

鉛直不飽和浸透に基づく新しい洪水流出モデルの適用による山地小流域の流出機構の再検討

谷 誠^{1)†}

1) 元京都大学 農学研究科
(〒606-8502 京都市左京区北白川追分町)

†連絡先著者 (Corresponding Author) E-mail : tanimakoto@nike.eonet.ne.jp

洪水流出応答が主に鉛直不飽和浸透に支配されるとの研究をふまえて新しい流出モデルを提案し、3つの山地小流域の洪水流出応答を良好に再現できる結果を得た。これにより、洪水流出応答に対して斜面長や勾配などの地形条件よりも土壌層の厚さや土壌物理性の影響が大きいことが示唆された。この結果と既往の観測研究に基づいて流出機構について再検討を行った。流出寄与域変動概念を検討したところ、湿潤になった土壌層が水平方向に孤立している場合は流出が小さいが、それらがつながると土壌層からの排水が傾斜方向に速やかに流れて大量の洪水流出応答を生み出すと推測された。モデルによって表層崩壊の発生直前までゼロ次谷の流出応答が再現できた結果を基にして、主に鉛直系によって洪水流出応答が支配されるのは、土壌層内の地下水排水能力が斜面安定を長期間にわたって保つに十分ほど大きいためであるとの仮説が提起された。また、風化基岩の貯留能力が高い花崗岩の小流域では、観測された洪水流出強度がモデルによる計算値を約半分にすることで良好に再現された。その理由は、基岩深部への浸透が遮られて傾斜方向流に転じる領域が流域下部に限られるためであると推定された。

キーワード：傾斜方向流、流出寄与域、流出機構、洪水流出モデル、鉛直不飽和浸透

I. はじめに

山地流域において、鉛直方向に落下する雨水は傾斜方向に向きを変えて下流へ流れる。その流出過程には、鉛直方向への浸透、傾斜方向への流れ、河道の流れなどが含まれるが、筆者は、鉛直浸透過程が洪水流出応答において重要な役割を果たすことを強調してきた(谷, 1985; Tani *et al.*, 2020; 谷2021)。本論文では、この新しい考え方を基に概念的流出モデルを提案する。そのため、導入部としては長文になるが、雨水の流出過程に関する知見を振り返り、本論文で開発するモデルの位置づけを説明する。

1. 鉛直浸透システムと傾斜方向流システム

地球上では、海水の蒸発によって生じた水蒸気が陸面の上空へ運ばれて降水となり、河川流出を経て海洋に戻る、という水循環が繰り返されている。その途中、大気と地表面の境界付近においては、重力による下向き降水と、大気の乱流拡散ともなう

蒸発散をソースとした上向き水蒸気輸送とが生じている。山地小流域の空間スケールは大気現象のスケールに比べて小さく、その内部の地形が降水の時空間分布に及ぼす影響は小さいので(Tani, 1996)、流域における雨水の流出過程は、水平方向にほぼ均質な鉛直方向のフラックスを地表面境界条件として開始される。また、山地流域の地形や地下構造は、地球の地殻変動による山岳隆起や火山活動によって作られた山体の風化と侵食によって形成されるので、一般に、深さ方向に透水性が低下する。結果的に、雨水の流れはこれによって制約を受け、鉛直から傾斜方向への転換を強制される。その傾斜方向の流出経路は水流が侵食によって作り出した樹枝状の水系網を形成し、合流を繰り返して樹幹に相当する1本の川に集合する(塚本ら, 1978)。よって、山地流域の流出過程は、図-1の概念図に示すように、入り口側に鉛直浸透システム(以下、鉛直系)、出口側に一点に集中する傾斜方向流システム(以下、傾斜系)が

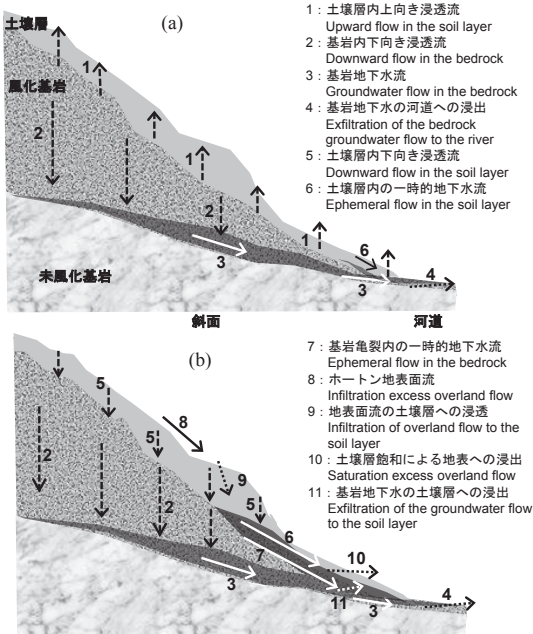


図-1 山地小流域の流出機構の概念図

(a) 無降雨期間 (b) 十分な累加降雨によって流域全体で土壌が湿潤になった期間

破線は鉛直系の流れ，実線は傾斜系の流れ，点線は上層と下層間の流れの交流を示す

Fig. 1 Schematic showing runoff mechanisms for a mountainous catchment.

(a) Non-rain period. (b) Period when the soil layer is sufficiently wet because of the large amount of cumulative rainfall. Broken, solid, and dotted arrows respectively indicate vertical-flow system components, those in the downslope-flow system, and interchange flows between upper and lower layers.

存在し，途中で切り替わるような構造となっている。

言わずもがなの印象があるかもしれないが，この方向転換の水文学における重要性を筆者は強調したい。なぜ重要なのか，説明を加える。鉛直系は蒸発散や基底流出の研究で重視されてきたが，洪水流出にとってはむしろ流出に寄与しない「損失」とみなされることが多かった（椎葉ら，2013）。鉛直系を軽視する原因は，傾斜系に比べて空間スケールが小さいことにあると思われるが，筆者は，洪水流出応答が主に鉛直系によって支配されると考えている。この点を理解するためには，1960年代の斜面水文学のバイオニア研究に立ち戻って考える必要がある。なお，本論文における「洪水流出」は，基底流出と区別して降雨に応答して速やかに増減する流出を称するものとする。

Hewlett and Hibbert (1967) は，洪水流出機構に関する流出寄与域変動概念の説明において，トリチウムを使った土壌コラム実験 (Horton and Hawkins, 1965) を引用して，「湿潤土壌では，雨水が土壌水を押し出すことによって生じる傾斜方向への地中流が洪水流出を生み出す」と主張した。一方，Freeze (1972) は，斜面での降雨流出を検討するため，土壌マトリクスに対してリチャーズ式を適用する先駆的な3次元数値実験を行い，飽和透水係数の一般的な値によって生じる傾斜方向の遅い流れでは洪水流出応答を説明することはできないこと，それゆえ洪水流出は，土壌層内の地下水面上昇によって発生する飽和地表面流とその場に降った雨水によって生み出されると主張した。

しかし，自然斜面の土壌層は，Freeze (1972) が仮定したような土壌マトリクスだけでできているわけではなく，サイズの大きな間隙が連続したパイプ状水みちなどを含んでいてたいへん不均質である。またその後のトレーサー研究から，洪水流出期間の河川水は，「新しい水」と呼ばれる雨水がそのまま流れてくるのではなく，降雨イベント前から土壌に貯留されていた「古い水」の占める割合が高いことがわかってきた (Sklash and Farvolden, 1979)。したがって，「古い水」が洪水流出の主体となる事実について，それはどのような流出機構に基づくのか，この問題が水文学の国際コミュニティにおいて継続的に議論されてきた (McDonnell, 1990; Anderson et al., 1997; Gomi et al., 2010)。しかし，Hewlett and Hibbert (1967) と Freeze (1972) とが提起した課題，すなわち「降雨に対する速やかな洪水流出応答はどこで生み出されるのか」については，未だにきちんとした解決が得られるには至っていない (谷, 2016)。

この問題に関する多くの研究の中から，本論文とのかかわりの深い研究成果として，1) 湿潤土壌においては，鉛直系における圧力水頭の伝播が洪水流出を生み出すのに十分な速やかさをもつとする研究，2) 傾斜系での水みち内の流速が大きいこと的重要性を示す研究を挙げ，簡単に説明する。

