

1. はじめに

「緑のダム」という言葉に象徴されるように、洪水や土砂災害を緩和する森林の機能が社会的に大いに注目される中、その役割を科学的に解明することが重要な課題となっている。一般に森林の災害緩和機能は、透水性ならびに保水性に富む森林土壌によって発揮されるといわれている。この前提の下で、森林土壌の有効孔隙量に着目してその機能の定量化を試みる研究が盛んに行われてきた。ところがその一方で、山地河川の流出特性は基本的に基岩地質によって決まっていることが、日本各地のダムにおける流量データの解析により確かめられている。このことから、不透水性の基盤面を仮定し土層のみに着目した飽和・不飽和浸透流解析では、森林の役割を必ずしも適切に評価できていないと考えられる。そこで本研究では、透水性基岩を有する斜面における雨水の浸透・流出プロセスを詳細に観測し、土層と基岩が果たしている役割を解明することを目的とした。

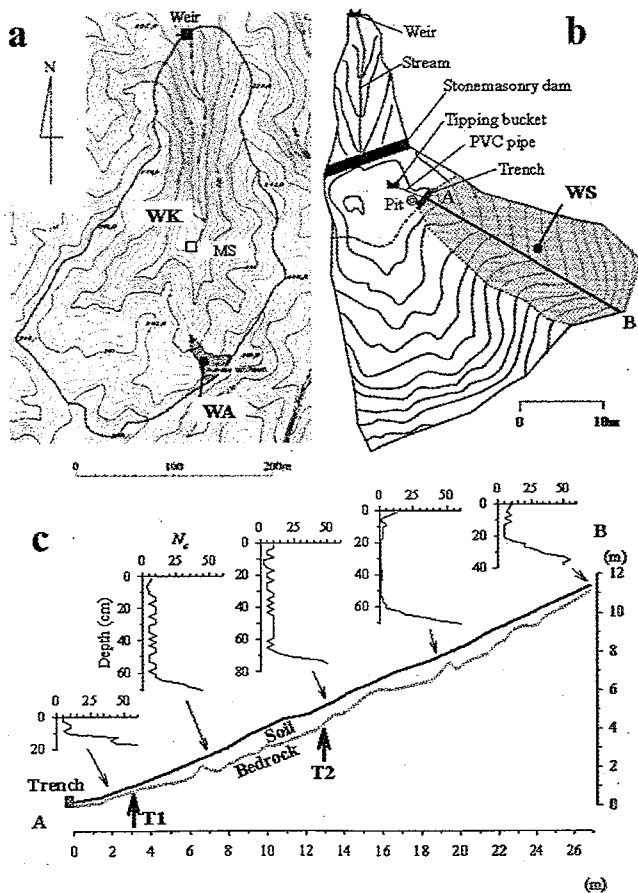


図-1 (a, b) 観測流域の地形および (c) 流域 WS の縦断図と簡易貫入試験結果. 等高線の間隔は図-1a, b でそれぞれ 2, 1 m

2. 方法

滋賀県大津市田上山にある桐生水文試験地 (34° 58' N, 136° 00' E) で水文観測を行った。地質は風化花崗岩よりなる。面積 5.99 ha の流域 WK 内に面積 0.086 ha の流域 WA を設け (図-1a), さらに WA の内部に面積 0.024 ha の流域 WS を設けた (図-1b)。観測露場 (図-1a の MS) で降雨を計測すると共に、各流域出口での流出量を計測した。図-1c は、流域 WS の谷部 (図-1b の A-B 線) の縦断面である。土研式簡易貫入試験機を用いて貫入試験を行ったところ、斜面の何れの部位でも、マサから成る土層部の Nc 値は 10 以下となり、それより下では Nc 値が急増して、土層と基岩との境界の目安とされる 50 を超えた。土層厚は、流域出口付近では薄く (約 0.2 m), 中腹部では比較的厚く (約 1 m), 尾根部では若干薄く (0.4~0.6 m) なっていた。図-1c の T1, T2 地点では、土層と基岩内の圧力水頭をテンシオメータで

