

山地流域における基岩内地下水流出機構の解明 - 数値シミュレーションを用いて -

京都大学大学院農学研究科 ○正岡直也・小杉賢一郎

1. 研究背景

山地流域において基岩内ボーリングを利用した地下水の観測事例が積み重ねられ、降雨流出過程に基岩層が果たす役割が解明されつつある^{例え}り。一方で、現象の本質的な理解のためには、可能な限り厳密な物理モデル化による検討も同時に進めなければならない。

一般に流出モデルにおいて、基岩内地下水は土層水とは区別され一部を概念化して扱われることが多い。しかし、実際の山体では土層～浅部風化基岩～深部基岩に至るまで物性の変化や水文プロセスが連続的であり、明確な境界を設けず一体として扱うのが適切である。また不飽和浸透過程を考慮するためには、基岩にも土壌と同様の保水・透水性モデルを適用することが望ましい。さらに、様々な方向の斜面から谷へと流れが収束する「流域」単位の計算には三次元の飽和・不飽和浸透シミュレーションが必須であり、これらに応える手段として HYDRUS-3D ソフトウェア²⁾を用いるのが有効と考えられる。しかし、これまで基岩層を含む流域単位での計算例はない。本研究では実スケールの流域を単純化した 3D モデルを作成し、地下水位や流出量の降雨応答を検証する基礎的な数値実験を行うことを目的とした。

2. 研究手法

2.1 モデル流域

モデル流域は滋賀県不動寺水文試験地 F1 流域をベースに簡略化した形状とした。地表面地形図を図 1 に示す。流域界は左右対称な扇型とし、谷筋は直線で一定勾配、左右の尾根は下流部が急勾配となるように作成した。流域面積は 0.288 ha、平均勾配は 30.02° である。

谷筋に沿った縦断面図を図 2 に示す。F1 流域の基岩内ボーリング結果 (図 2a) に基づき、各風化区分 (D, CL, CM 級) の厚さを図 2b のように設定した。土層 (Soil) は上流端 2 m、下流端 1 m の厚さに設定した。

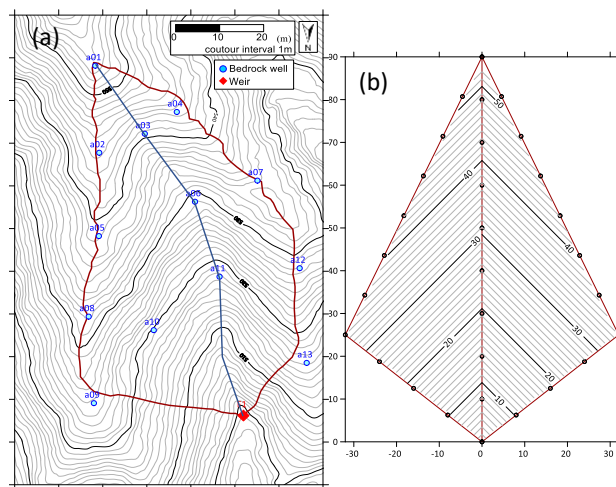


図 1 (a) F1 流域 (b) モデル流域の地形図

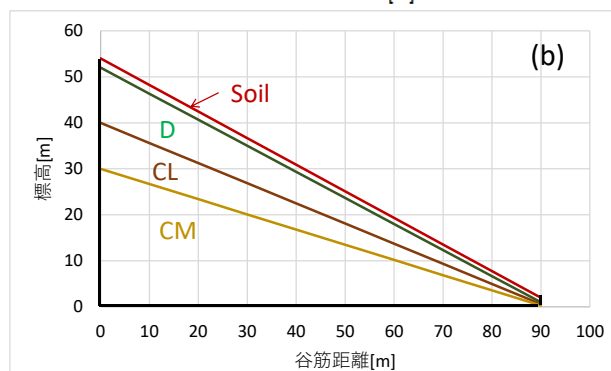
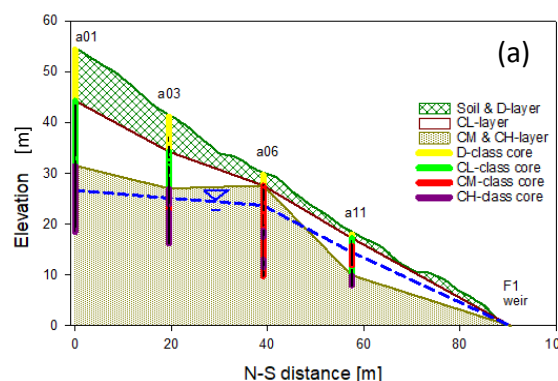
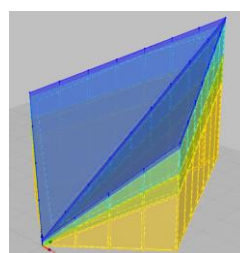


図 2 (a) F1 流域 (b) モデル流域の谷筋断面図



	Case 1	Case 2
	Ks [mm/h]	Ks [mm/h]
Soil	248.4	248.4
D	1.93	1.93
CL	0.612	1.93
CM	0.612	1.93