まず1) について，谷 (1982; 1985) は，土壌マトリクスに適用可能とされるリチャーズ式の鉛直一次元形を用いた数値計算を行い，湿潤土壌が降雨の時間変動を速やかに深部に伝えることを示した。また，太田ら (1983) は，この理論的結果をごく小さい斜面での人工降雨実験によって実証した。水みち

を含まない土壌マトリクスにおいても、圧力水頭の速やかな伝播によって、洪水流出応答に見合う速やかさで降雨の時間変動が土壌層深部に伝達されることが明らかされたわけである。

この性質は、米国オレゴン州Mettman Ridge試験地(MR)の急勾配ゼロ次谷(CB1)で行われた人工降雨実験でも実証されている。すなわち、土壌内での鉛直浸透は水分子を押し出すとされ(Torres *et al.*, 1998)、トレーサーで測定した流速は非常に小さいのに、降雨の時間変動の伝達は速やかであることが明らかにされた(Anderson *et al.*, 1997)。この結果は、地中流においては、velocity(流速)とcelerity(伝播速度)に大きな違いがあることを意味しており、その水文学的重要性が近年になってようやく議論されるようになった(McDonnell and Beven, 2014)。

2)については、土壌内のパイプ状みちみに注目した研究が行われてきた(Mosley, 1982; 北原, 1992; Uchida *et al.*, 2003)。この中で、CB1でのAnderson *et al.*, (1997)による人工降雨実験中に行われたトレーサー実験からの情報は特に重要で、土壌層の下側の風化基岩の表面近くに亀裂に富む層があり、亀裂がつながった経路を通過して速やかに排水が行われることが明らかにされた。

これらの1)と2)の両方の知見を受け入れるならば、必ずしも地表面流が発生しなかったとしても、鉛直系での水分子の押し出しと傾斜系での高速流の組み合わせによっても洪水流出応答が説明可能ということになる。また、このメカニズムによれば、土壌水が雨水によってすべて押し出されてしまわない限り、河川水に「古い水」が多いのは当然だといえる。

ところで、鉛直系と傾斜系を区別し、流出機構をその組み合わせとみなすことによって、はじめに示したHewlett and Hibbert (1967)の考え方、すなわち、土壌層内の水の押し出しによって斜面上部の流れの時間変動が下端に速やかに伝達されるとの主張の問題点を水理的に吟味することができる。不均質性に富む土壌層での流出機構を議論するうえで重要なので、ここで要点を述べる。

降雨現象には弱雨から激しい雨までが含まれるが、その強度は霧雨を除けばほぼ1から100 mm h⁻¹程度の範囲にあり、土壌の透水係数の変動幅と比べるとはるかに小さいことに十分注意したい。乾燥土壌の透水係数は弱雨の強度よりも非常に小さいので、降雨が始まっても深部にスムーズに雨水を流すことができず、地表面付近で体積含水率の大きな増加が起

こって、ウェッティングフロントが形成される。そのフロントの下向きへの進行によって湿潤部が土壌層の深部に拡大するまで、雨水はすべて土壌間隙に貯留され、それは洪水流出にとっては損失となる。しかし、土壌層が湿潤になって透水係数が上記の降雨強度の範囲にまで大きくなると、もはや含水率を大きく増加させなくても、リチャーズ式の重力項の効果によって雨水を深部に浸透させることができるようになる(谷, 1982; 1985)。本論文では、土壌層底面まで透水係数が降雨強度の範囲にはいるような湿潤化が完成している状態を完全湿潤状態(以下、完湿状態)と定義する。Anderson *et al.* (1997)が測定したように完湿状態であっても流速(velocity)はごく小さい。しかし、含水率変動が小さいので、降雨の時間変動は土壌水を押し出すことによって、流速よりも伝播速度(celerity)が著しく大きくなり、速やかに土壌層深部に伝達される。

ただここで注意したい点として、鉛直不飽和浸透は、管水路とは異なり、単に下流側の水を押し出すのではないことである。すなわち、管水路は断面積が変化せずフラックスの変動があっても貯留量変動しないのに対して、土壌不飽和帯では透水係数と体積含水率の変化が連動するため、降雨の時間変化はそのまま土壌層深部に伝えられるのではなく、貯留量変動を通じて降雨の時間変化が徐々に均されてゆく。結果的に、鉛直不飽和浸透を通じて降雨波形をなだらかにする効果が現れるのである。とはいえ、土壌層内に乾燥部分が残っている場合とは違い、伝播速度が速やかになる。このコントラストがダルシーの法則によって一貫性を持って説明できることは、鉛直不飽和浸透の重要な特徴である(谷, 2018)。

一方、傾斜系における土壌マトリクスでの流れの主体は不圧地下水なので、鉛直系からの排水強度が増加した場合、間隙が飽和しているため含水率を増加させることができない。そのため、流量の増減変動は開水路と同じように、必ず地下水面の上昇または低下を引き起こす(Tani, 2008)。したがって、鉛直系からの排水強度が大きい場合は斜面上部に向かって水面が上昇し、累加雨量の増加とともに、Freeze (1972)が数値実験で示しているように飽和地表面流を発生させる。そもそもHorton and Hawkins (1965)の実験は鉛直系を対象としているからこそ、土壌水の押し出しでの降雨の時間変化の速やかな伝達が可能なのである。傾斜系の不圧地下水の流れでは水面上昇をとまわらない土壌水の押し出しは生じ

ないから、Hewlett and Hibbert (1967) の主張のような土壌層内の傾斜方向への速やかな洪水流出応答の説明は否定せざるを得ないのである。

しかしながら、もし土壌層内に水みちが存在するならば、土壌層内のパイプ流に関する実験結果を水理学的に解析した堤ら (2005) の研究が説明しているように、パイプが管水路として機能して断面積が大きくならなくても、流速が増加することによって、水面上昇の抑制が可能になる。実際には水みちの排水能力の限界により、降雨条件が大きければ地下水面が上昇する。そうではあるが、傾斜系の洪水流出応答において、水みちによる排水効果は重視しなければならない。

このように、山地流域の地下では、鉛直系においては土壌マトリクスによる降雨変動の深部への速やかな伝播、傾斜系においては水みちを通じた速やかな排水があり、両者の組み合わせが洪水流出応答において大きな役割を演じる。このメカニズムは、空間不均質性に富む流出場における流出機構を理解する上でも、それを簡潔に表現しなければならない物理的な流出モデルを開発する上でも、重視すべき基礎知見なのである。

2. 洪水流出応答の鉛直浸透理論に基づく説明

最近公表されたTani *et al.* (2020) は、以上の流出機構研究の成果をふまえ、洪水流出応答が貯留関数法で再現可能である物理的根拠は何か、に焦点を当てた数値実験を行った。本論文では、その内容を発展させて鉛直系をベースとした流出モデルを提案し、山地小流域に適用するので、Tani *et al.* (2020) で得られた成果を2つのテーマに分け、得られた論点を整理しておきたい。

第1のテーマは、完湿状態において、降雨の洪水流出への配分割合が固定されることの重要性に関する指摘である。かつてHewlett and Hibbert (1967) は、降雨が始まると洪水流出が流域の一部に発生し、その寄与域が累加雨量の増加にともない拡大してゆくとする「流出寄与域変動概念」を提唱し、これは観測検証の蓄積によって斜面水文学の基本概念となっている (McDonnell, 2009)。一方、この概念が議論され始めていた頃、地形が急峻で大規模な降雨が多いために水土砂災害の多発する日本では、災害を発生させるような降雨イベントを対象とした場合、寄与域が流域全体に広がる点が流出解析における常識となっていた。すなわち、1961年に開発され

た貯留関数法では飽和雨量の概念が提唱され、累加雨量がこれを超えると、新たに降った雨の総量と総洪水流出量が、単位流域面積当たりの水高表示で、ほとんど同じ規模になることが認識された (木村, 1978)。ここからわかる重要な点は、「累加雨量が大きくなると、流出寄与域は流域全体の面積に固定される」という知見であり、Tani *et al.* (2020) では、降雨のほぼ全部が洪水流出に配分される期間をCAP (constant allocation period, 以下、一定配分期間と称する) と定義している。

