



Title	林地山腹斜面における Subsurface Flowの河道集中特性
Author(s)	石井, 吉之; ISHII, Yoshiyuki
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 53, 1-24
Issue Date	1990-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.53.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14206
Type	departmental bulletin paper
File Information	53_p1-24.pdf



林地山腹斜面における Subsurface Flow の河道集中特性

石井吉之*

国際航業株式会社

(1989年11月24日受理)

Runoff Characteristics of Subsurface Flow from Forested Hillslopes in Headwaters

By Yoshiyuki ISHII*

Kokusai Kogyo Co., Ltd.

(Received November 24, 1989)

Subsurface flows were measured at an experimental plot of forested hillslope in a headwater basin, 0.93 km² in area, in order to examine rapid responses of subsurface flows to rainfall through the soil mantle. Measurements of 13 events of rainstorms show that "overbedrock subsurface flow" is a predominant lateral flow through a permeable layer of the base of soil mantle. A runoff process of the overbedrock subsurface flow is as follows: the rainwater flowing in the base of humus soil percolates partly through the vertical pathways, which deliver the water to the surface of bedrock rapidly; then saturated gravity flow is formed at the base of soil mantle.

The hydrographs of the overbedrock subsurface flow exhibit gradual recession in contrast with steep rising limb. As this characteristics cannot be expressed by applications of Darcy's law, a fine layered structure of hydraulic conductivity is considered about the flow through the permeable layer; resulting from eluviation by overbedrock subsurface flow for long years, a highly permeable layer is formed over less permeable weathered surface of the bedrock. Then, hydraulic conductivity of the whole permeable layer increases with increasing flow depth, because of rising contribution of highly permeable layer. On the basis of above consideration, the kinematic flow approximation which has been used for an expression of non-linearity of the runoff phenomena can be adopted to the flow conforming to Darcy's law. Calculated hydrographs of the flow represent a good agreement with the observed ones. And an optimal value of the exponent p , which relates the flow depth to the discharge of subsurface flow per unit width of the slope, was estimated as nearly 0.6. This fact indicates that the depth of flow is sufficiently thin as compared with the flow width, like a sheet flow through porous media.

Furthermore, calculations of streamflow hydrographs based on the models of simplified rectangular basins show that the quick responses of streamflow to rainfall in the headwater basin is mainly due to the overbedrock subsurface flow.

* 現在, 北海道大学低温科学研究所

* Now with, Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

I. 序 論

降雨や融雪に対する流出応答を河道への集中時間から区分すると、洪水流を形成する早い応答 (quick flow) と無降雨期の維持流量となる遅い応答 (slow flow) とに分けられる。Horton (1933) は地表面からの浸透現象に着目し、浸透能を上回る余剰降雨が地表面流として quick flow を形成し、浸透水が地下水流となって slow flow を形成するという Hortonian overland flow の集中概念を示した。しかし、近年、湿潤森林流域における野外での雨水集中経路の実態観測では、Hortonian overland flow の存在が確認されず、早い流出応答が主として、地下を集中経路とする subsurface flow によってもたらされることが明らかにされてきた (Fletcher et al., 1954 ; Kirkby and Chorley, 1967 ; Troendle, 1971 ; Tanaka et al., 1982 など)。

Subsurface flow については Chorley (1978), Ward (1984), Nakao et al. (1987) によって詳細に論説されているが、気候、植生、地形、地質などの流域特性に応じて多様な道筋をとることが報じられている。Nakao et al. (1987) は、subsurface flow の流出特性が、これらの流域特性の相互影響の結果である山腹斜面の表層土壌 (soil mantle) の構造に密接に関連しているとし、河道への集中機構から、1) 不均質性地下水流 (anisotropic subsurface flow), 2) 飽和地表面流 (saturated overland flow), 3) 均質性地下水流 (homogeneous groundwater flow) の3類型に大別している。

日本の林地山腹斜面は基岩上を層厚 1 ~ 2 m の soil mantle が薄く覆い、subsurface flow の早い流出応答としては、基岩直上の良透水層を通じての不均質性地下水流が最も優勢である。この流れをここでは中尾ほか (1986) と同様に基岩表面地下水流 (overbedrock subsurface flow) と呼ぶ。

従来の流出解析では、降雨から流出に至る雨水集中過程を black box として扱う方法が多く用いられており、唯一集中過程を考慮した方法に kinematic wave 法 (あるいは特性曲線法) があった (末石, 1955 ; 岸・中尾, 1962)。しかし、斜面の流れは地表面流として扱われ集中過程の説明がされていた。

本研究では、流域面積 1 km² 程度の源流域において基岩表面地下水流のような山腹斜面の流れを観測し、その流動特性や河道への集中過程について実態に即した検討を加え、早い流出応答を示す subsurface flow の流出過程を考察する。

II. 山腹斜面実験地における subsurface flow の観測

1. 冷水沢流出実験地の概要

林地山腹斜面における降雨時の早い流出応答を調べるために、北海道札幌市郊外、豊平川上流域の冷水沢川支流を実験地とし、subsurface flow の現地観測を実施した。実験地は札幌市の中心より南西約 21 km に位置し、流域面積は 0.93 km²、山腹斜面の平均勾配は 26°、斜面は石英斑岩の基岩上を層厚 1 m 以下の soil mantle が覆い、森林はエゾマツ、モミ、シラカバ、カエデ、ク

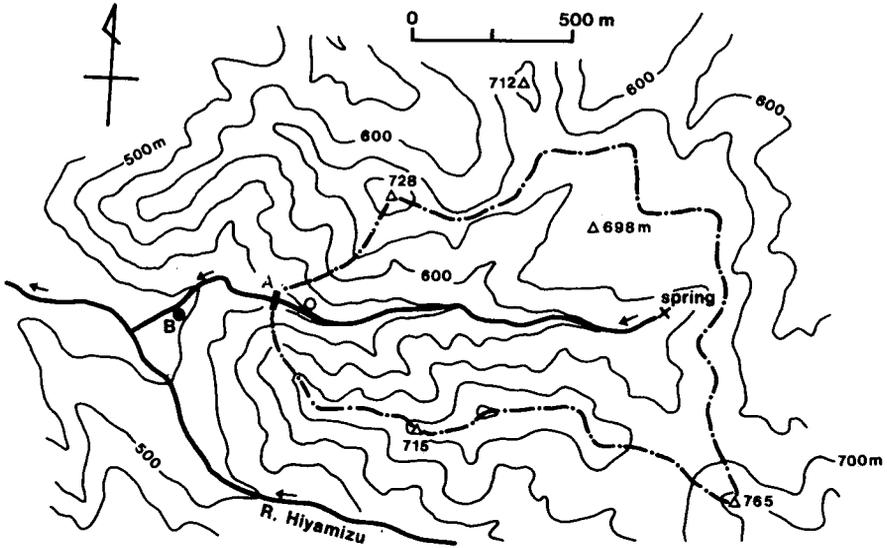


Fig. 1 Topographic map of the Hiyamizu River Basin, the point chain line indicated the divide on measured site of river discharge.

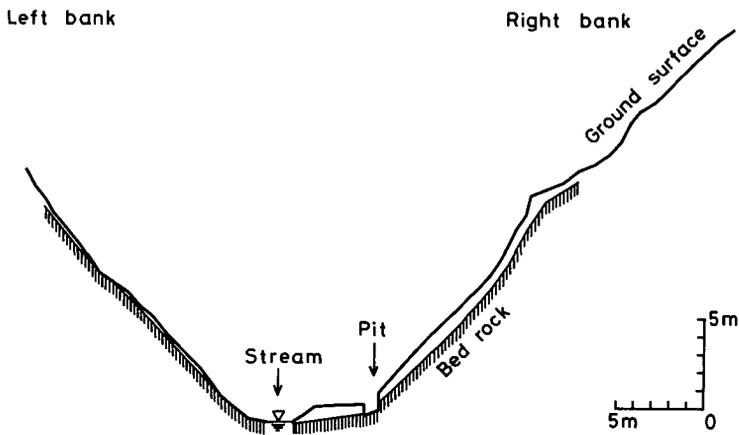


Fig. 2 Cross sectional profile of the valley floor at the experimental hillslope plot.

ルミなどで構成され、下草は主としてクマザサである (Fig. 1).

実験地では、Fig. 1 に示す A 地点の河床に基岩の露出した河道内に減水位計 (池田計器製作所) を設置し、水位流量曲線から河川流量を連続観測した。降水量は、広さ約 500 m² の草地 (B 地点) で転倒樹型自記雨量計によって測定した。

A 地点より約 70 m 上流の山腹斜面末端 (○印地点) では、subsurface flow の流出量を測定するために、幅 1 m、深さ 1 m、奥行き 1.5 m の観測壕を設けた。この斜面の横断形状を Fig. 2 に示すが、斜面長 110 m、斜面勾配 45° の急斜面で、基岩上の soil mantle は表層の薄い腐植層のほ

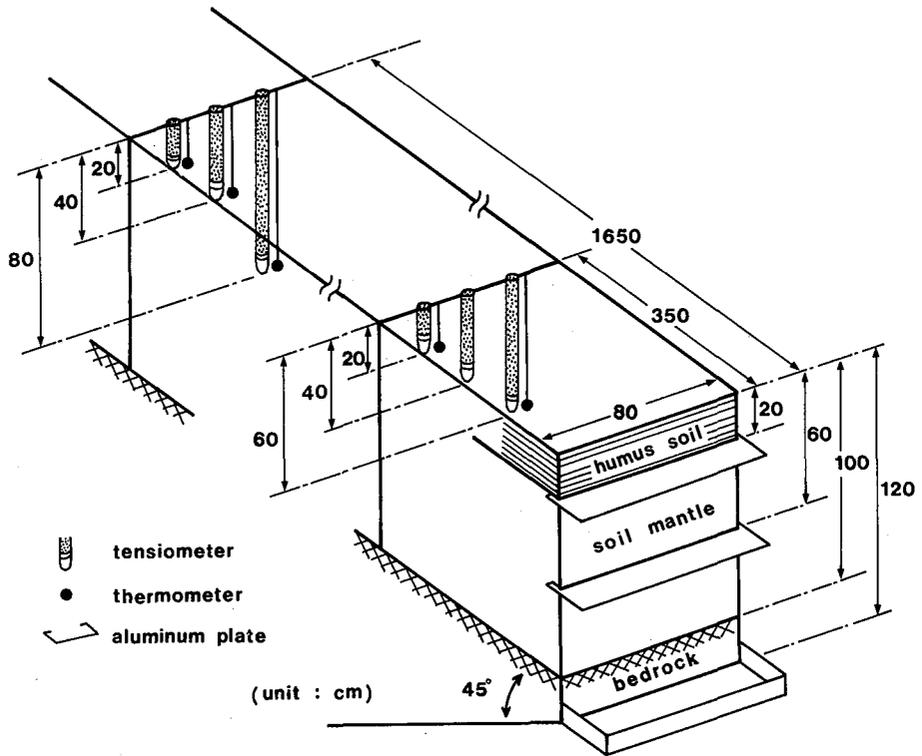


Fig. 3 Schematic diagram of installation of the plot.

