

東京大学農学部 正員 杉山博信
京都大学防災研究所 正員 角屋 睦

Table 1. 実験条件一覧表

実験NO.	表層材料	こう配	k	p
1	滑面	5%	0.032	0.33
2	粗面 (7.29-19.27)	5%	0.394	0.58
3	人工芝生	5%	0.204	0.55
4	人工芝生	4%	0.337	0.61

1. まえがき 今まで、単位図法を初めとして各種の流出解析法が提案され、治水、利水計画の見地から、ほぼ満足すべき結果をあげてきたが、大地を流れる雨水の挙動の水理学的な解明は十分とは思われない。そこで、本報告では、雨水の流出機構を解明する初歩的段階として、山腹斜面での雨水流を人工降雨実験で再現し、貯留量と表面流出量の関係、および、遅滞時間の推定について検討し、かつ、得られた手法を実流域に適用してその妥当性を検証する。

2. 基本式 山腹斜面流が等流に近ければ運動方程式および連続式は次式で表現される。 $h = kg^p$ — ① $\frac{dh}{dt} + \frac{dh}{dx} = r - g$ — ② ここで、 h : 水深、 g : 単位巾流量、 x : 距離、 t : 時間、 r : 降雨強度、 p, k : 定数

斜面上の単位面積当りの貯留量 S は kinematic wave 理論により次の様に展開される。i) 降雨継続期間: 特性曲線 $\frac{dS}{dt} = \frac{g}{pk}$ において、

$t = kg^p / r$ での S は $\frac{dS}{dt} = r - g$ を積分し、初期条件より $S = kg^p - \frac{1}{k} \left(\frac{kg^p}{r} \right)^{\frac{1}{p+1}} \frac{P}{P+1} \left(\frac{kg^p}{r} \right)^{\frac{P+1}{p}}$ — ③ ③式を整理すると $S = K L^p g^p [1 + P(1 - \gamma L)] / (1 + p)$ — ④ ここで、 γ は特性曲線が $x = t = 0$ を出発して t まで流下する距離。

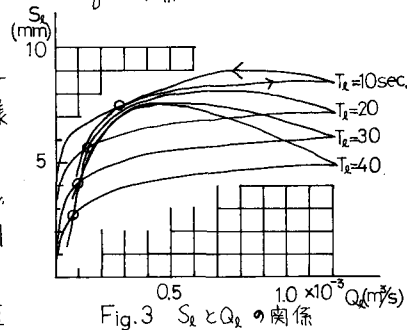
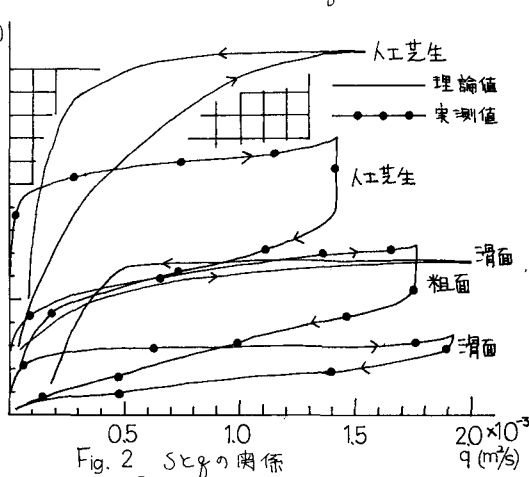
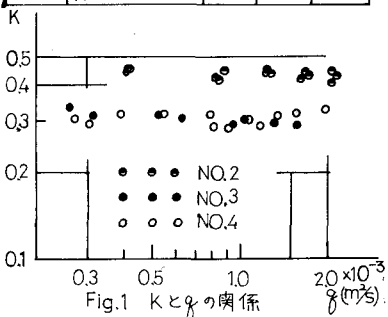
ii) 降雨終了後: $\frac{dS}{dt} = -g/L$ — ⑤ $t = pk/g^{1+p} \cdot (L-x)$ — ⑥

