表面流出に関する研究(その2)

著者	中根 和郎, 矢崎 忍
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	20
ページ	137-155
発行年	1978-11
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000783

556.161

表面流出に関する研究（その2）

— 平地小流域における流量観測 —

中根和郎*・矢崎　忍**

国立防災科学技術センター

Study on Surface Runoff (Part 2)

— Surface Runoff from a small flat basin —

By

Kazuro Nakane and Sinobu Yazaki

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

In the previous report (Kinosita and Nakane, 1977), from the runoff experiments out at man-made experimental plot in the rainfall simulator the effect of rainfall intensity to the surface runoff was evaluated.

Surface runoff was examined by applying several kinds of constant rainfall intensities on the experimental plot. For the relation between the surface runoff and the rainfall intensity and for the changes of the rainfall loss with increasing interval of continual rainfall and increasing the intensity of constant rainfall some sufficient results were obtained.

In this report the relation between the surface runoff and the rainfall in a small basin is explained from the observation result. The experimental plot is a small flat basin in the yard of the National Research Center for Disaster Prevention, and is of area 8.75×10^4 m^2, and consists of a road, reclamed land prepared for a building and a forest of assorted threes.

In this observation, the following results were obtained.

(1) Surface runoff depends on the surface conditions, such as water permeability of surface layers and the coverings on the ground.

(2) The area of effective surface runoff increases with increase of cumulative rainfall.

(3) Surface runoff increases sharply at some stages of cumulative rainfall, for instance, at about 40 mm, 170 mm, and 300 mm in this basin.

Finally, the simulation of the short range discharge and long range discharge is explained. The authors tried to reproduce the short range discharge by using the primary combination of some linear differential equations, and the long range discharge by using Darcy's law and the equation of continuity.

An effective method for reproduction was obtained through the approach.

1. まえがき

都市域の洪水災害が，近年，増加しているが，これは底地の埋め立てによる窪地貯留域の

* 第3研究部降雨実験室（現在，建設省中部地方建設局天竜川上流工事事務所）
** 第4研究部計測研究室

減少，不浸透域の増加等による有効降雨の増加の影響が洪水対策に十分に反映されていない面もあるので，各土地利用形態別の有効降雨を明らかにする必要にせまられている．一方，中小河川，下水道の計画高水量の算定に用いられる合理式では，有効降雨は到達時間内平均降雨強度 R と流出係数 f との積（$R\times f$）で表わされている．この流出係数 f としては，水理公式集の値が用いられているが，この値は計画高水量の算定のための余裕高が含まれており，実際の流出係数 f の実体が明らかでなく，データも古いことからその値の見直しが必要とされている．

そこで，流出係数 f の実体を明らかにするため，表面流出に関する研究（その1）（木下武雄・中根和郎，1977）では，平均降雨強度の与え方による f の値の変動が起きないような一定降雨強度の散水条件を与えた場合の，2年生草地斜面における降雨強度と流出係数の関係を求めた．本報告では，平坦な実流域における有効降雨の実体を明らかにするため，防災センター構内の平坦な小流域での流量観測を行なった結果をもとに，道路，造成地，松林が混在する平坦な実流域での表面流出，降雨損失，窪地貯留，地表付近の地下水位の挙動の性質および流域の飽和雨量，流出率について述べる．また，この種の平坦な小流域における比較的容易な流出解析法を提案する．

2. 試験流域

平坦な実流域における有効降雨の実体を明らかにするため，平坦な小流域であり，かつ，観測が比較的容易である事から筑波研究学園都市の北部に位置する国立防災科学技術センターの構内を試験流域に選定し，流量観測を行なった．試験流域は図1に示すように，松林・畑を造成した地域・道路より構成されている．流域面積は，流域がほぼ水平なため，流域界はきわめて不明確であるが，流域の踏査により仮に 3.85×10^4 m^2 と定めた．土地利

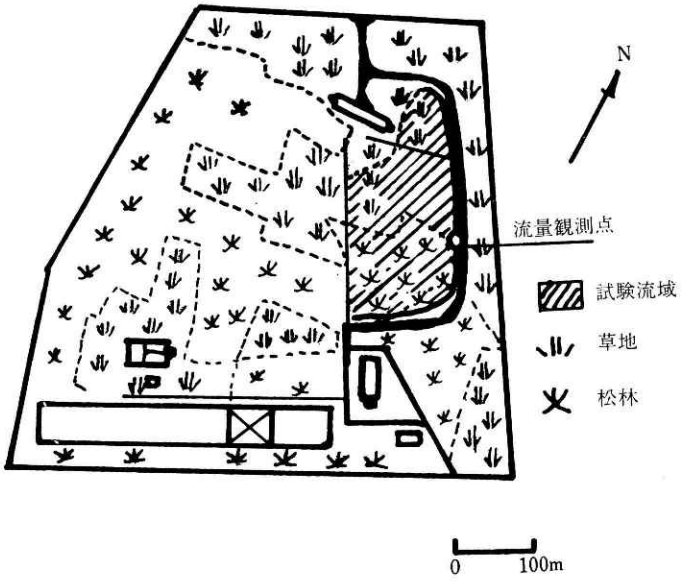


図 1　試験流域付近の土地利用図
Fig. 1　Sketch map of observation basin.

用条件でみると，松林が 1.3×10^4 m^2，草の生えた造成地が 2.4×10^4 m^2，道路が 1.5×10^3 m^2 となっている．松林の表土層は表層下 50 cm まで有機質の黒色土に被われており，ついでローム層，粘土質ロームというように層をなしている．この松林の地下水は浅く，洪水観測期間中は，常に地表下 2 m より高い位置にあった．表層土を直径 5 cm，容積 100 cm^3 の採土円筒で採収し，実容積試験装置で空隙率を測ると，表1に示すように地表で 86 %，地表下 30 cm の所で 81 % というように比較的おおきな空隙率を示す．上述と同様な方法で採収した試料を室内で定水位透水試験した結果，地表で採収した試料では 0.28 cm/min，地表下 30 cm の試料では 0.25 cm/min となっている．造成地の表土層についても同様の試験を行なった結果，空隙率は地表で 72%，地表下 30 cm で 68% となっている．透水係数は地表で採収した試料では 0.04 cm/min，地表下 30 cm の試料では，0.001 cm/min 以下というように難透水性を示す．流量観測は写真1に示すように松林を切通しした道路わきの素掘り側溝で行なった．流量観測法としては，素掘り側溝にあるマンホールの落ち口に木製の四角堰を取り付け，その脇にリシャール式水位計を設置して，そこの湛水深を自動記録させた．自動記録の値は，毎朝および洪水時の堰の越流深を目盛尺で測ることによって補正した．

表 1 室内土壌試験結果
Table 1 Soil constants measured in laboratory.

土地条件	採取位置	空隙率	有効空隙率	透水係数
松林	地表	84%	52 %	0.28 cm/min
	地表下 30 cm	81	31	0.25
造成地	地表	72	7.2	0.04
	地表下 30 cm	68	5.4	0.01



写真 1 流量観測地点の状況
Photo 1 Gauging station of discharge.

