

1. はじめに

近年の研究により基岩内にも水が浸透していることが明らかになり(e.g., 寺嶋ら, 1993), 基岩内地下水が山地小流域からの流出現象(e.g., Montgomery et al., 1997)や水質(e.g., Burns et al., 1998), 崩壊発生(e.g., 恩田ら, 1999)に大きく寄与していることが指摘されている。しかし, 不攪乱サンプルを用いた基岩の水分特性の計測が困難なこともあり, 基岩内の水移動プロセスはほとんど考慮されていない。そこで本研究では, 室内物理試験により基岩の水分特性を計測し, 山地小流域内における基岩内地下水の移動プロセス解明に向けた第一歩とすることを目的とする。

2. 試料の作製

試験に用いた基岩サンプルは, 滋賀県南西部に位置する桐生水文試験地(5.99ha)内の赤壁流域(0.086ha)にて採取した。流域内の一地点(土層厚約 35cm)で土層を取り除いて基岩を露出させ, 一部を切り出して持ち帰った。基岩地質は風化花崗岩である。本流域では土壌-基岩境界面が比較的明瞭であり, 簡易貫入試験による基岩の N_c 値は 50 以上であった。

表-1 各サンプルの概要および飽和透水試験の結果

持ち帰った基岩から, 断面積がどの高さでも同じになるように整形した A, B, C 三つのサンプルを作製した(表-1)。各サンプルをそれぞれやや大きめの円筒内に置き, サンプルと円筒との隙間に不透水性のシリコンゴムを流し込み, シリコンゴムが硬化するまで放置して基岩の部分だけ透水できるようにした。

	採取 深さ※ (cm)	断面積 (cm^2)	高さ (cm)	飽和透 水試験 の方法	飽和透水 係数 (cm/s)
A	5.4	171.8	10.8	定水位	9.7×10^{-5}
B	13.5	63.7	7.0	定水位	9.5×10^{-5}
C	13.5	11.0	5.0	変水位	1.2×10^{-4}

3. 飽和透水試験

各サンプルを 72 時間以上水に浸して, 下面より徐々に飽和させた。サンプル A および B については定水位飽和透水試験を行った。ともにダルシー則に従う流れが生じ, 飽和透水係数はそれぞれ $9.7 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$, $9.5 \times 10^{-5} \text{ cm/s}$ であった(図-1)。またサンプル C については, 変水位透水試験を行い, ダルシー則より導かれる水位変化の理論式が実験結果に最もよく合うように飽和透水係数の値を決定した。理論式の適合性が良好であったことから, サンプル C についてもダルシー則に従うものと考えられる。得られた飽和透水係数は $1.2 \times 10^{-4} \text{ cm/s}$ であった(表-1)。

※土壌-基岩境界面からサンプル中心までの深さ

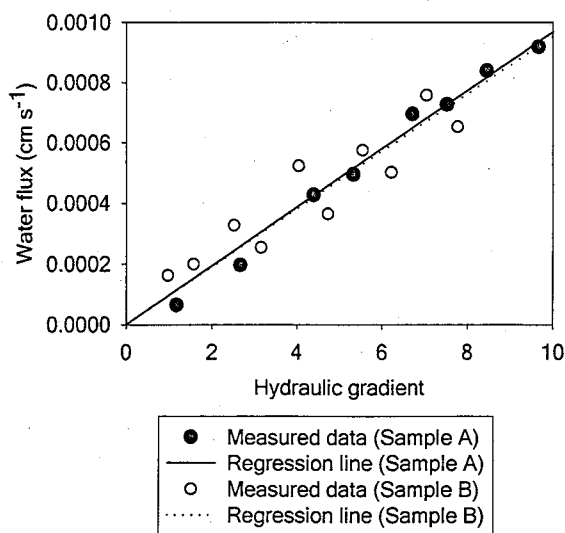


図-1 サンプル A および B の飽和透水試験の結果

4. pF 試験

サンプル A の水分特性曲線を加圧板法により計測した。加えた空気圧は 10~200 cmH_2O である。サンプル A の解体および乾燥質量の測定が未実施のため, 加圧板法により得られたサンプル C の ϕ (圧力水頭) = -200 cmH_2O での θ (体積含水率) をサンプル A のそれに代用して水分特性曲線を描いた(図-2)。

5. 不飽和透水試験

飽和させたサンプル A をポーラス板の上に置き, 気密性のチャンバー内に静置した。なお, 水理的な連続性を確保するために, サンプル A とポーラス板との隙間に石英砂を詰めた。ポーラス板には排水用のチューブが取り付けられており, そのドリップポイントをポーラス板下面から 3.75 cm 下方に固定した上で, 試料内の水の動きがなくなるまで約 1 日放置した。その後, 第 1 段階の空気圧を釜内にかへ, 流出がほぼ完了したら次の段階の空気圧に上げた。これを 4 段階目まで繰り返す, その間基岩サンプルおよび石英砂からの積算流出量を計測し続けた。基岩サンプルおよび石英砂の保水性・透水性をそれぞれ次式(1)および(2)でモデル化し(Kosugi, 1996), 1 次元鉛直流出計算を行った。

$$S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = Q[\ln(\psi / \psi_m) / \sigma] \quad (1)$$

$$K = K_s S_e^{1/2} \{Q[\ln(\psi / \psi_m) / \sigma + \sigma]\}^2 \quad (2)$$

ただし、

$$Q(x) = (2\pi)^{-1/2} \int_x^\infty \exp(-u^2/2) du \quad (3)$$

ここで S_e :有効飽和度, θ_r :残留体積含水率, θ_s :飽和体積含水率, ψ_m : $S_e=0.5$ のときの圧力水頭, σ :水分特性曲線の湾曲度を特徴づけるパラメータ, K :透水係数, K_s :飽和透水係数である。石英砂のパラメータは飽和透水試験および pF 試験により決定した。残る基岩のパラメータ $\theta_s - \theta_r$, ψ_m , σ を、実験結果を最も良く再現するようにフィッティングしたところ(図-3), それぞれ 0.073, -39.8, 0.45 という値を得た。各パラメータとも収束性は非常に良好であった。以上により得られたサンプル A の水分特性曲線を図-2 に、透水係数曲線を図-4 に示す。