⑤、⑥式を i) の場合と同じ様に展開し整理すると次式となる。 $S = k/g^{1+p} \cdot L^p g^p - \frac{1}{k} \left(\frac{k}{g^{1+p}} \right)^{\frac{1}{p+1}} \frac{P}{P+1} \{ pk/g^{1+p} \cdot (L-x) \}^{\frac{P+1}{p}}$ — ⑦

3. 実験装置及び方法 実験装置は、巾 1m、長さ 10m のこう配可変水路で、人工降雨発生装置としては散水ノズルを2列に36ヶ使用した。流量測定は、実験水路の末端部に設置した計量槽の水位を自記させ、さらに、側壁からマノメーターを突出させて水位を実測した。Table 1 は実験条件の一覧表である。

4. 実験結果及び考察 i) 流れの抵抗則: 雨水流出の運動方程式が $h = kg^p$ で表現されるとき、定数 k, p は流れの状態によ、1 次の様に表示できる。④乱流で Manning の抵抗則に従う場合には $k = (N/\tau)^p$ 、 $p = 3/5$ 、⑤層流の場合には、 $k = (32\eta/g)^p$ 、 $p = 1/3$ 、ここで、 η : 動粘性係数

実験 NO. 2, 3, 4 の場合に、流れが Manning の抵抗則に従うものとして、実験水路の上流端から 2, 4, 6, 8, 10m 各地点での k および g を算出すると、Fig. 1 に示すとおり各地点での k 値はほぼ一定値となる。これは、流れが乱流で Manning の抵抗則に従うことを意味している。次に、実験水路の上流端から 2, 4, 6, 8, 10m 各地点での定常時における水深を実測し k, p を算出した。Table 1 の k, p はその一例である。



ii) 貯留量と流出量の関係：一般に、全表面貯留量はDepression storage, Wedge storage, Detention storageの合計で表示される。今回の一連の実験では、実験開始前にくば地を蒸水にして実験を試行したので実験貯留量はWedge storageとDetention storageを加えたものであり、また、④と⑦より算出した理論値はDetention storageのみの値である。Fig.2は各実験条件での貯留量と流出量の関係を図示したもので、実験値及び理論値いずれの場合にも貯留量と流出量の関係は顕著なヒステリシス効果を表わしている。

iii) 遅滞時間の推定：降雨中遅滞時間(T_d)を一定とし、10秒毎に T_d を変化させた場合のみぎけの貯留量(S_d)と流出量(Q_d)の相関図の一例がFig.3である。図から判断して、 S_d と Q_d の関係は一価関係に成り得ないが特定の範囲内では一価関数になりうる。

そこで、 T_d は $T_d=f(Q)$ で表示されるものとする。 T_d を変化させた各 $S_d \sim Q_d$ 曲線の上昇部と下降部との交叉点が一価になりうるので、各々の曲線での交叉点をさし、 T_d と Q の相関を両対数紙上にプロットした。その一例がFig.4である。ほぼ直線で近似できるので T_d は Q の関数で表示でき、定数は流域系を構成する因子により左右されるものと思われる。次に、 $T_d=f(Q)$ に基づいて $Q_d=Q(t+T_d)$ 及び S_d を算出する。Fig.5は両対数紙上に S_d と Q_d をプロットした一例であり、矢印のバウツギがあるにしてもほぼ直線で近似できる。

つまり、 T_d を降雨中一定にした場合、 S_d と Q_d の関係は一価関数になりはくいが、 T_d を Q の関数で表示しおぎより一価関数に近い関係を示す。

5. 実流域への適用と考察
 $T_d=f(Q)$ の適用性を検証する。対象流域として、名古屋市東部の香流川流域(流域面積26.99km²)を選定し、特に1972年6月8日と7月24日の出水を出水モデルとして考察を知る。まず初めに、洪水期間中 T_d を一定とし10分毎に T_d を変化させて T_d と Q の関係を両対数紙上にプロットするとほぼ直線を示し $T_d=121.3Q^{-1.2}$ (ここで、 T_d :分、 Q :m³/s、6月8日の出水)で表示できる。

