

貯留関数法は斜面方向流ではなく鉛直不飽和浸透流をパラメータ化している

谷 誠^{1)†}

1) 人間環境大学

(〒444-3505 愛知県岡崎市本宿町上三本松6-2)

†連絡先著者 (Corresponding Author) E-mail: tani.makoto.62c@st.kyoto-u.ac.jp

貯留関数法の物理的根拠について、Richards式の鉛直一次元形を用いた数値計算により推定した。降雨イベントからの減水過程において計算される土壌柱からの排水量と総貯留量との関係は、貯留関数法に含まれる指数関係式で近似され、指数の物理的意味も特定された。この結果は、貯留関数法が斜面方向流ではなく、鉛直不飽和流を簡単にパラメータ化していることを示している。

キーワード：貯留関数法、鉛直不飽和浸透、Richards式

I. はじめに

木村が開発した貯留関数法(木村, 1975)(以下「貯留関数法」と呼ぶ)は、現在でも日本の洪水防御計画に広く用いられている流出モデルであり(国土交通省, 2014)、有効降雨分離法と降雨流出の波形変換手法から構成されている。いくつかのバリエーションがあるが(椎葉ら, 2013)、ここでは、累加雨量が飽和雨量を超えるような治水上重要な大雨によって、新たに降る雨の総量と洪水流出総量がほぼ等しくなったような場合を対象にして、その物理的根拠を検討する。

さて貯留関数法では、降雨強度の流出強度への波形変換計算にあたって、まず、両対数グラフ紙上に流出強度 q と流域貯留量 S_f の関係を描き、両者がほぼ一対一の直線関係になるように一定の遅れ時間を決める。そのうえで、その直線関係を表す次式を用いて波形変換計算を進めてゆく。

$$S_f = kq^p \quad (1)$$

ここで与える遅れ時間は、降雨によって流出強度が増加する期間とその後降雨が終了して減水してゆく期間とでは、 q と S_f との関係が異なる。すなわち、増加期間では S_f がまず大きくなってから q が遅れて

増加することを配慮したものと考えられる。

さて貯留関数法に対しては、水文学研究者以外から(1)式の物理的根拠への疑問が寄せられている(富永, 2013)。すなわち、(1)式は物理的に運動の式を意味するはずなので指数 p の値は固定されるべきで、国土交通省が洪水防御計画において、計算流量を観測流量に合うように p の値を推定してきたこれまでの手法は妥当ではない、というものである。そこで貯留関数法に関する既往の研究を顧みると、当初は、斜面方向の一次元流によって p の値が決まるとの研究がみられたが(星・山岡, 1982)、その後は、観測結果に合うように最適化したところ、マニング則に由来する $p=0.6$ 付近で良い結果が得られたとする研究が多い(杉山・角屋, 1988; 大月ら, 2013)。降雨から流量をうまく計算できさえすれば良いという工学的な実用性が受け入れられてきたわけで、その物理根拠に関する曖昧さが富永の批判をもたらしたと、筆者は考えている。

しかし、降雨に対する洪水流出応答は、主に山腹斜面における流出機構によって産み出され、結果的に(1)式で再現できるわけであるから、斜面流出機構を把握することでその物理的根拠を科学的に吟味できるはずである。そこで、国内外の流出機構の

観測研究の結果を概観してみたい。

まず、欧米の斜面水文学 (hillslope hydrology) の 1980 年代後半以降の研究をみると、河川流量の多くは降雨水「新しい水」ではなく、以前から土壌に貯留されていた「古い水」であることがわかり、斜面土壌層内の水の動きの把握に強い関心がもたれてきた (McDonnell, 1990)。こうした観測結果を背景に考えると、貯留関数法による洪水流出応答が $p=0.6$ の値でうまく再現されるからといって、一次元流としての地表面流が洪水流出応答を産み出すと主張するのは、無理があるように感じられる。

ところで、欧米の水文学は、地理学を基盤としているため、例えば、基岩表面の凹凸形状に注目してそのくぼみを地下水が埋めてあふれたときに流出が発生するとか (Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006)、ダルシーの法則が成り立たないパイプ状間隙の壁を伝う流れが重要だとか (Beven and Germann, 2013)、対象とする斜面ごとの個別的で多様な流出機構に興味を偏る傾向があり、これには注意する必要がある。対象とする斜面ごとに洪水流出機構が個性的だとすれば、一般性を重んじる流出モデルの開発は無理だということになってしまう。だがその一方で、流出モデル研究においては、地表面下の流出機構の複雑さを意識せず、表面地形が洪水流の発生寄与域を支配するといった単純な発想に基づく TOPMODEL のようなモデルも提案され (Beven and Kirby, 1979)、多数の応用研究が展開されてきた。

筆者は、複雑な流出機構と単純なモデルの間に存在する深いギャップをどう解決すべきかを長く考えてきた。しかし、最近になって、多くの水文学研究者は、これは止むを得ないとあきらめているのではないのだろうか、ようやく気がついた。というのは、Keith Beven とメール交換をする機会があり、彼は、TOPMODEL を開発したモデルの大御所でありながら、ダルシー則に支配されないパイプの壁に沿うフィルム状の流れに興味をもっている。が、だからといって局所的で多様な流れと流出モデルとのギャップにこだわるわけではない。ギャップにこそ新たな研究シーズがあるのに、この割り切りは、水文学の発展をむしろ阻害するのではないだろうか。

近年は、IAHS の Panta Rhei の活動 (Montanari *et al.*, 2013) や Sivapalan *et al.* (2011) の提唱する socio-hydrology など、社会科学的研究が欧米の水文学で重視されており、筆者も学際的研究が必要であることは同意する。しかし、流出機構の複雑さと流出モ

デルの単純さというコントラストをどう解決してゆくのか、この水文学内部の課題を忘れてはならない。水文学ではこちらを先に取り組みようにしないと、学際的・超学際的な研究も進んでいかないと筆者は考えており、谷 (投稿中) で議論している。

次に、日本の水文学研究を振り返ってみると、河川流況が地質条件によって分類されること (志水, 1980; 虫明ら, 1981) を共通に理解した上で、洪水流出をもたらず経路とその性質を評価する研究が進められた。そこでは、落葉や下草の有無などの地表面流に及ぼす影響も観測に基づいて議論された (恩田, 2008)。その結果として、地表面流の影響は小規模の降雨では重要性が認められるとしても、大雨においては洪水流出期間の流水の多くは「古い水」であることが確認された。欧米と同様、日本においても、貯留関数法などの単純なモデルでシミュレートできる洪水流出応答を産み出すのは、斜面方向の一次元流ではなく、非常に複雑な地表面下の流出機構であることが、観測研究からわかってきたと整理できる。