実際、Supraba and Yamada (2015) は日本における36の山地流域のデータを解析し、降雨のほとんどが洪水流出に配分される流域が23あったとしている。ただ、残りの13流域は累加雨量の観測結果の範囲ではそうならなかった。例えば、基岩への鉛直浸透が継続するような流域も存在する。この点に配慮しなければならないとしても、流出寄与域が変動しない期間においては、有効降雨の推定、洪水流出の予測が格段に簡単になる。それゆえ、一定配分期間の概念は、複雑な流出機構を分析してゆくうえでの手がかりとして、重要だといえる。

なお、一定配分期間で総降雨量と総洪水流出量とがほぼ等しくなる上記の性質は、貯留関数法における「飽和雨量」という用語のニュアンスも手伝って、「土壌層が飽和するので、土壌層による洪水緩和機能が限界に達する」と考えられやすかった (日本学術会議, 2001; 高橋, 2019)。しかし、これは流出機構からみて妥当とはいえない。この一定配分期間は、前節で説明したように、流域全体で土壌層が不飽和ながら完湿状態になることによって成立するのであって、土壌層が飽和することを意味してはいない。それゆえ、洪水流出強度のピーク低下が団粒構造の土壌で大きいという、小杉 (1999) が鉛直不飽和浸透において見いだした森林土壌の洪水流出緩和効果は、累加雨量が飽和雨量を超えても維持される (日本学術会議, 2011; 谷, 2021)。

Tani *et al.* (2020) における第2のテーマは、一定配分期間における降雨時間変化の流出時間変化への変換過程が、貯留関数法の基礎式で近似される物理的根拠を示したことである。一定配分期間においては、有効降雨は観測降雨に等しい。それゆえ、洪水流出応答において検討すべき問題は、総量が相等しい降雨量と洪水流出量に対して両者の時間変化波形の変換過程 (以下、波形変換と称する) に特定できる。この単純な条件における波形変換が次に掲げる貯留

関数法の基礎式で再現できることは、この方法による流出解析の多数の実績からみて、一般性の高い知見として広く認識されてきた（杉山・角屋，1988；Supraba and Yamada, 2015）。

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

$$\frac{dS}{dt} = r - q \quad (2)$$

ここで、 r は降雨強度、 q は流出強度、 S は流域貯留量、 k と p は経験的なパラメータである。

この貯留と流出の関係をを用いた波形変換の表現は、貯留関数法ばかりではなく、タンクモデル（菅原，1972）、TOPMODEL（Beven and Kirkby, 1979）、HYCYMODEL（福駕・鈴木，1985）など、再現性に優れた多くの流出モデルでも基礎となっている。Tani *et al.*（2020）の主要な目的は、この式の物理的根拠を鉛直系の流れを支配するリチャーズ式に基づいて説明することであった。

Tani *et al.*（2020）では、この第2のテーマ「一定配分期間における波形変換」に関する第1番目の解析として、本論文でも取り扱う竜ノ口山森林理水試験地（TY）の谷壁斜面（SL）での降雨・流出・圧力水頭の観測結果（後述のTY1）とリチャーズ式を鉛直土壌柱に適用した数値計算結果との比較が実施された。その結果、一定配分期間における圧力水頭の計算値がその観測値を、土壌柱底面からの排水強度の計算値が斜面からの流出強度の観測値を、いずれもよく再現することが明らかになった。この結果は、一定配分期間における波形変換が傾斜系ではなく、主に鉛直系で生じているという仮説を支持する。

波形変換に関するテーマの第2番目の解析として、流出強度がそもそもなぜ土壌層全体の貯留量と（1）式のような関係をもつことができるのかという観点からの考察が行われた。結論からいうと、鉛直系が主に不飽和帯で起こるため、飽和帯に比べてサイズの大きな間隙の流出強度に及ぼす影響が小さいからであるとの解釈が与えられた。この解釈に基づき、（1）式の物理的根拠が傾斜系でなく鉛直系にある可能性が高いことが論じられた。鉛直系の役割の重要性を示すキーポイントなのでここで説明しておきたい。

不圧地下水の傾斜方向の流れでは、もし、水みちがない均質な土壌層を仮定できれば、藤田（1981）やHarman and Sivapalan（2009）が論じているように、流出強度は飽和帯における地下水貯留量との間に近

似的な関数関係を得ることは可能であろう。しかし、正の水圧をもつ飽和帯では、周囲の土壌マトリクスに比べて流れに対する抵抗の小さいパイプ状の水みちに水流が集中しやすい（堤ら，2005）。そのため、水みちのある部分では水みちとその周囲の貯留量の変化が微小であっても流出強度に対して大きな影響を及ぼす一方、水みちのない部分で貯留量の大きな変化があっても流出強度にはほとんど変化が起こらないだろう。また、先に述べたように水みちが管路となっているときには、水みちの断面積が変化しないので貯留量が変化せず、流出強度は水みち内の流速によって決まる。したがって、水みちを含む土壌層では、飽和帯、不飽和帯、水みち内に存在する水の体積を土壌層全体で単純に積分して得られる貯留量と流出強度との関係が複雑となり、（1）式のようななめらかな関数関係をもつとは考えにくい。

一方不飽和状態では、サイズの大きな間隙は毛管力が小さいから、水みちは飽和になって初めて水で満たされ、流れの主要な経路とはならない。不飽和状態でも水みちの壁を伝うようなごくくすい流れが確かに存在するが（Beven and Germann, 2013）、完湿状態での主たる経路と考えることには無理がある。それゆえ不飽和帯では、水みちを含んだ物理性の不均質な土壌にも普遍的に存在する、サイズが小さく毛管力の大きい間隙が優先的に水で満たされる。結果的に鉛直系の流れは、土壌マトリクスを対象とするダルシーの法則が支配的だとみることが出来る。

したがって、降雨などで流れの強度が変化したとき、それによる局所的な体積含水率の変化はリチャーズ式の拡散項の効果によって土壌層内に伝播し、土壌層全体の貯留量の変化を引き起こす性質が現れる（谷，1982）。実際、Tani *et al.*（2020）では、均質な土壌層であっても、複数の物理性を含む土壌層であっても、鉛直系の不飽和帯での数値実験結果から、（1）式の関係に近い貯留量と流出強度の関係が得られている。以上のように、飽和帯と不飽和帯の水理学的な性質の違いは、土壌層全体の貯留量が流出強度を支配するかどうかに対して決定的な影響を及ぼすのである。

波形変換に関する第3番目の解析として、（1）式の指数 p がどのような物理性を反映しているのかが検討された。従来は p の値について、流出解析での最適化過程からその値が0.6付近に集まるとの結果を得て、地表面流の流れに関するマニング式が適用できるとし、傾斜系にその物理的根拠があるとする研究が多

かった(杉山・角屋, 1988; 藤村ら, 2016)。しかし斜面水文学の観測結果からわかるように、洪水流出を生み出す主要なメカニズムが地表面流だとみなすことは現実的ではない(McDonnell, 1990; Montgomery *et al.*, 2009; Iwasaki *et al.*, 2015)。また、傾斜土壌層内の不圧地下水の流れが線形で $p=1$ になるとの伝統的な考え方を見直し、 $p<1$ で表現される非線形性が生じる理由を見いだそうとする研究も為されてきたが(高木・松林, 1979; Harman and Sivapalan, 2009)、洪水流出応答における波形変換を説明できるには至っていない。

指数 p の根拠を傾斜系の流れに求めるこうした研究に対し、Tani *et al.* (2020)は、傾斜系ではなく鉛直系において p の値が決定できると論じている。ここではまず、無次元量 δ を、土壌の保水特性に関わる物理量 ψ_m (後述の(5)式に含まれ、土壌間隙の対数正規分布の中央値に対応する圧力水頭の値を意味する)の絶対値に対する鉛直土壌柱の長さの比で定義している。そして、この δ が大きいほど p が小さくなり、小さいほど p が1に近づくことを明らかにした。例えば、土壌層の厚さが同じなら、団粒構造をもつ森林土壌や砂質土壌などのサイズの大きい間隙を多く含む土壌に比べて、サイズの小さい間隙に富むローム質土壌は ψ_m の絶対値が大きいので、 δ が小さく p が1近隣の値になって、波形変換における非線形性が小さい。一方、土壌物理性が同じであれば、土壌層が厚いほど δ が大きくなり p が小さくなって、非線形性が大きいというような結果が予想される。

