surface flow q_s , in the case of Run A

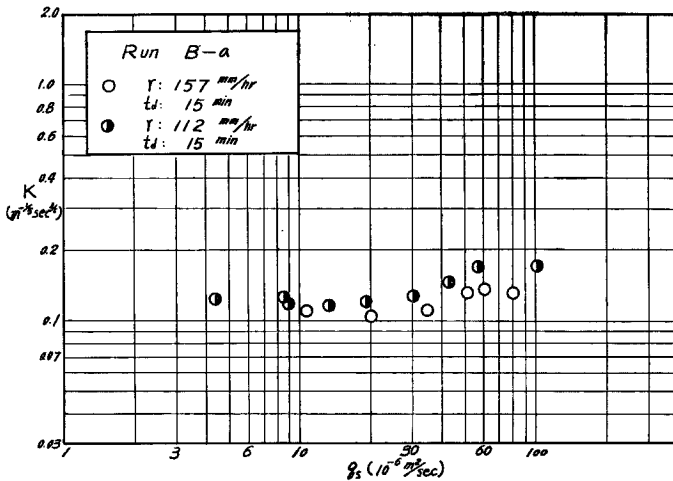


Fig. 19 Relation of K value to discharge of surface flow q_s , in the case of Run B-a

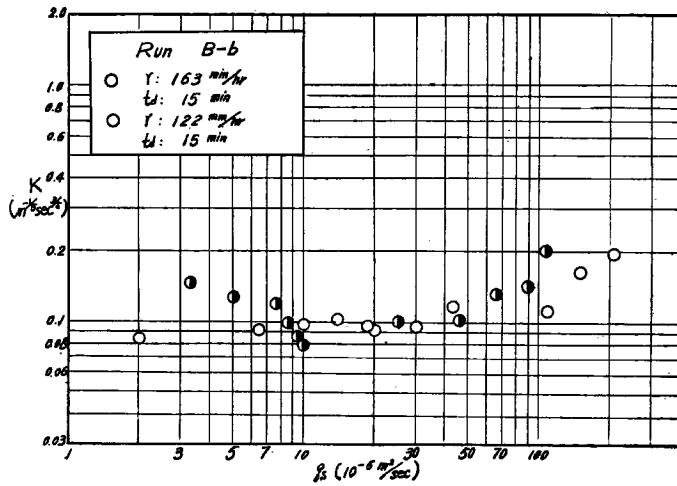


Fig. 20 Relation of K value to discharge of surface flow q_s , in the case of Run B-b

Fig. 21 および Fig. 22 は実験 A の定常, 非定常状態の表面流の流量曲線を, 前述の表面流の発生領域に関する関係, および表面流に関する関係を用いて算出し, 実験値と比較したものであるが両者は極めてよく一致している。また Fig. 23 は実験 B-b の定常状態の場合について同様な検討をしたものであるが, これも計算値と実験値はよく一致している。

実験 A の表層材料はガラスワールであつて, その表面は凹凸が激しく山腹斜面の表層被覆部の表面の状態によくにているが, この場合の n 値は流路における流れの n 値より一桁大きいから, 表層によつて被覆された山腹斜面の抵抗が非常に大きいことになる。また, 実験 B-a, B-b の表層材料は砂であつて, 表層表

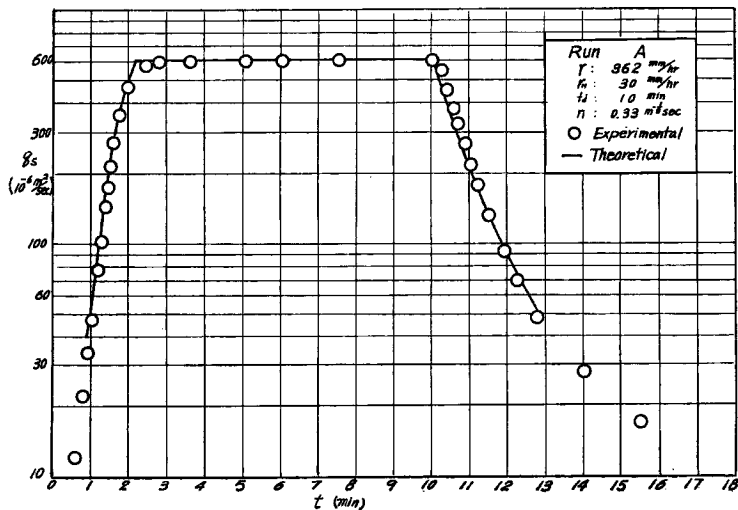


Fig. 21 Comparison of theoretical and experimental discharge curve of Run A in steady state