このように地表面下の流出機構は複雑であるが、これを分類することは可能である。土壌層内はマトリックポテンシャルが支配的な不飽和帯と圧力ポテンシャルが支配的な飽和帯が区別される。一方、土壌マトリクスとそれよりサイズが大きな間隙が繋がった preferential path とが区別される。これらの組み合わせによって 4 種類の流出機構が想定できる。これに対して、貯留関数法は、パラメータを観測結果に合わせるとの富永 (2013) の批判はあるにしても、洪水流出応答を単純なモデルでシミュレートすることはできるわけで、だからこそ、洪水防御計画に多用されてきた経験的事実がある。それゆえ、筆者は、斜面流出機構に含まれる上記の分類ごとの水理学的特性を分析することによって、貯留関数法のような単純な構造をもつ流出モデルがなぜ洪水流出応答をシミュレートできるかは、必ず明らかにできるはずだと考え、1980 年代の論文 (谷, 1985) 以来、研究を進めてきた (谷, 2016)。ようやく 35 年を経て、Tani *et al.* (2020) (以下、Tani *et al.* と略記する) において、不十分ながらも、今後の物理的に根拠のある流出モデルの開発に対する方向性を指し示すことができた。そこで本稿ではその概要を解説し、さらにつつこんだ議論を行う。興味をもたれた方は、ぜひ元の論文を読んでいただきたい。

II. 洪水流出応答と斜面流出機構の関係性

降雨が始まると雨水は乾燥土壌に吸収されるが、土壌層が湿潤化した後は、斜面方向の流れが発生する。貯留閾数法はこの寄与域拡大に関する物理機構を有効降雨推定手法として組み込んでいるとみられる(椎葉ら, 2013)。一方、降雨強度の流出強度への変換が(1)式で計算できるのはなぜなのかは明らかになっていない。すでに述べたように、斜面方向の一次元流に基づくという解釈はあったのだが、観測事実に基づいた判断とはいえない。そこで、大雨時の流出機構をいまいちど整理し、問題点を抽出してみたい。

森林斜面の地表に落ちた雨水は、一部がホートン型地表面流となるが、雨水のほとんどはまず不飽和帯を鉛直に浸透し、その後深さとともに飽和透水性が低下するため飽和帯が発生し、*subsurface flow*と呼ばれる一時的な地下水流が斜面方向に流れ出すと考えてよい。読者の中には、落葉直下の有機物の多いA0層の中間流が斜面方向に発生する、と考える人が今でもいるかもしれない。しかし、ごくうすい浅層での流れは1970年代の観測研究で否定されているし(加藤ら, 1975)、無機質土壌の飽和透水性が雨水強度に比べて大きいことから、一般性のある流出機構であるとは認められない。

そのため、斜面方向への地下水流が発生する以前に土壌層内に生じる鉛直不飽和浸透流を、洪水流出応答を説明するための流出機構の一部として議論する必要がある。それを認めた上で、問題は、降雨規模が大きくなったときに、斜面方向への地下水流の排水能力が飽和地表面流を発生させるかどうか、というところにある。もし、高棹(1963)が考えたように、地下水面上昇によって飽和地表面流が発生するのだとすれば、土壌粒子によって大きな抵抗を受ける地下水流と水深が小さいとはいえ開水路である地表面流には水理学的な性質に大きな違いが存在するはずである。たしかに、飽和地表面流が洪水流出を産み出すとした観測研究は存在し(Dunne and Black, 1970)、TOPMODELの基礎になったわけであるが、地中流から飽和地表面流発生に至る全過程が洪水流出応答をもたらすと観測結果は、筆者は見たことがない。個別の流出機構が観察できたこと、流出モデルを根拠づける流出機構が説明できること、両者を混同すべきではない。

一方、斜面土壌層内部の水移動については、圧力

水頭測定による観測例が多く存在する(Noguchi *et al.*, 1997; Torres *et al.*, 1998; Watakabe and Matsushi, 2019)。ただ、圧力水頭測定は、土壌マトリクスでのポテンシャル流動の把握を可能にするだけで、パイプ状水みちなどのpreferential pathを通過するバイパス的な流れ(preferential flow)を追跡することはできない。しかしながら、累加雨量が飽和雨量を超えて新たに降った雨の総量と流出してくる洪水流出の総量とがほぼ一致するような大雨期間中には、バイパスの流れだけでこの大きな流出強度を説明することには無理がある。不飽和帯も飽和に近い湿潤状態になっていて、土壌マトリクスもまた流出に寄与する場となっているはずだからである。マトリクスと、preferential pathの両方の洪水流出応答への量的な寄与度が議論すべきポイントだといえよう。

ところで、欧米研究者が、土壌マトリクス以外のパイプ状間隙などによる個別的な流出機構を重視する傾向を、先に指摘した。たしかにさまざまな流れがあることは事実である。しかし、降雨と洪水流出の総量がほとんど同じであるような大雨の場合、量的に同じ規模の降雨波形が流出波形に変換されるわけだから、土壌マトリクスを含むすべての経路が波形変換を担うと考えるべきだろう。ところが欧米のメジャーな研究者と話をしても、こうした大雨の頻度が小さいからか、洪水流出現象を、石原・高棹(1964)が指摘したような「有効降雨・流出を入力・出力とする波形変換システム」と捉える発想が見いだしにくい。論文査読を受けた経験からも感じるのだが、「観測とモデルのギャップを解消するには、土壌マトリクスの波形変換に関する性質を理解するべきだ」という筆者の考えが彼らに認められるには、まだ時間がかかりそうである。

以上のことから、降雨強度の流出強度への変換が(1)式で計算できる根拠を検討するためには、大雨の期間でも、土壌マトリクスが流出波形変換に対して担う役割を、まづきちんと解析する必要があると、筆者は考える。そして、水理特性が不詳で空間的不均質性の影響が大きいパイプ状間隙の流れとは違って、土壌マトリクスは、Richards式によって定式化され、後述するように、不飽和帯での不均質性の感受性が低い点が、解析しやすさにつながる。そこで、以下に、土壌マトリクスに的を絞った解析を、Tani *et al.*に基づいて進めてゆくことにする。

III. 数値実験と斜面での観測結果との比較

Tani *et al.* は、累加雨量が飽和雨量を超えるような大雨の場合、鉛直一次元の Richards 式による土壌柱での浸透計算を行ってみると、土壌は、不飽和透水係数が降雨強度の範囲（すなわち、おおむね $1 \sim 100 \text{ mm h}^{-1}$ ）をもつような湿潤状態になること、降雨強度の変動波形が圧力水頭の伝播を通じて速やかに排水強度の変動波形に伝達されるが、その鉛直浸透過程を通じて排水強度の波形が降雨波形に比べてよりなだらかに変換されることを明らかにしている。preferential path だけではなく土壌マトリクスでも、洪水流出応答を産み出すことができるわけである。その結果の一部を図-1 に掲げる。

図には、岡山市郊外にある森林総合研究所関西支

所の竜ノ口山森林理水試験地の石英斑岩の土壌層のうすい谷壁斜面における、降雨強度・斜面からの流出強度、斜面中腹での圧力水頭 ψ の観測結果（Tani, 1997）と、貯留関数法と鉛直不飽和浸透流による計算結果を比較した結果を示している。計算においては、土壌層が十分湿潤になっていることが前提であるので、有効降雨強度は観測降雨強度に等しいとしている。