3. 目視による降雨後の流域内湛水状況

1977 年 6 月 24 日から 25 日にかけて 54 mm の降雨があり，流域内の湛水状況を踏査した．雨水が湛水している所（写真2）はほとんどが造成した凹地になっている．松林などの未造成地では，造成地の湛水域よりも低い位置にありながら湛水はしていない．この原因として，定性的には，表土層の空隙率および透水係数の違い等が考えられるが，ここでは，この現象を説明する一つの事象を示す．すなわち，造成地の凹地に発生した水たまりから連続的に気泡が発生している事である（写真3）．造成された土地は，前述のように表土層が緻密

(ちみつ)なため，地中に閉じ込められている空気と表層の雨水とが長時間にわたって入れ変わっているものと思われる．この気泡が発生しているまわりを棒の先で6 cm 程突き刺すと，一時的に気泡が発生するが，しばらくすると止まってしまう．すなわち，長時間の空気と水との交換は，小さな穴を通じて，もう少し深い所で起こっていること，および，水たまり地点の地表下6 cm の所でも空気が閉じ込められていることを示している．

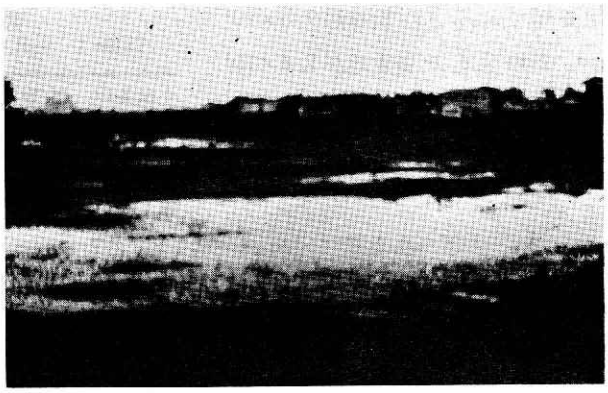


写真 2　造成地の湛水状況
Photo 2　Pond water at the reclaimed land.

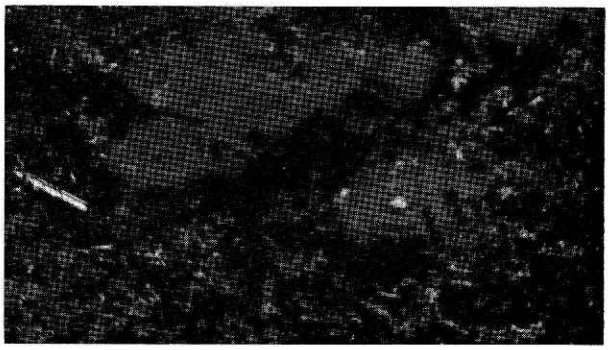


写真 3　水たまりからの気泡の発生状況
Photo 3　Air ascending from the bottom of pond water.



写真 4　1977. 8. 13—18 の洪水中ピーク時の観測点付近の湛水状況
Photo 4　Standing water around the gauging station after big flood 13-18th August, 1977.

洪水一覧表（表2）の洪水番号6，7に示す洪水のように，総雨量が300 mm まで達するようになると，流域各所の地下水位は地表まで達し，流域の各所から表面流出が発生する．このような状態になると流出量は図2に示すように急激に増加する．写真4は No. 7 の洪水のピーク時における流量観測地点付近の湛水状況であり，写真5は翌日の同じ地点における状況である．洪水時のピーク流量については，流量観測設備が水につかり観測不能となったため，はっきりした数値は不明であるが，洪水ピーク時における湛水深の変動より推定すると，1,110 m^3/sec になる．流域面積を 3.85×10^4 m^2 と仮定したが，とてもこの流域のみからの出水とは考えられない値であり，現実には，流域外からの流入が

表 2 観測結果一覧
Table 2 Observation table.

洪水 No.	発生日 (1977年)	総雨量 Σp	最大降雨強度 p_{max}	降雨継続時間	総流出量 (総流出高)	最大流量 q_{max}	流出率	地下水位上昇 Δh	先行無降雨継続時間	土壌水分による降雨損失 $\lambda=0.1$	土壌水分による降雨損失 $\lambda=0.09$
		mm	mm/hour	hour	$10m^3$ (0.3 mm)	l/sec		mm	日	mm	mm
1	7月11日	13.0	4.5	9		2.5	0.02	—	—	—	—
2	7月16日	58.0	17.0	18	181 (4.7)	13.7	0.08	—	—	—	—
3	7月28日	11.0	10.0	3	6 (0.2)	2.5	0.02	55	11	5.5	6.1
4	8月6日	6.0	4.5	2	7 (0.2)	2.0	0.03	0	8	6.0	6.0
5	8月8日	7.5	3.0	4	3 (0.1)	1.4	0.01	10	1	6.5	6.6
6	8月13—14日	101.0	16.0	37	523 (13.6)	10.9	0.13	935	4	7.5	16.9
7	8月16—18日	198.5	39.0	65	注1 41270	注1 1110	—	注2 246	1	注2 —	注2 —
8	9月4日	17.0	7.0	3	25 (0.7)	7.4	0.04	36	17	13.4	13.8
9	9月8—10日	42.0	5.0	42	176.8 (4.6)	7.4	0.11	398	2	2.2	6.2
10	9月19—20日	81.0	14.5	23	406 (10.6)	16.6	0.13	800	9	1.0	9

注1 流量観測施設破壊のため推定値　　注2 土壌飽和

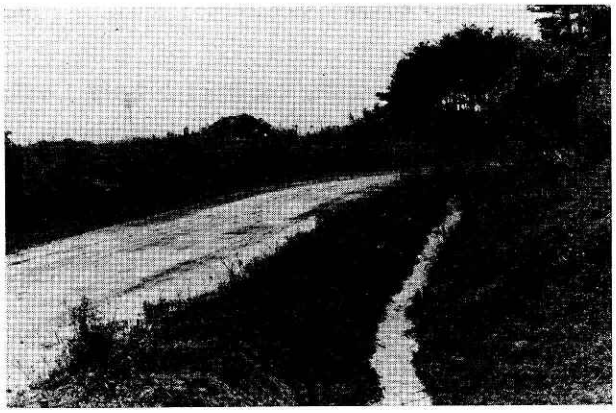


写真 5 1977.8.13—18の洪水後の観測点付近の状況
Photo 5 The view of the same place as in Photo. 4 on the next day.

多量にあった.

