

一次元鉛直不飽和浸透を用いた山腹斜面域からの洪水流出解析

Analysis of Storm Runoff from Hillsides by One-dimensional
Transient Saturated-Unsaturated Flow

岩手大学農学部 正 員 ○太 田 岳 史
京都大学農学部 窪 田 順 平

1. はじめに

山地流域において山腹斜面は、ハイエトグラフの波形をハイドログラフの波形へと変換させる場である。この山腹斜面における雨水の流出過程を明らかにしていくことは、洪水予測や水資源の有効利用にとってのみでなく土石流・表層崩壊などの流出水が誘因となって生じる土砂移動現象の解明にとっても基本的かつ重要な課題である。

ここで、災害に関連した雨水流出に対する課題が、洪水流出現象の解明にあることは言うまでもない。現在では、タンクモデルのほかキネマティック・ウェーブ法に基づく福嶋ら²⁾による並列斜面モデル、小川⁶⁾によるウォーター・パスモデルなどにより、洪水流出を精度よく再現することが可能である。しかし、これらのモデルにおいても、流出水の運動を飽和流のみで表現している点、DUNNE¹⁾らが指摘する流出生起場が時間的に動的であることがモデル上表わされない点、有効降雨の算定法など残された問題がある。そこで、太田はこれらの問題を統一的に説明でき、かつ洪水流出の予測が可能なモデルを導くため、山腹斜面小プロットでの降雨実験から洪水流出過程を一次元鉛直不飽和浸透過程と飽和側方流過程とで表現することによって、洪水流出の基本的特性を再現できることを示した⁷⁾。また、この基本モデルに斜面長方向の初期水分分布を与えることにより、有効降雨の概念を用いることなく小プロットからの洪水流出や初期流量による洪水流出量の変化が再現されること、初期流量と初期水分分布を決定するパラメーターは密接な関係があること、モデル上洪水流出場の変化が表わせることなどを報告した⁸⁾。

本研究では、初期水分分布を決定するパラメーターの持つ意味について検討を加えるとともに、上記の小プロットと比較して複雑な土層厚分布を示す大斜面域について上記の斜面流出モデルの適応性を検討し、山腹斜面域での洪水流出機構を考察した。

2. 対象斜面域の概要

本研究において対象とする斜面域は、滋賀県琵琶湖南東部に位置し風化花崗岩から成る丘陵性山地にある桐生水文試験流域内の1支流である。同流域は面積0.4haであり、その地形は図-1に示すとおりである。ここは、量水堰から約5m上流に空石積み堰堤があり、その上流約20mにわたって堆砂面がひろがっている。そして、この堆砂面から上流は2つのV字谷にわかれている。なお、同流域で通常表流水が存在している部分は上記の空石積み堰堤と量水堰の間のみであり、雨水流出に対する河道による変形効果は小さいと判断できる。そこで、本研究では河道を考慮せず同流域を斜面域として扱う。植生は、1897年頃植栽のヒノキを主体としており、良好な林地である。

同斜面域では、窪田ら⁹⁾により土層厚が詳細に調査されており、その分布は図-2に示すとおりである。この調査は主に検土丈を用いて行われたが、トレンチカットによる観察によりB層下端(基岩面)までの深さを示している。そして、この面は、先に述べた小プロットでの降雨実験において、降雨にともなって形成される飽和土層が生じる面と一致していると判断される。

流出量は、下流端において30°Vノッチによって測定されている。降雨量は、

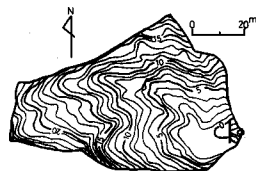


図-1 対象斜面の地形

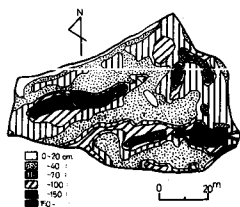


図-2 土層厚の分布
(窪田ら⁹⁾による)

桐生水文試験流域中央部にある露場での、0.5mm単位の転倒マス型雨量計による記録を用いた。

3. 斜面流出モデルの構成

3.1 雨水流出経路とその基礎式

太田ら⁹⁾が小プロットにおける降雨実験から示した山腹斜面における洪水流出に対する雨水の基本的流出経路は、図-3に示すとおりである。すなわち、雨水流出過程を、基岩までの不飽和浸透過程と基岩上の飽和側方流過程の2過程で表現する。前者には、高山¹⁰⁾の報告を参考にし一次元鉛直不飽和浸透理論を用い、有効降雨の概念を用いることなくハイエトグラフに変形を与えた後、後者において飽和ダルシー則に基づくキネマティック・ウェーブ法によって側方流を計算する。基岩までの不飽和浸透過程には、不飽和領域へ拡張されたダルシー則を用い、これをRICHARDSに従って表わせば、