図-1a には、現場で採取された土壌（SB）での鉛直不飽和浸透流による、長さ 70 cm の土壌柱底面からの排出強度 u の計算結果、及び、貯留関数法の基礎式である（1）式に遅れ時間を表すパラメータの値をゼロとし、 $p=0.3$, $k=27$ を与えた流出強度 q の計算結果を、降雨強度、斜面からの流出強度の観測結

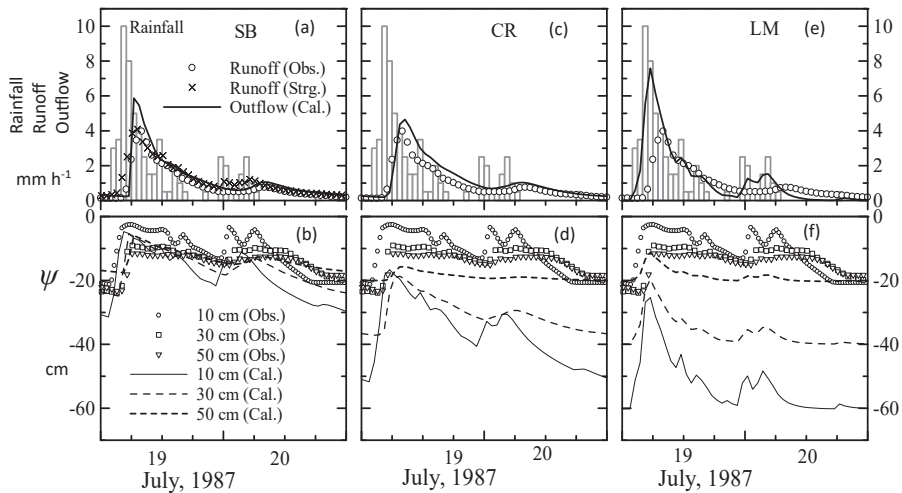


図-1 竜ノ口山森林理水試験地南谷流域の試験斜面で観測された1987年7月降雨における、降雨強度、斜面からの流出強度、圧力水頭 (ψ : 10, 30, 50 cm 深) の観測結果と、70 cm の長さの土壌柱底面からの排水強度、圧力水頭の Richards 式による計算結果の比較。

(a) には、貯留関数法の (1) 式による計算結果 (遅れ時間なし, $p=0.3$, $k=27$) も表示している。

なお、Richards 式の計算で用いた小杉式 (Kosugi, 1996) のパラメータは、 θ_s , θ_r , ψ_m , σ , K_s の順に、SB : 0.37, 0.23, -20 cm, 1.6, $5 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$, CR : 0.62, 0.32, -25 cm, 1.6, $3 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$, LM : 0.48, 0.18, -180 cm, 1.1, $5 \times 10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$ である。ここで、 θ_s : 飽和体積含水率、 θ_r : 残留体積含水率、 ψ_m , σ : 間隙径の対数正規分布のメジアンに対応する圧力水頭の値と標準偏差、 K_s : 飽和透水係数である。

Tani *et al.* (2020) を一部改変

Fig. 1 Comparison of observed rainfall intensity, runoff rate, and pressure head (ψ : 10, 30, and 50 cm depths) during a storm event in July 1987 for a study hillslope of the Minamitani catchment in the Tatsunokuchi-yama Experimental Watershed with the outflow rate from a soil column with 70 cm depth and a pressure head calculated using the Richards equation.

The runoff rate was calculated using Eq. (1) of the storage function model with $p=0.3$ and $k=27$, and no delay time is also plotted in panel (a). Used parameter values in the calculations using the Richards equation, including θ_s , θ_r , ψ_m , σ , and K_s for Kosugi model (Kosugi, 1996) are 0.37, 0.23, -20 cm, 1.6, and $5 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ for SB, 0.62, 0.32, -25 cm, 1.6, and $3 \times 10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$ for CR, and 0.48, 0.18, -180 cm, 1.1, and $5 \times 10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$ for LM, respectively, where θ_s represents the saturated volumetric water content, θ_r stands for the residual volumetric water content, ψ_m and σ respectively denote the pressure head calculated from the median pore radius and the standard deviation in the lognormal distribution of soil pore radius, and K_s represents the saturated hydraulic conductivity.

Modified from Tani *et al.* (2020).

果とともに示している。図-1bはそのときの ψ の観測結果と計算結果を比較したものである。また、図-1c、図-1eは、団粒構造をもつ森林土壌 (CR) とローム質土壌 (LM) における70 cmの土壌柱からの u の計算結果、図-1dと図-1fはそれぞれの ψ の計算結果を、いずれも観測結果とともに表示している。なお、3種の土壌の物理性は、図-1のキャプションに記述した。SBは礫混じりの粘土質に富む土壌であるが、森林土壌としては飽和透水係数 K_s も低くなっている。これは、瀬戸内沿岸の乾燥気候の下、里山として長く利用されてきて土壌が貧弱になった結果ではないかと考えている (Tani *et al.*, 2012)。

ψ の計算値は土壌タイプによってかなり異なるが、いずれの場合も観測結果と同様、深さ方向に速やかに伝播し、 u の変動を産み出している。その計算結果は、観測された斜面からの流出強度と量的にもタイミング的にも大きな違いはない。貯留関数法で計算された q は、遅れ時間を考慮していないので立ち上がりが観測結果より早い傾向はあるが、観測結果をほぼ再現している。また、森林土壌がローム質土壌に比べて、なだらかな波形変換を産み出していることもわかる (谷, 2018)。Tani *et al.*は、さらに、複数の物理性をもつ土壌が層構造を為す土壌柱の場合についても計算を行っている。たしかに斜面方向の地下水流については考慮されていないのだが、少なくとも、すべての土壌タイプで鉛直方向の速やかな ψ の伝播と u の応答という結果が得られていて、それは観測結果と類似したタイミングになっていることは強調したい。たしかに、現場の土壌物理性の空間分布を把握することは著しく困難であるが、そうだとすると、現場斜面における土壌マトリクスにおける降雨波形の伝播が洪水流出応答に寄与していることは間違いないだろう。また、その後の斜面方向の流れによる波形変換のウェイトは、鉛直浸透流に比べて小さいことも示唆される。

IV. 土壌柱の鉛直浸透過程における排水強度と貯留量の関係

Tani *et al.*においては、この観測結果との対比に引き続いて、土壌柱内の水理量 (すなわち ψ , θ , K 及びフラックス) の鉛直分布を、降雨により増加してゆく期間と降雨が止んで減水する期間に分けて詳しく分析している。さらに、体積含水率 θ を土壌柱全体で積分して得られた貯留量 S と土壌柱底面からの