降雨後の流出状況を見ると，表面流出は早期に減衰し，流出量の大部分は，松林側の素掘り側溝の側壁からの流出である．流出状況を詳しく見ると，全体的に素掘り側溝ににじみ出ているものもあるが，多くは写真6に示すように小さな穴からの湧水が卓越している．流量観測地点は素掘り側溝のマンホールへの落ち口にあり，ここは，流域平均面より2.2m下の位置にあること，松林の地下水位が洪水観測期間を通して，常に地表下2mより浅い位置に

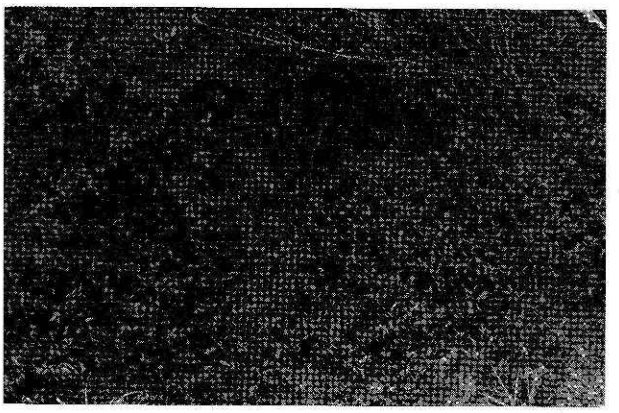


写真 6　地下水流出孔
Photo 6　Natural drinage hole discharging groundwater.

あることより考えて，上述の降雨後の流出成分は，松林にある地下水からの流出と考えられる．

4. 観測結果

今回観測した10回の洪水の観測結果をもとに，平坦な小流域における総雨量・総流出量，累加雨量・累加流出量，流出率について述べる．

（i）　総雨量と総流出量の関係

総流出量を降雨開始から降雨終了後4時間までに流出した流出量より基底流量（洪水前の流量）部分を差し引いた値とし，総雨量との関係を求めると図2のようになる．これによると，総雨量が少ない場合は，総流出量も非常に少なく，流出率でみると0.01～0.04となっている．目視観察によると，この程度の雨では，流出は基底流部に相当する地下水流出と道路面からの直接流出よりなっている．総雨量が多く（40 mm 前後）なると総流出量は急に増加する．流出率でみると，0.08～0.13になる．ある総雨量以上の降雨の場合，総流出量が急に増加する傾向を示すと言う観測結果（岡本芳美，1974）があるが，今回の観測でも図2に示すように下に凸の曲線が得られている．ここで，総流出量が急に増す付近の総雨量を飽和雨量と考えると，その値は図2でみるかぎり30～50 mm になる．これを貯留関数における飽和雨量と比較してみると，球磨川・新橋地点（流域面積 158 km²，流路延長1 km）の山地流域では 33.6～234.8 mm，平均値として 134.8 mm，神流川・渡瀬地点の山地流域（流域面積 376 km²，流路延長 67.9 km）では 41.3～201.3 mm，平均値として 87.0 mm となっている（木村俊晃，1962）．値にばらつきがあるのは前期降雨の影響によるものとも思われるがはっきりした事はわかっていない．八郎潟新農村建設事業団が干拓地区内の試験ホ場で行なった畑地の流出実験（豊田勝，1974）によると牧草地70 mm，裸地 60 mm としている．橋本らは石神井川の根村橋地点（流域面積 48 km²）の流量予測に，土地利用変化を

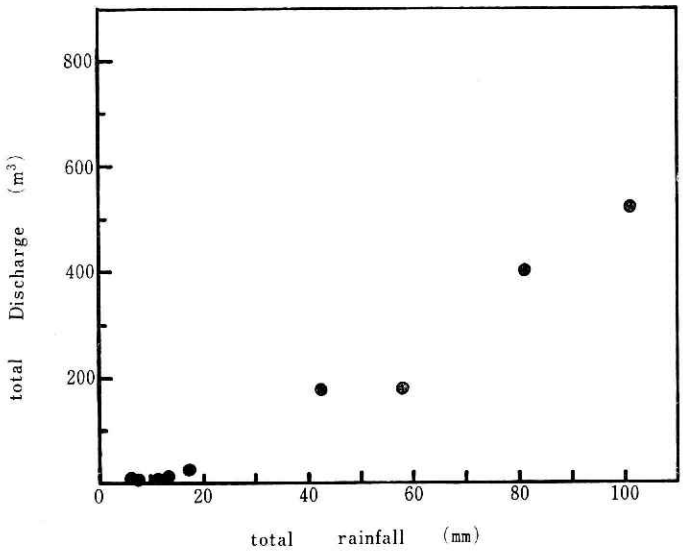


図 2 総雨量と総流出量の関係
Fig. 2 Relation between total rainfall and total runoff.

評価するモデル（橋本建・長谷川正，1977）を用いているが，その中で，工種別飽和雨量を水田 50 mm，畑地 300 mm，山地 150 mm，市街地 55 mm としている．おおまかな意味でこれらの値をみると，今回観測された飽和雨量の値 30～50 mm は，流域の勾配がゆるやかな畑や市街地の飽和雨量に相当するものとも思われる．目視観察によると，これぐらいの総雨量になると造成地の窪地のいたる所に湛水域ができ，そこから表面流出が発生している．

(ii) 累加雨量と累加流出量の関係

洪水番号 10 の場合の洪水流出について，累加流出量を降雨開始から各時点までの総流出量より，基底流量（降雨前の流量）部分を差し引いた値とすると，累加雨量と累加流出量の関係は図 3 のようになる．洪水番号 9 の場合は，図 3 に示す曲線とほぼ同じ傾向を示すが，洪水番号 2 の場合は少し異なった曲線を示す．また，この曲線は総雨量と総流出量との相関曲線（図 2）とも良く似ている．図 4 によると，累加雨量が 40 mm 前後に達すると累加流出量の増加が急になる傾向を示す．この 40 mm 前後の雨量が，この流域の第 1 の飽和雨量と考えられる．この程度の雨量になると，造成地の窪地のいたる所に湛水域が発生することから考えて，40 mm 前後の雨量は造成した草地における飽和雨量とも思われる．

次に，総雨量が 300 mm 近い洪水番号 6 と 7 の場合の洪水流出についてみると，累加雨量と累加流出量との関係は図 4 のようになる．この図は，累加雨量の増加に対する累加流出量の増加傾向を見易くするため，累加雨量を三つの部分に分け，縦軸の累加流出量の単位をそれぞれ 10 倍ずつ変えてある．図 4 によると，累加雨量が 50 mm 前後，100 mm 前後，290 mm 前後になると，それぞれの時点で，累加流出量の増加が急になっている．このことより