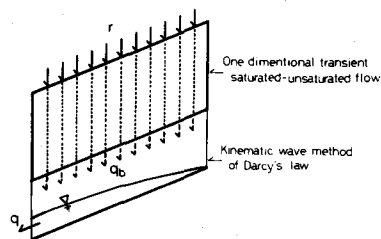


図-3 雨水流出経路のモデル上の表現

$$C(\psi) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left\{ K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial Z} + 1 \right) \right\}, \quad C(\psi) = \frac{d\theta}{d\psi} \quad \dots\dots\dots(1)$$

ψ : サクション, t : 時間, Z : 深さ(上向きに正), $K(\psi)$: 透水係数, θ : 体積含水率となる。(1)式の数値計算には、谷¹⁰⁾による差分近似法を用いた。一方、飽和側方流過程に用いるキネマティック・ウェーブ法の連統方程式、運動方程式は、それぞれ(2)、(3)式によって示される。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = q_B \quad \dots\dots\dots(2)$$

$$h = k \cdot q^p, \quad k = (r/K_s \cdot \sin I)^p, \quad p = 1.0 \quad \dots\dots\dots(3)$$

h : 水深, q : 単位幅当り流量, t : 時間, x : 距離, q_B : 不飽和浸透過程からの供給量
 r : 空隙率, K_s : 飽和透水係数, I : 不透水層傾斜角, k, p : 定数

3.2 初期水分分布

一般に、鉛直土層カラムにおける定常時でのサクション分布は、

$$\psi = H - Z \quad \dots\dots\dots(4)$$

H : 基準面でのサクション値, Z : 基準面からの高さ, ψ : サクション

で与えられる。しかし、山腹斜面においては降雨直前でも、土層全層にわたって(4)式が成立していない場合が多いであろう。そこで、本モデルでは、斜面長方向の初期水分分布を次式によって与える。

$$\psi = H - M \cdot Z_m, \quad Z_m = l_m \cdot \tan I \quad \dots\dots\dots(5)$$

l_m : 水平方向の位置, M : 土層の乾湿によって決まるパラメーター

ここで、小プロットでの解析結果から、 M は初期流量(q_0)の増加によりほぼ指数的に減少することは、既に報告している。(5)式のモデル上への近似法は、斜面を斜面長方向に n 個の単位斜面に分割し、各単位斜面土層底面での下流端と上流端の ψ を(5)式によって求め、その平均値を単位斜面での初期値として与える。なお、鉛直方向には(4)式によって初期条件が決定される。

3.3 土壌水分特性

不飽和浸透過程に用いる土壌水分特性は、小プロットと同じである。すなわち、次のK_{LUTE}⁴⁾の経験式を用いた。

$$\theta = r \cdot \frac{\cosh\left(\frac{\psi}{\psi_0}\right)^\beta - \frac{r - \theta_r}{r + \theta_r}}{\cosh\left(\frac{\psi}{\psi_0}\right)^\beta + \frac{r - \theta_r}{r + \theta_r}}, \quad C(\psi) = \frac{1}{\psi_0} \cdot \left(\frac{\psi}{\psi_0}\right)^{\beta-1} \cdot \frac{r - \theta_r}{r + \theta_r} \cdot \frac{2\beta r \cdot \sinh\left(\frac{\psi}{\psi_0}\right)^\beta}{\left\{ \cosh\left(\frac{\psi}{\psi_0}\right)^\beta + \frac{r - \theta_r}{r + \theta_r} \right\}^2} \quad \dots\dots\dots(6)$$

θ_r : 気乾含水率, ψ_0, β : 土壌特性パラメーター

$$K(\theta) = 10^{\{(\theta - \theta_r) / (r - \theta_r) - 1\} \cdot n} \cdot K_s \dots \dots \dots (7)$$