排水強度 u との関係について検討している。

まず、すでに大きな累加降雨が与えられて土壌が十分湿潤になっているとし、その後、さらに降雨強度が大きくなって、鉛直浸透過程における下向きのフラックスが増加してゆく場合を考える。これまでよりも大きいフラックスが流れるため、いわゆるウェッティングフロントが形成される。もちろん、土壌が乾燥していた場合と比べて θ の増加量が小さいから、ウェッティングフロントの形成が不明瞭になりやすく、だからこそ、排水強度の速やかな応答が得られるわけであるが、それでも土壌柱底面近傍に ψ の上昇が伝播されるまで、排水強度は大きくなることできない。結果的に、土壌柱の貯留量 S だけが増加し、排水強度 u の立ち上がりに遅れが生じる。これに対して、降雨が止んだ後の減水過程では、地表の境界条件のフラックスの低下が拡散によって深部までただちに伝わり、 u はほとんど遅れずに低下を開始する。そのため、排水増加過程と減少過程とでは u と S の関係にヒステリシスが生じる。

さて、降雨が終了した後の減水過程においては、フロントが形成されることはなく、土壌柱全体の体積含水率が u とともに連動して減少してゆく傾向がみられる。そこで、この減水過程での u と S の関係を詳しく検討してみよう。いま、蒸発散がないと仮定すると、 u がゼロになるのは、底面の ψ をゼロとしたときの静止平衡状態ということになる。そこで、土壌柱貯留量をそのときにゼロ、土壌柱が完全飽和の場合が1となるように無次元化し、 S_* を次式で定義する。

$$S_* = \frac{\int_0^D \theta dz - \int_0^D \theta(\psi=z) dz}{D\theta_s - \int_0^D \theta(\psi=z) dz} \quad (2)$$

ここで、 z は土壌底面から上方への鉛直座標、 θ_s は飽和体積含水率、 D は土壌柱の長さである。この表現によって、土壌柱における鉛直不飽和浸透による底面から排水強度 u と貯留量 S 、貯留関数法の(1)式における流出強度 q と S_f 、減水過程における両方の関係が互いに比較できることになる。

図-2は、SB, CR, LMの3つの土壌タイプにおける、 $u=10 \text{ mm h}^{-1}$ での定常状態を初期条件とする減水過程の u と S_* の関係を示したものである。図には、土壌柱内部のいたるところで下向きのフラックスが u に等しい定常状態における u と S_* との関係も示している。貯留関数法の(1)式は、底に孔の開いたタンクでモデル化されるため、減水過程においても、定常状態における貯留量と流出強度の一対一のヒス

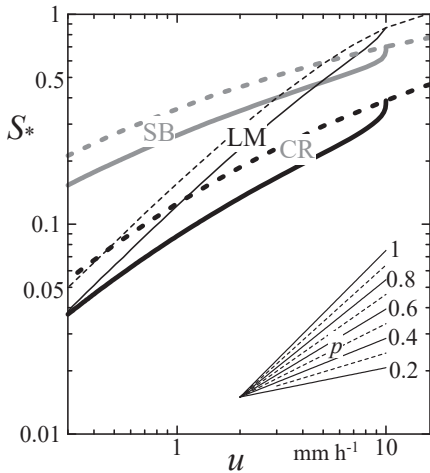


図-2 土壤柱の貯留量の無次元表示 (S^*) の土壤柱からの排水流量 (u) に対する関係
実線は減水過程、破線は定常状態を表す。
Tani *et al.* (2020) を一部改変

Fig. 2 Relation of the dimensionless form of the total storage in the soil column (S^*) to the outflow rate from the column (u).
solid line, recession stage; broken line, steady state.
Modified from Tani *et al.* (2020).

テリシスのない関係が保たれている。ゆえに、(1)式の勾配 p が一定の値をもち、図-2右下に示すような直線として表現できる。したがって、貯留関数法で考慮されている遅れ時間は、その一対一関係を仮定しているために導入された可能性がある。

さて、土壤柱からの減水過程では地表面境界のフラックスがゼロであるから、同じ u に対する S^* の値は、どの深さでもフラックスが u に保たれている定常状態の場合よりも小さくなるが、その差は減水開始直後、 S^* が大きく低下することに現れており、その後は平行になっていることが注目される。その理由は、減水過程では u の減少にともない土壤柱内の θ が一様に減少してゆくため、常に定常状態における u と S^* の関係と同様の関係が維持される「準定常性」が成り立つためだみられる。もっとも、Richards式に基づく厳密な説明はできておらず、これはTani *et al.* の弱点として、今後明らかにすべき残された課題となる。ここでは、どの土壤タイプにおいても両対数グラフ紙上で減水過程が定常状態と平行で、直線に近い関係が一般的に認められるとして、以下の説明を進める。

両対数グラフ紙上での u と S^* 関係の局所的な勾配 p_v は次式で定義される。

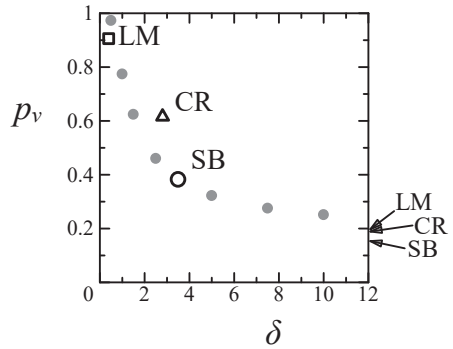


図-3 $u=1 \text{ mm h}^{-1}$ の定常状態における u と S^* の関係から得られた (3) 式の指数 p_v の δ ($=-D/\psi_m$) に対する関係
○, △, □: はSB, CR, LMそれぞれの土壤タイプで土壤柱の長さ $D=70 \text{ cm}$ の場合を示し、●は、土壤SBにおける D の値を変化させた場合を示す。右端の矢印は、各土壤の体積含水率と透水係数の関係から近似された p_v の値を示す。
Tani *et al.* (2020) を一部改変

Fig. 3 Relation of the exponent p_v value in Eq. (3) obtained from the relation between u and S^* under a steady state condition with $u=1 \text{ mm h}^{-1}$ to δ ($=-D/\psi_m$), where D is the soil column length.
○, △, □: case of each soil type (SB, CR, and LM) with $D=70 \text{ cm}$. ●: case of SB with various D values. The arrow at right side indicates the p_v value approximated from the relationship between volumetric water content and hydraulic conductivity for each soil.
Modified from Tani *et al.* (2020).

$$p_v = d \ln(S^*) / d \ln(u) \tag{3}$$

減水過程も定常状態も、 u が小さいほど p_v がやや大きくなる傾向は認められるが、グラフがほぼ直線関係を示していて、 p_v は土壤タイプごとにほぼ一定の値をとることがわかる。

定常状態を対象とした u と S^* の関係について、Tani *et al.* では、土壤柱の水理量の鉛直分布を調べることにより、 p_v が取り得る値に関する詳細な議論が行われている。観測斜面の土壤SBにおける p_v の値が土壤柱の長さによってどのように変化するかを、 $u=1 \text{ mm h}^{-1}$ の場合について、図示したものが図-3である。横軸は、土壤物理性を表現する小杉式 (Kosugi, 1996) のパラメータ ψ_m (間隙径の対数正規分布のメジアンに対応する圧力水頭の値) に対する土壤柱長さ D の比 δ ($=-D/\psi_m$) をとっており、土壤柱が長くなると p_v が小さくなる傾向が示されている。なお、図-3には、SB以外の土壤CRとLMにつ

