

土壌透水性の空間的な分布が地下水位形成に及ぼす影響

京都大学大学院農学研究科 ○柳井鴻太郎 岩尾健司 正岡直也 小杉賢一朗

1. 研究の背景と目的

流出形成や崩壊発生メカニズムを解明するために、斜面の水分動態に関する研究が数多く行われてきた。しかし土壌の透水性分布が斜面水文過程に及ぼす影響について、日本に多い急峻な山地斜面における研究例は乏しく理解は進んでいない。

そこで本研究では、山地小流域全域にわたって透水性の空間分布を計測し、実測の透水性分布を反映した三次元の浸透計算シミュレーションを行った。均一な透水性分布を与えた場合の計算結果との比較を行い、特に透水性分布が地下水位の形成に及ぼす影響を解析した。

2. 研究の手法

2.1. 調査地の概要及び野外観測

調査は滋賀県甲賀市に位置する信楽水文試験地 B 流域 (SB 流域) で行った。SB 流域は流域面積 0.28 ha の堆積岩からなる山地小流域である。この流域内の 63 地点で貫入試験によって土層厚と貫入抵抗値 N_c を計測した。そのうち不飽和帯の 55 地点でゲルフパーミアメータ法 (GP 法, Reynolds and Elrick, 1985) による飽和透水係数 K_s 計測を行った。土層厚が 75 cm を超える地点では複数深度で計測を行い、合計 115 点の K_s を得た。恒常的飽和帯の 3 地点でスラグ試験によって岩盤上の飽和透水係数 K_s を計測した。

2.2. 浸透計算シミュレーションの概要

浸透計算には有限要素法による雨水流動の数値計算モデル KEnIC-3D を使用した (藤本ら, 2011)。含水率、圧力水頭 ψ 、 K_s の関係は Kosugi (1996; 1997) の対数正規分布モデルに従った。自動三次元有限要素ジェネレータ Gmsh を用いて流域を三角柱の集合に分割し、さらに三角柱を 8 層に分割した後、四面体要素に分割した。この 8 層を A-D 層の 4 つに大別した。各層の詳細を表 1 にまとめる。

各層に与える土壌水分パラメータ (Kosugi (1996) における θ_s , θ_r , ψ_m , K_s 及び σ) を変化させて計算を行った。SB 流域で採取したコアサンプルから計測した値から、これらのパラメータと K_s の回帰式を求めた。すなわち K_s を変化させるとそれに伴って他のパラメータも変化する。ただし σ のみ、すべての要素にコアサンプルの平均を与えた。可能な限り実測の K_s 分布を与えたモデル (ケース α) と K_s の平均値を均一に与えたモデル (ケース β) で 3 mm/hr の定常降雨を 120 時間与える計算を行い、120 時間経過時点での ψ 分布を比較した。 K_s の与え方を表 2 にまとめる。ケース α の各層に与えた K_s の分布を図 1 に示す。

3. 結果と考察

2 ケースの 120 時間経過時点における岩盤上 ψ の差分の分布を図 2 に示す。ケース α の値からケース β の値を引いた差分であり、正の値はケース α でより大きな ψ が計算されたことを示す。均一な K_s 入力によって、赤で塗られた地点では 40 cm 程度 ψ が過大評価され、濃い青で塗られた地点では 60 cm 程度 ψ が過小評価されたことを示している。モデルの節点における ψ 差分と 2 ケースの B-D 層に与えた K_s の常用対数値の差分との関係を図 3 に示す。 K_s が大きい程 ψ 差分は小さくなる傾向が見える。これは大きい透水性を与えた場所ほど地下水位が上昇しにくいことを示す。B 層に与えた K_s と ψ 差分が最も強い負の相関を示した。これは土層の中層は不飽和浸透が支配的であり、ある定常強度の降雨に対する $K_s \times \psi$ の関係が明瞭に現れたためと考えられる。

図 1, 2 より、C0 周辺では B-D 層にかけて K_s が小さく、 ψ 差分が非常に大きくなっている。これは K_s が低い領域で排水性が悪く地下水位が上昇しやすいことを示していると考えられる。a3 付近では B 層の K_s が平均的である一方で ψ 差分は -30 cm 程度を示している。この地点の岩盤上では下流側まで高い K_s のエリアが連続しており、地下水位の上昇が抑制された可能性がある。i3 から j2 にかけて比較的大きな ψ 差分が分布している。しかしこの地点では B, C 層の K_s は平均的な値であり、D 層の K_s に至っては比較的大きい値である。このエリアは B, C 層が周囲よりも厚いため、与える K_s が平均よりわずかに小さいだけでも ψ の過小評価が大きくなった可能性がある。

4. まとめと今後の展望

空間的な透水性分布によって、地下水位の上昇が促進される場所と抑制される場所の両方が存在することが示唆された。今後、シミュレーションで特異な反応を示した地点で野外観測を行い、豪雨時の実際の挙動を解析する必要がある。また、観測データとの比較からモデルの妥当性を検証し、精度を高めていくことで、流出形成や崩壊発生へと展開していきたい。

