

基岩内地下水が表層崩壊発生に与える影響の検討

国土交通省 国土技術政策総合研究所 ○桂 真也
京都大学大学院農学研究科 小杉 賢一朗・水山 高久

1. はじめに

近年の研究により基岩にも水が浸透していることが明らかとなり(寺嶋ら、1993)、基岩内地下水が表層崩壊に寄与する可能性が指摘されている(Montgomery et al., 1997)。本研究では基岩の影響が顕著に見られる花崗岩山地源流域を対象にモデル計算を行い、基岩層が表層崩壊に与える影響について検討した。

2. 方法

2.1 流域の概要

対象流域は西おたふく山試験流域(1.87 ha)である。R1(深さ 35 m)および R2(38 m)地点にて調査ボーリングを行い、得られたコアサンプルの状況および比抵抗値の分布から、本流域は表層から順に土層、強風化(D 級)岩、風化(C_L 級)岩、弱風化(C_M 級)岩から成っていることが分かった(図 1)。また、A～D 地点の土層(115～227 cm)内に井戸を掘削し、地下水位を計測したところ、A 点では降雨時のみに発生し、降雨終了後は速やかに消滅する地下水(EG)が観測された。一方、B～D 点では、このような EG の他に、降雨終了後も数カ月以上にわたって維持される特異な地下水(SPG)が観測された。ボーリング孔を用いて基岩内地下水の詳細な観測を行ったところ、SPG は基岩内地下水が土層に復帰することで発生することが明らかにされた(Katsura et al., 2008)。本流域における水文プロセスを模式的に示すと図 1 のようになり、本流域では基岩層が重要な役割を担っていると言える。

2.2 安全率の算定

基岩層を介した水移動が表層崩壊に与える影響を検討するため、図 1 に示した領域を対象に浸透モデル計算を行った(ケース I)。基岩層の効果を評価するため、土層のみを対象とした場合についても計算を行った(ケース II)。いずれも計算領域を三角形メッシュに分割した上で、有限要素法により二次元の Richards 式の数値解を求めた。各層の水分特性は Katsura et al. (in press) が計測・解析した値を用いた。境界条件については、上流側と底面は不透水に、下流側は浸潤面に設定した。林外雨量から蒸発散による損失量を除いた 2006～08 年の平均的な強度 0.087 mm/hr を地表面に与え続け、各節点における圧力水頭がほぼ一定になった状態を初期条件に、2006 年 5 月 10～13 日に観測された降雨波形(総雨量:105.8 mm)を与えた(図 2)。この降雨イベントでは、開始前に既に C 点で SPG が発生しており、また A、B、D 点では EG が発生した。基岩面をすべり面に設定し、基岩面を形成する節点ごとにスライスに分割して、無限長斜面を仮定した次式により各スライスの安全率 F_s を求めた。

$$F_s = \{cl + (W - ub)\cos \alpha \tan \phi\} / W \sin \alpha$$

ここで、 W :スライスの重量(浸透モデル計算で得られた圧力水頭から計算)、 b :スライスの幅、 l :スライス底面の長さ、 α :スライス底面の傾斜角、 u :スライス底面における正圧(スライス底面における圧力が負の場合はゼロ)、 ϕ :土層の内部摩擦角、 c :土層の粘着力である。 ϕ と c は既往の研究を参考にそれぞれ 35 度、5 gf/cm²とした。

3. 結果

ケース I とケース II について、A～D 点における地下水位の観測値と計算値を図 2 に示す。ピーク水位約 180 cm の

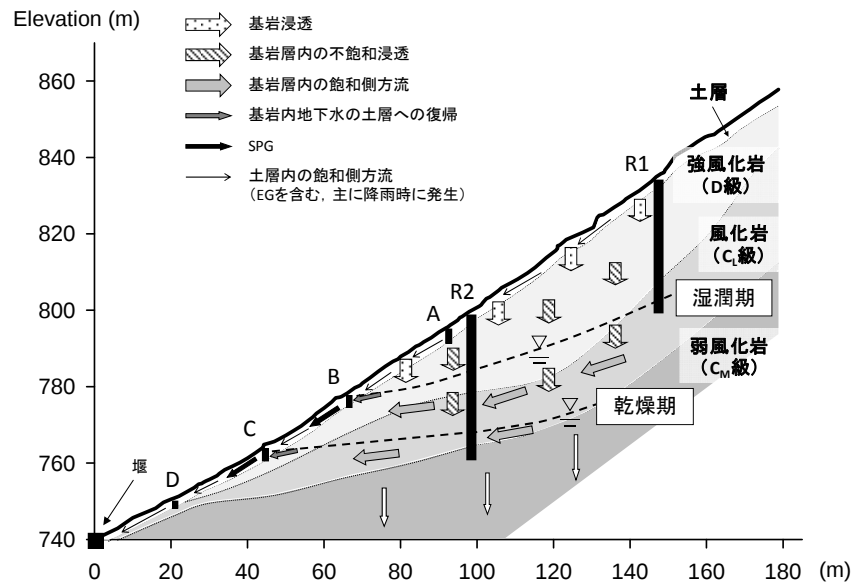


図 1 観測流域の風化断面図と水文プロセス

EG が観測された A 点では、ケース I では観測値と比べてピーク水位は小さく、そのタイミングも遅れ、ケース II では 20 cm 未満の地下水位が降雨終了後も長時間にわたって発生すると計算された。B 点では、両ケースとも EG しか発生しない点については観測結果を再現できたが、地下水発生・消滅のタイミングや水位ピークは観測値と異なった。C 点では、ケース I では水位変動が大きいものの計算期間を通じて地下水 (SPG) が発生する様子は再現されたが、ケース II では EG が発生し、降雨終了後も約 35 cm の水位が約 20 時間維持される結果となった。D 点では、ケース I では地下水の発生・消滅のタイミングは概ね良好に再現できたが、ケース II では降雨終了後の約 31 時間目に急激に地下水位が上昇し、それが約 25 時間維持された後に消滅する結果となった。