かは大部分が角礫を含む崩積土である。観測壕では、地表より腐植層下面までの20 cm深およびsoil mantle中の60 cm深に、幅80 cm、奥行き20 cmのアルミニウム板を約5 cm差し込み、また、基岩を20 cm掘り下げてモルタル貼りの堰を設けた。それぞれの深さから流出するsubsurface flowは塩ビ製樋や堰に集め、ビニール製チューブで3台の転倒樹に導き計測した(Fig. 3)。この研究では、それぞれの深度から流出するsubsurface flowを、地表に近い方から順に表層地下水流、中層地下水流、基岩表面地下水流と呼ぶ。

観測壕より上方3.5 mおよび16.5 mの斜面上には、Fig. 3に配置を示すように tensiometer と地温計を埋設し、浸透水の挙動を調べるとともに、地上1 mの気温を測定した。

観測斜面におけるこれらの測定値は、tensiometer と地温計は早坂理工(株)製のフィールドメモリに、転倒樹は北海道大学理学部附属地震予知地域センターの岡山宗夫氏の助言を受け製作したデジタル電接計にそれぞれ記録し、記録計は北海道大学理学部森谷武男助教授発案の木製格納箱に収納した。

2. Subsurface flow の観測結果

融雪が進み河道を覆った雪庇が融け始めた1985年4月中旬より、10月末までの日降水量と、河川流量、観測壕より上方3.5 mの土壌 suction、基岩表面地下水流量の日平均値を Fig. 4 に示した。融雪出水以後、河川流量はゆるやかに減水し、夏の降雨に対して一時的に増水しても、再び

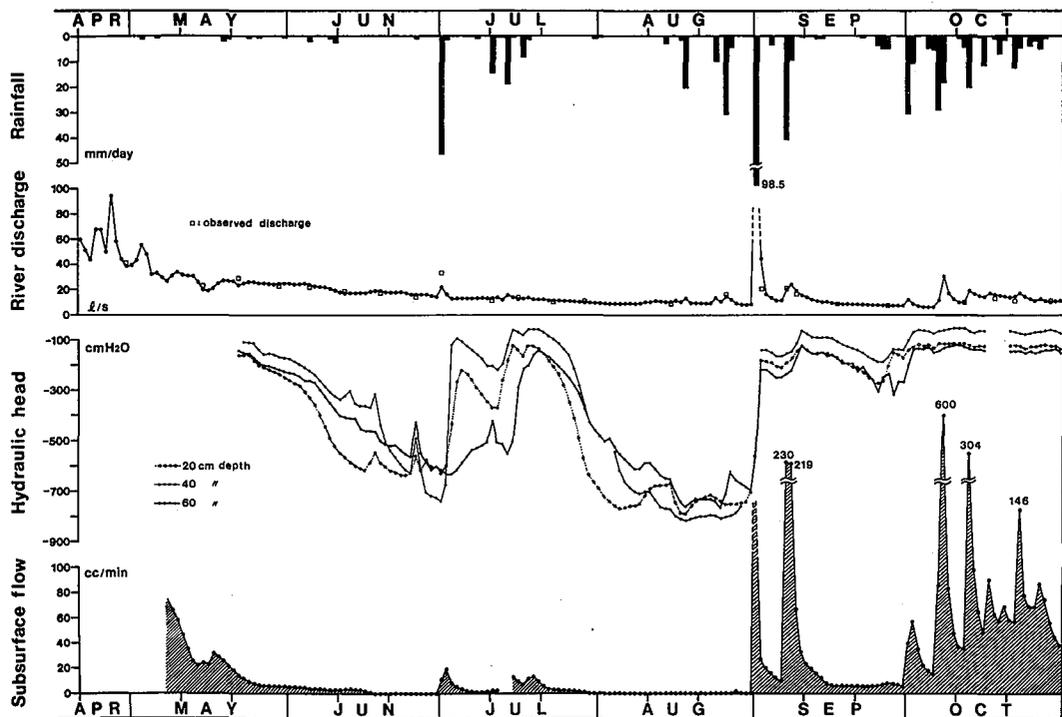


Fig. 4 Seasonal variations of rainfall, river discharge, suction heads of the soil and discharge of the overbedrock subsurface flow during the observation period from April to October, 1985.

降雨以前の減水傾向を辿る。渇水期には基岩表面地下水流の流出がほとんど途絶えることから、無降雨期の河川流量は主として融雪期に貯留された基岩破砕部から流出する slow flow で維持され、基岩表面地下水流を主とする subsurface flow の寄与は少ない。

土壌 suction は、5 月以降、soil mantle の乾燥化に伴って漸増する。7 月前半の降雨に対しては 1~2 日後に負圧が減じ始め、浸透水の緩慢な挙動を表している。1984 年に引き続いて 1985 年も夏に雨が少なかったため、8 月後半には $-700 \sim -800 \text{ cmH}_2\text{O}$ にまで負圧が増し、流域は観測期間中で最も乾燥した。9 月 1 日に台風 8513 号による 98.5 mm の降雨があった後、流域は急速に湿潤化し、降雨に対する基岩表面地下水流の流出率も著しく増加した。

冷水沢は、測水地点の約 1.2 km 上流 (Fig. 1 の × 印地点) の基岩破砕部からの湧水を水源としている。水源から測水地点までの無降雨期の流量変化を Fig. 5 に示した。積雪期

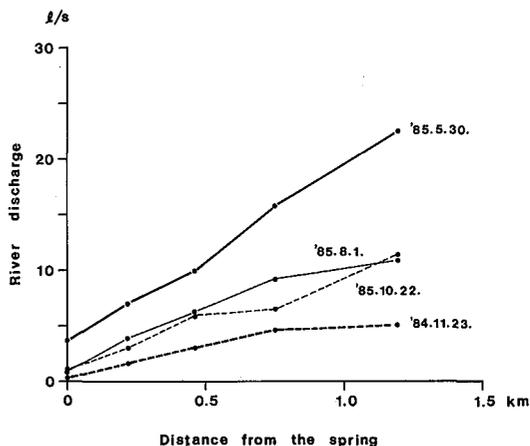


Fig. 5 Longitudinal variations of river discharge in the Hiyamizu River.

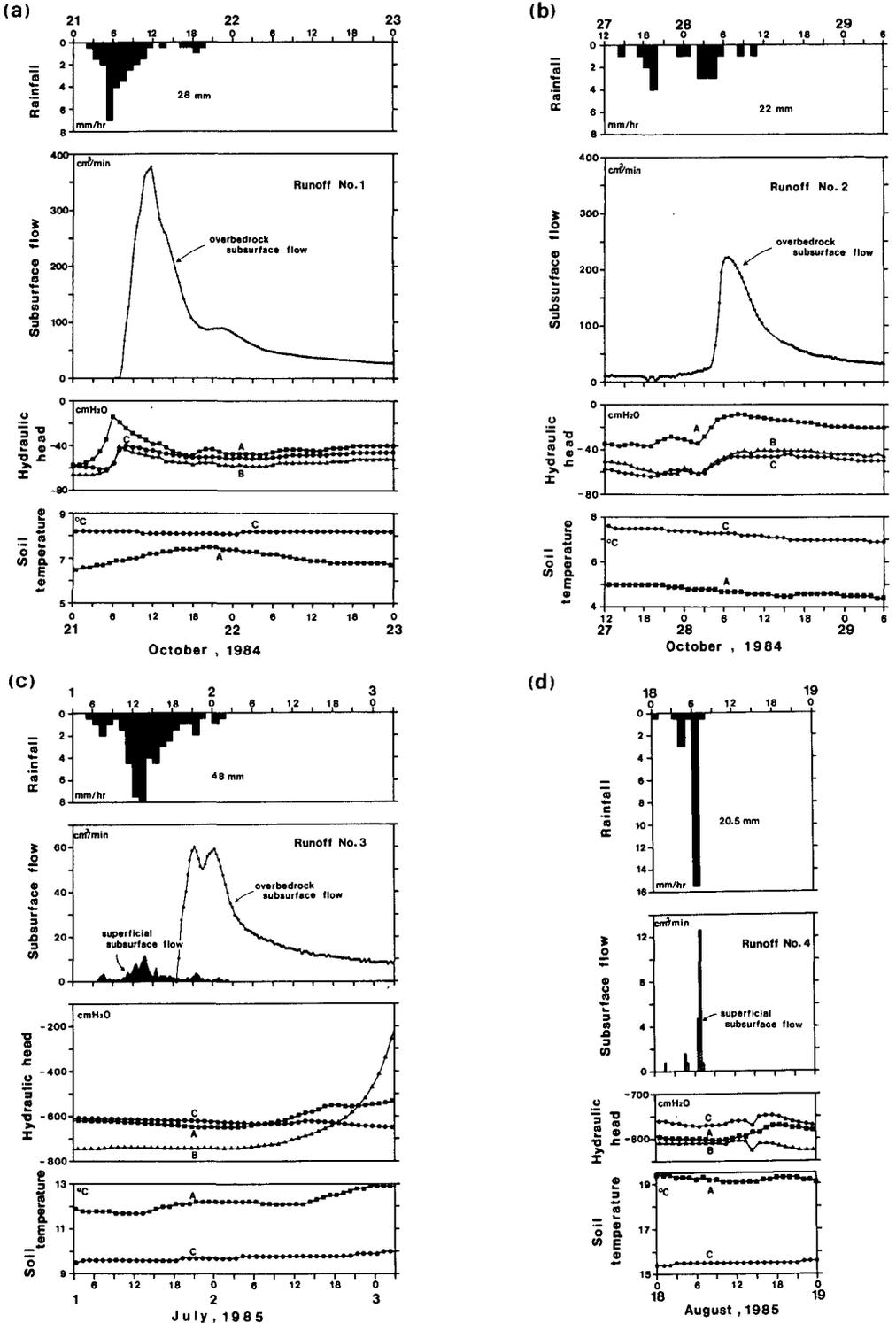


Fig. 6 Quick responses of subsurface flows to rainfall and variations of suction heads and soil temperatures (Runoff No. 1-4).