3.4 対象斜面域に対するモデル構成

図一5 対象斜面域の単位斜面への分割

表一 1 単位斜面の諸元

Slope No.	Length (m)	Width (m)	Depth (cm)	Angle (rad.)
1	6.0	4.3	50	0.518
2	6.0	4.3	50	0.518
3	11.0	4.7	50	0.426
4	17.0	5.6	65	0.440
5	19.0	13.9	110	0.262
6	7.0	22.1	50	0.581
7	13.0	28.3	65	0.366
8	12.0	31.2	65	0.394
9	12.5	40.0	45	0.380
10	10.0	20.0	45	0.462
11	11.0	74.7	55	0.426
12	5.0	18.2	75	0.785
13	15.0	34.0	75	0.321
14	10.0	39.1	45	0.462
15	5.0	28.0	50	0.462

4.1 q_0 -M関係の推定

窪田ら⁵⁾は、本対象斜面域内の左俣において、飽和度と流量の関係について検討している。この報告では、下流端飽和度と流量の間に明確な対応関係が認められる。一方、本流出モデルでは、3.4で述べたように各ブロックの下流端水分量を一定として扱う。そこで、上記の関係ほど明確ではないが、斜面平均飽和度($\bar{s}$)と流量(q : mm/hr)の関係を用いた。この回帰式は、

$$q = 2.26 \times 10^2 \cdot \bar{s}^{8.45} \quad r = 0.765, \quad N = 84 \quad \dots\dots\dots(8)$$

—537—

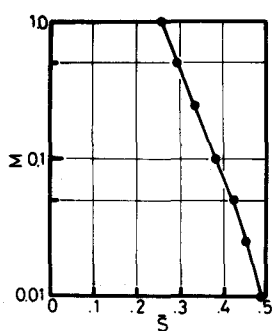


図-6 $\bar{s}$ -M関係

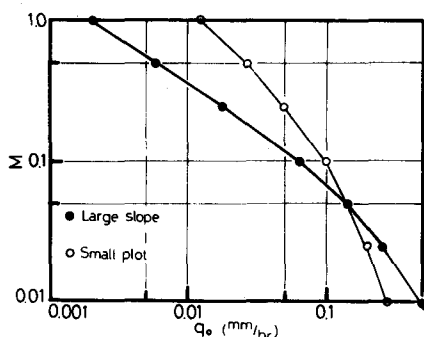


図-7 推定される q_0 -M関係

り得られた推定関係は、図-7に示すとおりである。また、図-7には小プロットでの推定関係を、あわせて示した。なお、小プロットでの q_0 - $\bar{s}$ 関係は降雨実験前の採土した結果から、(8)式中の係数は 2.01×10^{-1} である。図-7より、 q_0 -M関係はほぼ指数的減少関係にあり、大斜面域の方が傾きが小さくなることが推定される。

4.2 ハイドログラフと q_0 -M関係の再現性

本斜面流出モデルによって、ハイドログラフの再現を試みた。シミュレーション結果の出力ステップは、10分単位としている。また、シミュレーションに際しては、解析期間の総流出量が実測値に対して計算値が80%以上100%以下になることを一応の基準として、トライアルによってMを決定した。

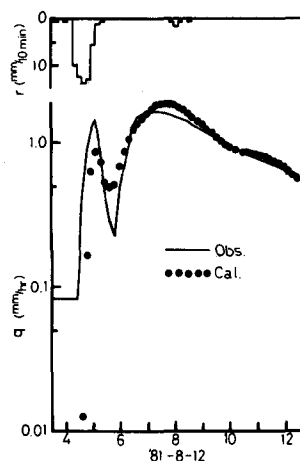


図-8 解析例(1)

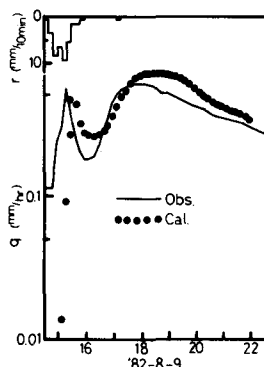


図-9 解析例(2)

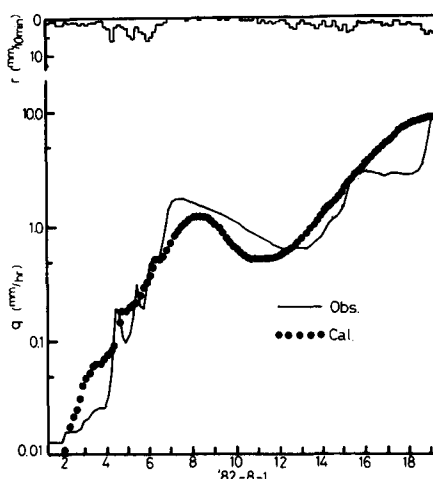


図-10 解析例(3)