A～D 点における安全率 F_s の経時変化も図 2 にあわせて示す。両ケースとも地下水の発生に合わせて F_s が低下し、地下水位の上昇・下降に対応して F_s が低下・上昇した。特にケース II の C、D 点では、降雨終了後も長時間 F_s が低い状態が維持された。

4. 考察

計算領域を土層のみとした (不透水性基岩を想定した) ケース II では、C 点で観測された SPG の発生は再現できなかった。また、斜面上部 (A 点) から下部 (D 点) に向かうにつれ、ピーク水位が大きくなり、高い地下水位が長時間維持される傾向が読み取れる。これは、不透水性基岩を想定しているために、地表面に与えられた降雨は土層を鉛直浸透して基岩面に達したのち、基岩面に沿って斜面下部へと横流れすることになるためであると考えられる。一方、計算領域に基岩層を組み込んだケース I では、C 点で SPG の発生が計算された。これは基岩から土層への復帰というプロセスをモデル化しているためであると言える。さらに、A、D 点ではケース II ほど地下水位の発生期間が長くならず、斜面下部ほど地下水位ピークが大きく、高い地下水位が長時間維持されるという傾向も見られなかった。これは、透水性・保水性を持った基岩を計算に組み込んでいるために、基岩層への浸透・貯留が起こったためであると考えられる。

このような地下水位の挙動が F_s に反映された。A、B 点では計算期間を通してケース I のほうが F_s が高かったが、これは基岩浸透により土層内の圧力水頭の上昇が抑制されるためと考えられる。一方 C 点では、ケース I で SPG が発生しているために降雨前～終盤にかけて F_s が低くなった。しかし降雨終了後はケース I のほうが F_s が高くなり、この傾向は D 点でも顕著に見られた。これは、ケース II で見られたような斜面上部からの横流れ効果が起きないためであると言える。

5. まとめ

基岩層を組み込んだ今回のシミュレーションでは、基岩への浸透・貯留により土層内地下水位の上昇が抑制されることによる F_s の上昇や、基岩から土層への復帰により SPG が発生することによる F_s の低下を評価できた。すなわち、表層崩壊の予測精度を向上させることができたと言える。しかし、地下水位の再現精度はまだまだ高いとは言えず、計算の初期条件の設定方法なども含めて今後の課題である。

【参考文献】寺嶋ら(1993)日本水文学会誌 23, 105-118; Montgomery et al. (1997) WRR 33, 91-109; Katsura et al. (2008) WRR 44, W09430; Katsura et al. (in press) VZJ.

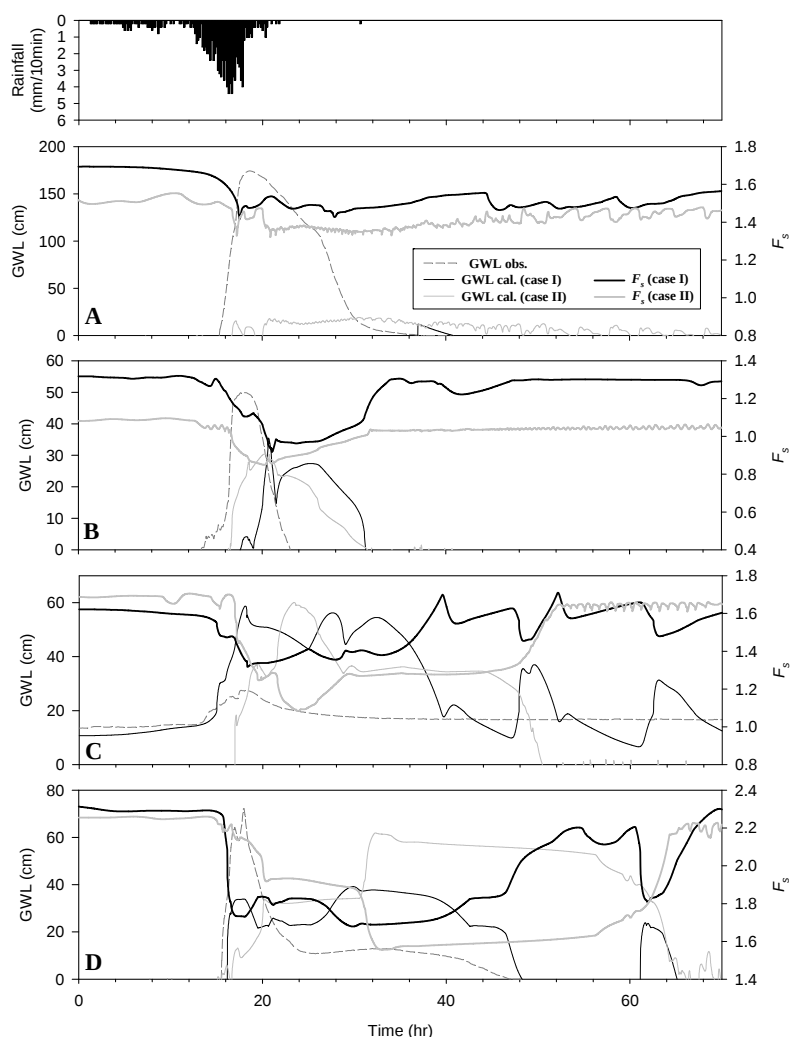


図 2 地下水位 (GWL) の観測値と計算値および安全率 F_s