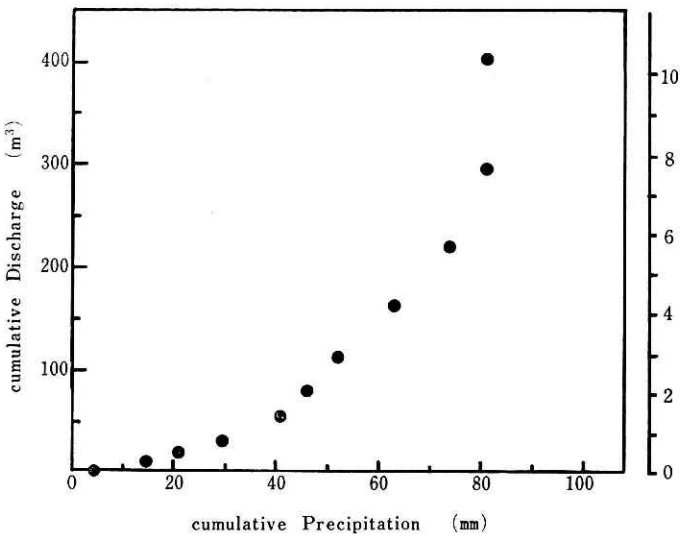


図 3　累加雨量と累加流出量の履歴曲線（洪水番号 10）
Fig. 3　The past record of relation between cumulative precipitation and cumulative discharge. (Flood No. 10)

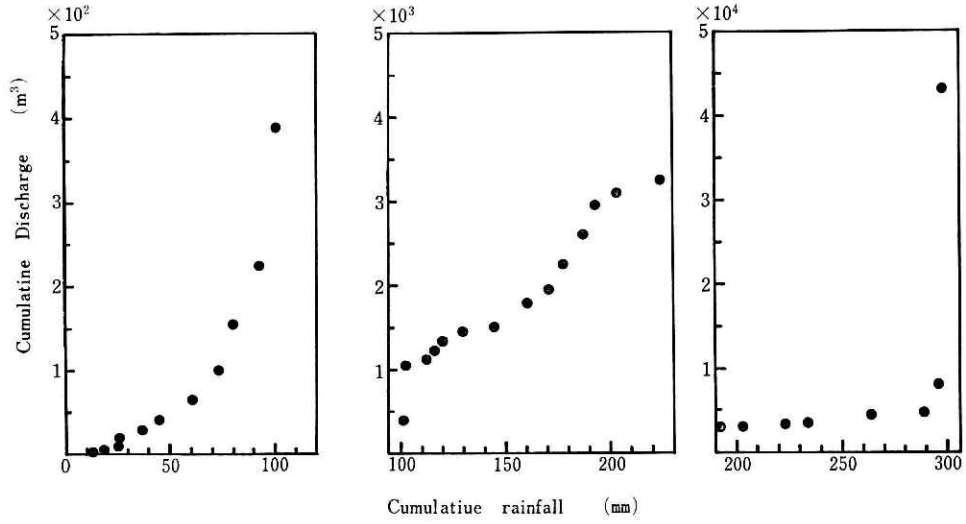


図 4　累加雨量と累加流出量の履歴曲線（洪水番号 6，7）
Fig. 4　Same as Fig. 3. (Flood No. 6,7)

第 2，第 3 の飽和雨量も存在すると考えられる．雨量が 100 mm 前後，290 mm 前後になると，累加流出量は，50 mm 前後のそれと比較して 10 倍以上の値になっていること，松林の地下水位が地表まで上昇していることなどから考えて，第 2，第 3 の飽和雨量は松林の飽和雨量，流域の窪地貯留量に関係するものと思われる．

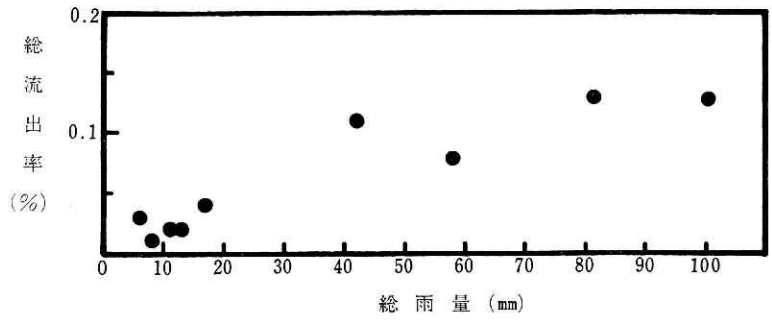


図 5 総雨量と総流出率の関係
Fig. 5 Relation between total rainfall and total discharge ratio.

(iii) 流 出 率

今回観測した道路・造成地・松林が混在する平坦な小流域での総流出率を調べると，総雨量と総流出率との関係は図5のようになる．ここで，流域の面積は $3.85\times10^4\ m^2$ と仮定し，総雨量 q_v は降雨開始時から降雨終了後4時間までに流出した流出量より基底流量（洪水前の流量）部分を差し引いた値として．総雨量 r_v，総流出量 q_v，総流出率 f_v の関係は次のように定義した．

$$f_v=q_v/r_v$$

図5によると総雨量が小さい間は総流出率も小さく，総雨量が大きくなると総流出率も大きくなる傾向を示す．次に，ピーク流量についてみると，この値はラショナル式のように単純に到達時間内平均降雨強度と流出係数とから表わされるものでなく，ピーク流量時点までの累加雨量にも強く影響されている．この現象を良く表わしているのが洪水番号10の観測結果（図8）である．強い降雨強度の雨に対してピーク流量が現われるのは当然であるが，図9における9月20日0時のように，弱い雨が降り続いても大きなピーク流量が現われる．以上のように，流域の総流出率およびピーク流量は，長い時定数を持つ流出成分，すなわちおおまかな意味で累加雨量に強く影響される．

5. 流出解析

(i) 短期流出成分の流出解析

流出現象から見て，道路，田，畑，林，宅地など工種別の流出率がかなり異なり，しかも各地区からの流出量が同程度のオーダーで混在する小流域を対象とする場合，雨水流出の発生源として流域を各工種別の地区に分割し，それぞれの地区からの流出を水路網でつなぐという解析法が有効と考えられる．そこで，ここでは流域を道路，造成地，松林，窪地貯留域というように分割し，各地区での降雨と有効降雨との関係は飽和雨量と一次遅れ系で表わされるものとする．また，この流域の水路は，200 m 程度のものであるから，水路における流

表 3　流出解析より得られた諸定数
Table 3　Constants estimated by runoff analysis.

