

風化花崗岩層内の水分移動機構の解明

京都大学農学研究科

○桂真也・小杉賢一朗・山本信博・水山高久

1. 背景と目的

従来、岩盤は不透水層として扱われ、岩盤内の地下水が崩壊発生予測モデルなどに考慮されることはなかった(たとえば沖村ら, 1985; 平松ら, 1990)。しかし, 1990年代後半以降, 岩盤内にも水が浸透し, 岩盤内地下水が山地源流域での水収支や崩壊発生に寄与することが指摘されており(恩田ら, 1999), 水文観測などを通じて降雨に対する岩盤地下水の流出応答をみる研究が進められている(内田ら, 2001; 宮田ら, 2003)。しかし, 0次谷, 1次谷といった山地流域の水文過程に影響を及ぼす岩盤内の水の移動機構に関する情報は, 崩壊・土石流の発生時刻・場所を予測する上で重要であると考えられているにも関わらず, 極めて少ない。特に風化が進んで山地源流域での水移動に大きく寄与していると考えられる岩盤浅部における水移動に関する議論はほとんどなされていない。そこで本研究では, 野外観測および室内物理試験を通じて, このような岩盤浅部における水移動の実態を定量的に評価することを目的とする。

2. 観測流域およびサンプル採取地

野外観測は, 滋賀県南西部に位置する桐生水文試験地内の赤壁流域において行った。赤壁流域の流域面積は0.024ha, 岩盤地質は風化花崗岩である。また同じ赤壁流域内で土層を取り除いて岩盤を露出させ, 一部を切り出して持ち帰った。この地点の土層厚は約37cmであり, 切り出した岩盤は風化が非常に進行していた。さらに, このすぐ近傍で100cc採土円筒を用いて土壌(地表面から15cm, 30cm)および岩盤(岩盤表面から5cm)を不攪乱採取した。

3. 野外観測

3.1 方法

赤壁流域内の一地点(土層厚さ約50cm)の岩盤内にTDR式水分計を土層内に4深度(地表面から10, 20, 30, 40cm), 岩盤内に3深度(岩盤表面から3, 7, 11cm)にわたって設置し, 5分間隔でその出力値を記録した。

3.2 TDR式水分計を用いた含水率測定

TDR式水分計の出力値は, センサーまわりに存在する気相・液相・固相をすべてまとめた土壌・岩盤の誘電率の平方根である。このうち液相の誘電率が気相や固相のそれと比べてはるかに高いため, 降雨などで含水率が上昇すると, 出力値も鋭敏に上昇する。この性質を用いて, 出力値から含水率を求めることができる(較正は未実施)。

3.3 結果

2003年7月23日に観測された降雨イベント(総雨量20.3mm)時における各TDR式水分計の出力値を図-1に示す。降雨に対応して浅い部位から順に出力値が鋭敏に上昇したことから, 土層から順に岩盤内にも水が浸透し, その応答は降雨に対して非常に早いことが確認された。

4. 切り出した岩盤サンプルを用いた室内透水試験

4.1 試料の作製

切り出した岩盤から, 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)。それぞれのサンプルをそれより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, 岩盤の部分だけ透水できるようにした。

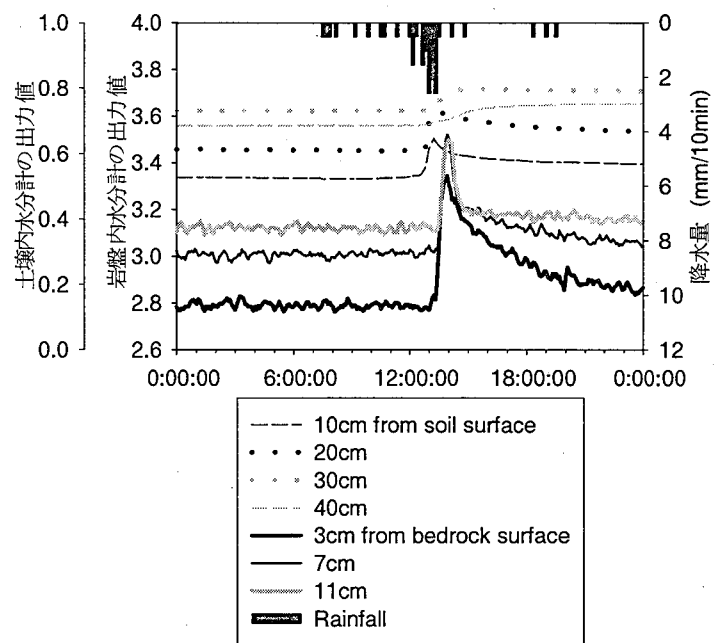


図-1 7月23日における水分計出力値の経時変化

4.2 透水試験

それぞれのサンプルを72時間以上水に浸し、下面より徐々に飽和させた。サンプルAおよびBについては定水位透水試験を行い、給水側と排水側との水位差を段階的に変えてそれぞれ定常に達したときの流出量を計測した。またサンプルCについては変水位透水試験を行った。