いても、土壌柱長さが70 cmの場合の p_v の値が表示されており、図-2に対応して、 p_v は、LM, CR, SBの順に小さくなっている。

右端には、体積含水率 θ と不飽和透水係数 K との間の土壌固有の関係に $K=1 \text{ mm h}^{-1}$ を代入して得られた θ の値を(2)式に代入して S^* を求め、それを(3)式で換算した p_v の値を表示している。これは、土壌柱が非常に長いと仮定した極限の場合の S^* を意味するものであり、以下にその意味を説明する。説明のために作成した図-4は、70 cmの土壌柱における $u=1 \text{ mm h}^{-1}$ における定常流を流したときの各土壌タイプの θ の鉛直分布を示したものである。

いま、無限に長い土壌柱を考えると、定常状態では、重力によって一定のフラックス u が鉛直方向に流れ、土壌柱は、対象とする土壌の不飽和透水係数 K と θ の関係式に $K=u$ を代入して得られた θ_u によっておわれ、いたるところ一定の値になる。そのため、土壌柱が長くなると、図-4のSBの20 cmより上側のように、土壌上方の θ は θ_u で一定になる。 θ を S^* に換算する(2)式の右辺の分母と分子には静止平衡状態の貯留量が含まれているが、この静止状態における土壌柱の上方の θ は、残留体積含水率 θ_r に近づいてゆく。そこで、次式で定義される有効飽和度 S_e を導入し、

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (4)$$

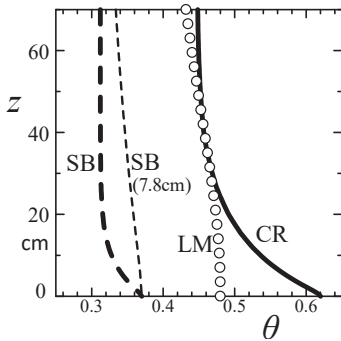


図-4 $u=1 \text{ mm h}^{-1}$ の定常状態における各土壌タイプにおける70 cmの土壌柱内の体積含水率 θ の鉛直分布。

SB (7.8 cm) は、SBの7.8 cmの分布を70 cmに引き延ばしたものの

Fig. 4 Vertical distribution of volumetric water content θ in a soil column with 70 cm length under a steady state with u of 1 mm h^{-1} .

SB (7.8 cm) is a distribution enlarged from 7.8 cm to 70 cm.

この(4)式を(2)式に代入すると、 u を流す定常状態での非常に長い土壌柱の S^* を S_{u^*} 、(4)式に θ_u を代入したときの S_e を S_{eu} で表せば、 S_{u^*} は次式で近似される。

$$S_{u^*} = S_{eu} \quad (5)$$

(5)式と $u=K$ を(3)式に代入すると、

$$p_v = \frac{d \ln(S_{eu})}{d \ln(K)} \quad (6)$$

となって、 p_v は結局、対象とする対象としている土壌固有の物理性を表現する K と S_e の関数関係の勾配に $K=u$ (図-3の場合 $u=1 \text{ mm h}^{-1}$)を代入して得られた値に漸近する。このように、図-3の右端に表示した p_v の値は、土壌柱が長い場合の極限値を示し、その値は、土壌物理性から求められることになる。

他方、土壌柱が短くなると、図-4に示すように、底面境界条件が排水可能な $\psi=0$ の飽和条件になっているため、底面付近の θ の分布が S^* に及ぼす影響が大きくなって、 p_v は u と S^* の線形関係を表す1の値に漸近する。このように、排水強度 u と貯留量 S^* の関係は、土壌物理性を代表する ψ_m と土壌柱長さ D の相互関係によって決まる。図-4において土壌タイプ間の比較を行うと、小杉式の ψ_m の絶対値がLMは180 cmで、SBの20 cm、CRの25 cmと比べて大きいいため、70 cmの土壌柱におけるLMの δ は0.39という小さい値をとる。それゆえ、LMの70 cmの土壌柱の θ の鉛直分布は、 $\psi_m=-20$ cmのSBにおいては、わずかに $D=7.8 \text{ cm} (=70/(-180) \times (-20))$ の短い土壌柱の θ の鉛直分布に類似することが予想される。そこで図-4には、SBにおける底面から7.8 cmの部分70 cmに機械的に引き延ばした θ の鉛直分布を表示した。 θ_s と θ_r の値及び間隙分布の標準偏差の違いも影響するので、LMの θ の鉛直分布がSBの底面付近の分布に近いこと、その結果が、 p_v の値に表れていることは確認できる。LMは ψ_m の絶対値が大きくてサイズの大きな間隙を含まないため、底面付近の影響がCRやSBと比べて上方にまで及び、(6)式によって計算される θ の分布が地表面近くでも現れないことにより、 p_v の値が大きくて1に近い、線形に近い値をとることになったわけである。

ここで導入された δ は、鉛直不飽和浸透流を通じた入力(降雨強度)と出力(排水強度)の波形変換を支配する重要な無次元数であり、鈴木(1984)や谷(1985)が土壌層内の流出現象を普遍的に評価し

ようとした研究においても同様の無次元数が用いられている。そもそも、斜面条件の降雨流出応答への影響評価を行うには、関与する多数の物理量の数をできるだけ少なくし、評価結果の一般性を高める必要があり、こうした無次元数の導入を通じた相似性の解析 (similarity analysis) が欠かせない (小松, 2004)。すでに、2次元斜面の土壤層を対象とした相似性に基づく洪水流出緩和効果の評価が試みられている (Tani, 2013)。こうした相似性の解析は、Wagener *et al.* (2007) の研究などもあるのだが、水文学で大きな進展がみられないのは残念である。同時に、Richards式などの現象を支配する基礎式の数値解ではない解析解を求める研究 (菅原ら, 2018) も、現象理解には重要であって、これらの展開を通じて初めて、普遍性のある物理的な流出モデル開発が可能になるのだと、筆者は考えている。

V. 鉛直不飽和浸透と斜面方向への地下水流、それぞれが貯留関数法に及ぼす影響の比較解析

大雨の期間には、鉛直不飽和浸透過程に引き続き、斜面方向への一時的地下水流 (subsurface flow) が生じている。では、それぞれは貯留関数法の基礎式である (1) 式にどのように影響を及ぼすのであろうか。Tani *et al.* は前者の流れの影響を解析しているが、他方、後者の流れだけを対象に、(1) 式の指数 p に及ぼす影響を検討した Harman and Sivapalan (2009) の研究もある。しかし、この研究をふまえたうえで、貯留関数法などの流出モデルの物理的根拠を、鉛直不飽和浸透過程を無視して斜面方向の流れだけから論じる立場は、とうてい妥当だと認めることができない。その理由は、本章で以下に説明するように、鉛直不飽和浸透過程が (1) 式を近似している可能性が高いからである。

