

三次元浸透流解析に基づく表層崩壊発生予測手法の六甲山系への適応

京都大学大学院農学研究科 ○藤光智香・小杉賢一朗・水山高久
近畿地方整備局六甲砂防事務所 岡本敦・木下篤彦
エイト日本技術開発 池原浩平・西島健二

1 研究背景と目的

我が国では、表層崩壊が各地で多発し、崩壊土砂による被害は甚大なものとなっている。表層崩壊の発生位置・時刻や崩壊土砂の土石流化の予測を行い、これらの災害を未然に防ぐ上で、雨水の山地斜面への浸透・流出過程の観測・モデル化は基礎となる。本研究では有限要素法を用いて地表面地形・土層厚・土壌水分特性を入力条件、地下水位と流出量を検証データとして三次元の飽和・不飽和浸透計算を行った。その結果に基づき、モデルの検証・計算条件設定の影響評価を行うことによって、表層崩壊の予測における三次元飽和・不飽和浸透計算の有用性について検討した。

2 対象流域と観測項目

兵庫県神戸市六甲山系の小流域を対象に水文観測とモデルの適用を行った（図 1）。流域面積は 2349m²で地質は黒雲母花崗岩、植生はコナラ・リョウブの二次林である。急峻な地形で露岩が多く、基岩は風化が進んでいた。流域末端では常に流水が見られ、その量を三角堰を用いて計測した。さらに、流域内部にある 2 つの谷の出口付近で土層内の地下水位を計測した（図 1 の地下水位計 1 および 2）。それぞれの深度は 100cm および 50cm である。雨量計は対象流域のすぐ近くに設置した（図 1）。観測および解析の期間は 2010 年 3 月 31 日～2010 年 7 月 26 日まであり、データは全て 10 分間隔で観測した。

図 2 に示される黒丸において土研式簡易貫入試験機を用いて貫入試験を実施し、 $N_c \leq 50$ の範囲を土層と定義して土層深を求めた。土層厚分布の特徴としては、比較的薄い土層であるが尾根付近は 1.8m で、地下水位 2 の周辺は 2.1m であり局所的に深い所があった。さらに $N_c=20$ を境界として、表層土層と下層土層に分割した。

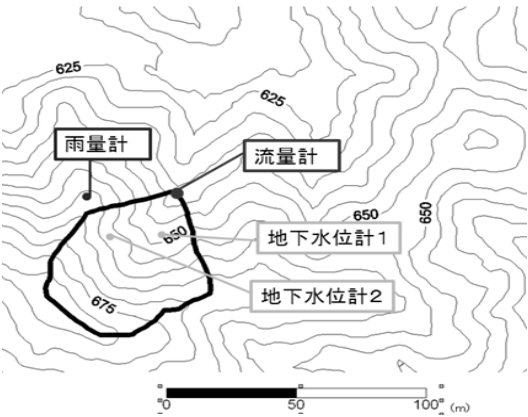


図 1 対象流域

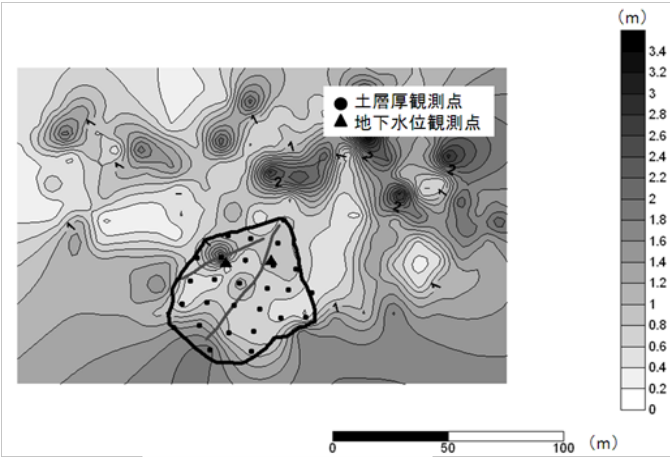


図 2 土層厚分布

3 モデルの概要

3.1 要素分割

図 3a のように対象流域を三角形の要素に分割し、要素を構成する節点（三角形の頂点）毎に図 2 に示した土層厚を与えた。ここで、節点の平均間隔は 3m とした。さらに図 3b のように、各要素を鉛直方向に 12 層（表層 7 層、下層 5 層）に分割することによって生成される三角柱を計算上の基本要素とした。ここで、一番上の土層の厚さは一律 0.05m とし、その他の土層については、表層もしくは下層内で均等な幅になるように分割した。以上の要素分割による計算をケース 1 とする。

さらに、計算の短縮化・効率化について検討するために、ケース 1 よりも大きな要素を用いた場合（ケース 2～4）についても計算を行った。それぞれの平均節点間隔・土層分割数は、表 1 に示したとおりである。

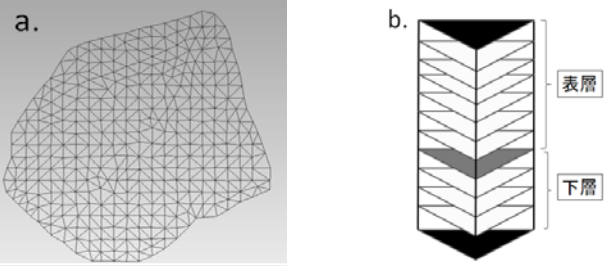


図 3 ケース 1 で用いた要素分割

表 1 ケース 1～4 の諸元

	節点間隔	分割土層数	節点総数	要素数
①	3m	12層	4667	23436
②	3m	8層	3531	15624
③	5m	12層	1820	8604
④	5m	8層	1260	5736

3.2 飽和・不飽和浸透計算

次式で表される三次元の Richards 式を有限要素法を用いて数値解析することにより、水分挙動を表現した。

$$\frac{d\theta}{d\psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right]$$