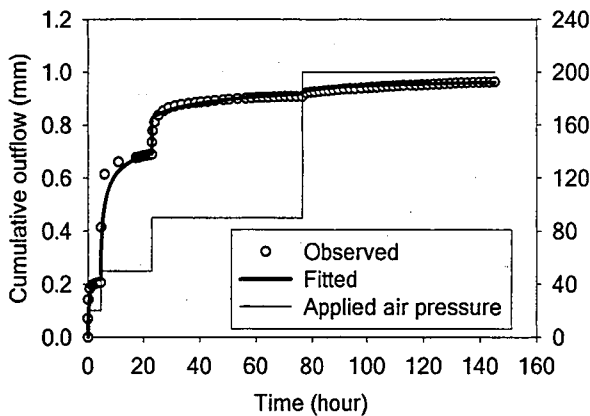


図-3 積算流出量の実測値および最適計算値

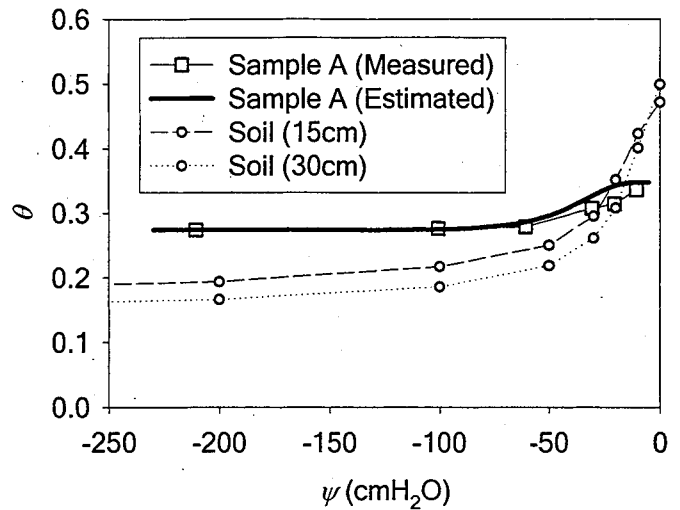


図-2 基岩および土壌の水分特性曲線

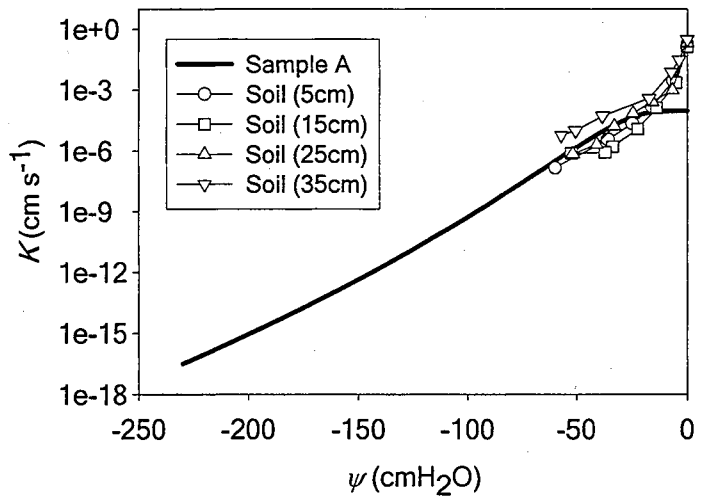


図-4 基岩および土壌の透水係数曲線

6. 考察およびまとめ

不飽和透水試験により得られた基岩の水分特性曲線は、pF 試験により計測された曲線とよく一致した(図-2)。また、最適化されたパラメータを用いた積算流出量の計算値は、実測値とよく一致した(図-3)。以上から、本手法による基岩の水分特性の計測は非常に有効であるといえる。基岩と土壌の水分特性を比較するため、桐生水文試験地で採取した土壌サンプルについて計測した水分特性曲線を図-2 に、透水係数曲線を図-4 に、それぞれあわせて示した。飽和体積含水率および飽和透水係数はともに土壌のほうが大きい。湿潤領域 ($\psi > -50$ cmH₂O) で土壌の体積含水率および透水係数が急激に低下するために、乾燥領域 ($\psi < -50$ cmH₂O) では基岩の体積含水率は土壌より大きく、透水係数は土壌とほぼ同じである。これらはいずれも、土壌のほうが大間隙を多く含むのに対し小間隙は基岩のほうに多く含まれていることを示している。さらに、今回試験した基岩の飽和透水係数はいずれもおおよそ 1×10^{-4} cm/s でありサンプル間で大きな差異はなかった(表-1)。以上の結果から、割れ目の存在は完全には否定できないものの、赤壁流域の風化基岩内ではダルシー則に従う流れが支配的であることが示唆される。本手法による基岩の水分特性の計測は非常に有効であり、今後は基岩の物理特性の鉛直分布や不均一性を考慮しながら、基岩内の水移動プロセスをさらに解明していく予定である。

【参考文献】寺嶋ら(1993) 日本水文科学会誌 23, 105-118; Montgomery et al. (1997) Water Resour. Res. 33: 91-109; Burns et al. (1998) Water Resour. Res. 34: 1987-1996; 恩田ら(1999) 砂防学会誌 51, 48-52; Kosugi (1996) Water Resour. Res. 32: 2697-2703