謝辞 本研究は令和 6 年度 (公社) 砂防学会若手研究助成による助成を受けて行いました。ここに記して感謝申し上げます。

参考文献

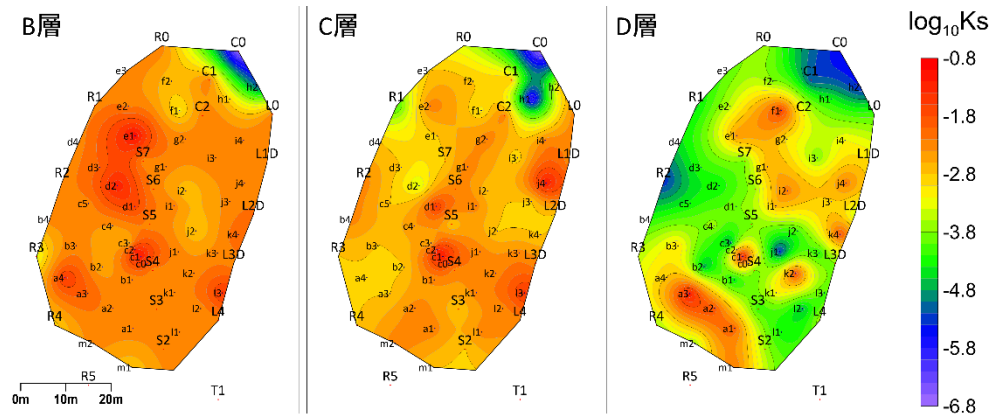
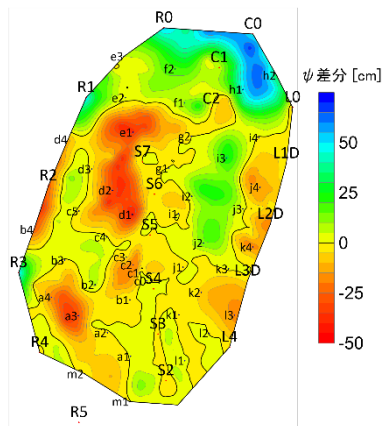
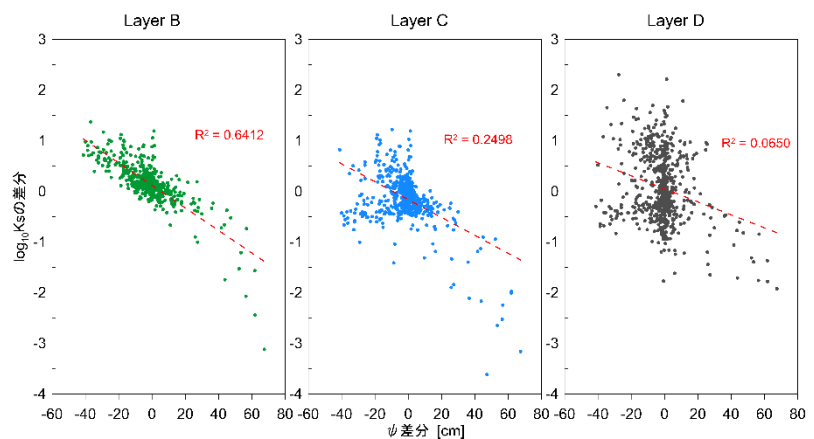
- 藤本ら (2011), 砂防学会誌, Vol. 64, No. 3, p. 3 - 10
 Kosugi K. (1996), WRR, Vol. 32, No. 9, p. 2697 - 2703
 Kosugi K. (1997), Journal of Forest Research, Vol. 2, p. 95 - 101
 Reynolds W. and Elrick D. (1985), Soil Science, Vol. 140, No. 4, p. 292 - 302

表 1 計算土層の諸元

層の名前	想定する土層	層の厚さ	計算上の層数
A 層	表土層	5 cm, ただし土層厚が 50 cm 未満なら土層厚の 0.1 倍	1
B 層	Nc<20	Nc<20 に相当する厚さから 5 cm を引く, ただし Nc=20 となる境界が岩盤から 10 cm 以内にある場合その半分	2
C 層	20<Nc<50, ただし Nc=20 となる境界が岩盤から 10 cm 以内にある場合 Nc<20	20<Nc<50 に相当する厚さから 10 cm を引く, ただし Nc=20 となる境界が岩盤から 10 cm 以内にある場合 Nc<20 に相当する厚さから 5 cm を引いた厚さの半分	3
D 層	岩盤直上	10 cm	2

表 2 各層における Ks の与え方

層の名前	ケース α	ケース β
A 層	表土層で採取したコアサンプルの平均値, 1.92×10^{-1} cm/sec	ケース α と同様
B 層	Nc<20 の層における GP 法計測値, 欠測地点なら Nc<20 の層における全 GP 法計測値の平均値, 5.05×10^{-3} cm/sec	岩盤直上以外の GP 法計測値の平均値, 3.99×10^{-3} cm/sec
C 層	20<Nc<50 の層における GP 法計測値, 欠測地点なら 20<Nc<50 の層における全 GP 法計測値の平均値, 1.55×10^{-3} cm/sec ただし Nc=20 となる境界が岩盤から 10 cm 以内にある場合 B 層と同様の与え方	岩盤直上以外の GP 法計測値の平均値, 3.99×10^{-3} cm/sec
D 層	岩盤直上における GP 法計測値, ただし飽和による欠測地点にはスラグ試験の計測値 スラグ試験も欠測である場合スラグ試験の平均値, 1.50×10^{-4} cm/sec	岩盤直上の GP 法計測値の平均値, 2.97×10^{-4} cm/sec


 図 1 ケース α の各層に与える Ks 分布

 図 2 120 時間経過時点における岩盤直上の ψ 差分

 図 3 ψ 差分と各層に与えた Ks の常用対数の差分との関係