

東京教育大学 農学部

正員 〇杉 山 博 信

正員 野 口 正 三

1. まえがき

大地に降った雨水が、流域形態を構成する因子(土壌、地形、植生等)により、どんな影響をうけながら山地斜面を流下するのかが究明するために、流域形態を単一化した山試験区を設定し散水実験を試行した。本報では、雨水流の追跡に kinematic wave 理論を適用した。

2. 実験方法

Fig.1の様に、巾5m、長さ10m(50m²)、地形に渡り7%の山試験区を設定し、下端には表面流出水を集水する樋を設置し、集水量を三角ビンの水位を自記させて測定した。また、浸透量を抑制する目的で地表面下50cmのところにビニールシートを敷いた。スプリンター(庭園用のRain Jet)を立体的に三基、試験区の中央に設置し、散水量は試験区内に設置した転倒マス型自記雨量計で測定した。さらに、散水分布状態を観測するために試験区内にビーカー12個を配置し、また、風速観測のために下端側に鉄柱を立て、地表面から0.5m間隔に5箇所はAnemをつけて風速計を設置した。

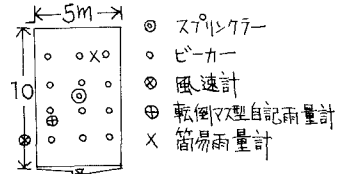


Fig. 1.

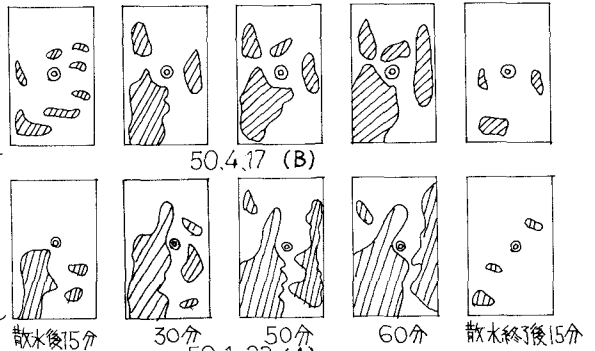


Fig. 2 たん水状況

3. 実験経過

散水開始後どのようにたん水や水みちが出現し拡大してゆくのがスケッチしたものがFig.2であり、AとBは散水開始前の被覆状態と先行降雨状態が異なる状況でのたん水状況を図示したものである。Aは試験区全面が枯葉堆積層でおおわれ前日に総雨量25.0mmの降雨があり、Bは試験区の末端部から中央部にかけて雑草が繁茂し始め、4日間の無降雨が続いたときのものである。AとBを比較すると、流出強度の定常時や散水終了後の

Table.1. 散水実験一覽表

Date	散水開始時間	散水強度 mm/h	流出開始 時間	最終損失 mm	最終降雨 mm	N	K	備考
49.10.31	55	56.2	5	14.0	42.2	1.15	2.409	30日, 10.0mm
11.14	60	57.5	4	17.0	40.5	1.24	2.528	10日間, 0.0mm
11.28	55	73.0	4	24.0	49.0	1.56	2.898	10日間, 0.0mm
12.5	80	60.8	5	11.5	49.3	1.41	2.735	2日, 5.0mm
12.24	70	80.6	5	29.0	51.6	1.72	3.075	24日, 午前小雨
50.1.23	60	60.0	6	6.0	54.0	1.50	2.836	22日, 25.0mm
4.17	60	79.0	6	39.0	40.0	1.50	2.830	13日, 小雨
4.28	60	58.5	6	15.0	43.5	1.44	2.764	27日, 午後小雨
5.21	55	52.9	7	20.3	32.6	1.07	2.318	17日, 24.0mm
5.30	60	68.0	7	30.1	37.9	0.88	2.051	27日, 5.0mm
6.13	60	67.5	4	16.2	51.3	1.77	3.126	12日, 小雨

たん水面積の状況には、余り大きな変化はみられませんが、散水開始後のAのたん水面積拡大速度がBよりもはやく、最終損失量にも大きな差異がある。一般的には、散水開始後4〜7分程度で流出が始め、水みちらしきものが各所に出現してくる。15〜20分経過すると流出強度はほぼ定常状態となり、損失量もほぼ一定値に近づく。時間の経過とともに、たん水面積は拡大し水みちは、さらに、地表面は水分をたっぷりも含んだ飽和状態となる。散水終了後5分〜10分ぐらいは(被覆状況により異なるが)ハイドログラフの下降部は急激な減少状態を示すが、その後の減少は緩慢となり、上流端付近のくぼ地たん水は消滅する。

4. 考察

山腹斜面に一樣に表面流が発生しているならば、斜面流の運動及び連続方程式は次式で表現される。

$$h = kg^p \quad \text{--- ①} \quad , \quad \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = \alpha h \quad \text{--- ②}$$

ここで、 h :水深、 q :単位巾流量、 x :距離、 t :時間、 i_e :有効降雨強度、 α :単位変換定数、 P と K :定数。表面流の流れに対してManning則を認めるならば $k=(N/\sqrt{\sin\theta})^P$ 、 $P=3/5$ 、ここで、 N :等価粗度、 θ :斜面傾斜角。