	道　　路	造 成 地	松　　林	凹地貯留域
面　　積 (m^2)	1,500	24,000	13,000	
有効流出面積 (m^2)	1,100	3,300	3,000	320,000
流 出 率 (%)	73	14	23	
飽和雨量 (mm)	8	30	290以上	60
時定数 (1/10 min)	6.0×10^{-1}	5.45×10^{-2}	6.0×10^{-3}	5.3×10^{-3}

れの効果は無視できるものとして，流量観測地点の流量は上述の各地区からの流出の一次結合として表わされるものとした．

すなわち，流出量 Q は

$$Q=\sum_{i=1}^{4}Q_i$$

$$Q_i=(f_i\cdot A_i)\cdot\lambda_i\cdot S_i$$

$$\frac{ds_i}{dt}=R-\lambda_i\cdot s_i$$

$$R=0\quad\left(\int_0^t Rdt\leqq R_{si}\right)$$

$$R=R\quad\left(\int_0^t Rdt>R_{si}\right)$$

但し，$i=1,\ 2,\ 3,\ 4$ である．

Q_i：各地区の流出量

s_i：各地区の単位面積当りの貯留量

λ_i：各地区における流出の時定数

R_{si}：各地区の飽和雨量

R：降雨

f_i：各地区の流出率

A_i：各地区の流域面積

各定数は次の手順で求めた．

（1）　洪水の減水部から比較的はっきりした減衰定数 λ_1，λ_2，λ_3 を求める．

（2）　降雨開始時から流出量が増加し始める時点までの累加雨量を道路の飽和雨量とみなし，この値を R_{s1} とする．

（3）　累加雨量と累加流出量の相関曲線より，飽和雨量 R_{s2}，R_{s3}，R_{s4} を仮に定める．

（4）　降雨初期のピーク流量は道路のみからの流出とみなして $(f_1\times A_1)$ を仮りに定める．

（5）　総雨量が R_{s2} 以上，R_{s4} 以下の洪水（洪水番号2）を対象に，$(f_2\times A_2)$，$(f_3\times A_3)$ を適当に与えて洪水再現の計算値と実測値とがあうように $(f_2\times A_2)$，$(f_3\times A_3)$ を定

める.

(6) 上述の方法によって求めたモデルを用いて，総雨量が R_{s4} 以上の洪水（洪水番号10）を対象にして，洪水の再現計算を行なう．次に $(f_4\times A_4)$，λ_4 を適当に与えて，洪水再現の計算値と実測値があうように $(f_4\times A_4)$，λ_4 を定める．

(7) 以上のようにして仮に定めたモデルを用い，再び洪水番号2，10を対象にして，洪水の再現計算を行ない，各定数の修正を若干行なう．

(8) 洪水の再現計算の時の初期条件としては，洪水初期の流出量を松林からの地下水流出成分であると仮定し，$(f_3\times A_3)$，λ_3，R_{s3} の値を用いて，松林の初期の単位面積当りの貯留量として与える．

このようにして求めたモデルを図6に示す．図7，図8は，観測した流量および降雨と上

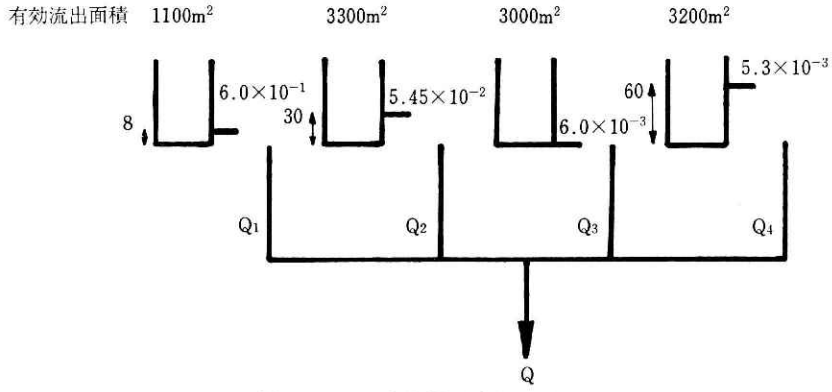


図 6 平坦な小流域の流出モデル
Fig. 6 Simulation model of runoff at a small flat basin.

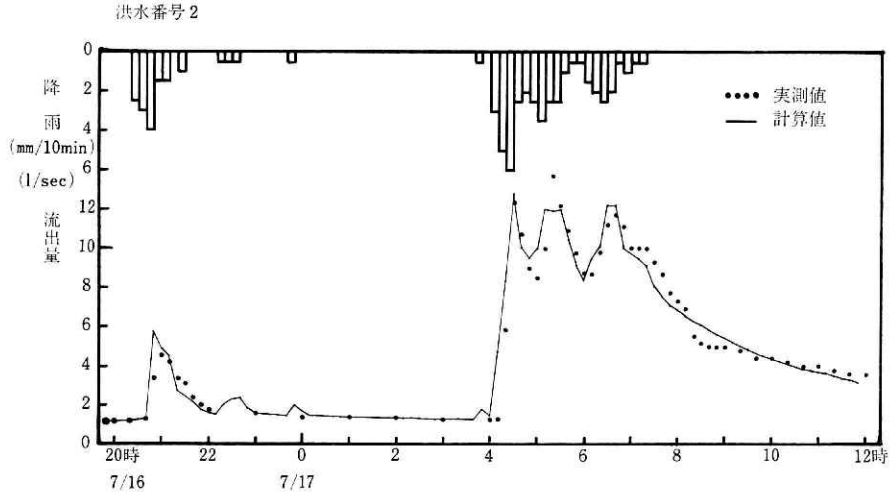


図 7 洪水の観測結果と流出予測（洪水番号2）
Fig. 7 Observed and reproduced runoff. (Flood No. 2)

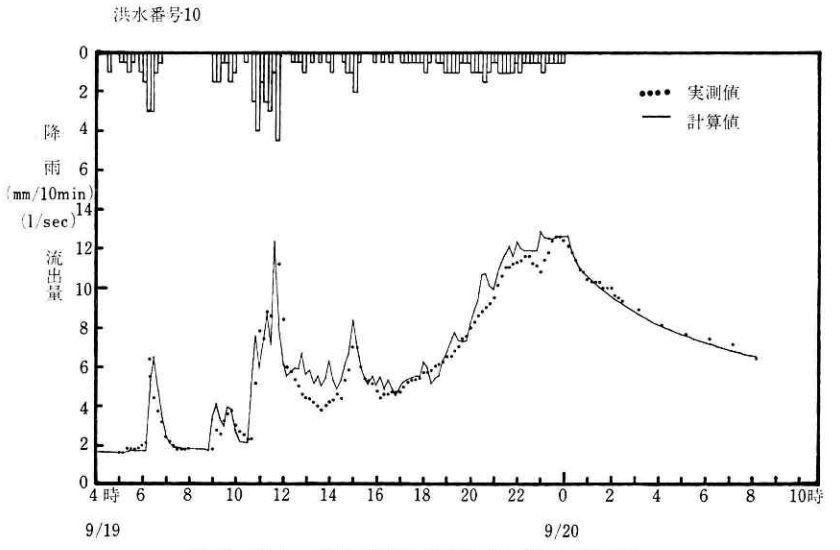


図 8　洪水の観測結果と流出予測（洪水番号10）
Fig. 8　Same as Fig. 7. (Flood No. 10)

述の方法で洪水を再現した結果であるが，両者とも比較的良い近似を示している．このモデルによると，仮設道路は飽和雨量 8 mm であり，時定数は 6.0×10^{-1}(1/10 min)，有効流出面積 $(f_i\cdot A_i)$ は $1.1\times10^{3}\,m^2$ となっている．造成地は，飽和雨量 30 mm，時定数は道路より 1 オーダ小さい 5.45×10^{-2} となっている．有効流出面積は $3.3\times10^{3}\,m^2$ である．この流域内における造成地の占める面積は $2.4\times10^{4}\,m^2$ であるが，この値を用いると流出率が 0.14 になる．