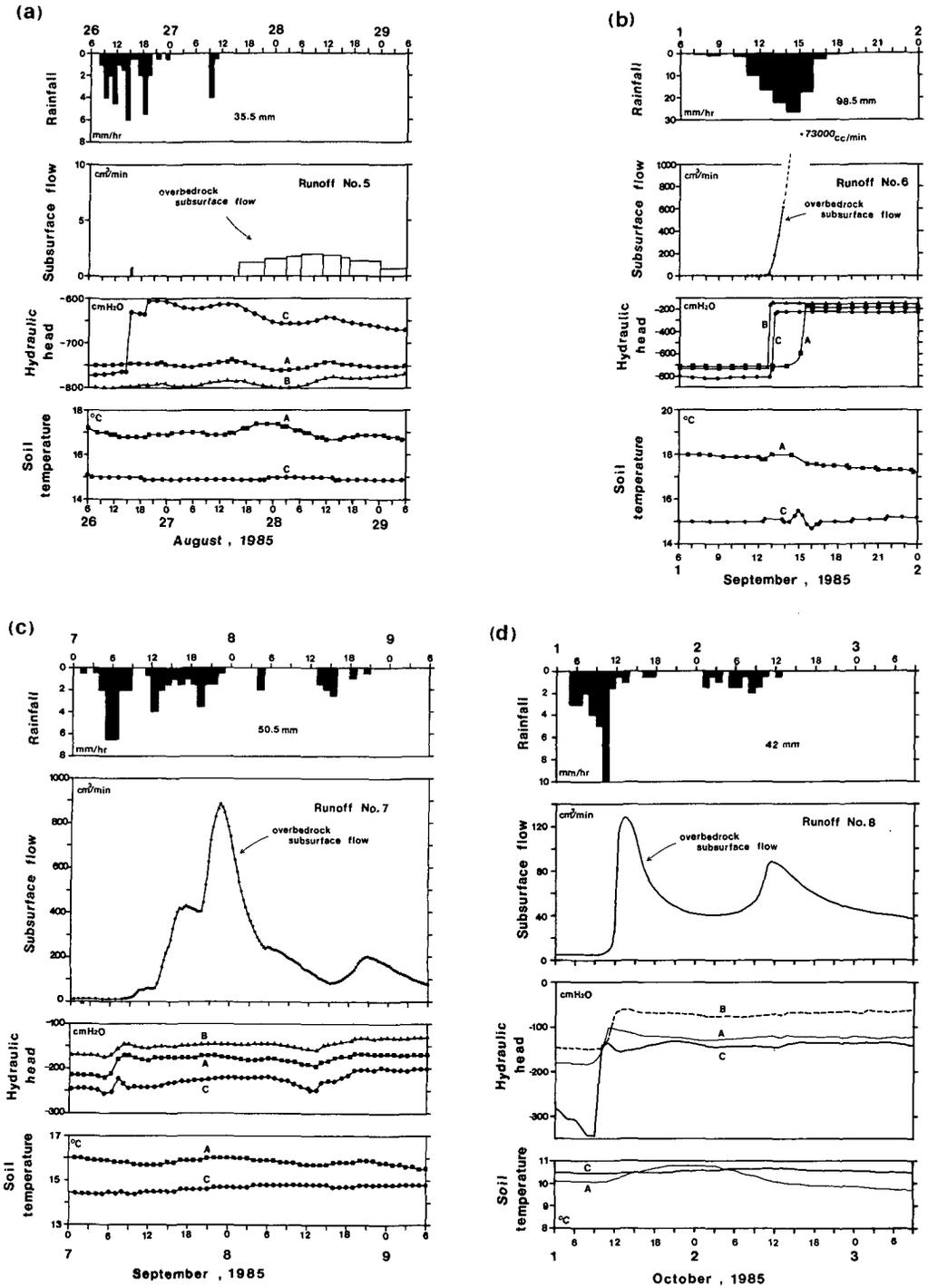


Fig. 7 Quick responses of subsurface flows to rainfall and variations of suction heads and soil temperatures (Runoff No. 5-8).

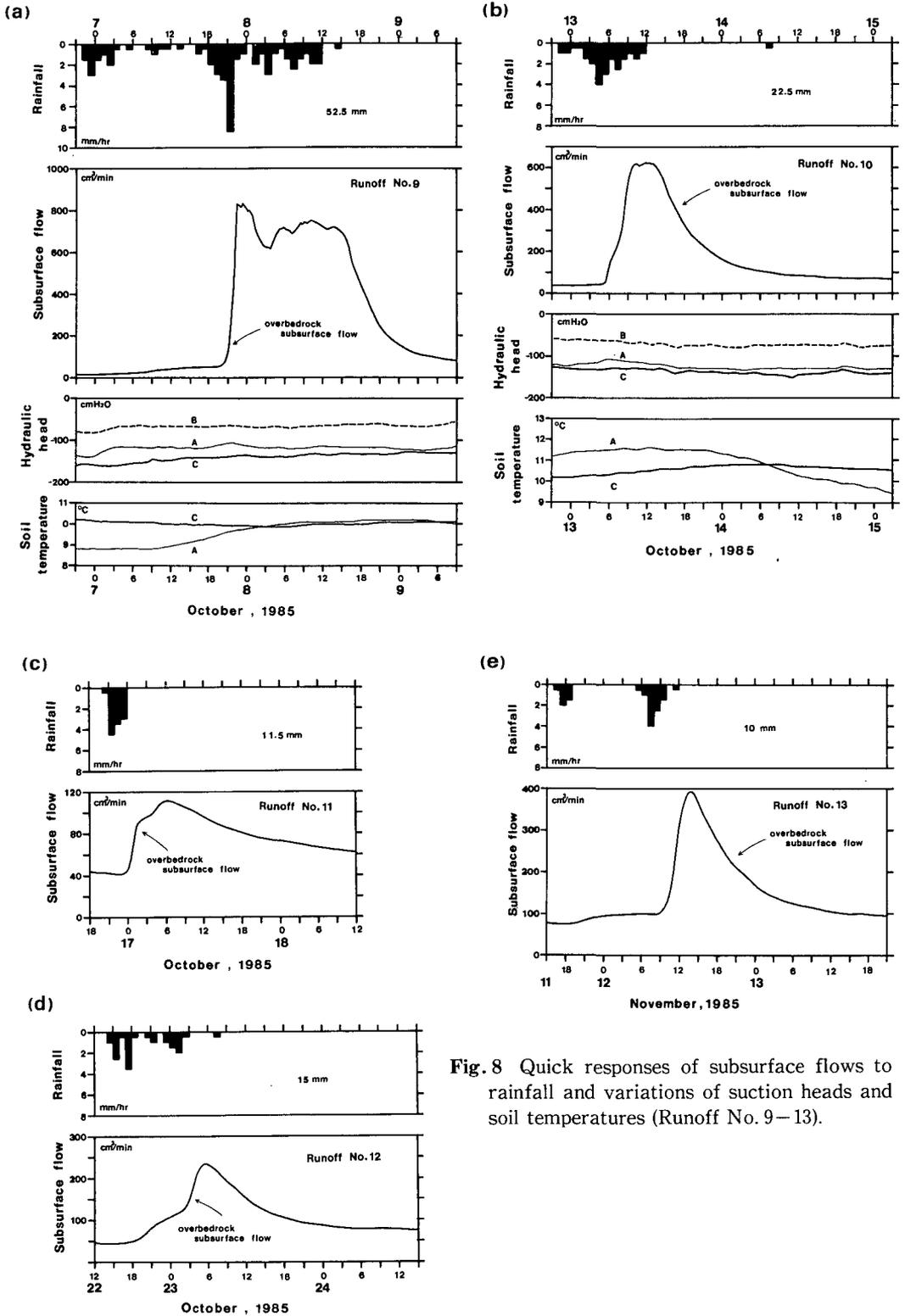


Fig. 8 Quick responses of subsurface flows to rainfall and variations of suction heads and soil temperatures (Runoff No. 9–13).

Table 1. Results of quick responses to rainfall during the observation period from October 1984 to November 1985.

Runoff No.	Rainfall			Subsurface flow				Stream flow			
	Total precipitation	Maximum intensity	Duration	Total outflow	Peak discharge	Runoff ratio	Time lag	Total runoff	Peak discharge	Runoff ratio	Time lag
	mm	mm/hr	hrs.	mm	cm ³ /min	%	hrs.	mm	ℓ/s	%	hrs.
1	28	7	15	2.0	370	7.3	6.2	0.88	35	3.1	3
2	22	4	21	1.1	220	4.9	4.2	0.35	18	1.6	3
3	48	8	21	0.48 (0.03)	60 (11)	1.0	9.7 (0)	1.0	40	2.1	1
4	20.5	15.5	8	0 (0.005)	0 (13)	0	— (0)	0.33	39	1.6	1
5	35.5	6	27	0.04	2.4	0.12	11~12	0.79	26	2.2	1
6	98.5	26.5	11	—	>70×10 ³	—	2.5	—	500~1000	—	2
7	50.5	6.5	44	8.1	880	16.1	3.3	1.8	32	3.6	2.5
8	42	10	32	1.7	130	4.1	3.0	0.79	34	1.9	1.5
9	52.5	8.5	41	11.7	830	22.3	1.5	2.23	42	5.7	2
10	22.5	4	14	4.8	620	21.4	5.7	0.72	23	3.2	4.5
11	11.5	4.5	4	0.93	110	8.1	8.7	0.19	15	1.7	3
12	15	3.5	18	1.8	230	11.8	4.0	0.30	19	2.0	2
13	10	4	6	1.9	390	19.2	6.0	—	—	—	—

(太破線), 融雪期(太実線), 夏の渇水期(細実線)および秋の豊水期(細破線)の流量変化を見ると, いずれの時期も流下に伴いほぼ一様な増加傾向にあり, 基岩破碎部からの slow flow の涵養は河道沿いに著しい差異がない。

実験斜面では, 1984年10月から1985年11月までの期間に13例の storm runoff を捉えることができた。観測した時間雨量, subsurface flow の流出量, 土壌 suction, 地温の経時変化を Fig. 6~Fig. 8 に示した。図中の土壌 suction と地温は観測壕より上方 3.5 m の測定結果で, A は 20 cm 深, B は 40 cm 深, C は 60 cm 深の変化である。また, Runoff No. 11~No. 13 は気温低下による測器不良のため, 時間雨量と subsurface flow 流量についてのみ示した。