1. 不飽和帯と飽和帯の不飽和性の役割の違い

土壤マトリックスの水移動は、ダルシー則を連続式と組み合わせた Richards の式で説明できる。だが、preferential path があるとうまくゆかない (Ebel *et al.*, 2007)。その原因は、サイズの大きな間隙の不飽和帯と飽和帯における役割の違いに基づくと考えられる。不飽和帯では、マトリックポテンシャルが支配的で、サイズの細かい間隙に優先的に水が吸引されるため、パイプ状水みちのようなサイズの大きな間

隙には水がはいりにくく、そこに流れが集中することがない。また、土壤が不均質であってもサイズの小さい間隙は多かれ少なかれ含まれるので、どのようなタイプの土壤においても、また土壤が不均質であっても、フラックスが大きいほど体積含水率 θ が大きくなる性質を一様にもっている。Tani *et al.* では、圧力水頭 ψ や θ の鉛直分布は、土壤タイプや不均質性に対する感受性 (sensitivity) が強いのだが、フラックスの鉛直分布は感受性が弱く、結果的に、図-1でも示したように、時間スケールの類似した排水強度の変動が産み出されることを、詳しく説明している。とりわけ減水過程においては、ウェッティングフロントが形成されることがないため、底面からの排水の減少にともなって土壤柱内のいずれの場所の θ も全体で減少してゆくことになり、排水強度 u の変動が θ を土壤柱全体で積分した貯留量の変動と連動する。層構造を為す不均質な土壤柱も含み、どのような土壤構造でも速やかな排水強度の応答がもたらされるわけである。

そのため、層構造を為す土壤層を考えたとしても、不飽和帯から地下水への流れが不飽和帯全体の貯留量と対応することによって、不飽和帯での不均質性が平均化される。さらに、斜面水平方向の不均質性があったとしても、フラックスや地下水への流れに極端な差が生じにくい。鉛直不飽和浸透過程においては、結局、斜面全体に存在する空間不均質性が波形変換に対して与える感受性は低いことになる。それゆえ、不均質性を特徴とする複雑な流出機構による波形変換が単純な (1) 式に帰着するという経験的傾向に対して、鉛直不飽和浸透流の性質は、少なくともひとつの有力な説明となるであろう。

これに対して飽和帯では、圧力ポテンシャルが支配的であるため、サイズの大きな間隙にも水が満たされ、土壤マトリックスに比べて流れに対する抵抗の小さいパイプ状水みちに流れが集中しやすい。したがって、斜面方向への地下水の排水能力はパイプ状水みちの有無によって大きく左右される。飽和帯は体積含水率が飽和して変化しないから、貯留量は飽和帯の体積で表される。その結果、パイプ状水みちが高い排水能力をもつため、それがあつた場合はない場合に比べ、貯留量とその変動幅がいずれも著しく小さくなる。結果的に、局所的な不均質性が波形変換に与える感受性が強くなり、斜面全体における貯留量は、水みちの分布構造を大きく反映してしまう。よって、波形変換が単純な (1) 式で表現で

きるという経験的事実の説明は非常に困難になる。

2. 地下水位変動観測結果が示唆する波形変換

一般に、斜面における不圧地下水の水位変動は、上流側からの流入量と鉛直不飽和浸透による流入量から深部への浸透量と下流側への排水量を差し引いたものである。したがって、地下水位変動はこの水収支を想定した上で解析しなければならない。そこで、Kosugi *et al.* (2011) による、六甲山の西おたふく山小流域 (2.1 ha) での流出量と地下水位の観測結果を例にとり、地下水位変動の意味を考えてみたい。

この急傾斜流域から流れ出る溪流の流出強度の時間変動は、主に花崗岩の風化基岩内の地下水帯水層を通過して形成されており、中流部の帯水層地下水位の非常に緩やかな地下水変動がベースになっている。ところが、下流部における基岩の帯水層地下水位には、上記の緩やかな変動に加えて数週間スケールの変動もみられ、さらに下流部の土層内地下水位には降雨に対応した洪水流出の時間スケールをもつ速やかな変動もみられる。その結果、溪流の流出強度には、これらの時間スケールを持つ地下水位に対応した変動も重ね合わされて現れ、3種類の時間変動が合成されている。中流部・下流部の帯水層はともに水平方向に広がりをもつことがわかっているため、中流部の地下水変動は上流部からの排水と鉛直不飽和浸透によって産み出されているとみてよいだろう。また、下流部の地下水変動は中流部からの地下水の排水に下流部での鉛直不飽和浸透が加わって形成されたものとみなされる。溪流の流出強度にはこれらに加え、土壌層の速やかな地下水位変動が加わって形成されたわけである。

したがって、降雨の変動波形は明らかに鉛直浸透過程でなだらかになっていること、及び、より上流からの地下水流入や深部への浸透量を推定することはむずかしいが、上流部と中流部の水位変動パターンが異なっているため、中流部帯水層にとって上流部からの排水量が重要でないことが推測できる。これに対して、中流部と下流部の地下水位、下流部地下水位、流出強度の三者において、ほぼ同じタイミングの変動がみられることから、中流部から下流部への大きな排水があり、これより下流側でほとんど波形変換が生じていないことがわかる。

以上のことから、鉛直不飽和浸透過程が波形変換の役割を担っており、地下水の下流側への効率的な排水は、波形をそのまま変化させずに伝えていると

解釈するのが妥当であろう。

さらに、細田・谷 (2016) は、竜ノ口山森林理水試験地の南谷流域の大部分を占める古生層斜面での風化基岩地下水の水位を観測し、土壌層が十分湿潤になった場合には、基岩地下水の波形変動は流域からの洪水流出強度の波形とほぼ一致することを明らかにしている。図-1に示す石英斑岩の土壌層のうすい斜面とは異なり、古生層斜面の地下構造は非常に深いではあるが、降雨波形は鉛直不飽和浸透過程でなだらかになって地下水位変動に記録され、それがそのまま流出波形となる観測結果は、鉛直不飽和浸透が洪水流出の波形変換に主要な役割を果たしていることを強く示唆している。

これらの観測結果は、降雨流出波形変換における鉛直不飽和浸透流の重要性を示すものであり、貯留関数法が斜面方向流ではなく、鉛直不飽和浸透流をパラメータ化したものだという主張を支援するものである。

3. 地下水の効率的な排水構造

不飽和浸透過程が降雨に対する洪水流出応答を主に支配する可能性があるためには、大雨の期間であっても土壌層の中に不飽和帯が残っていなければならない。したがって、大雨の期間でも地下水面が低いままに維持できるような、地下水の効率的な排水が、鉛直不飽和浸透が大きな役割を演じる必要条件となる。もし斜面土壌層の物理性が均質であれば、斜面下部地下水位が上昇して飽和地表面流を発生させ、不飽和帯が消滅してしまう。地理学的な多様性によって対象とする斜面ごとにバラバラであり、普遍的な知見は求め得ないのであろうか。この問いは、流出場としての斜面土壌層の長期形成過程からしか解答できない、と筆者は考える。