雨水到達時間は①と②の特性方程式の展開により次式で表現される。

$t = K l^P / (\alpha i_e)^{1-P}$ ——— ③ ここで、 t :雨水到達時間、 i_e :有効降雨強度、 K と P :定数

さらに、若干の計算により斜面の等価粗度 N は次式で表現される。

$N = (\sqrt{\sin\theta}/\alpha) \{ (\alpha i_e)^{1-P} t \}^{1/P}$ ——— ④

ここで、 l :斜面長

被覆状態が異なる2例、49.12.24^日(枯葉堆積層の厚い時期)と50.5.30^日(植生繁茂の敷しい時期)の散水実験結果をモデル洪水波形に選定して、雨水流出過程を追跡した。

斜面がばね飽和状態にあるとし、有効降雨強度を単純に $i_e = i - f$ (f :最終損失量)、また、雨水到達時間は、散水開始時から流出強度が定常になるまでの時間と考え、各々のモデル洪水波形から K 値を算出し、有効降雨強度 i_e と雨水到達時間 t との関係を検討した。

Fig.3の実線はモデル洪水波形の被覆状態のもとで有効降雨強度を変化させたときの理論値で、両対数軸上で直線を示して $\alpha i_e^{-0.39}$ の関係が成立する。黒丸は、モデル以外の実験値であり、被覆状態が異なるためにバラつきがみられる。

Fig.4は、モデルの雨水到達時間の実験値を用いて④式から N 値を算出し、その N 値のもとで有効降雨強度を変化させたときの流出ハイドログラフである。実線は $N=1.72$ (49.12.24^日)、破線は $N=0.88$ (50.5.30^日)における流出ハイドログラフであり、両者を比較してみると、雨水到達時間やハイドログラフの上昇状況および減衰状況に多少の変化はみられるが、むしろ、有効降雨強度の変化により流出強度がぐいに左右されている。つまり、有効降雨強度の評価が大切と思われる。Fig.5は、有効降雨強度をパラメーターとして、 N を順次変化させた場合の t と N との関係を示したもので $\alpha N^{0.45}$ の関係が成立している。

5. あとがき 単一なモデルにより雨水流を追跡したが、今後は実流域での斜面流についても、滞留因子を考慮しながら検討を続けたいと思っている。最後に、実験の援助を惜しまなかった研究室の皆さんに感謝します。

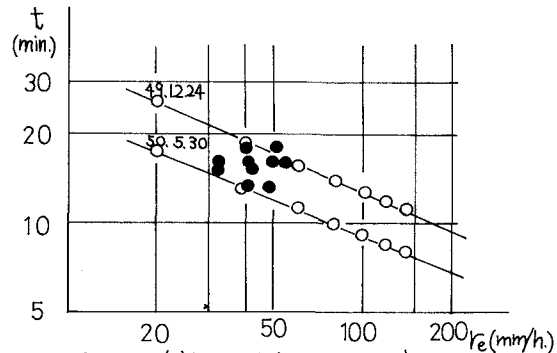


Fig.3 有効降雨強度と雨水到達時間の関係

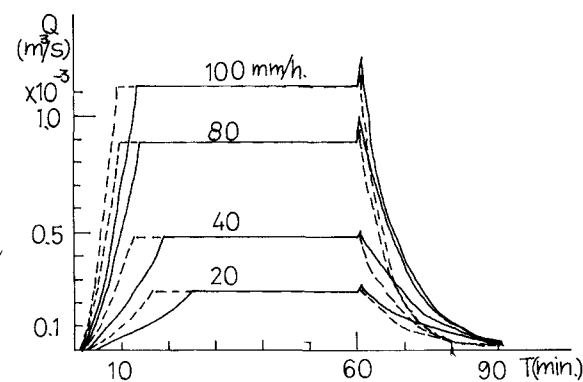


Fig.4 流出ハイドログラフ

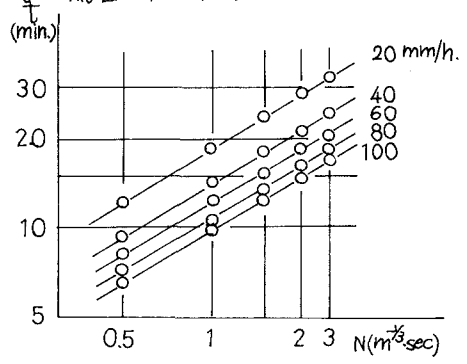


Fig.5. t と N の関係

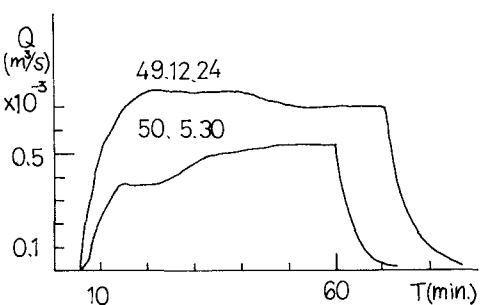


Fig.6. 流出ハイドログラフ