流出率が小さいのは，造成地における流域界が不明なこと，流域がほぼ水平であり，そのために比較的大きな窪地貯留の効果が現われることも原因の一つと考えられる．松林は総雨量 300 mm の豪雨の時にのみ表面流出が観測されている事から飽和雨量は 300 mm 程度と思われる．時定数は造成地における値よりもさらに 1 オーダ小さい値 6.0×10^{-3}(1/10 min) を示す．また，有効流出面積は $3.0\times10^{3}\,m^2$ になっており，松林の面積が $1.3\times10^{4}\,m^2$ であることから流出率は 0.23 になる．この値は，造成地の流出率より大きくなっているが，この原因として，松林からの流出はそのほとんどが地下水流出成分であり，松林は造成地よりも降雨損失が少ないことが考えられる．次に，仮に定めた窪地貯留域についてみると，飽和雨量は 60 mm になっており，時定数は松林からの流出とほぼ同じ値 5.3×10^{-3}(1/10 min) を示す．すなわち，累加雨量が 60 mm 以上になるとこの地区から流出が起こりはじめる．つづいて，松林からの流出（地下水流出分と考えられる）とほぼ同じ時定数でこの地区からの流出が起こる．また，仮に定めた窪地貯留域の有効流出面積は $3.2\times10^{5}\,m^2$ であり，他の地区に比べて 10 倍大きな値を示す．

6. 地下水流出

6.1 林地における流出

前述のように，我々の観測流域は非常に平坦であり，表面流出は起こりにくい条件にある．特にこの地域に多い林地では，表層は植物の細根が索走しており，また地表には枯葉などが堆積していて透水性が非常によく，表面流出はさらに起こりにくい．実際，観測期間中林地の中に顕著な湛水が観察されたのは，土壌が完全に飽和した8月16～18日の洪水時のみであった．このような土地では，一般に雨水は大部分が土中に浸透して地下水面に達し，自由地下水となって水路に浸出するという流出形態をとるものと思われる．

したがって，このような地被条件の流域では，地下水位の変動が降雨の初期損失，土壌の飽和による流出の急激な増大，基底流出成分への供給および流出を見るうえで重要な要素になると考えられる．そこで我々は，側溝に沿った松林の中にほぼ等間隔に3本の井戸を掘り，地下水位を観測した．

6.2 地下水位の上昇

地下水位の実測値を図14に示す．この季節では地下水位は地表下1m位のところで安定している．空間的には側溝崖面から林の内側に向ってほぼ一定の勾配を保っており，地下水の水平浸透の存在を示している．

雨量の実測値を図13に，また各一雨降雨ごとの総雨量と地下水位の上昇を表2に示す．上で述べたように，この地域では土壌が飽和したときを除いて表面流出はほとんど発生しておらず，したがって雨水はすべて浸透していると考えられる．そこで各一雨降雨ごとの総雨量とそれに伴う地下水位の上昇から土壌の不飽和域の有効空隙率が見積られる．40 mm以上の雨量があり，しかも飽和に至らなかった洪水番号6，9，10の三つの洪水について見ると，総雨量 Σp と地下水位の上昇 Δh はほぼ比例しており，これから有効空隙率 λ は深さによらずほぼ一様で，$\lambda=0.1$ が得られる．これに対し総雨量が40 mmに満たなかった洪水番号3，4，5，8のような小さな洪水については，土壌水分量の増加に費され地下水への供給とならない損失量 l が無視できず，この場合には地下水位上昇は

$$\Delta h=\frac{1}{\lambda}(\Sigma p-l)$$

で与えられる．そこで逆にこの式から損失量が見積られる．表2に $\lambda=0.1$，および $\lambda=0.09$ に対して求めた値を示す．この損失は主に地表からの水分の蒸散によって維持されるものであるから，この損失量と降雨に先行する無降雨時の継続時間から単位時間当りの損失量がおおまかに見積られる．表2によると，損失量は数日～10日間隔の降雨に対して6～10 mm，洪水番号8の降雨のように半月程度の無降雨後で十数mmとなっており，これから粗い値として損失率1 mm/日が得られる．

6.3　地下水位の減衰

流域一帯は平坦であり，付近に流量観測水路面より低いところはなく，しかもこの水路は観測期間中一度も涸(か)れていないから，地下水位の減衰は主に側溝崖面へ向う水平浸透によるものと考えられる．

そこで地下水の減水分がすべて側溝に浸出するものとして浸出量を求めてみる．たとえば図14で9月1日について見ると地下水位の減衰率は約0.03m/日である．松林の面積17,000 m²，有効空隙率0.1を用いると浸出量は，

$$17{,}000\ \mathrm{m^2}\times 0.1\times 0.03\ \mathrm{m/日} \fallingdotseq 50\ \mathrm{m^3/日} \fallingdotseq 0.6\ l/\mathrm{sec}$$

となる．これに対して流域全体からの流出量は，図15から9月1日で約2 l/secであるから，全体の約1/3が松林からの浸出と考えられる．

一方，浸出量と地下水位の勾配から透水係数のオーダーを見積ってみる．一様な水頭勾配による浸透ではないが平均的な勾配を用いるとして，

浸出量≒透水係数×透水断面積×平均水頭勾配

という関係がある．透水面積は側溝崖面の長さ約200 m×鉛直透水幅約1 m＝200 m²，平均水頭勾配は図14から読み取って約0.005，浸出量は上で求めた50 m³/日を用いるとこれらの値から透水係数＝約50 m/日≒4 cm/minとなる．この値は一般に透水試験により求められている同質の土壌の透水係数に比べ1けた以上大きく，このことは実際のフィールドにおける透水現象が，透水試験における透水とは異なった機構をもつことを示していると考えられる．

6.4　地下水位および浸出のシミュレーション

前節までで述べた地下水位の変動と崖面からの浸出を流域を簡単な形状に近似し，また浸透を水平一様流と近似して数値計算によるシミュレーションを行なった．解析の対象とする領域は側溝に沿った面積約17,000 m²の松林である．この領域の平面図を図9に，模式化断面図を図10に示す．始めに述べたようにこの林の土質構造は水平な層状を成している．そこでこれを表わすために，不透水層の位置をも含め

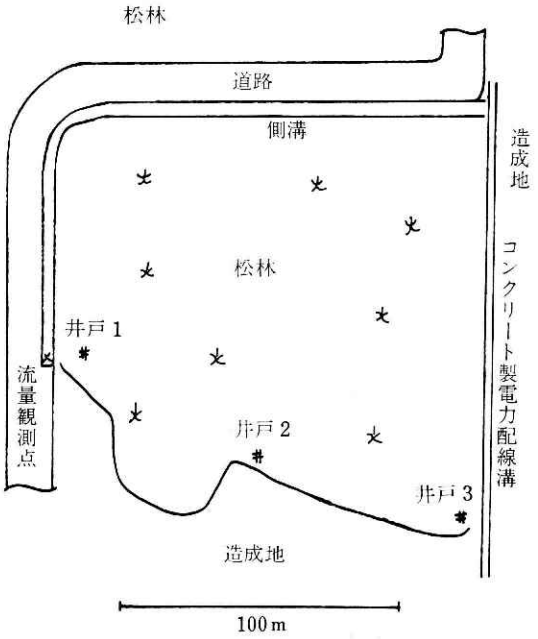


図 9　解析領域の平面形状
Fig. 9　Test area for analysis.