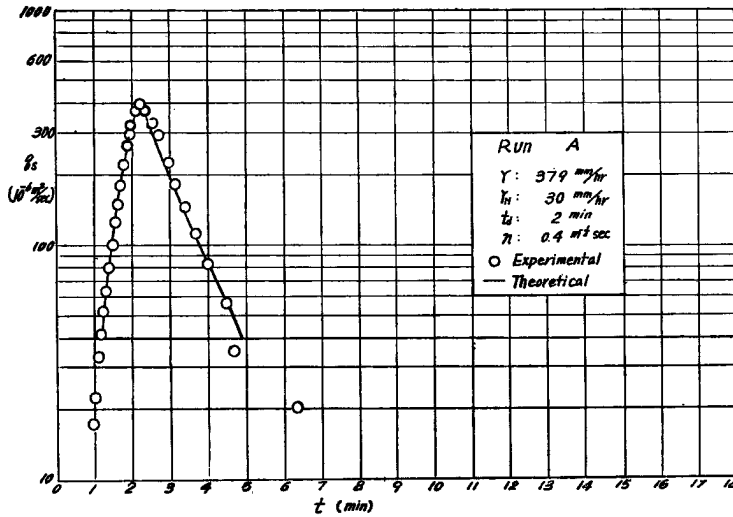


Fig. 22 Comparison of theoretical and experimental discharge curve of Run A in unsteady state

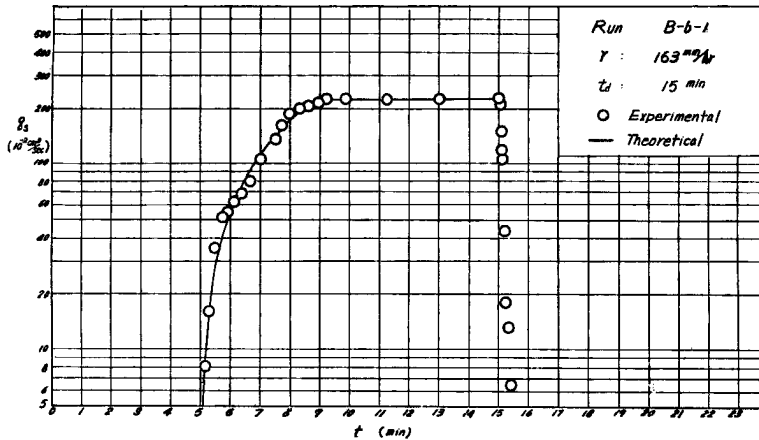


Fig. 23 Comparison of theoretical and experimental discharge curve of Run B-b in steady state

面の状態は実山地における裸地斜面と等しいと考えてよい。したがって、実験 B-a, B-b の n 値が実験 A の n 値に比して一桁小さいということは、表層によって被覆されていない裸地斜面の流出が極めて急激であることを意味している。こうした事情は、表層被覆部では表面流の発生領域が変化して、その領域が斜面長より必らず小さいためにますます助長される。

さて、こうした水深の小さい流れについては、従来からかなり検討されている。Horton⁷⁾は、こうした流れは斜面上流部では一般に層流状態であり、下流部にいたつて水深、流速が発達すると乱流状態になると説明し、全体としてみると、この二つの状態が混じつた状態であるとした。そして、こうした流れを *super turbulent flow* と名づけ、実験とを明らかにしている。Izzard⁸⁾ は種々の表面状態の斜面に雨を降らせ

た実験を行なっているが、降雨 (in/hr) と斜面長 (ft) の積が 500 以下では流れが層流状態であると仮定している。これからみると、本実験程度の規模では流れが層流領域にあることになるが、前述したようにわれわれの実験解析によれば、流れは Manning の抵抗則に従って乱流状態にあることになる。

この相違は、Horton あるいは Izzard が、層流状態と乱流状態を限界 Reynolds 数の概念で規定していることによるが、限界 Reynolds 数の概念は本来齊一な場で成立するものであつて、流れの場に凹凸があれば平均流速がいかに小さくても渦乱が生じるから、こうした流れを限界 Reynolds 数の概念で判別することは不適当と考えられる。事実、こうした流れの限界 Reynolds 数については諸説があり、Jeffrey が³¹⁰⁾ Hopf が 300~330、Horton¹⁰⁾ が 550~770 の値を与えていることや、また岩垣¹¹⁾ が勾配と粗度が増加するにしたがつて、限界 Reynolds 数が減少することを実験的に見出していることは、上述の考察を裏付けているものと思われる。

