

京都大学 農学部 鈴木雅一

東京農工大学 農学部 窪田順平

1. はじめに

豪雨時に発生する斜面崩壊を、土質工学的斜面安定問題と水文学的雨水浸透問題のカップリングとしてシミュレーションする試みがなされるようになった。斜面安定と雨水浸透についての物理的法則性かなり明らかになり、また計算機の能力が向上し複雑な計算が容易にできるようになってきたためである。しかし、斜面崩壊シミュレーションには克服しなければならない課題が多く存在する。モデル計算がどの程度適切であるかの検証法、検証に用いる現場の崩壊記録の集積、モデル計算に用いる土質定数と浸透流パラメータの推定法、斜面の構造（土層厚分布）の与え方、等の諸点である。また、複雑な計算が可能になったとはいっても、飽和・不飽和浸透流の2次元、3次元計算はかなりの負担であり、計算の簡略化を図る必要性が高い。このため、山腹斜面の雨水浸透を簡略化して計算するモデル開発と、モデル計算の結果が山腹斜面での観測結果とどのように対応するかを検証を行った。

2. 山腹斜面の雨水浸透流モデル

今後の斜面崩壊シミュレーションに必要なモデルの要件として、①飽和・不飽和浸透流として取り扱うこと（地下水位と土壤水分の両者が求められる）、②場所によって変化する勾配と土層の厚さが与えられること、があげられよう。また、3次元形状に容易に拡張できるものが望ましい。

〔用いる基礎式〕

2次元断面の飽和・不飽和浸透流の基礎式を図-1に示すように、斜面傾斜方向にx軸、鉛直方向にz軸をとって示すと、

$$C \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ K \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} + \sin \omega \right) \right\} + \cos^2 \omega \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\} \quad (1)$$

となる。ここに、 ω ：斜面勾配、 ψ ：土壤水分圧力水頭、 $C : \partial \theta / \partial \psi$ （ θ ：体積含水率）、 K ：透水係数である。山腹斜面表層土における水移動のメカニズムはこの式で表されるが、傾斜が大きい山腹斜面では右辺第1項において $\partial \psi / \partial x \ll \sin \omega$ としうるが、現地観測から明らかにされている（窪田・福馬・鈴木(1987)、窪田・鈴木(1988)）。このとき、(1)式は、

$$C \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \{ K \sin \omega \} + \cos^2 \omega \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right\} \quad (2)$$

となる。(2)式はdynamic waveの性質を持つのがz方向だけであるので、(1)式が(2)式のよう近似されるとき、数値計算は著しく軽減されることになる。つまり(2)式では、斜面方向の側方流は土壤水分（ ψ または θ ）で定まるので、既知量として与えられ、鉛直方向の土層についてのみ数値計算をすればよく、計算のユニットが鉛直1次元のカラムとなるからである。

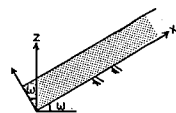


図-1 座標軸の定義

〔斜面のモデル化〕

部位により勾配と土層厚が異なる山腹斜面表土層を、図-2のようにモデル化する。斜面の上端から下端までを数本の鉛直カラムで代表させ、すべてのカラムを鉛直方向に同数に分割する。最上層の区画に雨量、蒸発量を与えて、1次元鉛直浸透計算をおこなう。このとき i 番目のカラムの j 段目の区画 (i, j) について、上流側に隣あうカラムの同じ段に位置する区画 $(i-1, j)$ から $i-1, j$ 区画の含水率に応じた(2)式右辺第1項の側方流を流入させ、下流側のカラムの同じ段へ i, j 区画の含水率に応じた側方流を流出させる。下流端のカラムからの流出も、その地点の勾配を用い同様に計算され、このカラムからの側方流出量がこの斜面からの計算されたハイドログラフとなる。