3. 鉛直浸透に基づく流出モデル開発の意義

以上説明してきたように、Tani *et al.* (2020)では、「累加雨量が大きくなるにしたがって完湿状態が広がってゆき、最終的に一定配分期間に到達する。その期間においては、降雨から洪水流出への波形変換は貯留関数法の(1)式で表現できるが、その物理的根拠はリチャーズ式が適用できる鉛直系の浸透にある」ことが示された。そこで筆者は、鉛直系における不飽和帯の役割をベースに置く流出モデル(vadose zone runoff model, 以下VZモデルの略称を用いる)を開発することにした。その長所は、土壌物理性や土壌層の厚さの波形変換に及ぼす効果を予測できることである。

また、より重要なポイントとして、水文学での観測研究とモデル研究の間に存在する大きなギャップに橋渡しができる可能性を指摘したい。観測とモデル

は一般的に、自然現象を理解するための手段であるにもかかわらず、流出現象に関しては、観測によってメカニズムを把握しようとする理学的研究と降雨に対する流出の応答を新たな流出モデルの開発によってより精度良く予測しようとする工学的研究が別々の研究グループで平行的に進む傾向があった(谷, 2021)。この問題点の解決は、水文・水資源学会が1988年に設立された重要な目標のひとつであったと筆者は理解しているが、流出現象に含まれる著しい不均質性がモデル化しにくいので、まだまだ課題が残されている(Sivapalan, 2003; 谷, 2016)。そこで本論文では、開発するVZモデルを小流域の観測データに適用するだけではなく、その適用結果を、同じ小流域における既往の観測情報と突き合わせることで、流出機構に関する再検討を試みることにした。

問題点としては、山地流域での洪水流出応答における斜面での傾斜系の効果、流域内の溪流河道での流下過程の効果をどのように考えるか、が指摘できる。後者に対しては、溪流河道の多数点での洪水流出ピークの生起時刻を観測した最新のAsano *et al.* (2020)による研究から重要な情報が得られる。すなわち、ピーク生起時刻の遅れは河道を流下することによって生じており、その観測結果を基に斜面での遅れはほとんどないと推測が得られた。そうすると、波形変換は主に鉛直浸透によって、ピークの遅れは主に溪流河道によって、それぞれ作りだされることになる。結果的に、両方の流れをつなぐ傾斜方向の流れは、波形変換と遅れ、いずれの指標に及ぼす効果も小さいということが強く示唆される。もちろん多くの観測データを今後解析してゆくことが必要だが、山地小流域を対象としては、降雨に対する洪水流出応答に対して傾斜方向と河道の流れの効果を無視し、鉛直浸透過程を基礎とするVZモデルを提起する現時点における意義は大きいと筆者は考えている。

II. 流出モデルの概要

1. 流出モデルの開発方針

山地流域の鉛直系と傾斜系を構成する流出機構の主要要素を示す図-1は、傾斜系について、地表面流や地中流といった層構造にともなう流れとしてみるだけではなく、上層と下層の流れの間に相互交換流があることを意識して描かれている。実際の流出機構はさらに複雑で、流出モデルの単純さと際だったコントラストを為す。ここでは、鉛直系をベース

にしたVZモデルに、この複雑な流出機構をどのように反映させるかを説明する。

日本のような湿潤温帯の山地流域の地下は、火山活動や人間活動によって極端な攪乱を受けない限り、表面に森林土壌層があり、風化基岩を経て深部の未風化基岩に移行する層構造を為している。Vadose zoneと呼ばれる土壌層は、気象条件を反映して乾湿を繰り返している (Hopmans and van Genuchten, 2005)。その一方、風化基岩は蒸発散による乾燥の影響が及びにくく、飽和に近い含水率を維持していると考えられる。

VZモデルでは、こうした複雑な地下構造とそこでの水の動きを簡略化し、土壌層と風化基岩の境界付近に水みちが分布して地下水が速やかに排水され、土壌層が完湿状態に到達した後さらに降雨が継続しても水面が上昇しないとして、不飽和帯の厚さが不変であると仮定する。実際には、排水が効率的に行われたとしても、降雨規模が大きいと地下水面が上昇し、不飽和帯が地表面側に押しやられて鉛直系の生じる厚さが減少すると考えなければならない。したがって、不飽和帯の厚さの固定はあくまでもモデル上の仮定である。

加えてVZモデルでは、流域内で土壌層の物理性は均質であると仮定する。そうすると累加雨量の増加にともなって、流域内では土壌層のうすい地点から完湿状態に到達する。このとき鉛直系を通じて速やかな波形変換が生じるようになるので、この地点は洪水流出寄与域となる可能性がある。しかし、流出寄与域の拡大に関する概念図である図-2①に示すように、完湿状態が孤立していると傾斜系の流れのほとんどが溪流河道までつながらず、寄与域は溪

流周辺の小面積に限られる。累加雨量が増加してゆくと完湿状態が徐々につながって②のステージとなり、洪水流出寄与域が広がってゆく。その拡大過程は、ある時点を境に急激に起こる観測結果もすでに得られており、thresholdやconnectivityの概念が提起されて流出機構に関する議論で注目されてきた(Tani, 1997; Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006; Lehman *et al.*, 2007; Anderson *et al.*, 2009)。

Tani *et al.* (2020) では、図-2③に示すような一定配分期間における波形変換だけを扱っているが、それ以前のステージであっても、完湿状態になった区域における鉛直系によって波形変換が生み出されるメカニズムは、一定配分期間の場合と共通している。ただ、VZモデルでは傾斜系の流れを表現していないため、散在孤立していた完湿状態区域が互いに結合し、流出寄与域として拡大してゆく過程を追跡することはできない。そこで本論文では、一定配分期間に至る経過過程にもVZモデルを適用し、計算される流出強度を観測流出強度と比較することから、逆に寄与域拡大過程に関する情報を引き出すようにした。

さて、VZモデルでは鉛直系を専ら扱うことになるが、鉛直方向の流れには、生きた根や腐朽した根、あるいはミミズなど土壌動物の通りみちなどを通してのものも存在する。したがって、土壌マトリクスに乾燥部分が残っていても、水みちを通る流れが土壌層深部に達し、周囲よりも先に湿潤になることが多く (Noguchi *et al.*, 1997; Liang *et al.*, 2009; Beven and Germann, 2013)、この点を重視した斜面流出モデルの開発も試みられている (Dusek *et al.*, 2012)。しかし、土壌層のマトリクス部分が十分な累加雨量を受けて完湿状態になってしまうと、降雨波形を底面まで速やかに伝えるという点では、水みちを通過する流れも土壌マトリクスの圧力伝播も結果的に同じ役割を担うことになる。そこでVZモデルを用いる計算においては、水みちの効果を無視し、どの鉛直断面にも含まれている土壌マトリクスでの鉛直不飽和浸透過程だけを対象とすることにした。

ところで、山地流域は通常、斜面と河道が区別される。しかし、先に引用したMettman Ridge試験地のゼロ次谷 (CB1) でも (Anderson *et al.*, 1997)、本論文で扱う桐生試験地流域でもそうなのだが (Iwasaki *et al.*, 2015)、地形図上での両者の区別を傾斜方向の流れに適用することは必ずしも適切ではない。すなわち、これらの流域での観測によると、風化基岩を

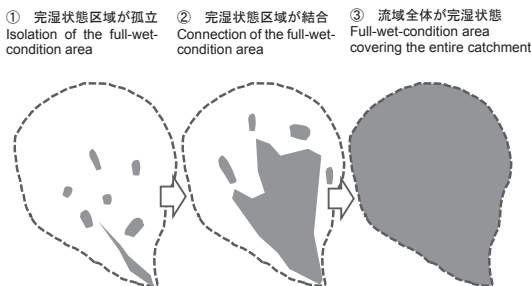


図-2 累加雨量増加にともなう完全湿潤状態 (完湿状態) となった区域の結合からみた流出寄与域拡大過程の概念図

Fig. 2 Schematic showing expansion of the source area from the viewpoint of the connection of full-wet-condition area in response to increased cumulative rainfall.