日本のような地殻変動帯の山地斜面においては、基岩風化によって生成される土粒子は雨水により下流に運ばれることを繰り返している (松四ら, 2014)。森林根系の補強があることではじめて土粒子が斜面上に固定され、土壌層として発達することができる (谷, 2016; 松四ら, 2016)。ただ、根は地表面付近に集中して深部はまばらなので、大雨で地下水位が上昇すると浮力によって土壌層はすべりに抵抗できず崩壊してしまう (Milledge *et al.*, 2014)。したがって、土壌層が厚さを増して発達するためには、水みちによる地下水の効率的な排水が必要条件になる。このことは、降雨規模が大きいと、水みちがつまるなど

によって排水できず水面が上昇することが崩壊発生の必要条件となることを示唆している (Montgomery *et al.*, 2009). 水みちによる排水をとまなう流出機構と斜面土壌層の発達・崩壊の繰り返しとは時間スケールが極端に異なるが、相互依存関係にあって互いに整合性が保たれていなければならないのである。つまり、斜面上の土壌層は流出場として安定している期間が長いとはいえ、地形学的な時間スケールでは、プレートテクトニクスによる山岳隆起と大気水循環に基づく降雨現象との相互作用を受けて発達と崩壊を繰り返す動的な定常システムとみなされる。したがって、土壌層が安定している期間であっても、動的定常システムとしての性格を担保していなければならない。具体的にどのような性格をもつかは今後の研究によるところが大きいが、「均質な土壌層」なる仮定は現実的でなく、むしろ、「パイプ状の水みちによる効率的な地下水排水によって大雨時にも不飽和帯が持続できる、不均質な土壌層構造」が、定常システムを支えている可能性が高いのではないだろうか。このことが、鉛直不飽和浸透流が洪水流出応答をもたらすことにつながり、結果的に貯留関数法がこれを一般的に再現できる根拠となるのだ、と筆者は考えている。

VI. おわりに

本解説は、貯留関数法が降雨に対する洪水流出応答を広く再現できるのは、地表面流や地中流などの斜面方向への流れではなく、鉛直不飽和浸透流をうまくパラメタライズしているためであることを論じてきた。この結論は、土壌層内に一時的に発生する地下水を斜面方向に速やかに排水することが必要条件になる。だが、このことは、鉛直不飽和浸透流と斜面方向流、それぞれの洪水流出応答に及ぼす影響を実測によって定量評価する研究を促す理由にはなっても、鉛直不飽和浸透流の役割を否定して、斜面方向流の役割に焦点をあててきたこれまでの水文学研究に逆行して良いことを決して意味するものではない。

流域ごとに流出機構は個性が高いが、洪水流出応答は貯留関数法などの流出モデルで普遍性をもって再現できること、筆者はこの簡単な見解が水文学で得られた現時点での結論だと考えている。この個性と普遍性のコントラストは必ず論理的に解決できるはずだし、それが水文学の次の課題でなければ

ならない。しかし残念なことに、国際的にはこれに真正面から取り組むことを避ける雰囲気があり、われわれはこれに組みすべきではないだろう。

本解説では、土壌や風化基岩の水移動の少なくとも重要な一部分を説明できる Richards 式には、その理論的な性質を解析解や相似性の面から今後解明する余地があること、洪水流出現象が土壌層の発達と崩壊から成る定常システムとの整合性を担保すべきであり、その整合性に関する観測・調査研究が流出場の不均質性に対して重要な情報を与える可能性があることを指摘し、上記のコントラストを解決する方法論を提起した。こうした理論・観測の展開を進める中で、洪水流出機構に基づいた流出モデルの開発は、はじめてその方向性が見えてくるだろう。

謝辞

本研究には、科研費（課題番号 19K04632）「斜面における飽和不飽和浸透流の観測に基づく洪水流出モデルの開発（小島永裕代表）」、及び、米国コカ・コーラ財団「森林が水循環および気候変動に与えるインパクト（小杉緑子代表）」の助成を受けた。

引用文献

- Beven K, Germann P. 2013. Macropores and water flow in soils revisited. *Water Resources Research* 49: 3071-3092. DOI: 10.1002/wrcr.20156.
- Beven K, Kirkby M. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences* 24: 43-69. DOI: 10.1080/02626667909491834.
- Dunne T, Black RD. 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research* 6: 1296-1311. DOI: 10.1029/WR006i005p01296.
- Ebel BA, Loague K, Vanderkwaak JE, Dietrich WE, Montgomery DR, Torres R, Anderson SP. 2007. Near-surface hydrologic response for a steep unchanneled catchment near Coos Bay, Oregon: 2. Physics-based simulations. *American Journal of Science* 307: 709-748. DOI: 10.2475/04.2007.03.
- Harman C, Sivapalan M. 2009. A similarity framework to assess controls on shallow subsurface flow dynamics in hillslopes. *Water Resources Research* 45: W01417. DOI: 10.1029/2008WR007067.
- 星 清・山岡 勲 1982. 雨水流法と貯留関数法との相互関係. 水理講演会論文集 26: 273-278. DOI: 10.2208/prohe1975.26.273.
- 細田育広・谷 誠 2016. 古生層堆積岩小流域の厚い風化基岩層における水分変動が降雨流出応答に及ぼす影響. 地形 37: 465-492.
- 石原藤次郎・高棟琢馬 1964. 洪水流出系における変換系について. 京都大学防災研究所年報 7: 265-279.
- 加藤博之・福高義宏・鈴木雅一 1975. 山腹斜面の流出機構について (1) ライシメーターと表層流出量について. 京大演習林報告 47: 74-85.
- 木村俊晃 1975. 貯留関数法. 河鍋書店; 57.
- 国土交通省 水管理・国土保全局 2014. "河川砂防技術基準 調査