この結果の一例は、図-8～10に示すとおりである。なお、図-10に示す82年8月1日の出水ではこの後欠測となったため、出水前半部のみをシミュレーションの対象とした。これらの図によれば、後半部でのハイドログラフの上昇が計算値は実測値と比較して緩慢になる傾向にあり、この傾向は解析例(3)の16時頃から以降で特に顕著となる。しかし、全体として各シミュレーション結果とも、実測値の波形をかなり再現できていると考える。なお、計算ハイドログラフの上昇が緩やかに示される原因としては、本モデルにおいては基岩上に飽和水深が発生した場合にも図-3に示すように不飽和浸透に対する浸透距離を不変として扱うこと、実際には右俣谷

底部でしばしば表面流出が見られるが本モデルでは各単位斜面の平均土層厚を用いることから流出成分がすべて浸透流出として扱われたこと等が挙げられよう。

次に、上記のシミュレーションに用いられたMの値の、4.1で推定された q_0 -M関係に対する再現性を検討する。この推定関係と解析に用いた値を比較すれば、図-11に示すとおりである。なお、図-12には、小プロットにおける比較を示した。これによれば、解析に用い

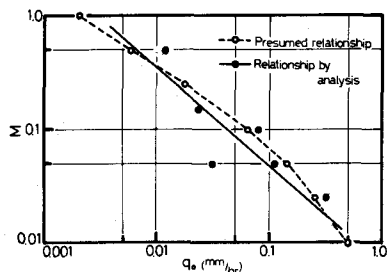


図-11 q_0 - M 関係の推定関係と解析から得られた関係

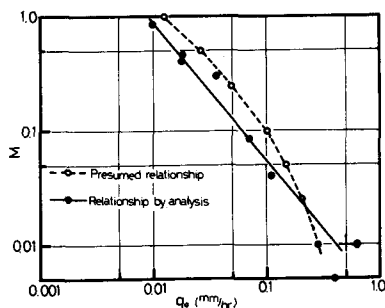


図-12 q_0 - M 関係の推定関係と解析から得られた関係 (小プロット)

ここで、解析から得られた q_0 - M 関係の近似式は、

$$\text{大斜面域: } M = 6.22 \times 10^{-3} q_0^{-0.870} \quad (9)$$

$$\text{小プロット: } M = 3.39 \times 10^{-3} q_0^{-1.21} \quad (10)$$

である。このように、4.1で推定された両斜面域での傾きの相違を、解析から得られた関係は再現している。

4.3 流出の生起場

ここで、本斜面流出モデルによって示される洪水流出の生起場について述べる。解析例(1)において飽和側方流が発生したのは、No 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10の9単位斜面であり、モデル上の流出に関与した面積率は0.489であった。また、解析例(2)では、No 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8の7単位斜面で面積率は0.315であった。この2つの出水に共通して見られる第1の鋭敏なピークは、ともにNo 1, 2からの流出によって形成され、第2のピークはNo 5より上流の流出成分によって形成された。また、初期流量の大きい解析例(2)での流出に関与した面積率は、解析例(1)より小さくなることから、流出に関与する面積には初期水分条件と総降雨量の2つの要因が影響していると判断される。また、解析例(3)では、降雨の継続につれて上記の2つの出水と同様に飽和側方流の発生する単位斜面が上流へと拡大していき、17時20分以後では全流域に飽和側方流が発生した。

4.4 洪水流出量

最後に、この斜面流出モデルを用いて、本斜面域における総降雨量 (R) と洪水流出量 (D) の関係を検討する。この検討には、降雨強度20 mm/hrの矩形ハイトグラフを用いた。 M には、0.05と0.2の2つの値を用いた。これらは、(9)式より初期流量0.0911 mm/hr, 0.0185 mm/hrに対応する。また、洪水流出の終了は、降雨停止後8時間とした。なお、同流域での実測 R - D 関係には、福嶋³⁾が直線によって近似した関係を用いた。

これによって得られた結果は、図-13に示すとおりである。これによれば、 $M = 0.2$ によって得られた関係は、観測された範囲内の傾向に近いものとなっている。一方、 $M = 0.05$ では R が60 mmまでは実測値に近い傾向を示しているが、 R が60 mmを越えるとかなり大きい値を示すようになる。しかし、実測値では R の大きい時の点が少ないこと、また初期流量別に整理されていないこと等から、詳しい検討はさける。