含む地下構造内の傾斜方向の流れが土壌層や河道に浸出して、洪水流出応答を作り出すことがわかってきている(図-1参照), こうした傾斜系の流れが複雑に絡み合って, 前節で述べた土壌層が完湿状態になった区域が水平方向に相互につながって流出寄与域が拡大する過程を生み出していると考えなければならない. そこでVZモデルの計算では, こうした傾斜系における流出機構の複雑さと波形変換への寄与の小ささを考慮し, 斜面と河道を区別せず流域全体において, 傾斜系の流れの効果は律速条件にならないと仮定した.

2. 流出モデルのアルゴリズム

VZモデルのアルゴリズムを図-3に示す. ステップ①においては二次元断面図が描かれているが, 地形図上の斜面と河道を含む山地流域全体の土壌層を考え, その底面からの排水強度をステップ②の鉛直不飽和浸透計算によって求める. 次にステップ③で流域全体からの流出強度を計算するが, 傾斜系の流れの効果は無視しているため, 土壌層底面からの排水強度を単純に流域全体で積分することで求めるこ

とになる. それゆえ, 降雨波形の流出波形への変換にかかわる流域条件は, 流域全体の土壌層厚さの水平分布と土壌物理性だけとなる.

図-3②のステップにおける鉛直系での計算は, 上端が地表面で下方に無限に長い土壌柱を想定して行う. 土壌柱における鉛直一次元浸透に対するリチャーズ式は次のように書ける.

$$C \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right) - 1 \right\} \quad (3)$$

ここで, K は透水係数, C は比水分容量 ($=d\theta/d\psi$), ψ は圧力水頭, t は時間である. また, z 軸は原点を地表面に置き下向きを正とする. 地表面の境界条件は降雨強度 r を与える.

$$f = r \quad (4)$$

ここで, f は鉛直フラックスである.

傾斜方向の流れに流入する土壌層からの排水強度は, 半無限長の土壌柱においてその土壌層の厚さに相当する深さでの下向きフラックス f に等しいとする. 流域内の土壌層の厚さの分布が既知であるとす

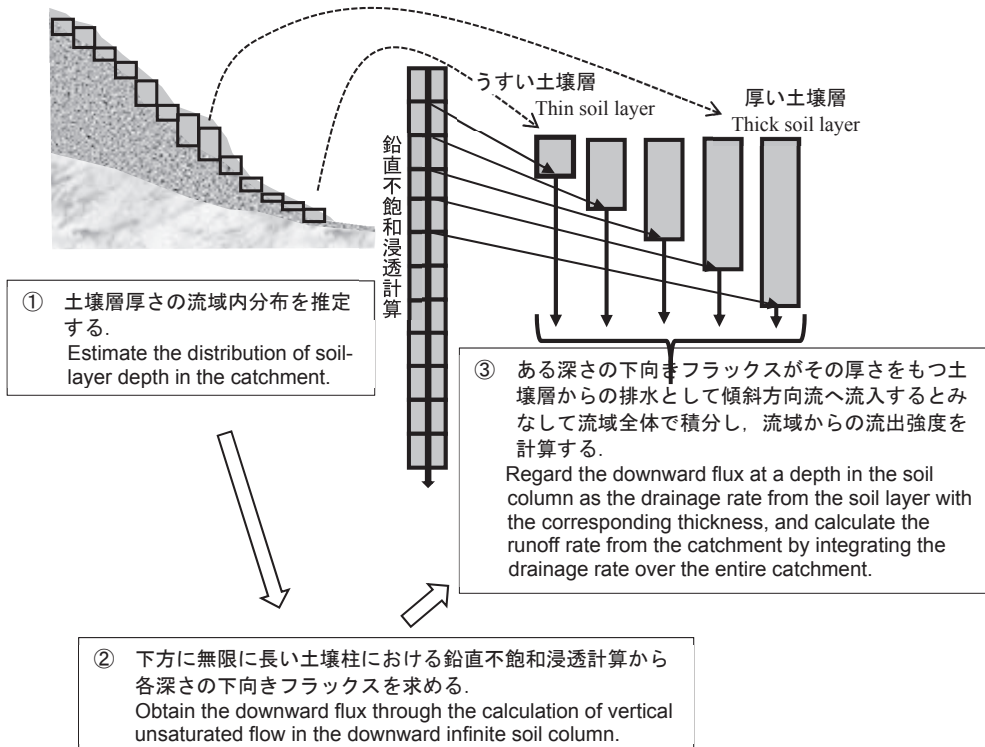


図-3 VZモデルのアルゴリズム

Fig. 3 Algorithm of the VZ model.

れば、流域からの流出強度は、図-3のステップ③に示すように、各地点での排水強度を流域全体で積分することで計算できる。

さて、土壤物理条件として必要な保水特性と透水特性、すなわち体積含水率 θ と透水係数 K の ψ に対する関係は、小杉式 (Kosugi, 1996) を用い、それぞれ次の式で表される。

$$\theta = (\theta_s - \theta_r) Q \left[\frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} \right] + \theta_r \quad (5)$$

$$K = K_s \left[Q \left\{ \frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} \right\} \right]^{1/2} \times \left[Q \left\{ \frac{\ln(\psi/\psi_m)}{\sigma} + \sigma \right\} \right]^2 \quad (6)$$

ここで、 θ_s 、 θ_r は飽和及び残留体積含水率、 ψ_m 、 σ は対数正規分布で表された土壤間隙径の中央値に対応する圧力水頭及び間隙径の標準偏差、 K_s は飽和透水係数、 Q は余正規分布関数である。

数値計算は、土壤物理学において広く利用されているHYDRUS 1D (Šimůnek *et al.*, 2013) を用いた。半無限長土柱での計算は現実的には不可能なので、長さ10 mの土壤柱においてその底面境界条件として、より深層に浸透する条件 (HYDRUS 1Dのfree drainage境界条件) を与えた上で、計算期間中に降雨条件の影響が底面に伝わっていないことを確認した。深さ方向の刻みは2.5 cmとした。また、土壤層の厚さの空間分布は調査によって得ることが容易ではないが、それぞれの流域への適用の際に、設定方法を記述する。初期条件も個別事例ごとに説明する。

III. 対象流域の水文特性

本論文では3つの試験地を解析対象とするので、基本特性を述べる。また、降雨の流出への配分特性、解析する降雨イベントの概要についても説明しておきたい。

1. 竜ノ口山森林理水試験地 (TY)

竜ノ口山森林理水試験地 (TY) は、17.27 haの北谷流域 (KT) と隣接する22.61 haの南谷流域 (MN) から成り、岡山市近郊の丘陵山地に位置する。雨の少ない瀬戸内海式気候における森林の渇水への影響を調べるために1937年に開設され、現在も森林総合研究所関西支所によって水文観測が継続されている (図-4) (谷・細田, 2012; 玉井, 2014)。年降水量は1,220 mm、年平均気温は13.5℃である。両流域の

大部分は古生層で、砂質岩・泥質岩互層の堆積岩であるが、KTの30%強とMNの約4%は石英斑岩となっている。石英斑岩の斜面が急峻な傾向があり、平均傾斜はその割合の多いKTが28.4°、少ない南谷が23.8°となっている。いずれの地質でも土壤は粘土質のclay loamで、土壤層は石英斑岩の斜面でうすく、古生層の斜面で厚い (Tani, 1997; 細田・谷, 2016)。

1986年には、MN流域内の石英斑岩の谷壁急斜面であるSLの下端に6 mの長さの集水装置が設けられ、約1年間、流量観測が実施された。SLでは、斜面中腹から下部にかけての5点で日記テンシオメータによる圧力水頭の観測も行われた (図-5) (Tani, 1997)。斜面長は42.7 m、傾斜は34.6°、流域面積は500 m²、土壤層平均厚さは約50 cmである。

降雨の洪水流出への配分特性を図-6に示す。なお、洪水流出強度を基底流出強度から分離する手法は、後述のKIをも含め、片対数紙上に描かれた減衰過程のハイドログラフの折れ点を終了時点とみなし、普通紙上に描かれたハイドログラフにおいて流出増加開始時点と終了時点を直線で結ぶことで分離する方法を用いた (角屋, 1979)。こうした洪水流出の分離を行ったので、計算されたハイドログラフを観測結果と比較するにあたっては、上記の手法で分離された基底流出強度をVZモデルで計算された流出強度に加えた。