Soil mantle が湿潤状態の場合の一例が Runoff No. 1 (Fig. 6a) で, 28 mm の降雨に対して斜面の流れは基岩表面地下水流のみが観測され, peak 流量は 370 cm³/min であった。Hydrograph は, 減水部の変化が増水部に比べてゆるやかなため, peak 時前後で非対称性を示している。土壌 suction は, 基岩表面地下水流の発生に先立ち地表に近い深度から順に負圧が減少し, wetting front の降下を示す。しかし, 地温には wetting front の降下に伴う変化は見られない。

Fig. 6c は乾燥状態での流出例 (Runoff No. 3) で, 斜面では表層地下水流がまず発生し, それより 8 時間遅れて基岩表面地下水流が流出した。流出応答時間の遅れは大きい, Runoff No. 1 と同様にこの例でも基岩表面地下水流が卓越する。しかし, 総雨量 48 mm に対して peak 流量は 60 cm³/min で, 流出率は著しく小さい。土壌 suction は -600 cmH₂O 以上とかなり乾燥しており, wetting front の降下を示す変化は見られなかった。

観測例の中で特異な例が Runoff No. 4 で, 土壌 suction が -800 cmH₂O と極端に乾燥していた時に, 降雨継続時間がわずか 1 時間で 15.5 mm のしゅう雨を記録した。斜面の流れは表層地下

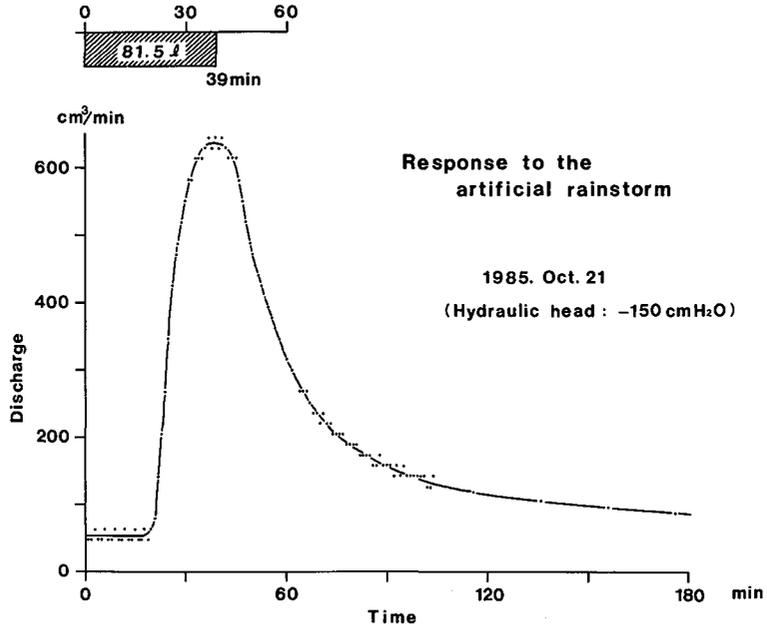


Fig.9 Hydrograph of the subsurface flow in the response to the artificial rainstorm in October 1985.

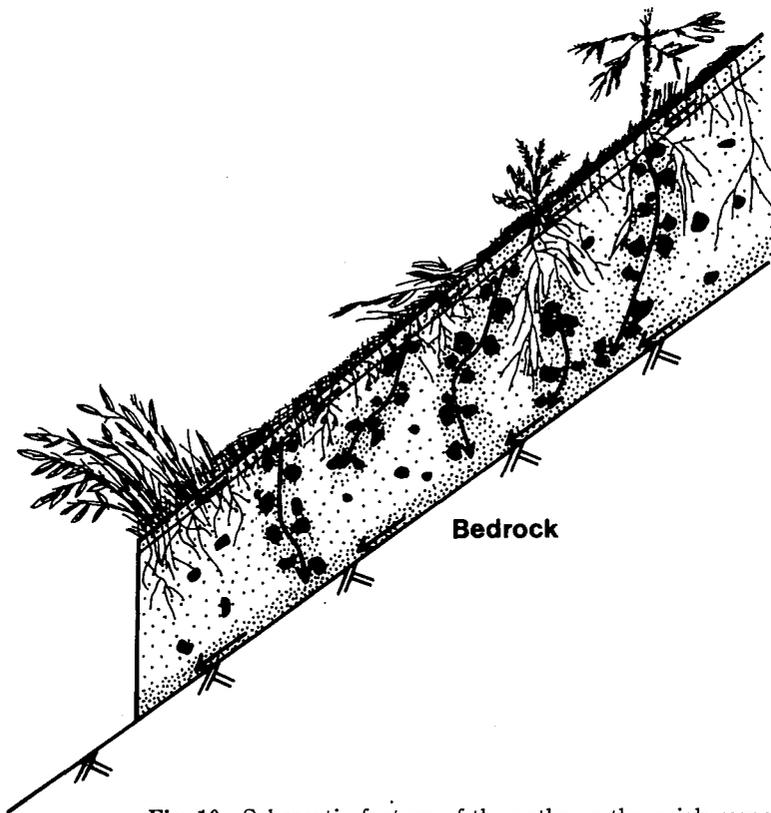


Fig.10 Schematic feature of the paths on the quick response to rainfall.

水流のみが降雨とほぼ同時に観測された (Fig. 6d)。こうした流出が起きた理由は、土壌が極端に乾燥したのでヌレの角が大きく、鉛直方向への浸透が起りにくかったためと考えられる。

降雨に伴う土壌 suction の応答が必ずしも明瞭でないことから、地表面からの浸透水は鉛直方向の短絡経路を通じて素早く基岩表面へ供給されていると考えられるが、土壌が乾燥するほど基岩表面地下水流の流出率が小さくなり、極端に渴くとヌレの角が大きくなるため浸透水が基岩表面まで達しない。このような観測結果から考えると、短絡経路は中空のパイプ状ではなく多孔質で、流れは浸透流の性質をもつと判断される。

13 例の storm runoff の降雨特性と山腹斜面および河川の流出特性をまとめて Table 1 に示した。降雨直前の土壌 suction が $-300 \text{ cmH}_2\text{O}$ 以上を乾燥状態、これ以下を湿潤状態と考えると、Runoff No. 3~5 および No. 8 が乾燥状態の例で、他は湿潤状態の例である。Subsurface flow はほとんどが基岩表面地下水流のみの場合で、特に括弧で示した場合は表層地下水流である。Soil mantle が非常に乾燥した場合に、わずかに表層地下水流が発生しただけで、中層地下水流は全く観測されず、subsurface flow として優勢なのは基岩表面地下水流である。また、基岩表面地下水流の流出は、乾燥状態では流出率が小さく応答時間の遅れが大きくなるのに対し、湿潤状態では流出率が大きく遅れが小さくなるという一般的特徴がある。流出率は subsurface flow に比べ stream flow がかなり小さいが、storm runoff 毎の流出率の変化傾向は乾燥期を除き調和的である。基岩表面地下水流の流出応答時間は河川に比べて大きい。これは流域の一般的な斜面に比べ実験斜面の soil mantle が層厚 1 m で、流域内ではかなり厚い方に属していたことが原因と考えられる。なお、この研究では流出率を、地下を集中経路としながらも早い流出応答を示す subsurface flow の流出高を総雨量で除算した値と定義し、流出高は斜面および河川について次のように求めた。斜面流 hydrograph の減水部を指数曲線で近似し、近似曲線が初期流量値まで減じる点と増水直前の点を直線で結び、この線より上部の実測および近似曲線で囲まれた面積を早い流出の総流出量とした。さらに、観測壕単位幅当り総流出量を斜面水平長で除算し流出高とした。また、河川の hydrograph は、peak 時までには初期流量から水平線を引き、peak 後はこの点から著しく減水傾向の異なる点までを直線で結び、これらの直線より上部の面積を早い流出の総流出量と考え、流域面積で除算し流出高とした。

3. 散水実験

Subsurface flow は、表層地下水流、基岩表面地下水流を問わず多孔質体中を流れているので、Darcy 則に従うと考えられる。そこで、基岩表面の良透水層の透水係数を見積るために、1985 年 10 月に散水実験を実施した。この時の土壌 suction は観測壕の上方 3.5 m の基岩表面で $-150 \text{ cmH}_2\text{O}$ を示し、soil mantle はかなり湿った状態にあった。散水は観測壕の上方 1.8 m の箇所に斜面傾斜方向と垂直に、長さ 90 cm 幅 20 cm にわたり 81.5 l の水を 39 分間与えた。これは降雨強度にして約 700 mm/hr に相当する。

斜面では Fig. 9 のように、散水開始より約 15 分遅れて基岩表面地下水流のみが流出した。Soil mantle 中の短絡経路の浸透時間を考慮しない粗い計算になるが、良透水層内の流下距離を供給の

重心から流出の重心までの時間と斜面勾配の積で除算し、基岩表面の透水係数として 10^{-1} cm/s 程度の値を得た。一方、soil mantleの透水係数は室内試験から 0.6×10^{-3} cm/s と求められ、これに比べると基岩表面は2桁程度透水係数が大きい。

自然降雨および散水実験から明らかとなった基岩表面地下水流の集中過程を、Fig. 10に模式的に表す。地表面から浸透した雨水は、透水性の良い腐植層中を流下する過程で樹根や角礫の集中などによる短絡経路に遭遇し、ここを降下浸透して素早く基岩表面へ到達する。このような浸透水を集めながら、基岩表面地下水流が飽和重力流として河道へ到達する。

III. 基岩表面地下水流の流動特性

1. 流れの基礎方程式

基岩表面地下水流が Darcy 則に従う飽和重力流だと考えると (Fig. 11)、傾斜基岩上の Darcy 則が(1)式で表される。また、斜面の最大傾斜方向の流れが卓越すると考えられるので、現象を一次元で扱い連続の式を(2)式で考える。

$$q = -kh \left(\frac{\partial h}{\partial x} \cos \theta - \sin \theta \right) \quad (1)$$

$$S \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = w \cos \theta \quad (2)$$