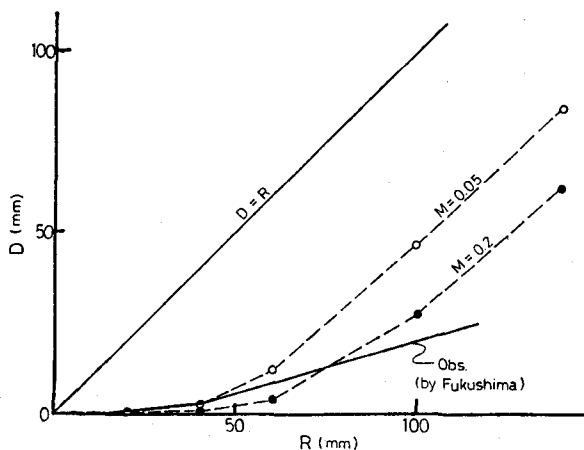


図-13 実測された R - D 関係とモデルから得られる R - D 関係

次に、小プロットにおけるR-D関係の比較を行う。先に筆者ら⁸⁾は、小プロットにおけるR-D関係は、初期流量によって大きく異なり、本斜面流出モデルによりその関係を再現している。一方、本斜面域ではR-D関係が図-13に示されるように1つの関係で近似できるということは、先に述べた理由のほか初期水分による差が小プロットより小さいことが考えられる。ここで、本モデルにより本斜面域と小プロットで得られる洪水流出量の初期流量による差を、表-2に示した。なお、小プロットでは、初期流量0.1 mm/hrと0.017 mm/hrでの差を示した。これによれば、同程度の初期流量の変化に対して、大斜面域の方が洪水流出量の差が小さくなっている。これは、(9)、(10)式において、大斜面域の方が傾きが小さく表わされるためと考えられ、この結果大斜面域では初期水分の影響が小さくなるものと判断される。

表-2 モデルによって得られる洪水流出量の差

Large slope		Small plot	
R (mm)	Difference	R (mm)	Difference
20	0.0	18	3.81
40	1.00	36	15.59
60	8.69	63	23.41
100	18.87	90	27.13

5. まとめ

本研究では、一次元鉛直不飽和浸透理論を用いた斜面流出モデルを大斜面域へ適用した結果、以下のことが指摘された。

- 1) 大斜面域に対しても、本斜面流出モデルの再現性は認められた。
- 2) 解析に用いたパラメーターMは、平均飽和度から推定された q_0 -M関係に近い値を示した。このことから、Mは平均飽和度に対応するパラメーターと判断された。
- 3) 流出の生起場は、初期水分と総降雨量に影響されるものと考えられた。
- 4) 大斜面域では小プロットと比較して、初期流量による洪水流出量の変化が小さい。これは、 q_0 -M関係の傾きに起因すると考えられる。

なお、本研究では洪水流出の基本を理解するため、Mを用いることで単純な初期水分分布を与えて検討した。しかし、現実にはより複雑な分布をしており、今後のデータの蓄積・解析から、より適格なモデル化が必要である。本計算の一部には、東北大学大型計算機センターおよび京都大学大型計算機センター（ともに岩手大学端末）を利用したことを付記しておく。

参考文献

- 1) DUNNE, T.・BLACK, R.D.: Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. Wat. Res. 6: 1296~1311, 1970
- 2) 福嶋義宏・武居有恒: 山地小流域の短期流出に対するモデル. 第25回水理講演会論文集: 229~236, 1981a
- 3) 福嶋義宏: 山地小流域の短期流出に関する研究. 京大学位論文. 76pp., 1981b
- 4) KLUTE, A.: Soil Water Profile Development under a Periodic Boundary Condition. Soil Sci. 117: 265~271, 1974
- 5) 窪田順平・福嶋義宏・鈴木雅一: 山地小流域源頭部の表層土における流出特性と土壌水分変動について—滋賀県東南部の風化花崗岩山地における観測例—. 京大演報55: 162~181, 1983
- 6) 小川 滋: 山地小流域における出水解析の基礎的研究. 九大演報50: 1~68, 1977
- 7) 太田岳史・福嶋義宏・鈴木雅一: 一次元鉛直不飽和浸透を用いた雨水流出特性の検討. 日林誌65: 125~134, 1983
- 8) 太田岳史: 一次元鉛直不飽和浸透を用いた雨水流出特性の検討(Ⅱ) 初期水分条件と直接流出特性. 日林誌(受理済)
- 9) 高山茂美: 丘陵地の流出特性に関する研究. 文部省科学研究費報告書. 91pp., 1983
- 10) 谷 誠: 一次元鉛直不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性. 日林誌64: 409~418, 1982