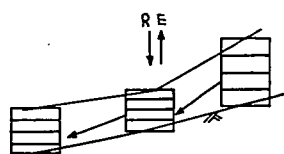


図-2 斜面のモデル化

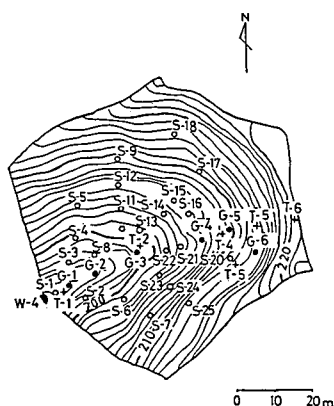


図-3 川向Ⅱ沢流域の観測施設配置

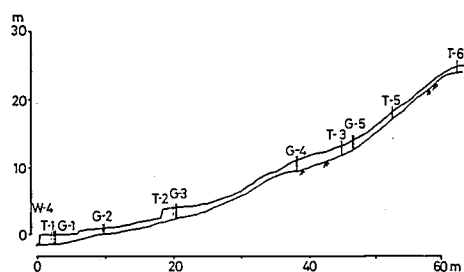


図-4 観測斜面縦断面

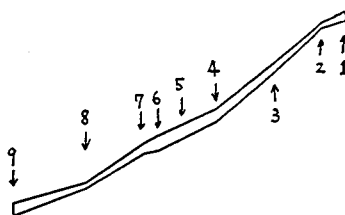


図-5 計算モデルの縦断面

3. 計算例と現地観測結果の対比

〔対比に用いる観測例〕

滋賀県南部の田上山地でおこなわれた、山腹斜面の地下水位、土壤水分についての観測事例(窪田・鈴木・福馬(1987))を対象とする。この観測は、図-3に示す小流域(0.38ha)にテンシオメーター、自記水位計、最高水位計を配置するとともに、流域下流端からの流出量が測定された。自記地下水位計とテンシオメーターが設置された測線の従断面を、図-4に示す。

〔計算モデルと計算結果〕

図-4の断面図のうちT2と記された地点から下流は谷底部であるので、計算は尾根からT2地点までの斜面を対象とした(斜面水平距離: 42.5m、基岩面標高差: 22.3m、最大土層厚: 1.81m、最小土層厚: 0.63m)。上、下流端および勾配と土層厚の変化点に鉛直カラム9本を設定し、斜面モデルを構成した(図-5)。土壤水分特性に関するパラメーターは、飽和透水係数 K_s 0.03cm/s、有効間隙

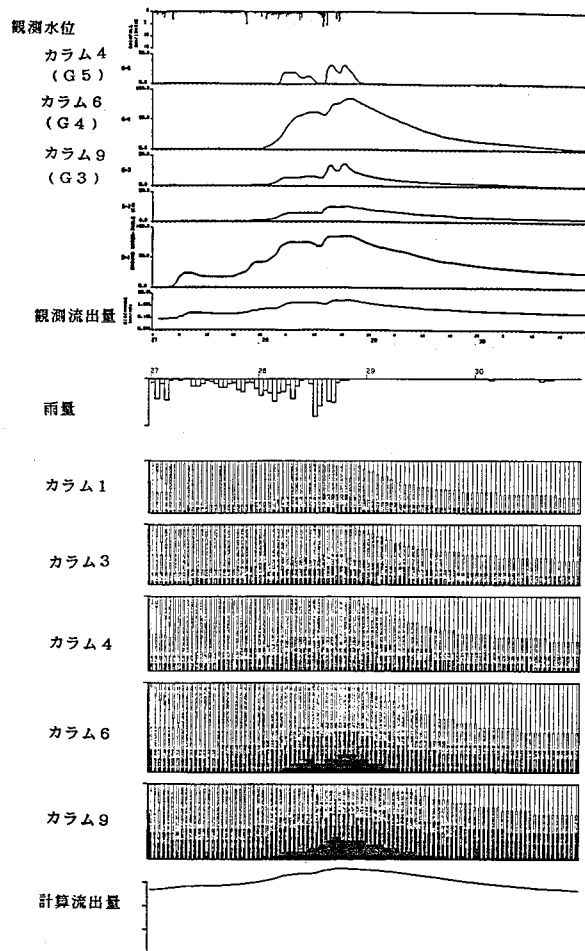
率 w 0.55とし、不飽和透水係数 K 、体積含水率 θ と圧力水 ψ の関係は次式を用いた。

$$\theta = w \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right) \exp\left(-\frac{\psi}{\psi_0}\right) + \theta_r \quad (3)$$

$$K = k_s \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right)^\beta \exp\left(-\frac{\psi}{\psi_0} \cdot \beta\right) \quad (4)$$

なお、これらの式に含まれるパラメーター β 、 ψ_0 はこの地域のマサ土について報告されている6、-40 cmを用いた。

図-6は、1983年9月の167.5mmの降雨について4日間の地下水位観測結果と計算結果を対比したものである。この降雨では、計算モデルのカラム4、6、9に相当する地点において地下水位が発生した。そして、上流側のカラム4の地点の水位発生期間は短く、勾配の変化点であるカラム6地点で地下水位が最も上昇し、下流側のカラム9地点の水位変化より大きかった。計算結果では、図中の黒塗り部分が示すようにカラム6、9で水位発生があり、カラム4では水位は発生しなかったが観測で水位が発生した期間と対応して飽和に近い状態が現れた（ただし、カラム9の水位上昇量は観測と計算がほぼ一致したが、カラム6の上昇がより大きいことは計算で再現されていない）。そして、斜面上部（カラム1、3）はいずれも不飽和のまま推移した。