ここで、 θ は体積含水率、 Ψ は圧力水頭、 t は時間、 K は透水係数である。表層・下層の土壌水分特性については対数正規分布モデルを適用し、モデル中のパラメータには、花崗岩山地の土壌サンプルについて計測された典型的な値 (Mukhlisin et al., 2006) を与えた。

また、樹冠遮断についてはタンクモデルで評価し、林外雨を林内雨と樹幹流に変換した後に浸透計算への入力とした。蒸散量についてはポテンシャル蒸散量を日照時間の観測値で補正した後に、根系による吸水量として浸透計算に与えた。尚、基岩浸透は考慮しなかった。初期条件としては、圧力水頭に一律・50cm を与えたため、計算開始後 1 ヶ月程度の期間には、計算結果に初期条件の影響が現れた。

4 結果・考察

4.1 モデルの検証

図 4 は、ケース 1 (節点間隔 3m・土層分割数 12 層) で得られたシミュレーション結果である。

流量に関して、計算は全般的に見て良い一致であった。観測値では①5月18日～5月31日、②6月11日～6月20日、③6月20日～7月7日、④7月7日～7月22日頃の4カ所で大きく降雨に反応しており、特に①、③のイベントはピークが良く当たっていた。但し、②、④のイベントではピークが不一致であった。これらのイベントの前には無降雨期間が続いており、ピークの不一致は土壌乾燥を過度に評価してしまった為と考えられる。また、①～④の全てのイベントでピーク後の流量低減の再現性が若干不良であった。

地下水位に関しては、観測結果が地下水位計 1 では頻繁に水位が発生するが、地下水位計 2 では水位の発生は豪雨中に限られていた。これは地下水位計 1 が設置されている場所は集水面積が大きいのに対し、地下水位計 2 が設置されている場所は急峻な地形を有し集水面積も小さいことが原因である。モデル計算では観測値の傾向が良好に再現された。

地下水位計 2 に関しては、5月21～27日、6月24～27日、7月12～14日の大きなピーク値が良好に再現されたが、小規模な降雨に対する小さな反応については再現できなかった。また全体的に観測値に比べて計算値の方が通減が緩やかになるという矛盾が生じた。

地下水位計 3 に関しては、観測値の 5月23日および6月26日の反応が再現できたが、ピーク値は若干過大評価となった。また6月17日、7月24日の反応は再現できなかった。

計算誤差が生じた原因としては、基岩への浸透を無視していることや、谷筋付近の土層厚が正確に計測されていないことが考えられる。今後これらの点を改良し、計算精度の向上を計る予定である。

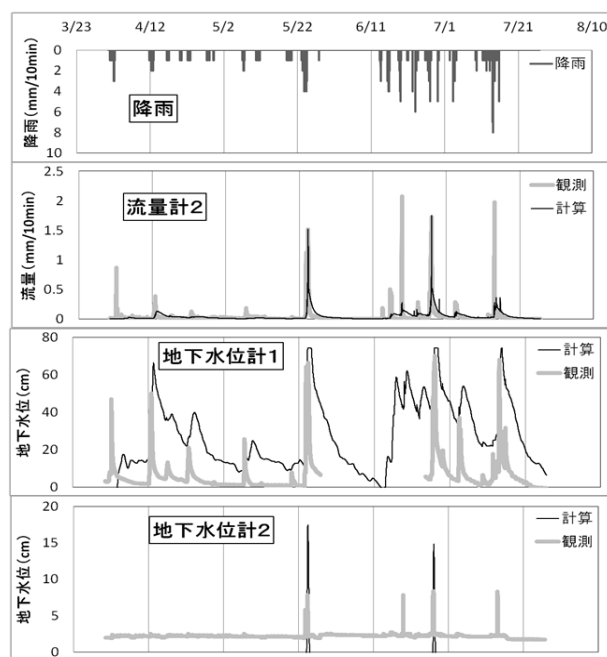


図 4 シミュレーション結果 (3月31日～7月26日)

4.2 計算条件の変更による比較

ケース 2 (節点間隔 3m・土層分割数 8 層) のモデルの計算値は、最も精度が高いケース 1 (節点間隔 3m・土層分割数 12 層) の計算結果と相違がなかった。しかし節点間隔 5m のケース 3、4 とケース 1、2 を比較すると、地下水位計 1 の結果に相違が見られ、ケース 3、4 において波形が乱れ、観測値を過大評価する結果となった。この原因として、節点間隔が 5m の場合には地形の細かな起伏が再現できず、浸透水の挙動を十分な精度で計算できなかったことが考えられる。

計算所要時間に関しては、ケース 3 を除き、節点数を少なくすることによって短縮できることがわかった (表 2)。ケース 3 は、節点数が 2 番目に少ないにも関わらず、計算に最も多くの時間を要した。この原因として、節点間隔 5m・土層分割数 12 層の計算条件では、要素の形が扁平になり、計算値が収束しにくくなったことが考えられる。以上のことより計算所要時間が短く、計算精度も保たれた、節点間隔 3m・土層分割数 8 層の計算条件 (ケース 2) が最適であると考えられた。

今後は本研究で適用したサイトとは別のサイトでもシミュレーションを行い、モデルの汎用性を検証していきたい。

5. 参考文献

Mukhlisin, M., K. Kosugi, and T. Mizuyama, Effects of soil porosity on slope stability and debris flow runoff at weathered granitic hillslope, Vadose Zone J. 5, 283-295, 2006.

表 2 計算所要時間

		計算所要時間 (min)	節点総数
①	3m-12層	1167	4667
②	3m-8層	345	3531
③	5m-12層	2747	1820
④	5m-8層	102	1260