4.3 結果

サンプルA, Bでの結果を図-2に示す。ともにダルシー則に従い、動水勾配に比例して単位時間・単位断面あたりでの流出量が増加した。その比例定数、すなわち透水係数はサンプルAで $9.7 \times 10^{-5} \text{cm/s}$ 、Bで $9.5 \times 10^{-5} \text{cm/s}$ であった。またサンプルCについては、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。得られた透水係数は $1.2 \times 10^{-4} \text{cm/s}$ であった(表-1)。

表-1 各サンプルの概要および透水係数

	採取 深さ (cm)	断面積 (cm^2)	高さ (cm)	試験 方法	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}

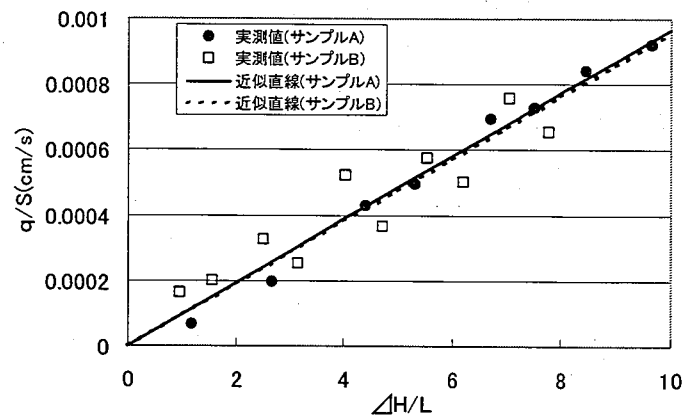


図-2 室内透水試験の結果

5. 100cc 採土円筒を用いて不攪乱採取したサンプルを用いた物理試験

5.1 透水試験

変水位法により飽和透水試験を行ったところ、土壌の透水係数は 10^{-2}cm/s 、岩盤の透水係数は 10^{-3}cm/s のオーダーであった。岩盤の透水係数は4で計測した値よりも大きい、100cc採土円筒への採取時に岩盤と円筒の間に隙間が生じたために、実際よりも過大評価されたと考えられる。

5.2 pF 試験

飽和状態から吸引圧を段階的に増加させるpF試験を行った。pF1.5までは岩盤のほうが水分変化が小さいが、それ以上の乾燥領域では保水性に関して土壌と岩盤との間に大きな差異はなかった(図-3)。

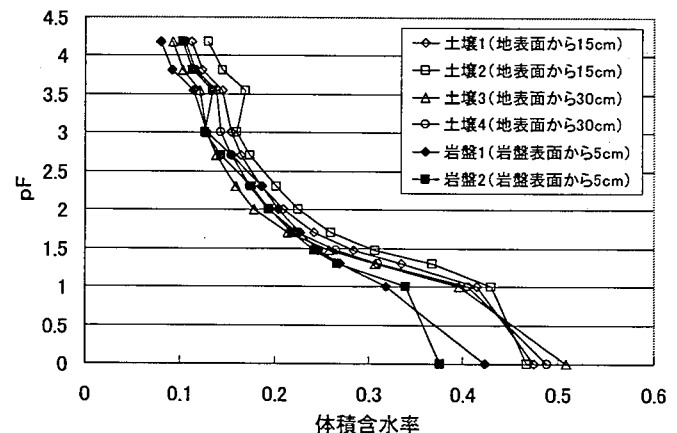


図-3 pF試験の結果

6. 考察およびまとめ

土壌に比べ岩盤が非常に低い透水性を示し、pF1.5以下で岩盤の水分変化が小さかったことから、岩盤は土壌に比べ大間隙が少ないと考えられる。しかし、それ以上の乾燥領域では差異がなかったことから、小間隙については土壌も岩盤も同じように存在すると考えられる。また、岩盤の透水係数はおよそ $1 \times 10^{-4} \text{cm/s}$ であり、サンプル間で大きな差異はなかった。さらに野外観測結果は、岩盤の浅い部位から順に含水率が上昇することを示していた。以上から、「割れ目」の存在は完全には否定できないものの、赤壁流域の風化岩盤内では、「割れ目」内の選択的な流れではなく、岩盤全体にわたって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。岩盤の透水係数は3.6mm/hの降雨強度に相当し、それほど大きくないにもかかわらず降雨に対する応答が素早いことの原因として、間隙が岩盤内に少ないために浸透してきた水が素早く深部へと伝わる可能性が考えられる。今後は不飽和での透水性も考慮し、野外観測で計測された含水率変動をモデル化することによって、岩盤内の水分移動機構を解明していく予定である。

【参考文献】沖村ら 1985.砂防学会誌 37(5), 4-13:平松ら 1990.砂防学会誌 43(1), 5-15:恩田ら 1999.砂防学会誌 51(5), 48-52:内田ら 2001.日本水文科学会誌 31(2), 59-72:宮田ら 2003.砂防学会誌 56(1), 13-19