- 編”, 国土交通省. https://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/gijutsu/gijutsukijunn/chousa/pdf/00.pdf (参照:2020/04/12).
- 小松 光 2004. 数値モデルの利用・理解を容易にする無次元化-多層植被モデルを題材として-. 水文・水資源学会誌17:401-413. DOI: 10.3178/jjshwr.17.401.
- Kosugi K. 1996. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resources Research* 32: 2697-2703. DOI: 10.1029/96WR01776.
- Kosugi K, Fujimoto M, Katsura S, Kato H, Sando Y, Mizuyama T. 2011. Localized bedrock aquifer distribution explains discharge from a headwater catchment. *Water Resources Research* 47: W07530. DOI: 10.1029/2010WR009884.
- 松四雄騎・松崎浩之・千木良雅弘 2014. 宇宙線生成核種による山地流域からの長期的土砂生産量の推定. 応用地質54:272-280. DOI: 10.5110/jjseg.54.272.
- 松四雄騎・外山真・松崎浩之・千木良雅弘 2016. 土層の生成および輸送速度の決定と土層発達シミュレーションに基づく表層崩壊の発生場および崩土量の予測. 地形37:427-453.
- McDonnell JJ. 1990. A Rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research* 26: 2821-2832. DOI: 10.1029/WR026i011p02821.
- Milledge DG, Bellugi D, McKean JA, Densmore AL, Dietrich WE. 2014. A multidimensional stability model for predicting shallow landslide size and shape across landscapes. *Journal of Geophysical Research Earth Surface* 119: 2481-2504. DOI: 10.1002/2014JF003135.
- Montanari A, Young G, Savenije HHG, Hughes D, Wagener T, Ren LL, Koutsoyiannis D, Cudennec C, Toth E, Grimaldi S, Blöschl G, Sivapalan M, Beven K, Gupta H, Hipsey M, Schaefli B, Arheimer B, Boegh E, Schymanski SJ, Di Baldassarre G, Yu B, Hubert P, Huang Y, Schumann A, Post D, Srinivasan V, Harman C, Thompson S, Rogger M, Viglione A, McMillan H, Characklis G, Pang Z, Belyaev V. 2013. “Panta Rhei—Everything Flows”: Change in hydrology and society—The IAHS Scientific Decade 2013-2022. *Hydrological Sciences Journal* 58: 1255-1275. DOI: org/10.1080/02626667.2013.809088.
- Montgomery DR, Schmidt KM, Dietrich WE, McKean J. 2009. Instrumental record of debris flow initiation during natural rainfall: Implications for modeling slope stability. *Journal of Geophysical Research* 114: F01031. doi:10.1029/2008JF001078.
- 虫明功臣・高橋 裕・安藤義久 1981. 日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質の効果. 土木学会論文報告集309:51-62.
- Noguchi S, Abd Rahim N, Zulkifli Y, Tani M, Sammori T. 1997. Rainfall-runoff responses and roles of soil moisture variations to the response in tropical rain forest, Bukit Tarek, Peninsular Malaysia. *Journal of Forest Research* 2: 125-132. DOI: 10.1007/BF02348209.
- 大月友貴・立川康人・萬 和明・椎葉充晴 2013. 貯留閾数法の大規模洪水に対する適用性. 土木学会年次講演会68:13-14.
- 恩田裕一 2008. 人工林荒廃と水・土砂流出の実態. 岩波書店:60.
- 椎葉充晴・立川康人・市川 温 2013. 水文学・水工計画学. 京都大学学術出版会:615.
- 志水俊夫 1980. 山地流域における含水量と表層地質・傾斜・植生との関係. 林業試験場研究報告310:109-128.
- Sivapalan M, Savenije HH, Blöschl G. 2011. Socio-hydrology: A new science of people and water. *Hydrological Processes* 26: 1270-1276. DOI: 10.1002/hyp.8426
- 菅原快斗・佐山敬洋・寶 馨 2018. 地下水面を有する土壌におけるリチャーズ式の解析解. 土木学会論文集B1 (水工学) 74 (4): I_1-I_6. DOI: 10.2208/jscejhe.74.I_1.
- 杉山博信・角屋 睦 1988. 貯留閾数モデル定数に関する一考察. 農業土木学会誌133:11-18.
- 鈴木雅一 1984. 山地小流域の基底流出逓減特性 (I) 飽和-不飽和浸透流モデルを用いた数式的検討, 日本林学会誌 66, 174-182.
- 高棹琢馬 1963. 出水現象の生起場とその変化過程. 京大防災研年報6:166-180.
- 谷 誠 1985. 山地流域の流出特性を考慮した一次元鉛直不飽和浸透流の解析, 日本林学会誌 67, 449-460.
- Tani M. 1997. Runoff generation processes estimated from hydrological observations on a steep forested hillslope with a thin soil layer. *Journal of Hydrology* 200: 84-109. [https://doi.org/10.1016/s0022-1694\(97\)00018-8](https://doi.org/10.1016/s0022-1694(97)00018-8).
- Tani M. 2013. A paradigm shift in stormflow predictions for active tectonic regions with large-magnitude storms: generalisation of catchment observations by hydraulic sensitivity analysis and insight into soil-layer evolution. *Hydrology and Earth System Sciences* 17: 4453-4470. doi:10.5194/hess-17-4453-2013.
- 谷 誠 2016. 水と土と森の科学. 京都大学学術出版会:243.
- 谷 誠 2018. 森林土壌の流出緩和効果に関する研究の展開過程. 水文・水資源学会誌31:107-121.
- 谷 誠 2021. “水害対策における学際的研究・超学際的活動の必要性—流域治水における改良主義を再考する—”, 水と土と森 谷誠ホームページ, <https://hakulan.com/transdisciplinary>. (参照:2021/3/19).
- Tani M, Fujimoto, M, Katsuyama M, Kojima N, Hosoda I, Kosugi K, Kosugi Y, Nakamura S. 2012. Predicting the dependencies of rainfall-runoff responses on human forest disturbances with soil loss based on the runoff mechanisms in granitic and sedimentary-rock mountains. *Hydrological Processes* 26: 809-826. doi: org/10.1002/hyp.8295.
- Tani M, Matsushi Y, Sayama T, Sidle RC, Kojima N. 2020. Characterization of vertical unsaturated flow reveals why storm runoff responses can be simulated by simple runoff-storage relationship models. *Journal of Hydrology* 588: 124982. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2020.124982.
- 富永靖徳 2013. 貯留閾数法の魔術: ダム事業を根拠づけるデータの非科学性. 科学83(3):268-273.
- Torres R, Dietrich WE, Montgomery DR, Anderson SP, Loague K. 1998. Unsaturated zone processes and the hydrologic response of a steep, unchanneled catchment. *Water Resources Research* 34: 1865-1879. DOI: 10.1029/98WR01140.
- Tromp-van Meerveld HJ, McDonnell JJ. 2006. Threshold relations in subsurface stormflow: 2. The fill and spill hypothesis. *Water Resources Research* 42: W02411. doi:10.1029/2004WR003800.
- Wagener T, Sivapalan M, Troch P, Woods R. 2007. Catchment Classification and Hydrologic Similarity. *Geography Compass* 1: 901-931. DOI: 10.1111/j.1749-8198.2007.00039.x.
- Watakabe T, Matsushi Y. 2019. Lithological controls on hydrological processes that trigger shallow landslides: observations from granite and hornfels hillslopes in Hiroshima, Japan. *Catena* 180: 55-68. DOI: 10.1016/j.catena.2019.04.010.

(受付:2020年4月15日, 受理:2020年10月6日)
この論文への討議・コメントを, 2021年9月末日まで受け付けます。

Storage-function Model Parametrizes Not Downslope Flow but Vertical Unsaturated Flow

Makoto TANI ¹⁾†

¹⁾ University of Human Environments
(6-2 Kamisanbonmatsu, Motojukucho, Okazaki, Aichi 444-3505, Japan)

†Corresponding Author E-mail : tani.makoto.62c@st.kyoto-u.ac.jp

The physical background of a storage-function model was estimated from numerical experiments using the one-dimensional vertical form of Richards equation. Relations between the outflow rate from a soil column and the total storage calculated during the recession stage from a storm event were approximated using a power law equation included in the model. The physical meaning of its exponent was specified from this approximation. Results suggest that the storage function model is not based on the downslope flow, but that it simply parameterizes the vertical unsaturated flow.

Key words : Richards equation, Storage function model, Vertical unsaturated flow