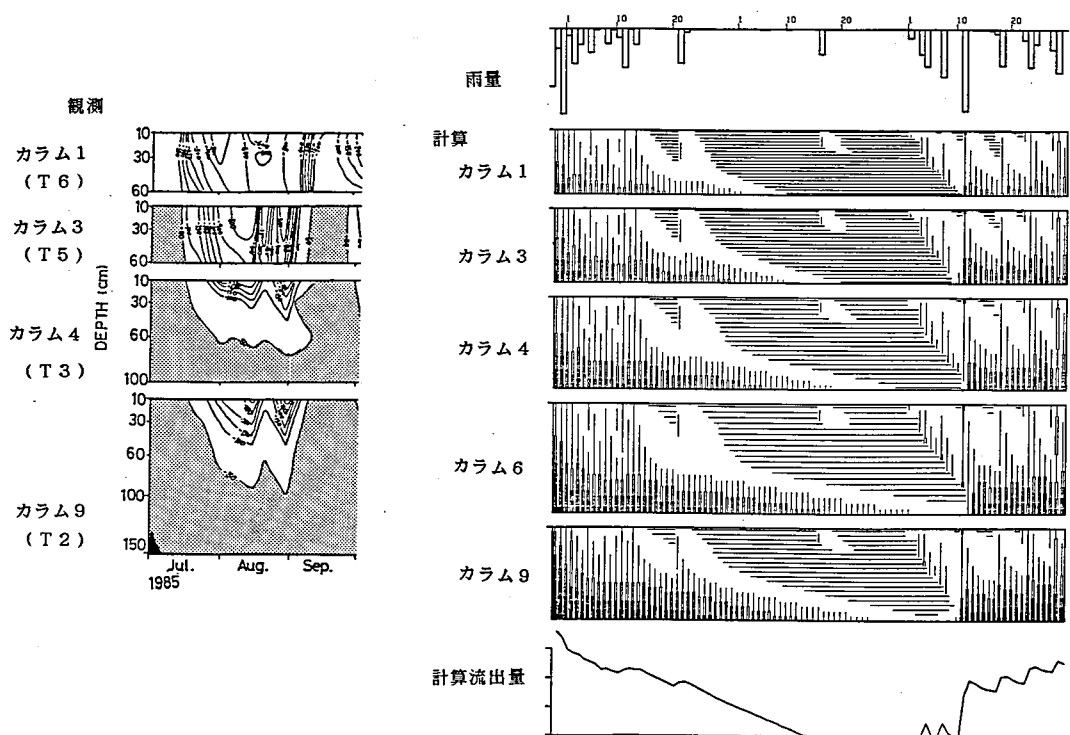


図-7 計算結果と観測された土壌水分圧力水頭変化の比較(3カ月間)

図-7では、1985年7月から9月の3カ月について対比した。観測結果には、テンシオメーターによる土壌水分圧力水頭の深さ方向の分布が示されている。梅雨末期の降雨で土層全体が濡れている7月初めの状態から、次第に斜面上方より乾燥が進み、9月の雨で再び土壌が湿潤となる様子が測定されている。計算結果の図では、土壌水分圧力水頭が -150cm 以下で乾燥したところを模様で表示した。8月17日の降雨が土層の湿潤化にほとんど影響しないことなどを含め、観測と計算結果はほぼ対応するといえよう。なお、この図で観測値はそれぞれの地点でテンシオメーターが設置された深さまでが描かれており、計算値は基岩までの表土層すべてが描かれている。

以上のように、ここで用いた計算モデルは山腹斜面で観測された水の動きをかなり再現した。また、図-7で示したとうり数カ月間にわたる計算も容易であり、斜面崩壊シミュレーションの際に先行降雨を入力すれば初期の土壌水分状態を推定して与える問題も解消する。また、この方法で3次元を扱うことに原理的な問題点はないと考えられる。ただし、崩壊発生予測では計算された地下水位の高さが重要な問題となるので、図-6に示された結果は適合性を更に良くする必要がある。また、より汎用的に計算可能なソフトウェアとすることも課題である。

《文献》

窪田・鈴木・福馬(1987):京大農演報 59、147-164

窪田・福馬・鈴木(1987):日本林学会誌 69、258-269

窪田・鈴木(1988):ハイドロロジー(日本水文科学会誌)、18(2)、62-73