図 3 (左) モデル流域の 3D 図 (右) Case 1, 2 の飽和透水性係数 Ks の組み合わせ

2.2 数値シミュレーション

HYDRUS-3D²⁾を用いて浸透流出シミュレーションを行った。計算領域は接点 13,389 個、四面体要素 71,004 個に分割した。境界条件として地表面に降雨と蒸発散を与え、底面には F1 流域での観測¹⁾から推定された深部浸透量 ($3.45\text{E-}2 \text{ mm/h}$) を定常流出として設定した。周囲は不透水面とし、地表面から越流する水を流出量とした。

F1 流域の年間降雨量から蒸発散量を引いて平均化した値 (0.128 mm/h) を連続的に供給し、流出量と圧力水頭分布が定常化した時点を初期条件として本計算を開始した。本計算では 960 h の間に 1 度の降雨イベント ($10 \text{ mm/h} \times 12 \text{ h}$) を設定し、無降雨時は蒸発散 ($8.47\text{E-}2 \text{ mm/h}$) を与えた。流出量に加え、基岩内の水分貯留量を算出した。

土壌と基岩の保水・透水性パラメータは花崗岩流域で計測された値³⁾を参考に Case 1, 2 の 2 パターン設定した (図 3 中の表、飽和透水係数 K_s のみ示す)。Case 1 では計測値を設定した。ただし CM 級の計測値はほぼ不透水 ($2.99\text{E-}4 \text{ mm/h}$) で実際の水流動に即していないので、CL 級の値を使用した。Case 2 ではより風化の進んだ流域を想定し、CL, CM 級基岩に D 級の値を設定した。

3. 結果と考察

3.1 流出量

図 4 に Case 1, 2 の流出量 Q の計算結果を示す。降雨前は Case 2 の流出量がやや多いが、降雨イベント流出は Case 1 で多くなった。降雨後は計算の振動によるノイズがみられるものの、300 時間程度で再び Case 2 の流出量が多くなり、以後は同じだった。このように、Case 2 では Case 1 に比べ基底流量が多く、イベント流量が少ない傾向にあることがわかった。

3.2.2 水分貯留量

図 5 に Case 1, 2 の基岩内水分貯留量 [mm] (D, CL, CM 層、基岩合計) の計算結果を示す。貯留量は計算開始時の値に対する差分で示してある。D, CL 層では、Case 1 より 2 の方が降雨後の貯留量の減少が早かった。Case 1 の方が CL 層の透水性が低く水が抜けにくいことの影響と考えられる。一方 CM 層では Case 1 で貯留量変化がほとんどなかった。これは地下水面が高く、期間を通じて

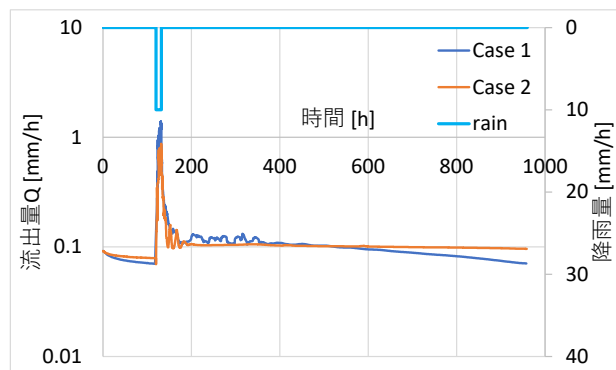


図 4 流出量 Q の計算結果

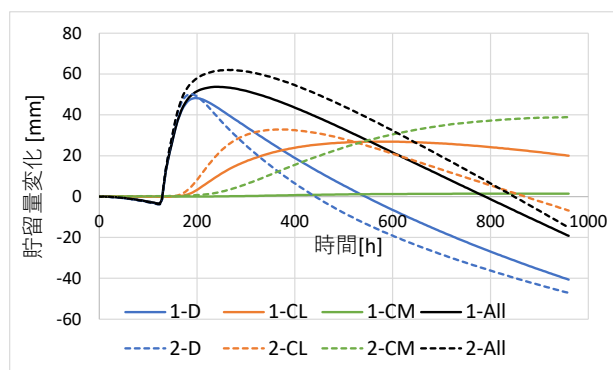


図 5 基岩内貯留量変化の計算結果

ほぼ全域が飽和しているためである。Case 2 では地下水面が低いため、CM 層でも水位上昇に伴い大きく緩やかな貯留量の増加がみられた。結果として基岩層の合計貯留量は Case 2 で大きくなり、基底流量も多くなったと考えられる。

4. 結論

本研究では実スケールの三次元流域モデルで基岩層を含めた飽和・不飽和浸透シミュレーションを行った。基礎的な検討として、基岩の透水性の違いにより生じる流出特性の変化と、流域内の水貯留量の関係について詳しく考察できた。

今後は透水性分布に加えて流域の大きさや傾斜等を様々なパターンで変化させて検討を行い、基岩内水文過程の理解を進めていく。

引用文献

- 1). Masaoka et al. (2021). Bedrock Groundwater Catchment Area Unveils Rainfall - Runoff Processes in Headwater Basins, Water Resour. Res., 57(9), e2021WR029888.
- 2). Šimůnek et al. (2016). Recent developments and applications of the HYDRUS computer software packages, Vadose Zone J., 15(7), doi: vzj2016.04.0033.
- 3). Katsura et al. (2009). Hydraulic properties of variously weathered granitic bedrock in headwater catchments. Vadose Zone J., 8(3), 557.

(連絡先: masaoka.naoya.7e@kyoto-u.ac.jp)