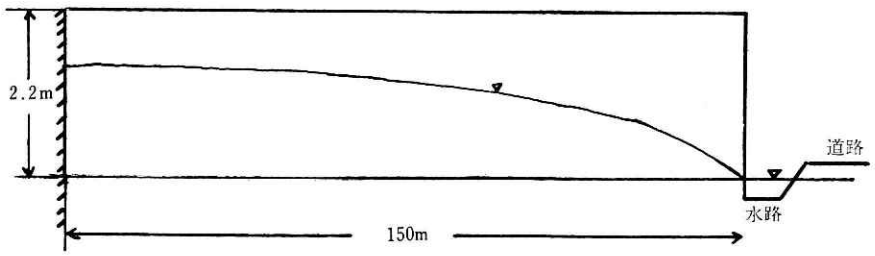


図 10 解析領域の断面形状
Fig. 10 Vertical section of test area.

て透水係数を鉛直座標の関数とし，この関数を地下水位解析のパラメータとして計算値と実測値の比較から最適化することにした．

(基本方程式)

側溝の平均水面を基準にして地下水位を h とすると，流速 v は透水係数を $k(z)$ としてダルシーの式

$$v=-k\,\mathrm{grad}\,h \tag{1}$$

で表わされる．したがって水平単位幅当りの流量 q は

$$q=-\int^{h} v\,dz=-K(h)\mathrm{grad}\,h \tag{2}$$

ここに

$$K(h)\equiv\int^{h} k(z)\,dz$$

で与えられる．

一方連続式は，有効空隙率を λ，単位時間・単位面積当りの地下水への供給を E として

$$\frac{\partial h}{\partial t}=-\frac{1}{\lambda}(\mathrm{div}\,q+E) \tag{3}$$

であるから，(2)，(3)から h に対する方程式として

$$\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{1}{\lambda}\{\mathrm{div}(K(h)\mathrm{grad}\,h)+E\} \tag{4}$$

が得られる．境界条件は不透壁面で $\mathrm{grad}\,h=0$，浸出面で $h=0$ である．

一方浸出量 Q は

$$Q=\int_{\text{浸出面}} q\cdot dx \tag{5}$$

によって求まる．

(境界条件および定数)

図9に見るように，この松林は西縁と北縁で造成地に接している．1. で述べたように造成地は林地に比べて透水性が非常に小さい．ここでは簡単のために造成地との境を不透壁と見なし，さらに松林を側溝を弧とする半径150mの扇形として近似して，円筒対称性から

(4)式を1次元化した.

深さ方向の境界は，透水係数の変化に含まれる.

有効空隙率は，増水時，減水時，場所に関係なく一定値0.1とした.

降雨から地下水への供給は，土壌水分への供給と適当な時間遅れによって表わされる．この機構を図11の貯留池モデルで表した．遅れの時定数は雨量と地下水位のグラフから3時間とした．貯留量 s は不飽和域および地表の水分量に相当する．越流機構は土壌飽和による表面流出を表わすためのものである．ここでは越流深 s_0 を不飽和域の有効空隙量 $\lambda(h_l-h)$ に等値した．ここに h_l は地盤高である.

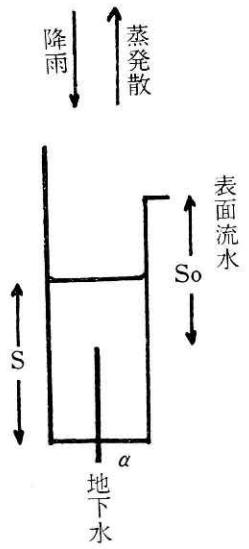


図 11　降雨から地下水への供給モデル

Fig. 11　Model of supply to groundwater from rainfall.

(解析結果及び考察)

差分法により上記方程式を解き水位変化を求めた．三つの井戸の位置における水位の計算値を実測値と共に図14に示す．これに見るように，水位変化は時間的にも空間的にもかなりよく一致した．またこの計算から同定された透水係数を図12に示す．これによると，透水係数は地表で8.3 cm/min，地表下30 cmで7.1 cm/minとなるが，一方採土による透水試験での測定値はそれぞれ0.28 cm/min，0.25 cm/minであったから，これらの間には約30倍の違いがある．この違いは，植物の根や虫が掘った穴が入りこみそれらを通じて長時間にわたって多くの水みちが形成されていると考えられる実際のフィールドにおける透水と，土粒子の空隙を流れる実験室のオーダーのミクロな透水との質的な相違によるものと考えられる.

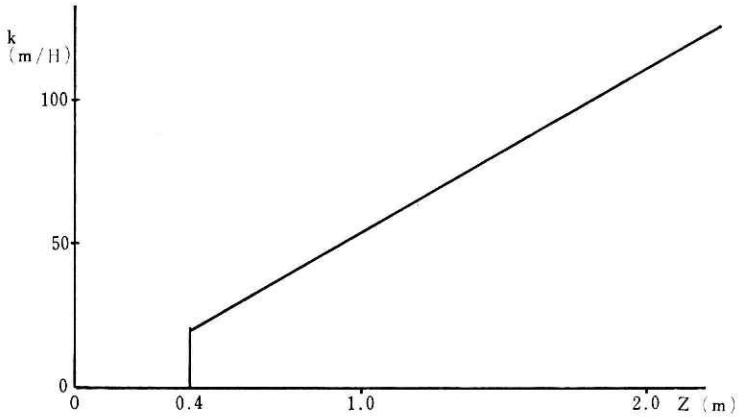


図 12　解析より推定される透水係数の値

Fig. 12　Permeability coefficient estimated from groundwater analysis.

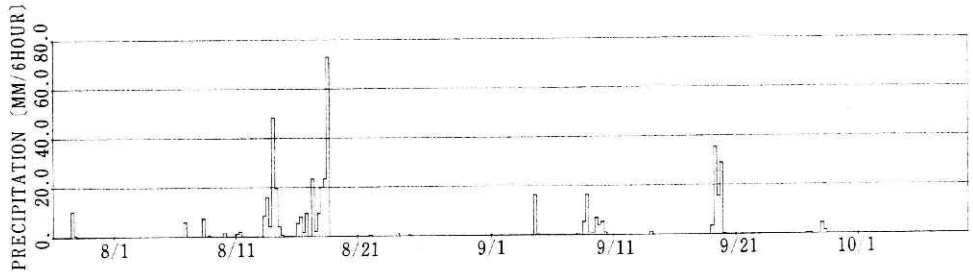


図 13　6 時 間 雨 量
Fig. 13　Precipitation for 6 hours.