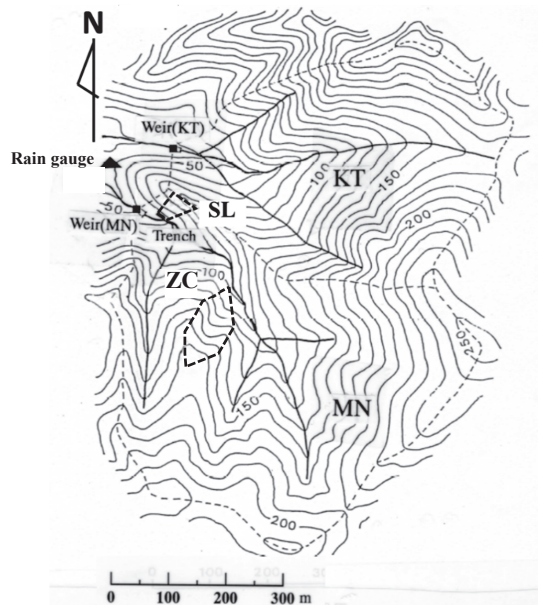


図-4 TYの地形図

Fig. 4 Map of TY.

総降雨量がおおむね100 mmより小さいイベントの場合、総洪水流出量は、降雨前の流域乾湿状態の影響によるばらつきが目立つが、累加雨量の大きなイベントでは、新たに降った雨量にほぼ等しい量が洪水流出に配分される性質、すなわち、一定配分期間がみられ、これはKT, MN, SLに共通している

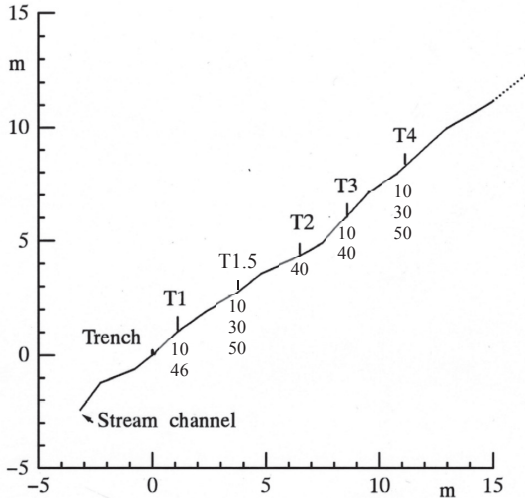


図-5 MN内の斜面SLの土壌層断面におけるテンシオメータの配置
数字は地表面からの深さ (cm) を表す

Fig. 5 Location of tensiometers in the profile of soil layer on the hillslope (SL) in MN.

Numbers represent depths in centimeters from the ground surface.

(図-6). ただし、累加雨量の大きなイベントでの総洪水流出量は、SL, KT, MNの順にわずかに小さくなる傾向がある (Tani, 1997).

図-6には、本論文で用いられた2つの降雨イベントにおける累加雨量と累加洪水流出量の関係も示している。Tani *et al.* (2020) でも用いられた1987年7月の梅雨期間のイベント (TY1) は3流域すべての流出強度とSLでの圧力水頭のデータが得られているが、1976年9月の台風によるイベント (TY2) はKTとMNの流出強度のデータだけが利用できる。いずれも数日にわたるイベントであるが、降雨イベント概要をまとめた表-1に示すように、TY2はTY1よりもかなり規模が大きい。KTとMNでは累加雨量100 mm程度、SLでは70 mm程度で雨量・累加洪水流出量曲線が大きく曲がっており、それ以降は洪水流出に配分される水量が大きくなっていることがわかる (図-6)。

さて、SLの地下構造は、50 cm程度のうすい土壌層の下側が石英斑岩の風化岩となっており、土壌層と基岩の境界付近にあるパイプ状水みちを通して、洪水流出が生み出されると考えられている (Tani, 1997)。これに対して、KT・MNの古生層の領域では、MNの斜面上部・中部 (図-4のZC) で行われたボーリングによる調査結果を参照すると (細田・谷, 2016)、貫入試験器で貫入可能な土壌層の厚さは、斜面中部から下部では2.5 m程度、中部から上部へは徐々にうすくなって上部で1 mくらいであっ

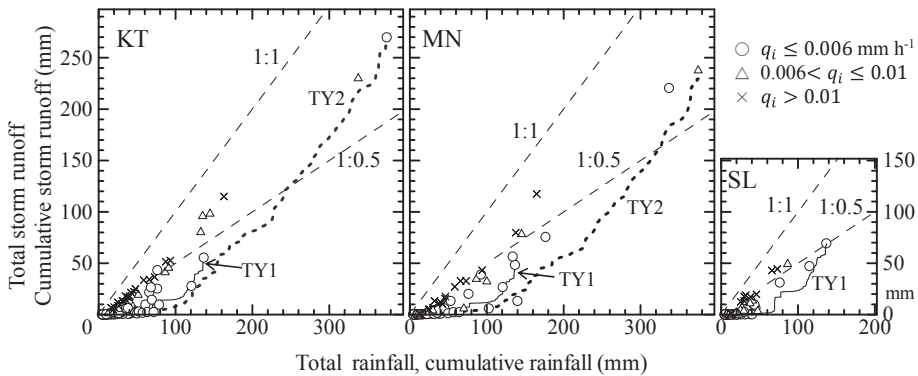


図-6 TYのKT, MN, SL各流域の総降雨量と総洪水流出量の関係

q_i は初期流出強度。線は各降雨イベントにおける累加雨量と累加流出量との関係。

Tani and Abe (1987), Tani (1997) を一部改変

Fig. 6 Relation between the total rainfall and the total storm runoff for KT, MN, and SL in TY.

q_i is the initial runoff rate. Lines show the respective relations between cumulative rainfall and cumulative storm-runoff for storm events.

Modified based on work by Tani and Abe (1987) and Tani (1997).

表-1 降雨イベントの概要
Table 1 List of storm events.

Event ID	Catchment	Storm event	Total rainfall	Duration	Maximum 24-hour rainfall	Maximum hourly rainfall ¹⁾	Total runoff	Maximum runoff rate
			mm	h	mm	mm h ⁻¹	mm h ⁻¹	mm h ⁻¹
TY1	KT	Jul, 1987	131.5	131	52.0	14.5	54.7	2.30
	MN						47.7	1.40
	SL						69.2	4.00
TY2	KT	Sep, 1976	374.9	121	141.7	14.3	276.8	9.10
	MN						246.2	6.30
KIEX	Small slope (Plot 2)	1981	164.0	3	164.0	79.8	153.2	76.50
KI1	KI	Aug, 1982	348.9	58	295.0	30.0	173.7	14.90
KI2	KI	Jul, 2006	341.3	180	86.0	13.7	125.8	4.10
MREX	Upper weir for CB1	May, 1992	276.6	166	40.7	2.0	74.1	0.68
	Lower weir for CB1						76.1	0.69
MR1	Catchment including CB1 ²⁾	Nov, 1996	292.2	112	167.0	23.4	--- ³⁾	--- ³⁾

- 1) ピーク流出強度に対応する降雨の最大強度
Maximum rainfall intensity in response to the maximum runoff rate
- 2) CB1 と西隣のゼロ次谷を合わせた流域
Total catchment including CB1 and its immediately west zero-order catchment
- 3) 表層崩壊発生のため表示不能
No data due to an occurrence of landslide

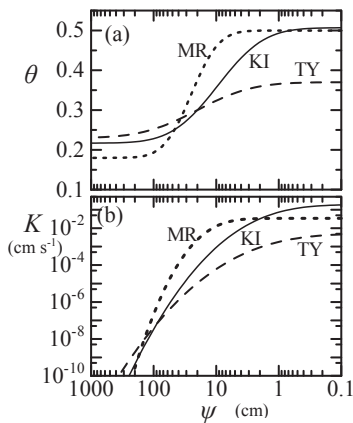


図-7 VZモデル計算に用いられた各流域の土壌物理性 (a) 圧力水頭 ψ と体積含水率 θ の関係 (b) 圧力水頭 ψ と透水係数 K の関係

Fig. 7 Soil physical properties used for VZ model application.