ここで、 q は単位幅当りの流量、 k は透水係数、 h は基岩の法線方向にとった水深、 θ は斜面傾斜角、 S は有効空隙率、 w は短絡経路からの浸透涵養量、 x は流下方向を正とみた空間座標、 t は時間である。なお、崩積土と基岩表面近傍とで透水係数が著しく異なるが、短絡経路の存在と薄層の流れであることを考慮し、ここでは基岩表面地下水流を自由水面地下水流と考える。

(1)、(2)式より、Dupuit-Forchheimer の近似に準拠すると、流れの基礎方程式として(3)式を得る (Henderson and Wooding, 1964 ; Childs, 1971)。

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = k \cos \theta \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) - k \sin \theta \frac{\partial h}{\partial x} + w \cos \theta \quad (3)$$

山腹斜面では斜面勾配に比べて水面勾配が著しく小さく、動水勾配はほとんど斜面勾配に等しい。この場合、Darcy 則は、

$$q = kh \sin \theta \quad (4)$$

で表され、(4)および(2)式より kinematic wave 解が得られる。そこで、kinematic wave 解が(3)式の近似解として十分に適切であるかどうかを検討した。

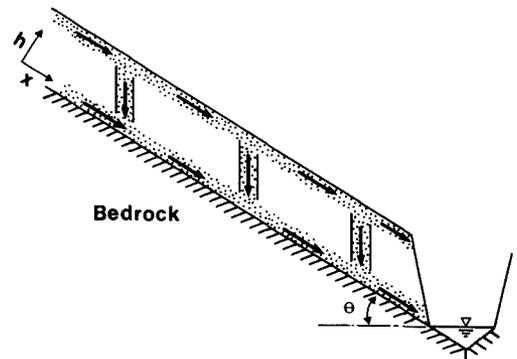


Fig. 11 Schematic model on the runoff process of the overbedrock subsurface flow.

簡単にするため、(3)式を(5)式に、(4)および(2)式を(6)式のように無次元化し、(5)式の差分法による解と、(6)式の kinematic wave 解を比較した。

$$\frac{\partial H}{\partial T} = \frac{\partial}{\partial X} \left(H \frac{\partial H}{\partial X} \right) - 2 \frac{\partial H}{\partial X} + \lambda \tag{5}$$

$$\begin{cases} Q = 2H \\ \frac{\partial H}{\partial T} + \frac{\partial Q}{\partial X} = \lambda \end{cases} \tag{6}$$

ここで、 X 、 H 、 λ 、 Q はそれぞれ(7)式のような無次元変数、 L は斜面長である。

$$\begin{cases} X = x/L \\ H = 2h/(L \tan \theta) \\ \lambda = 4w \cos \theta / (k \sin^2 \theta) \\ Q = 4q \cos \theta / (k L \sin^2 \theta) \end{cases} \tag{7}$$

また、(5)式の初期条件と境界条件は(8)式で与えた。

$$\begin{cases} H(X, 0) = 0, T = 0 \\ H(0, T) = 0, T > 0 \\ H(1, T) = 0, T > 0 \end{cases} \tag{8}$$

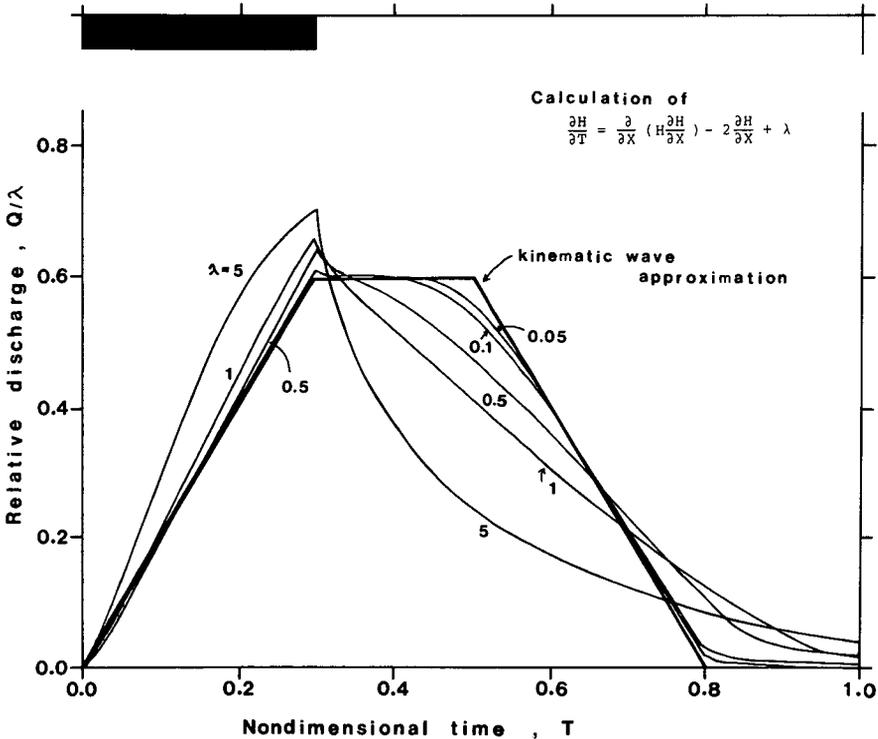


Fig. 12 Comparison of hydrographs calculated from Eqs. (5) and (6).

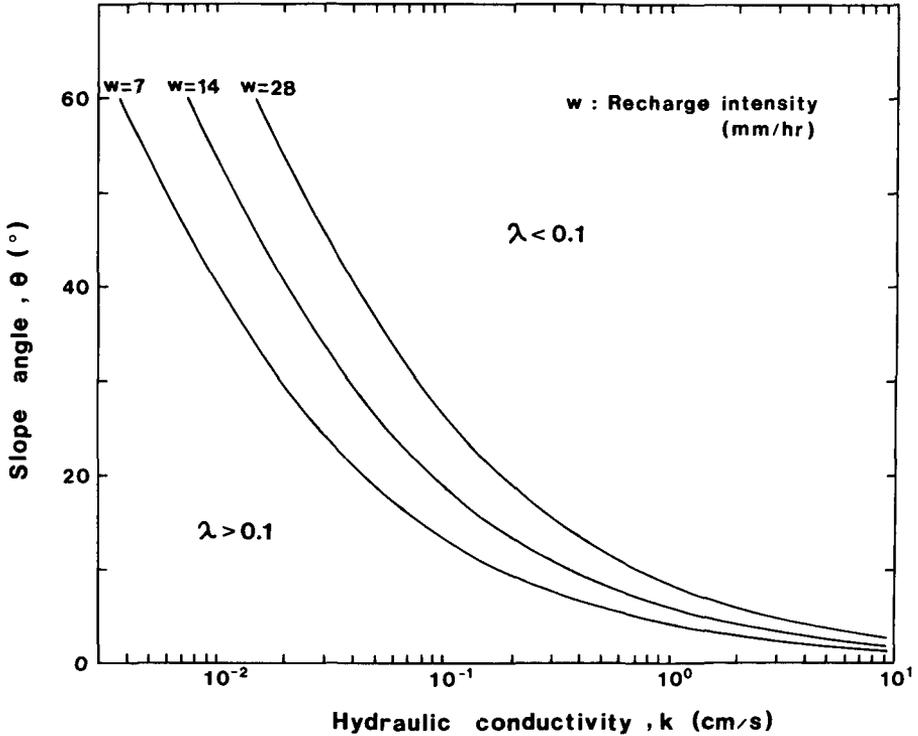


Fig. 13 Relations of slope angle to hydraulic conductivity for different values of recharge intensity, each line indicated the case of $\lambda = 0.1$ in Eq. (7).

ある期間 ($T=0.3$), 一定量の涵養 (λ) があつた場合の計算結果が Fig. 12 で, 太線が kinematic wave 解, 細線がそれぞれ $\lambda=0.05, 0.1, 0.5, 1, 5$ の場合の(5)式の解である. これらと比較すると, 無次元涵養量 λ が 0.1 以下であれば十分に近似が成り立つと判断される. (7)式を用いて, 涵養量 $w=7, 14, 28$ mm/hr の場合の $\lambda=1$ となる透水係数 (k) と斜面傾斜角 (θ) の関係を Fig. 13 に示すが, 近似が成り立ちにくくなるのは斜面傾斜角や透水係数が小さい場合か, あるいは涵養量が大きい場合である. 実験斜面は $\theta=45^\circ, k=10^{-1}$ cm/s であるため, 10 mm/hr 以上の涵養があつても十分近似が成り立つ. したがつて以後は, 基岩表面地下水流の流出を kinematic wave とみて扱う.

ところで, 基岩表面地下水流の hydrograph には, 減水部の変化が増水部に比べてゆるやかであるという, 非対称性の特徴があつた. しかし, 基礎方程式を(4)および(2)式で与えると,

$$\text{特性曲線 } \frac{dx}{dt} = \frac{k \sin \theta}{S} \text{ の上で, } \frac{dh}{dt} = \frac{w \cos \theta}{S} \quad (9)$$

となり, 波動の伝播速度 dx/dt が水深により変化せず一定値になる. このため, 計算から求まる hydrograph は対称形となり, 実態に即さない (Fig. 14a).

一方, 従来の kinematic wave 法では, 流路の流れを疑似等流と仮定し, 運動および連続の式が次式で表されていた.

$$A = KQ^p \tag{10}$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \tag{11}$$

ただし、 A は流路の断面積、 Q は流量、 q は単位流路長当りの横流入量である。流れが Manning 則に従うとすれば、 K および p は、

$$\begin{cases} K = [n' / \{K_1^{2/3} (\sin \theta)'^{1/2}\}]^p \\ p = 3 / (3 + 2z) \end{cases} \tag{12}$$

となる。ここに、 n' は流路の粗度係数、 $\sin \theta'$ は流路の勾配、 K_1 および z は流路の径深 R と断面積 A の関係を示す常数で、

$$R = K_1 A^z \tag{13}$$

から定まる値である。例えば広幅矩形断面の流路では、 $K_1 = 1/b$ (b ; 河幅)、 $z = 1$ である。

さらに、山腹斜面上の流れは地表面流と考え、

(10), (11)式において横流入量 q を有効雨量 w に、流路の流量 Q を q に置き換えていた。薄層流を想定して単位幅流路で考えると、 $R = h = A$ となるので、(13)式において $K_1 = 1$ 、 $z = 1$ となり(12)式は、

$$\begin{cases} K = (n/\sqrt{\sin \theta})^p \\ p = 0.6 \end{cases} \tag{14}$$

で表される。ここに、 n は斜面の粗度係数、 $\sin \theta$ は斜面勾配である。(10), (11)式より、

$$\text{特性曲線 } \frac{dx}{dt} = \frac{q^{1-p}}{pK} \text{ の上で, } \frac{dq}{dt} = \frac{w}{pKq^{p-1}} \cos \theta \tag{15}$$

となる。波動の伝播速度 dx/dt は q が h の関数であるから水深 h により変化し、Fig. 14b のように計算から求める hydrograph は非対称形となる。しかし、実際の斜面の流れは地表面流として集中するのでなく、多孔質体中を通して集中しているので、Manning 則を用いるのでは実態に即していない。

そこで、流れが Darcy 則に従い、しかも、hydrograph が指数関数的に減水する機構を次に検討する。

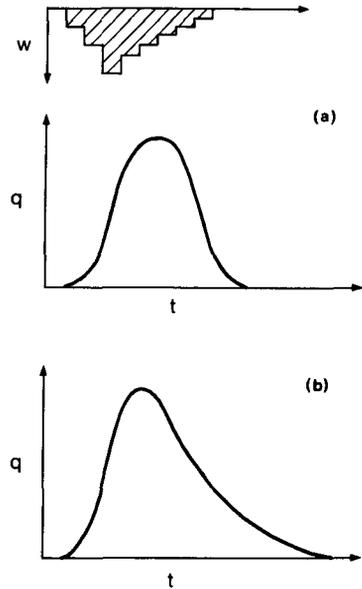


Fig. 14 Illustrative comparison of calculated hydrographs conforming to Darcy's law (a) and Manning's equation (b).