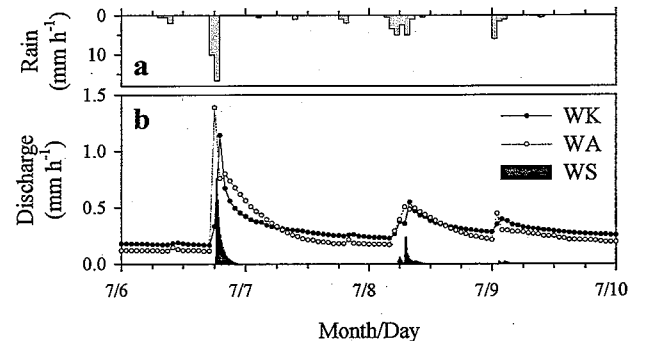


図-2 (a) ハイエトグラフと (b) ハイドログラフ

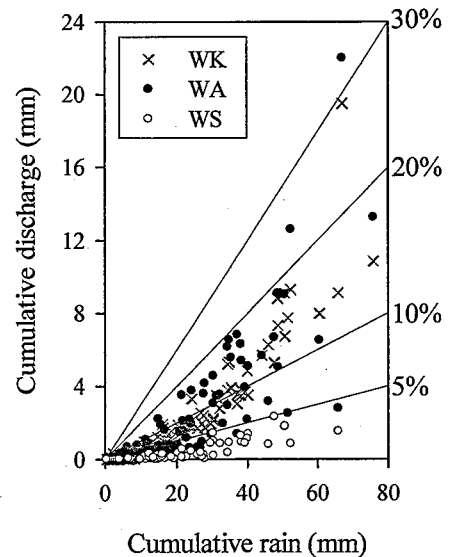


図-3 総雨量と総直接流出量の関係

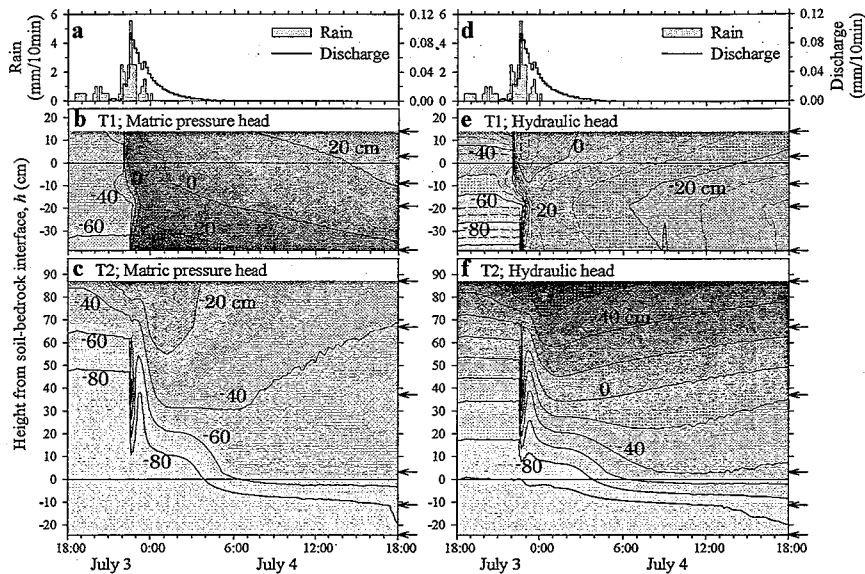


図-4
(a, d) ハイエトグラフと流域 WS のハイドログラフならびに T1, T2 地点の (b, c) 圧力水頭と (e, f) 水理水頭の鉛直分布の時系列。矢印はテンシオメータの設置深度を表す