Panel a shows the relation of θ (volumetric water content) to ψ (pressure head). Panel b shows the relation of K (hydraulic conductivity) to ψ .

た. このような土壌層の厚い古生層部分では, 傾斜系の流出経路の推定はむずかしい (V. 3参照).

VZモデルの計算に用いた現場の土壌の保水特性と透水特性を図-7と表-2にまとめる. これは, Tani *et al.* (2020) でSBと名づけられたものである.

表-2 各試験地の土壌における小杉式のパラメータの値
Table 2 Parameter values of Kosugi's model for soils at each study site

Site	θ_r	θ_s	ψ cm	σ	K_s cm s ⁻¹
TY ¹⁾	0.230	0.370	-20.0	1.60	5.0×10^{-3}
KI ²⁾	0.212	0.507	-9.4	1.34	1.9×10^{-1}
MR ³⁾	0.180	0.500	-25.0	0.80	3.4×10^{-2}

- 1) 竜ノ口山森林理水試験地
Tatsunokuchi-yama Experimental Watershed
- 2) 桐生水文試験地
Kiryu Experimental Watershed
- 3) CB1 流域を含む Mettman Ridge 試験地
Mettman Ridge Study Site including CB1 catchment

2. 桐生水文試験地 (KI)

滋賀県の琵琶湖南に位置する深層風化花崗岩の田上山地は, かつて人間活動によって形成されたはげ山が広がっていた. 緑化工事の効果を評価することを主な目的として, 京都大学農学研究科による水文観測が福嶋義宏をリーダーとして1970年頃から開始された. とくに, 成長が良好なヒノキ壮齡林に回復した桐生水文試験地流域 (5.99 ha, KI) においては, 鈴木雅一・大手信人・小杉緑子らを中心に研究が展開され, 森林水文学に関する多様な成果が得られている (図-8) (鈴木, 1984; 窪田ら, 1987; Ohte *et al.*, 1995; Kosugi *et al.*, 2013; Sakabe *et al.*, 2021; Katsuyama *et al.*, 2021). KIの年降水量は1,678 mm,

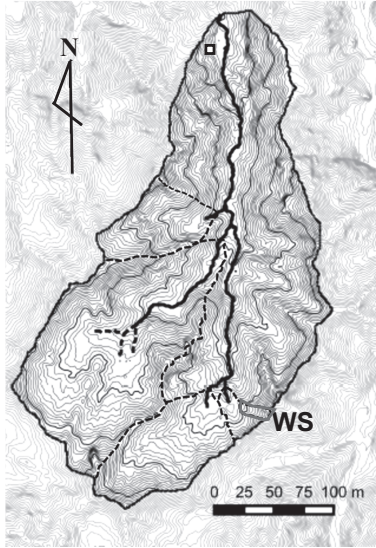


図-8 KIの地形図

□ : KIEXが行われた場所 (Plot 2)

Fig. 8 Map of KI.

□: location (Plot 2) at which KIEX was conducted.

年平均気温は、13.4℃である。

勝山正則のグループは、KI流域全体にわたって618地点で検土杖による土壌層の厚さの空間分布を測定して(2.5 m以上の地点は貫入試験器による)(Katsuyama and Nagano, unpublished), 0.25 m刻みの度数分布にまとめ、平均を0.65 mと推定している(Iwasaki *et al.*, 2020). 一般の自然斜面に比してうすい理由は、1917年頃のはげ山緑化工事実施後の経過期間が、土壌層が崩壊後に自然発達する期間に比べ短いためだと推測される(福寫, 1987). また、はげ山時代に毎年侵食されて流出した土砂が谷沿いに設置された石積み堰堤の上流側に厚く堆積しており、急斜面のうすい土壌層とコントラストを見せている。また、基岩は深くまで風化した花崗岩であるため、かなりの量の雨水が基岩深部まで浸透して溪流河道に浸出することが、すでに詳細な水質調査などによって明らかにされている(Katsuyama *et al.*, 2005; 2010; Iwasaki *et al.*, 2015).

KIにおける降雨の洪水流出への配分特性を図-9に示す。図-6の竜ノ口山と比較したとき、2つの特徴が指摘できる。1つは降雨前の流域乾燥による総洪水流出量のばらつきが小さいこと、もう1つは、総降雨量が大きくなっても降雨の一部は洪水流出には配分されず、一定配分期間が現れないことであ

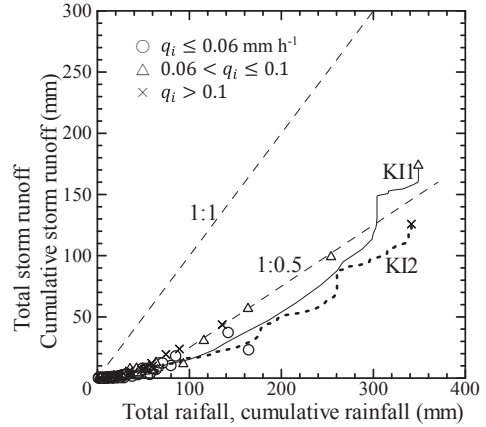


図-9 KIの総降雨量と総洪水流出量の関係 q_i 及び線の意味は図-6と同じである。

Katsuyama *et al.* (2008) を一部改変

Fig. 9 Relations between the total rainfall and the total storm runoff for KI.

q_i and lines are the same as those in Fig. 6.

Modified based on work by Katsuyama *et al.* (2008).

る。図-9には、2つの降雨イベントにおける累加雨量と累加洪水流出量の関係も示している。いずれの曲線もばらつきの少ないKIの配分特性に沿うなめらかな形状を示しており、TYのような明確な折れ曲りはみられない。

VZモデルの適用は、田上山地の急勾配溪流で土石流の発生が記録されている1982年8月の台風による規模の大きいイベント(K11)(谷ら, 1988), 源頭のゼロ次谷(WS)で圧力水頭の時空間分布が報告されている2006年7月の梅雨期間の長雨イベント(K12)(Katsura *et al.*, 2014)を対象とした(表-1). なお、WS流域(240 m²)の斜面長、平均勾配、土壌層の平均厚さはそれぞれ28 m, 23.4°, 70 cmである(Kosugi *et al.*, 2006). また、これに先立ち、不透水の基岩上に厚さ50 cmの土壌層がある小斜面Plot 2(幅3 m, 長さ3 m, 傾斜角32°. 図-8参照)で行われた人工降雨実験(KIEX)(太田ら, 1983)にVZモデルを適用し、比較的単純な条件でのモデルの適用性を確認した。

VZモデルの計算に必要な土壌の保水特性と透水特性は、KIEXも含めて、WSにおける土壌調査の結果(Katsura *et al.*, 2014)を用いた(図-7, 表-2). 風化花崗岩のマサに由来する比較的大間隙の多い砂質土壌の特徴を示している。

3. Mettman Ridge 試験地 (MR)

米国オレゴン州の古第三紀層山地にある Mettman Ridge 試験地 (MR) は日本同様の湿潤変動帯に位置しており、年降水量は約 1,500 mm である (Torres *et al.*, 1998)。試験地では、W.E. Dietrich・D.R. Montgomery をリーダーとして詳細な水文地形学的研究が実施されてきた (図-10) (Montgomery *et al.*, 1997)。特に、平均勾配約 40° の急峻な 860 m² のゼロ次谷流域の CB1 では、I. 1 で言及したように、平均 1.65 mm h⁻¹ の弱い人工降雨が 1992 年 5 月 27 日から 6 月 4 日にかけて 7 日間継続され、豊富な水文的情報が提供された。さらに特筆すべき点は、1996 年 11 月に規模の大きな自然降雨イベントがあり、CB1 内の表層崩壊によって測定機器が破壊されるまでの貴重な水文データが得られたことである (Montgomery *et al.*, 2009)。本論文では、この人工降雨実験 (MREX) と崩壊発生イベント (MR1) の観測結果を引用し、VZ モデルの適用を試みる。

さて、MR 全域 1.24 ha では、626 地点での土壌層の厚さが調査されて 0.25 m 刻みでの度数分布にまとめられており、その分布は 0.25 m 未満のうすい部分から 2 m くらいまでにわたっている (Schmidt, 1999)。この土壌層の下側は火砕性砂岩から成る基岩であるが、強風化層、亀裂に富む風化層、未風化層の層構造になっている (Anderson *et al.*, 1997)。