新鮮な基岩表面は凍結融解などの機械的風化作用によって破碎が進む。さらに、破片化によって化学的風化が促進され、破片化した岩砕を風化粘土が充填する。基岩表面に集中して流れる基岩表面地下水流は、岩砕層の風化粘土や角礫交じりの崩積土層中の粘土質細粒子を長年月にわたって洗い流す。その結果、岩砕層に比較して透水性に富む崩積土下層の薄層が生じる。

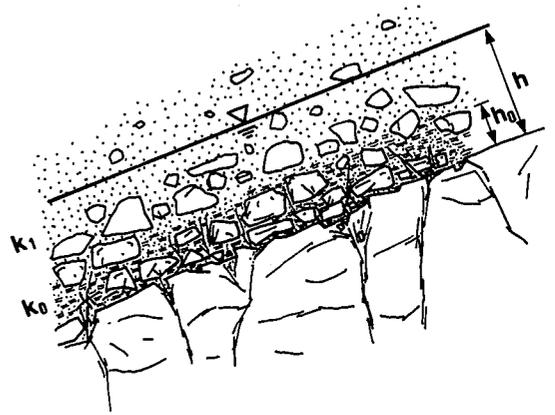


Fig. 15 Schematic illustration for permeable soil layer at the boundary between the soil mantle and the bedrock.

このようにして基岩表面には、Fig. 15に模式的に示したような透水性の異なる微細な二層構造が形成されていると考えられる。このため、基岩表面地下水流の水深が増すと、良透水性の崩積土下層の寄与が大となり、(16)式の平均透水係数 k が大きくなる。

$$k = \{(h - h_0)k_1 + h_0k_0\} / h \quad (16)$$

ここに、 h_0 は岩砕層の層厚、 k_0 は岩砕層の透水係数、 k_1 は崩積土下層の透水係数である。

そこで、(4)式を(17)式で表し、 k を h の幂関数と考えた。

$$q = k(h) h \sin \theta \quad (17)$$

$$k(h) h = \alpha h^\beta \quad (18)$$

この場合の運動の式と連続の式は、それぞれ(19)式と(20)式で表される。

$$h = K_0 q^p \quad (19)$$

$$S \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = w \cos \theta \quad (20)$$

ここに、 α と β は任意の実数、 K_0 および p はそれぞれ、

$$\begin{cases} K_0 = \{1 / (\alpha \sin \theta)\}^p \\ p = 1 / \beta \end{cases} \quad (21)$$

である。 $K = K_0 \cdot S$ とすれば、(19)、(20)式は従来の kinematic wave 法による解析と全く同様になり、

$$\text{特性曲線 } \frac{dx}{dt} = \frac{q^{1-p}}{pK} \text{ の上で, } \frac{dq}{dt} = \frac{w}{pKq^{p-1}} \cos \theta \quad (22)$$

となる。

2. 基岩表面地下水流の流出応答計算

はじめに湿潤期の流出応答例の Runoff No. 1, No. 10 について(2)式を計算し、観測された基岩表面地下水流の hydrograph と最も良く適合するような p と K を試行錯誤の上で求めた。

Runoff No. 1 の計算結果を Fig. 16 に示す。短絡経路からの浸透涵養量 w は、観測降雨波形に基岩表面地下水流の流出率 (f) 7.5% を乗じて与え、短絡経路を浸透するのに要する遅滞時間 (τ) を考え、流出を 120 分遅らせた。計算の単位時間は 30 分にとり、 $K=1.3$, $p=0.6$ のときに観測値とほぼ一致した。

なお、観測された hydrograph のうち、減水が著しくゆるやかになる部分の流出は、早い流出応答として考慮していなかった。そこで、計算で得られた hydrograph には考慮していない分の流量を加算して示した。後述の Runoff No. 10 および No. 3 についても同様である。

Runoff No. 10 の例が Fig. 17 で、 w は Runoff No. 1 と同様に斜面での流出率 17%、遅滞時間 250 分で与えた。観測値との適合度はやや劣るが、No. 1 と同じ $K=1.3$, $p=0.6$ を用い、かなり良い結果を得た。

以上の 2 例で得た $K=1.3$, $p=0.6$ を与え、(18)および(21)式により、水深と透水係数の関係を有効空陥率 S をパラメータとして Fig. 18 に示した。 $S=0.1$ を仮定すると、観測される基岩表面地下水流の水深が数 cm から 10 cm 程度なので、透水係数は 10^{-1} cm/s 程度の値となり、散水実験で

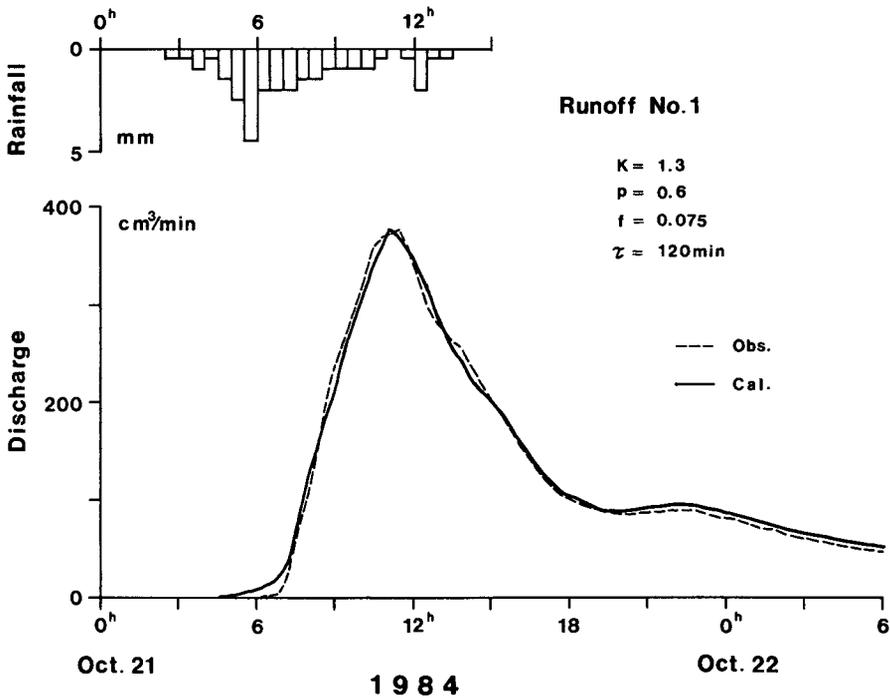


Fig. 16 Comparison of observed and calculated hydrographs of the subsurface flow for Runoff No. 1.

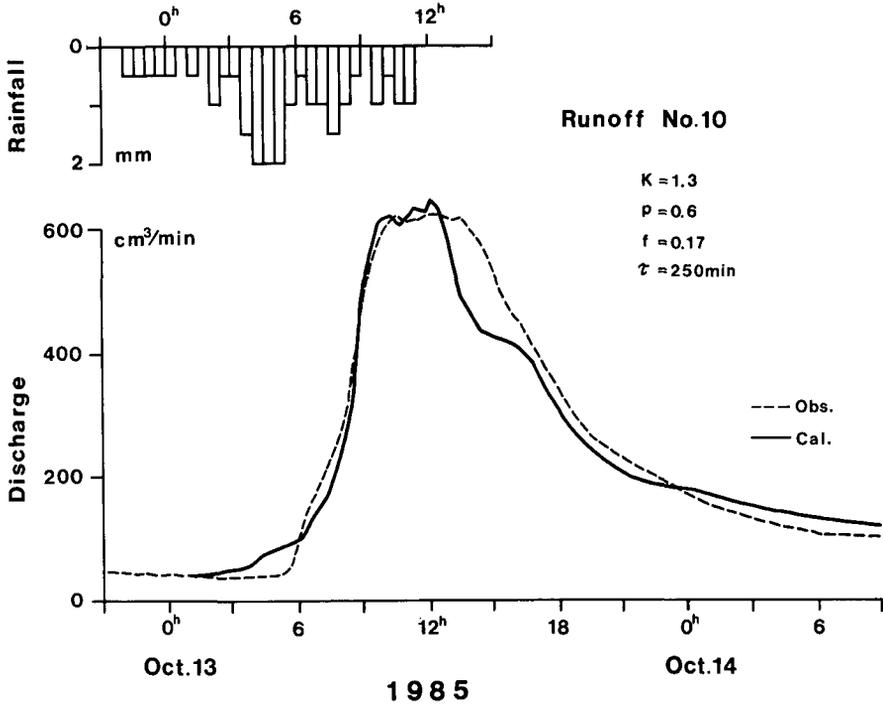


Fig. 17 Comparison of observed and calculated hydrographs of the subsurface flow for Runoff No. 10.