計測した。図-1b の◎で示した地点で計測された土壌の飽和透水係数は、地表面からの深さ 15 cm で $2.1 \sim 4.5 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$, 30 cm で $5.6 \sim 8.1 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$ であった。さらに、土層-基岩境界面からの深さ 0~17 cm で採取された基岩の飽和透水係数は $0.95 \sim 1.2 \times 10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$ であり、土層に比べて 2 オーダーほど小さくなっていた (Katsura *et al.*, 2005)。

3. 結果

図-2 は、2003 年 7 月 6~9 日に計測されたハイエトグラフとハイドログラフである。各流域とも、降雨に敏感に反応した流量の増加が見られるが、降雨後の通減は流域 WK と WA で、WS よりも緩やかである。WK, WA では無降雨時にも基底流出が継続し、2002 年 5 月~2003 年 12 月の観測期間中に流出が涸れることはなかった。一方 WS からの流出は、降雨終了後に速やかに減衰して停止しており、基底流は全く観測されなかった。図-2 の結果から、斜面土層からの流出は山地溪流の洪水波形を形成し、基底流を直接涵養しているわけではないことが考えられる。

図-3 には、降雨イベント毎の総雨量と総直接流出量の関係を示した。流域 WA でバラツキがより大きいという特徴はあるものの、流域 WK と WA の直接流出量には大きな違いが見られなかった。これに対して、流域 WS の直接流出量は顕著に少なくなっており、総雨量の 5% を超えることが無かった。ここで、基底流出が存在しない流域 WS については、総直接流出量は総流出量に等しい。流域 WK の量水堰地点での年間水収支は閉じていると考えられ、1972~2001 年の平均値でみると降雨の 54% が流出しているため、残りの 46% が蒸発散により失われたと考えられる。流域 WS での蒸発散による損失を流域 WK と同程度と考えれば、WS の総流出量が常に総雨量の 5% 以下であるという図-3 の結果は、降雨の 49% 以上が基岩に浸透していることを示している。

以上の結果をまとめると、土層からの流出は洪水ハイドログラフを形成するが、降雨後には直ちに消

滅してしまい、無降雨時の渓流水を直接涵養しているのは基岩に浸透した雨水であると考えられる。

図-4 には、総雨量 29.7 mm の降雨時に計測された、図-1c の T1, T2 地点におけるテンシオメータのデータを示した。土層が 24 cm と薄い T1 地点では、降雨のピークとほぼ同時刻に浸潤前線が土層と基岩の境界面まで達し、基岩に浸透しきれない雨水によって土層内に飽和帯が形成された (図-4b)。この飽和帯では水理水頭の鉛直勾配がほぼ無くなり (図-4e)、飽和側方流が発生したものと考えられる。実際に飽和帯が形成される時刻と、図-1b, c のトレンチにおける流出の発生・増大時刻はほぼ一致していた (図-4a, b)。

一方、土層が 97 cm と厚い T2 地点では、雨水の浸潤前線は土層内を時間をかけて下降しており、土層と基岩の境界面における圧力水頭の上昇は緩やかであった (図-4c)。基岩直上の土層内では、浸潤前線が到達した後も常に圧力水頭が負値をとり (図-4c)、動水勾配が下向きであった (図-4f) ことから、雨水は飽和側方流とはならず風化基岩へと鉛直浸透し続けたものと考えられる。つまり、T2 地点にもたらされた降雨は、直接流出成分になることなく、蒸発散で失われる以外は全て基岩からの基底流出成分になったといえる。このような厚い土層の存在が、図-3 に示したように流域 WS の流出率を小さくした一因であると考えられる。

以上のように、土層厚が大きい場合には、森林土壌の「バッファー」効果によって飽和側方流や地表面流の発生が抑えられ、基岩浸透が促進されることが示された。

引用文献

Katsura S, Kosugi K, Yamamoto N, Mizuyama T. 2005. Saturated and unsaturated hydraulic conductivities and water-retention characteristics of weathered granitic bedrock. *Vadose Zone J.* 5: 35-47.