次に、 $T_d=121.3Q^{-1.2}$ に基づいて S_d と Q_d の関係を検討する。 Q_d は $Q_d=Q(t+T_d)$ の關係から求め、 S_d は關係式 $R-Q_d=dS_d/dt$ から計算すると S_d と Q_d の關係は一価関数に近い關係を示す。従来は、 T_d を一定として S_d と Q_d の關係を求めたが、 T_d を Q の関数とみなして S_d と Q_d を算出しおぎより一価関数に近い関数を得られる。

次に、 $T_d=121.3Q^{-1.2}$ を7月24日の出水に適用する。Fig.6は $T_d=121.3Q^{-1.2}$ から算出された S_d と Q_d の關係でほぼ直線で近似でき、またFig.7は各々の S_d と Q_d の關係式に基づいて数値シミュレーションした結果である。 $T_d(Q)$ を基にしたシミュレーションの結果は再現性が良好なため、対象地区では、 $T_d=121.3Q^{-1.2}$ は T_d を推定するには十分な関数と思われる。

6. あとがき
人工降雨実験より得られた遅滞時間推定法を実流域に適用し検証した。その結果、 T_d を一定とするよりも、 T_d を Q の関数とみなした方がよさそうであり、また、 $T_d=f(Q)$ は流域系を構成する因子により左右されると思われる。最後に、実験に多大な助力を下された研究室の皆様へ感謝し、

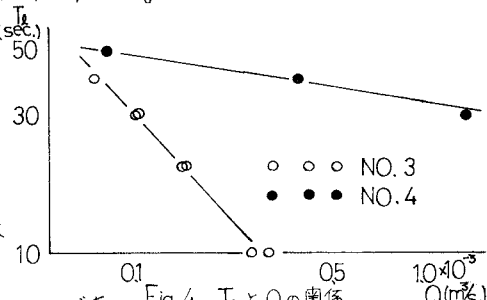


Fig. 4 T_d と Q の關係

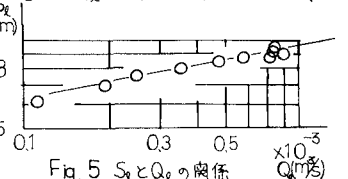


Fig. 5 S_d と Q_d の關係

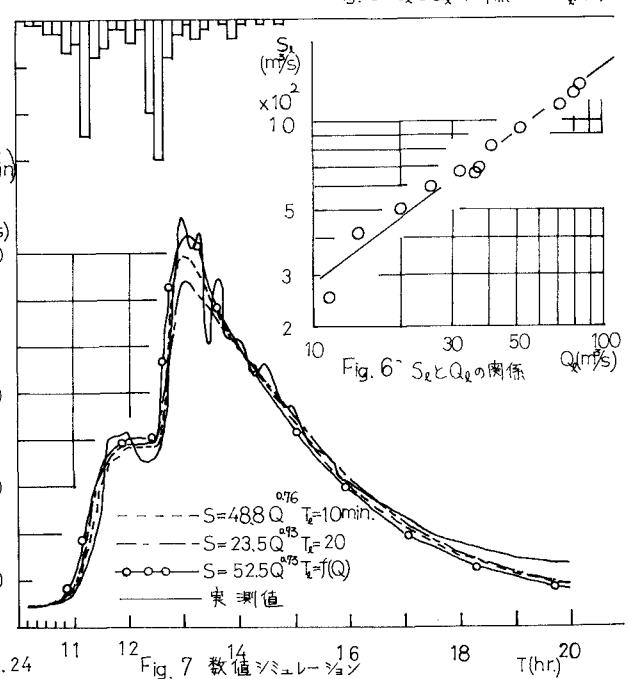


Fig. 7 数値シミュレーション