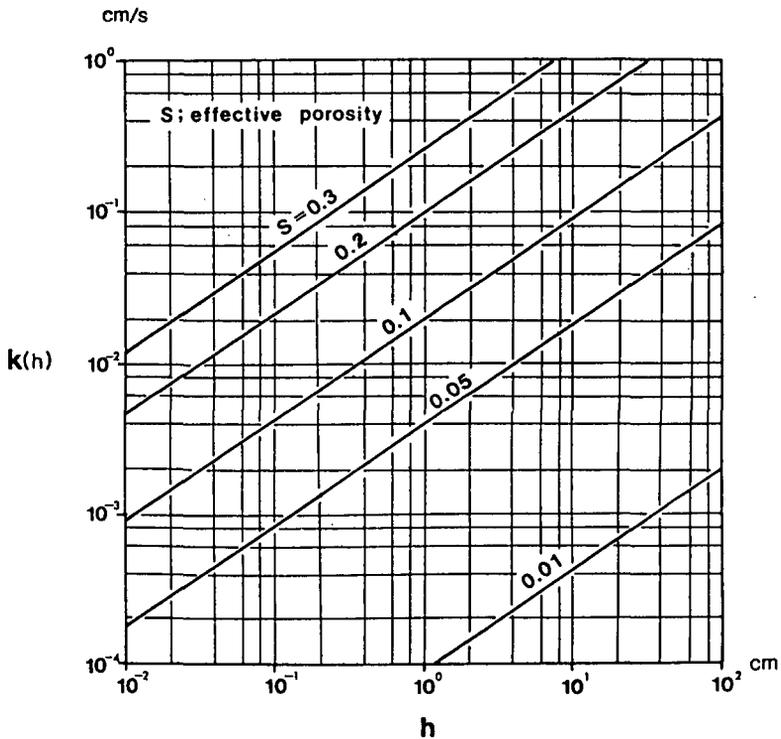


Fig. 18 Relations of hydraulic conductivity to water depth in the case of $K=1.3$ and $p=0.6$.

見積もった値とほぼ一致する。

次に乾燥期の Runoff No. 3 について計算した。涵養量はこれまでの例と同様に斜面での流出率 0.8%, 遅滞時間 430 分で与えた。結果は $K=1.3$, $p=0.7$ で Fig. 19 のようになった。Soil mantle が乾燥したため短絡経路の浸透に時間を要し、遅滞時間は湿潤期の例より大きくなった。また、 p も 0.7 とやや大きくなったが K は等しく、水深と透水係数の関係には大きな変化がない。したがって、湿潤期と乾燥期という異なる状況での基岩表面地下水流の流出応答が、遅滞時間のみ変化し、他はほぼ同じ常数値の計算によって表すことが可能となった。

以上のように、基岩表面地下水流の流動特性は、基岩表面における透水性の異なる微細な二層構造を考えることによって、十分に説明できるようになった。

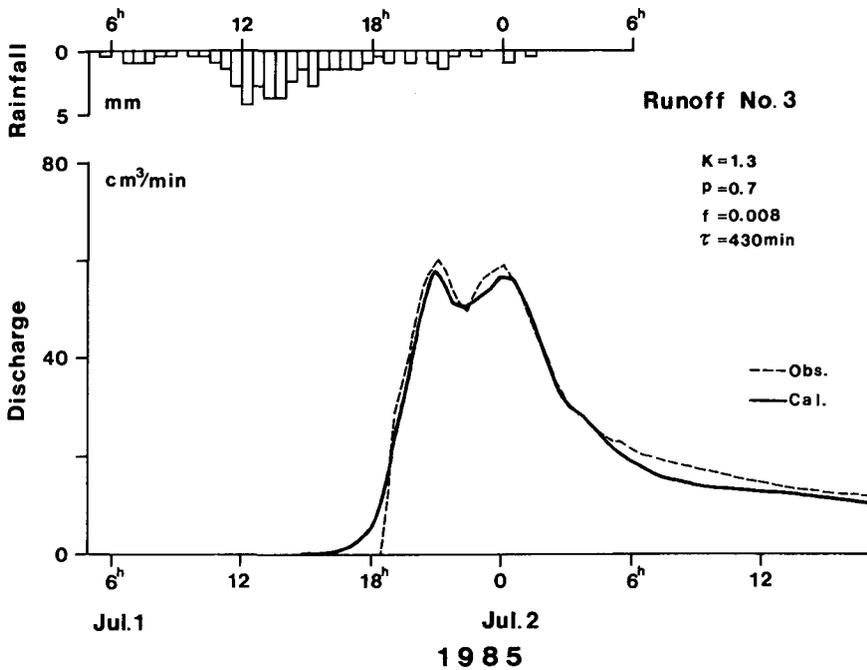


Fig. 19 Comparison of observed and calculated hydrographs of the subsurface flow for Runoff No. 3.

また、 p が 0.6 程度の値になることについて次に考察する。

従来の流出解析では地表面流を等流と近似し、Manning の流速公式に従うとした。流速 v は、径深 R と粗度係数 n を用いて、

$$v \propto R^{2/3} \frac{1}{n} \tag{23}$$

と表される。流路幅が水深に比較して十分大きく、矩形断面を流れる薄層流の場合、 $R=h$ の近似が許され、

$$v \propto h^{2/3} \frac{1}{n} \quad (24)$$

となる。この場合に $p=0.6$ となる。

しかし、基岩表面地下水流の場合には、流れは Darcy 則に従う。また、透水係数が水深の関数とすると、

$$v \propto h^{p/k} \quad (25)$$

となる。(25)式は、流速が水深の関数である点が(24)式と一致している。しかも、(24)式の場合と同様に $p=0.6$ である。これらのことから、基岩表面地下水流は平坦面上を流れる薄い多孔質流であると判断される。

IV. 流域における流出応答

1. 矩形流域模型による流出計算方法

つぎに流域全域での早い流出応答が、実験斜面と同様に基岩表面地下水流の河道集中で特徴付けられるかどうかを検討した。計算は従来の kinematic wave 法に従い、流域面積 0.93 km^2 の冷水沢実験流域を矩形模型に近似し、基岩表面地下水流の河道集中には(19)、(20)式を、また、横流入のある河道流の計算には(10)、(11)式を用いた。

冷水沢実験流域を含めた豊平川上流域における河川流量測定結果では、河川横断面積 A と径深 R の関係を示す(13)式において、

$$K_1=0.30, z=0.5$$

が得られた (Fig. 20)。また、 $1/25000$ 地形図判読によれば、河床勾配は河道長 1.3 km について約 6.5° で、水面勾配もこれに等しいと考えられる。さらに、等流近似が成り立つような区間での流量および水面勾配測定結果から、流路の粗度係数として $0.2 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$ が得られた。これらの値と Manning 則により、(12)式における K と p は、

$$K=1.24, p=0.75$$

となった。

矩形流域模型は Fig. 21 に示すように最も単純に一矩形で近似した模型 1 と、比較的大きな三支流域をそれぞれ矩形流域に分割し、河道長を長く平均斜面長を短くした模型 2 の二通りを用いた。

2. 流出応答の計算結果

Runoff No. 1 の計算結果を Fig. 22 に示した。破線が観測された河川流量、点線が流域模型 1、実線が流域模型 2 の計算から求められた河川流量を示す。実験斜面における計算では、 $K=1.3$ 、 $p=0.6$ 、流出率 7.5% としていたが、流域平均では $K=0.6$ 、 $p=0.6$ が試行錯誤で求められた。

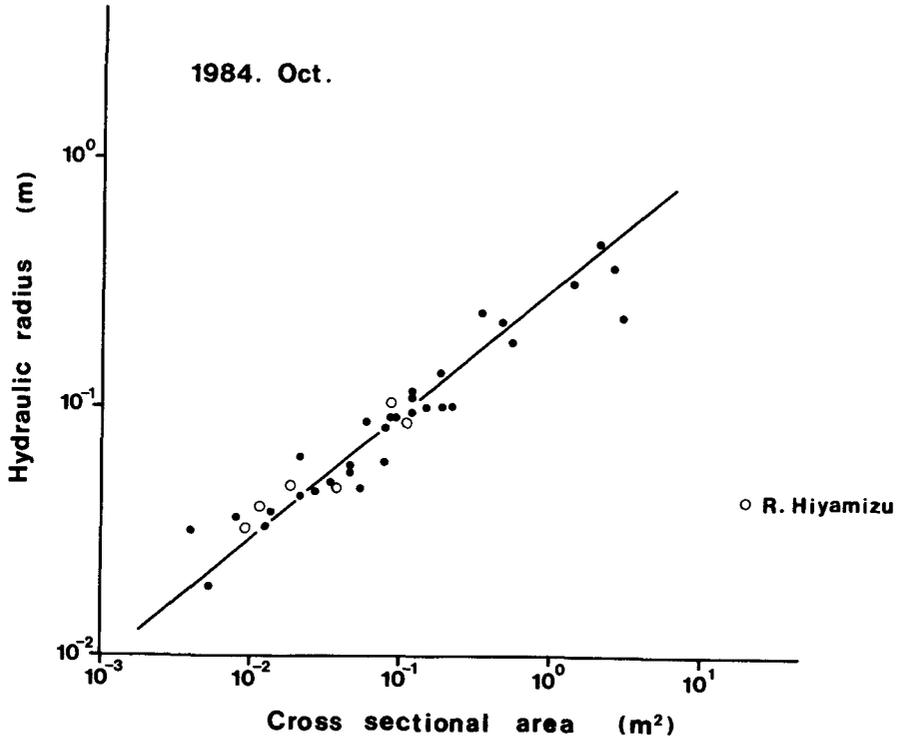


Fig. 20 Relationship between hydraulic radius and cross sectional area of the rivers in the mountainous basin of Toyohira River.

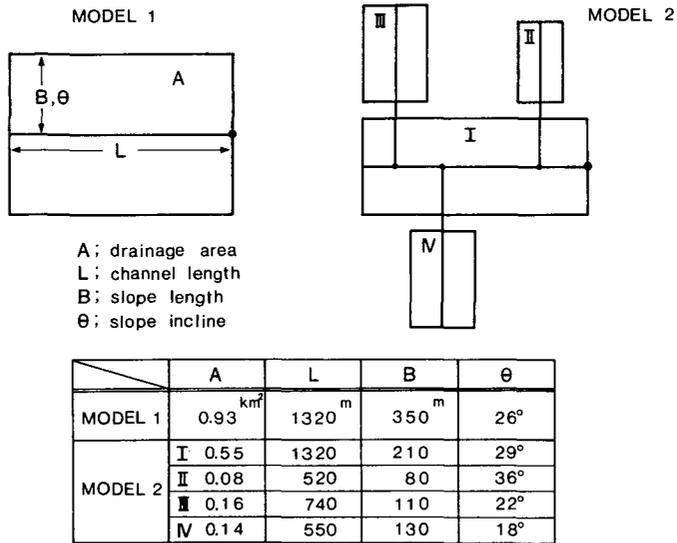


Fig. 21 Watershed models simplified rectangular basins.