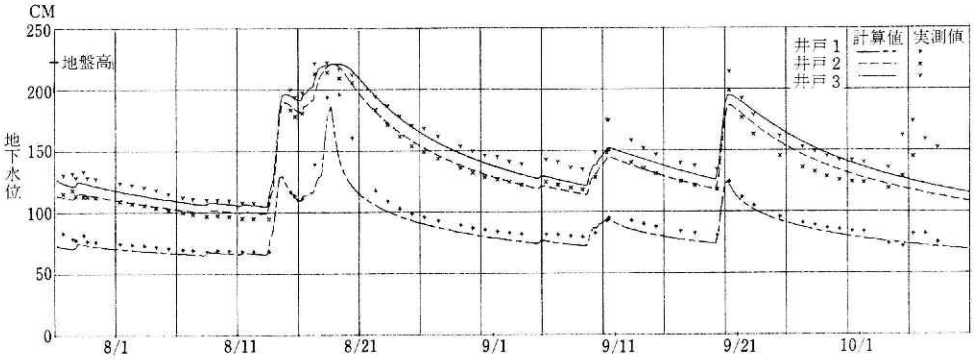


図 14　地下水位—実測値と計算値
Fig. 14　Groundwater level — observed and calculated.

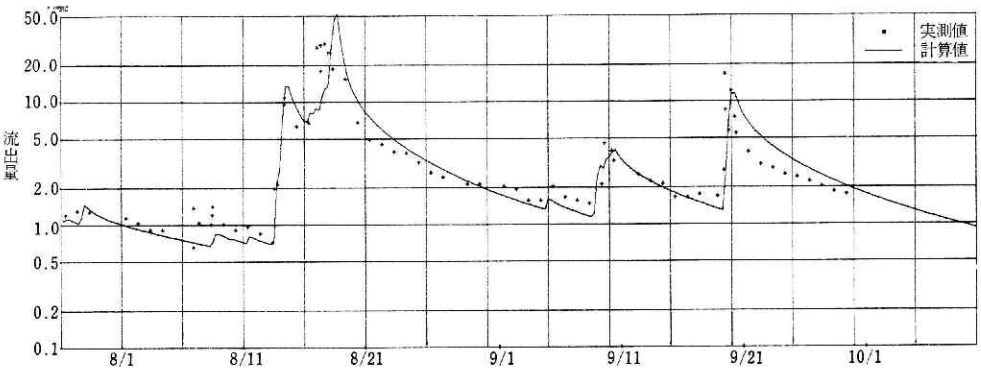


図 15　流出量—実測値と推定値
Fig. 15　Discharge — observed and estinated.

一方，側溝崖面からの浸出量は地下水位から(5)式によって求まる．6.3で述べたように，洪水後の減衰時においては松林からの流出は流域全体からの流出の約 1/3 程度と考えられるから，(5)で求めた値を3倍したものを流量推定値として実測値と比較した．結果は図15に示すように，洪水時の一部を除いてかなりよく一致した．これは平坦地での流出の長期

成分の大きな部分が，地表付近の幅1～数m程度の薄い，降水性のよい層の中の水平浸透によってよく説明されることを示している．

6.5 結　　論

防災センター構内の平坦な自然林地で雨量，地下水位，流出量を観測し，また簡単な浸透モデルにより浸透，浸出のシミュレーションを行なって次の結果を得た．

（1） 平坦な自然林地では，雨水は土壌が飽和するまではほとんど全量が土中に浸透し，地下水面に達する．

（2） 地下水位はこの季節では通常地表下1m前後，不飽和土壌の有効空隙率は約0.1で，したがって土壌の飽和雨量は約100mmである．

（3） 地下水の流出は，土地の起伏によって生ずる水位勾配による土壌の表層中の水平浸透によってよく説明される．

7. ま と め

道路，造成地，未造成地などが混在する平地小流域からの流出特性を明らかにするため，国立防災科学技術センター構内において流量観測を行なった結果，次のような事が明らかとなった．

（1） 流域を表面流出発生域と浸透域に分離すると，累加雨量が少ない場合は，道路など流出率の大きい地表条件のところが表面流出発生域となるが，累加降雨量が増すにしたがって，浸透域においても表面流出が発生し，表面流出発生域は累加降雨量の増加にともなって拡大する．本観測では，降雨開始後3～8mmで仮設道路からの流出が起こり，累加雨量が40mm前後になると造成地の窪地に湛水域ができ，そこから表面流出が発生する．さらに，100mm前後になると流域各所の窪地貯留域からの流出も起こり始める．累加雨量が300mm前後まで達するようになると，松林からも表面流出が発生するようになり，ほぼ流域全体が表面流出の発生域となる．このような状態になると流出量も急増する．

（2） 総雨量が小さい間は，総流出率は小さいが，総雨量が大きくなると総流出率も大きくなる．

（3） ピーク流量は累加雨量に強い影響を受ける．

（4） 平坦な小流域からの流出予測法として，流出現象からみて，道路，造成地，松林等が同程度のオーダーで混在する小流域を対象とする場合，流域を同種の地表条件で分割し，それぞれの区域からの流出を工種別飽和雨量とそれぞれの時定数を持った一次遅れ系で表わし，さらに，それらを一次結合するという一連の方法を用いた．この結果，比較的良い洪水再現計算結果が得られた．

（5） （4）の方法で解析した結果，総雨量80mm以下の降雨に対して，流出量は累加雨量が8mm，30mm，60mm前後に達する時点で，大きな増加を示すこと，また，ハイド

ログラフを時定数で特徴付けると，6×10^{-1}(1/10 min)，5.45×10^{-2}(1/10 min)，$5.3\sim6.0\times10^{-3}$(1/10 min) の三つの時定数で代表される．

(6) 地下水位および浸出のシミュレーションの結果，6.5に述べた結論を得た．

謝　辞

この観測に当たり，第1研究部木下武雄部長に御指導いただき御礼申し上げる．

参 考 文 献

1) 岡本芳美 (1974)：山地河川流域を対象とした時間有効雨量の算定の一方法について．第29回土木学会講演集．
2) 橋本健・長谷川正 (1977)：土地利用変化を評価する流出モデル．土木技術資料19-5.
3) 木村俊晃 (1962)：貯留関数法 (Ⅳ-1)．土木技術資料4-6.
4) 木下武雄 (1977)：表流水の発生と変化に関する実験．第21回水理講演会論文集．
5) 木下武雄・中根和郎 (1977)：表面流出に関する研究 (その1)—実験斜面において降雨強度が表面流出の発生におよぼす影響—．国立防災科学技術センター研究報告，第18号．
6) 豊田勝 (1974)：低平地の地表流出機構とタン水現象の解析法．農業土木学会誌，Vol. 42-8.

(1978年6月7日　原稿受理)