Palmer¹²⁾ は芝地での実験結果から、水深の小さい流速の極めて小さい流れでも Manning の抵抗則に従うことを見出し、 n 値として $0.3 \sim 0.4 (m^{-1/3} \cdot sec)$ を得ているが、この値がわれわれの実験 A の場合の n 値と一致していることは興味深い。

(6) 流出量の低減特性

山地流域における流出量の低減部の性状については、従来から種々の考え方が提案されているが、その根底にあるものは、河川流出現象が指数関数的な減少過程をたどるということである。Barnes の流出成分の分離方法、管原の理論などはいずれもこうした根拠によつてゐる。ところで、このような考え方の理論的根拠は明確を欠いているが、例えば管原のタンクモデルによる流出量の計算などは、Horton に始まるいわゆる貯留法概念から出発している。貯留法的考え方にもとづく計算法は簡単であつて実用性に富む利点があるがその理論的根拠が明確でないために、経験的または仮定として提出された計算式中の常数の物理的意義が明らかでないという重大な欠陥がある。また、流出量の低減部は必ずしも指数関数的でなく、双曲型として説明しようとするものもある。Fig. 24 は、実験 B-b の結果の一例を示したものであつて、対象とした流出成分は表層内側方流れである。

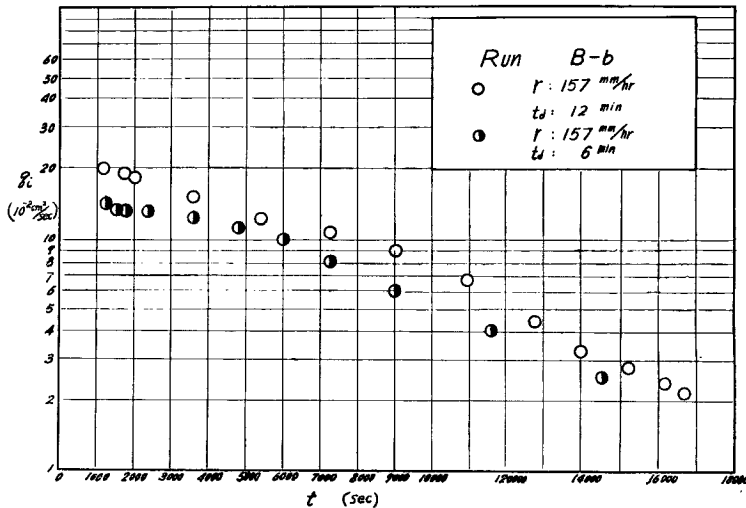


Fig. 24 Recession curve of discharge from surface layer in the case of Run B-b

図は半対数紙上に点描してあるので、指数関数的減少現象であれば一直線上に並ぶはずであるが、比較的単純な斜面構造であるにもかかわらず、必ずしも単純な指数関数的低減特性とはいえないであろう。もつとも、図示した実験 B-b の場合には、4.(3) に述べたように残留空気部の複雑な変化過程の影響がかなり強く入ってくるため一意的な関係を示さないとも考えられる。もしも、表面流発生領域下の表層が飽和されているような場合には、前節に述べた表面流に関する諸関係から、低減部においてとくに重要とみられる区間すなわち中間流出の卓越開始時刻 t^* から中間流出の終了時刻 t_e までの流量曲線 q_s は

$$q_s = q_{tm} \{ 1 + \exp\{-a_2(\tau - t_e)\} \} + (pKa_2q_{tm}/rH)^{1/1-p} \cdot \exp\left\{-\frac{a_2}{1-p}(\tau - t_e)\right\} \dots\dots\dots(41)$$

で表わされる。この関係から、表面流出終了時刻以後の低減曲線は二つの指数関数の合成されたものとなるが、Fig. 21 および Fig. 22 に示したように、表面流発生領域下の表層が飽和されていると考えられる実験 A の場合には、上の関係は実験値とよく一致している。

流量低減部の特性は、降雨条件によつてほとんど左右されない流域特性を代表する重要な水文指標であるから、今後さらに詳細な検討が望まれる。

流出量の低減部を統計力学的に説明しようとした大久保の研究は、非常に複雑な流出現象を解明していく上の一つの興味ある試みである。すなわち、水粒子の運動を偶発関数の一定の和として表現される過程をランダムなスピードで進む現象であるとし、そのときの水粒子が下流端に到達する分布関係が、Polya-Eggenbergerの分布となるから

$$i \cdot q_i / q_{i-1} = a + b(i-1) \dots\dots\dots(42)$$

によつて低減部の特性が示されるといつている。ここに、 i はある適当な基準時間表で時間を除したときの各分割点の番号で、時間の進向方向に増加するようにとつたもの、 q_i, q_{i-1} はそれぞれ i 番目および $i-1$ 番目の時間点における流出量、 a, b は常数である。上式の関係を用いて実験資料を整理したものが Fig. 25 であつて、表面流および表層内の流れがともに、少なくとも Fig. 24 の場合よりも本質的な普遍性をもつ