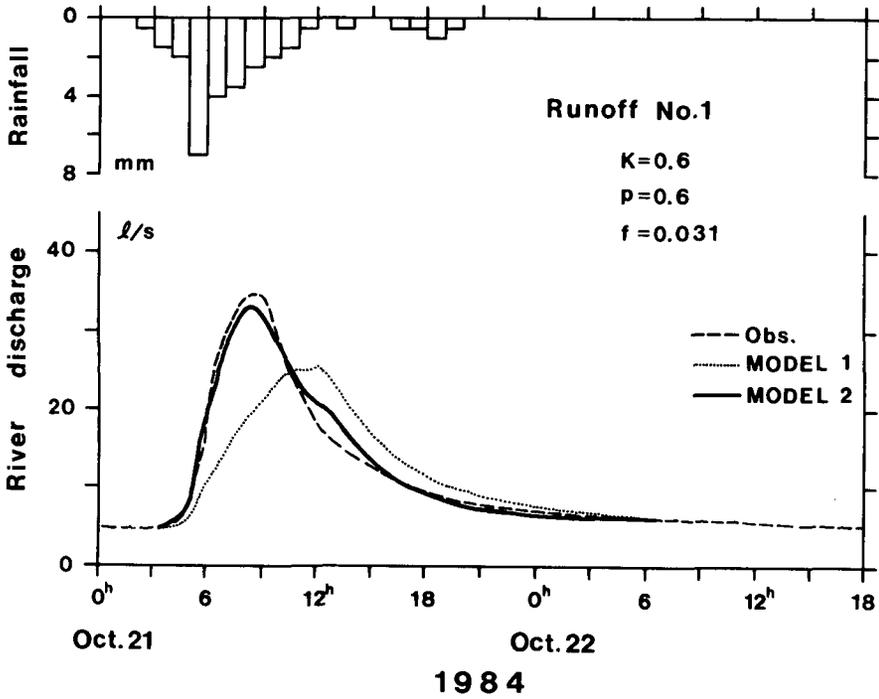


Fig. 22 Comparison of observed and calculated hydrographs of stream flow for Runoff No. 1.

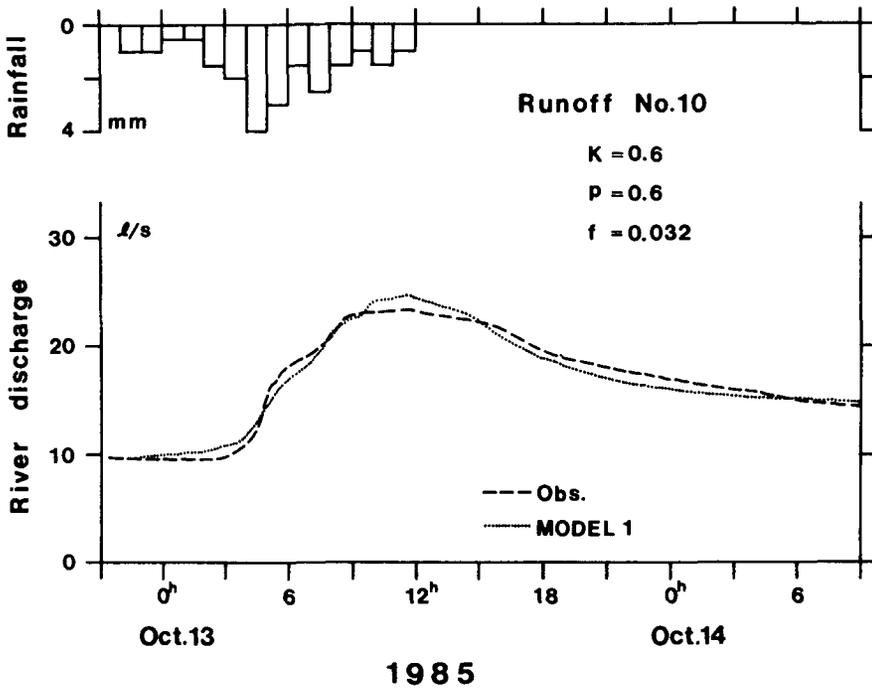


Fig. 23 Comparison of observed and calculated hydrographs of stream flow for Runoff No. 10.

流出率は河川流量についての3.1%を用いた。模型1は観測値に比べてhydrographが偏平になるが、模型2ではほぼ良好な結果を得た。

同様に Runoff No. 10 についての結果が Fig. 23 で $K=0.6$, $p=0.6$ となった。 K と p および流出率が Runoff No. 1 とほぼ等しいにもかかわらず、観測された hydrograph がかなり偏平なため、模型1で観測値と良く適合した。なお、peak 時以降の河川流量には基底流量の増大が認められるので、peak 時以降の計算値には基底流量の増分 4.6 l/s を加えた。

以上の解析より、河川の早い流出応答もまた、基岩表面地下水流を quick flow とする集中であることが判明した。

V. 結 論

豊平川上流域の冷水沢流出実験地における subsurface flow の観測結果、ならびに斜面流集中の実態に即した quick flow の流出応答解析により、次の点が明らかとなった。

1) 林地山腹斜面における降雨時の早い流出応答としては、基岩直上の良透水層を集中経路とする基岩表面地下水流が最も優勢である。また、soil mantle が極端に乾燥した場合には、soil mantle 上面の腐植層を経路とする表層地下水流が観測された。

2) 地表面からの浸透水は、鉛直方向の短絡経路を通じて素早く基岩表面へ到達するが、短絡経路は中空のパイプ状ではなく多孔質で、流れは浸透流の性質をもつと判断される。

3) 基岩表面地下水流は飽和重力流として斜面を流下し、短絡経路からの浸透水涵養で水深を増しつつ河道へ到達する。良透水層の透水係数は散水実験から 10^{-1} cm/s 程度と見積もられ、上部の soil mantle に比べおよそ2桁大きい。

4) 基岩表面地下水流の hydrograph は減水部の変化が増水部に比べてゆるやかで指数関数的に減水する。流れが Darcy 則に従い、しかも、こうした減水特性を示す機構は次のように説明される。すなわち、基岩表面近傍では透水性の異なる微細な二層構造が形成されており、基岩表面地下水流の水深が増すと、下位の風化岩碎層に比較し透水性に富む上位の崩積土下層の寄与が大となり、透水層全体の平均透水係数が増加する。

5) 基岩表面地下水流の kinematic wave 近似計算では、単位幅流量 q と水深 h の関係式 $h=K_0 q^p$ において、 p が 0.6 程度の値になった。このことから、基岩表面地下水流は比較的平坦な面上を流れる薄層多孔質流であることが判明した。

6) 冷水沢実験流域を矩形流域模型で近似し、降雨時の早い流出応答を解析した結果、流域全体でも基岩表面地下水流を quick flow とする集中であることが判明した。

謝辞 この研究の遂行にあたり、北海道大学理学部の中尾欣四郎教授には終始ご指導を頂いた。また、当時北海道大学理学部の藤木忠美教授からは豊平川上流域の地形形成に関する知見をご教授して頂き、北海道大学理学部の浦上晃一助教授には数値解析にあたり有益な助言を頂いた。北海道大学理学部附属地震予知地域センターの岡山宗夫氏と当時北海道大学大学院生の服部正巳氏

には、デジタル電接計の製作に際し、計測手法や基礎技術の指導を授かった。当時北海道大学大学院生の渋谷克之、佐々木隆光、山野井克巳、小野修造の諸氏には、野外での困難な調査に協力して頂いた。また、北海道大学地球物理学科陸水学講座の4年生の方々には、野外調査を補助して頂いた。国際航業株式会社の大森正一氏には、源流域斜面の地質構造について有益な助言を頂いた。以上の皆様に厚く御礼申し上げます。

なお、本論文は昭和62年に北海道大学に提出した学位論文を加筆修正したものである。

文 献

- CHILDS, E. C., 1971. Drainage of groundwater resting on a sloping bed. *Water Resour. Res.*, **7**, 1256–1263.
- CHORLEY, R. J., 1978. The hillslope hydrological cycle. In: M. J. Kirkby (Editor), *Hillslope Hydrology*. Wiley, New York, N. Y., pp. 1–42.
- FLETCHER, J. E., HARRIS, K., PETERSON, H. B. and CHANDLER, Y. N., 1954. Piping. *Trans. Am. Geophys. Union*, **35**, 258–262.
- HENDERSON, F. M. and WOODING R. A. 1964. Overland flow and groundwater flow from a steady rainfall of finite duration. *J. Geophys. Res.*, **69**, 1531–1540.
- HORTON, R. E., 1933. The role of infiltration in hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Union*, **14**, 446–460.
- KIRKBY, M. J. and CHORLEY, R. J., 1967. Throughflow, overland flow and erosion. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, **12**, 5–21.
- 岸 力・中尾欣四郎, 1962. 豊平川の洪水解析. 北海道大学工学部研究報告, **28**, 45–77.
- 中尾欣四郎・石井吉之・浦上晃一・藤田睦博・徳永英二, 1986. 河川源流域における林地山腹斜面からの Subsurface Stormflow の集中特性. 昭和60年度文部省科研費報告書「比較河川学の研究」(代表, 岸 力), 27–46.
- NAKAO, K., ISHII, Y. and NISHIDA, H., 1987. Characteristics of subsurface stormflow from forested hillslopes in Hokkaido, Japan—overbedrock subsurface flow—. In: T. Kishi (Organizer), *Comparative Hydrology of Rivers in Japan*, Final Report Grant-In-Aid for Scientific Research, 31–50.
- 末石富太郎, 1955. 特性曲線法による出水解析について—雨水の流出現象に関する水理学研究(第2報)—. 土木学会論文集, **29**, 74–87.
- TANAKA, T., YASUHARA, M. and MARUI, A., 1982. Pulsating flow phenomenon in soil pipe. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, **8**, 33–36.
- TROENDLE, C. A. and HOMEYER, J. W., 1971. Stormflow related to measured physical parameters on small forested watersheds in West Virginia. *Trans. Am. Geophys. Union*, **52**, 204 (abstract).
- WARD, R. C., 1984. On the response to precipitation of headwater streams in humid areas. *J. Hydrol.*, **74**, 171–189.