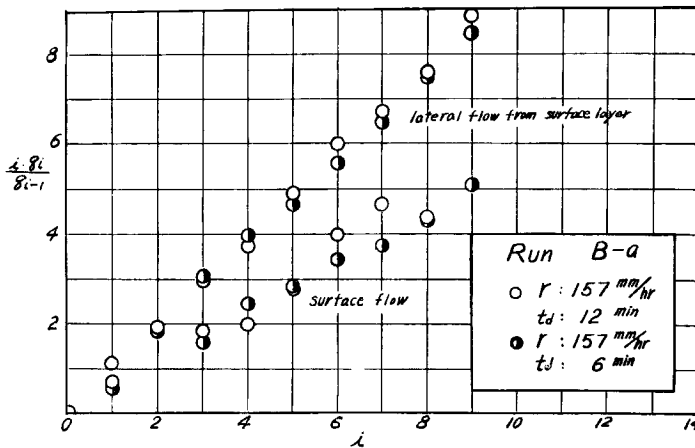


Fig. 25 Application of eq. (42) to recession state of surface flow and lateral flow from surface layer, in the case of Run B-a

ているように思われる。このように、統計力学的な思考を含む考え方は極めて示唆に富むものであり、複雑な水理機構を対象としなければならない雨水流出解明の一つの方途といえよう。

5. 結 び

山地の流出現象は、流れの場が極めて複雑であつて一次元的な解析手段で解明するには限界があり、流出理論の一般化を計るためには方法論的立場からの基本的検討が必要である。しかしながら、いずれの方法論にたつてせよその基礎となるのは、流出現象が力学的現象である以上、局所的な水理機構であることは確かであろう。

そうした意味で、本研究は雨水の流出過程が山腹斜面近傍における局所過程の集団であると考え、山腹斜面構造のモデルを想定して雨水流の水理機構の実験的な解明を計つたものである。しかし、こうして単純化された流れの場においてさえ、雨水流の挙動は非常に複雑であり、また観測の困難さともあいまつて十分意をつくせなかつた点が少なくない。

今後、さらに理論的、実験的な立場から詳細な検討を行なつて現象の完全な把握に努力するとともに、流出過程の一般化に関する方法論的な研究も行なつていくつもりである。

最後に、本研究に当つて終止、御指導、御鞭撻をいただいた京都大学土木教室の石原藤次郎教授、京大防災研究所の岩垣雄一教授ならびに石原安雄助教授に厚く感謝の意を表するとともに、実験に助力していただいた京大土木教室大学院学生、頼干元君に謝意を表する次第である。

参 考 文 献

- 1) 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.
- 2) 岩垣雄一, 高棹琢馬; 降雨および流域特性が流出関係に及ぼす効果について, 京大防災研究所5周年記念論文集, 昭.31.11. pp.
- 3) Lewis, M. R. and Powers, W. L. : Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1938, pp. 334-339.
- 4) Baver, L. D. : Soil Physics, John Wiley and Sons, INC., 1960, pp. 254-257.
- 5) 前出(1)
- 6) Scheidegger, A. E. : The Physics of Flow Through Porous Media, University of Toronto Press, 1960, pp. 61.
- 7) Horton, R. E. : Erosional Development of Streams and their Drainage Basins, Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 56, 1945, pp. 275-370.
- 8) Izzard, C. E. : Hydraulic of runoff from developed surface, Pro. Highway Research Board, Vol. 26, 1946, pp. 129-150.
- 9) Jeffreys, H. : The flow of water in an inclined channel of rectangular section, Phil. Mag. Series. 6, Vol. 49, No. 293, 1925.
- 10) Horton, R. E., Leach, H. R. and Van Vliet, R. : Laminar sheet flow, Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 15, 1934, pp. 393-404.
- 11) 岩垣雄一; 雨水流による地面侵食機構に関する基礎的研究, 昭30, pp. 1-34.
- 12) Palmer, V.J. : Retardance coefficients for low flow in channels lined with vegetation, Trans. Am. Geophys. Union, 1946, pp. 187.