CB1 流域下端より下流側では風化基岩が露出した河道となるが、河道底面の亀裂を含んだ基岩から浸出が生じている。そこで、流量測定のため 2 つの量水堰が設けられた。流域直下に設けられた上流堰は

CB1 の土壌層からの湧出量 (Q_U) を、15 m 下流に設けられた下流堰は河道での浸出量 (Q_L) を測定している。両堰の間の河道には CB1 の西隣にあるゼロ次谷からの流出も合流しているが (図-10)、両方のゼロ次谷の土壌層からの湧出量は下流堰を通過しないように設計された。そのため、自然降雨の MR1 の場合は、上流堰より下流の河道浸出量のみが下流堰で測定され、両堰の流量合計は、西隣のゼロ次谷の土壌層からの湧出量を含まないことに注意しなければならない。なお、MREX は CB1 流域への人工降雨実験であるから、両堰の流量合計が CB1 流域の降雨に対する応答である。

ここで、観測概要を説明するために、MREX の観測結果を図-11 に示す。降雨と流出を示す図-11 (a) は、人工降雨開始後 3 日間、乾燥した土壌が徐々に湿潤化するために両堰の流量は増加してゆくが、その後はほぼ定常状態に達することを示している。その後は、スプリンクラーから供給される水の蒸発と風による吹き飛ばしの影響を受け、人工降雨強度は、夜間に大きく昼間に小さい日周変動を示し、両堰の流量にもこの変動が明瞭に反映されている。なお、MREX 期間中における、CB1 中腹よりやや下部の nest 5-4 地点における水理水頭 (圧力水頭 + 位置水頭) の観測結果を、Ebel *et al.* (2007) に基づいて図-11 (c) に示す。日周変動は、圧力水頭の鉛直伝播にも反映されていることがわかる。定常期間の水収支については、Anderson *et al.* (1997) によると、1.65 mm h⁻¹ を平均値として日周変動する降雨強度のうち、蒸発散によってさらに 20 % が失われ、0.3 mmh⁻¹ が基岩深部の地下水帯へ浸透したとされており、残りの 1.0 mmh⁻¹ 程度の流出強度のおおむね半分ずつが上流堰と下流堰で測定された (図-11 (a) (b))。

また、この定常期間中には、鉛直浸透と傾斜方向の両過程においてトレーサーを用いた水の追跡実験が実施された (Anderson *et al.*, 1997)。前者においては、2 日間だけ重水素でラベル付けられた水を人工降雨として与え、厚さの異なる多数のライシメータで採水して流速を求めた。その結果、水みちを通過する流れは認められず、1 時間に 5-7 mm 程度の小さい流速で深部側の土壌水を押し出すことがわかった。他方、飽和帯に臭素イオンを投入して亀裂を通過する傾斜方向への流れの速度も測定され、1 時間に 7-15 m 程度の大きな流速が得られた。以上の結果から、この定常期間は、深部浸透が継続的に生じてはいるものの、近似的には一定配分期間とみなすこ

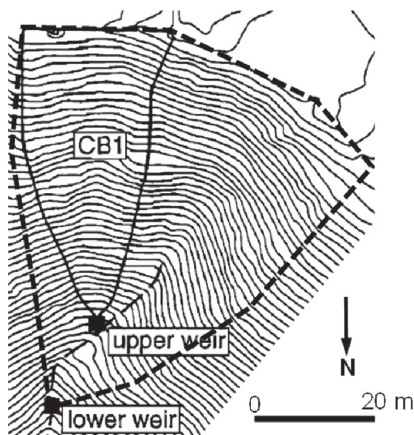


図-10 MR の地形図

Montgomery *et al.* (1997) を一部改変

Fig. 10 Map of MR.

Modified based on work by Montgomery *et al.* (1997).

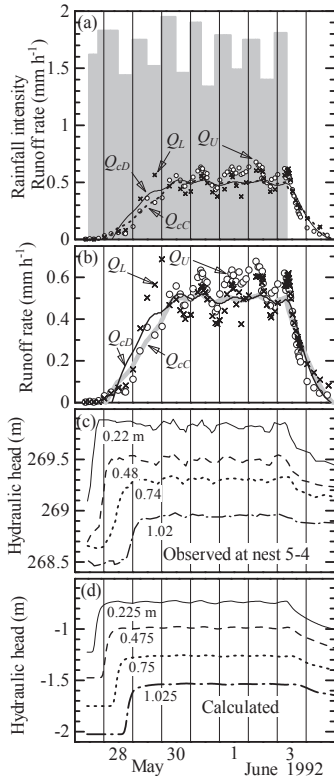


図-11 MRのCB1での人工降雨実験(MREX)の結果とVZモデルの計算結果の比較

(a) 降雨強度と流出強度の観測値と計算値。 Q_U , Q_L は上流堰と下流堰による観測値, Q_{cd} , Q_{cc} は調査分布と線形分布による流出強度の計算値を示す。(b) (a) の流出強度の相互比較を見やすくするために作成し, Q_{cc} は (a) とは記号を変更した。

(c) nest-5-4地点における水理水頭の観測値。(d) 水理水頭の計算値。数字は地表面からの深さを表す。

降雨と流出強度は, Suzanne P. Anderson博士のご厚意によってデータの提供を受けた。(c) は Ebel *et al.* (2007) の図-18を読み取って作成した

Fig. 11 Comparison of runoff rate calculated using the VZ model and that observed for a sprinkler experiment (MREX) in CB1 of MR.

Panel a shows the observed rainfall intensity and the observed and calculated runoff rates. Q_U and Q_L respectively represent the observed runoff rates from the upper and lower weirs, whereas Q_{cd} and Q_{cc} respectively denote the runoff rates calculated using the investigated and linear distributions of soil-layer depth. Panel b was shown to clarify the comparison of runoff rates. A different symbol was used for Q_{cc} from that shown in panel a. Panel c shows observed hydraulic heads at nest 5-4. Panel d shows calculated hydraulic head. Numbers represent depths from the ground surface.

Data for the rainfall and runoff were obtained through the courtesy of Dr. Suzanne P. Anderson. Panel c shows a scan of Figure 18 presented by Ebel *et al.* (2007).

とができ, 鉛直系における土壤水の押し出しと傾斜系における亀裂を通る流れによって, 入力降雨の日周変動が溪流の流量に速やかに伝わってゆくCB1の流出機構が明らかにされた。

VZモデルの計算に必要な土壤物理性を, 図-7と表-2に示す。これは, Ebel *et al.* (2007) が3次元モデルのCB1への適用の際に用いた関数関係に小杉式を当てはめたものである。

IV. 流出モデルの適用結果

VZモデルでは傾斜系における流出波形の変化や遅れを無視しているため(図-3), その適用結果の検討は, 傾斜系の距離が短く基岩が不透水であって, 傾斜系の影響が小さいと推測されるKIの小斜面での人工降雨実験(KIEX)から開始する。続いて, 亀裂を通る速やかな流れの存在が実証されているMRにおける人工降雨実験(MREX), 2つのゼロ次谷を含む規模の大きな降雨イベント(MR1)にモデルを適用する。その後, 多数の斜面と短い溪流網から成る桐生(KI)と竜ノ口山(TY)のイベントにモデル適用を広げるが, 降雨のほとんどが洪水流出になり一定配分期間の形成が明瞭なTYを先に, 基岩への浸透によって降雨の半分程度しか洪水流出に配分されず, 一定配分期間に到達しないKIを最後に説明する。

1. KIの小斜面・MRのゼロ次谷への適用

太田ら(1983)の行ったKIの小斜面Plot 2での人工降雨実験(KIEX)は, さまざまな降雨強度で8回実施された。ここでは, 降雨強度が大きくかつ時間変動させた場合の実験データを使用する。斜面が小さく土壤層厚さの分布幅も小さいので, VZモデルで標準とした図-3②の半無限長土壌柱での計算をせず, 50 cmの土壌柱の底面からその圧力水頭 ψ を0と固定して浸出させ, その排水強度に流域面積(9 m²)を掛けて流出強度とした。初期条件としての ψ の鉛直分布は, 底面で $\psi=0$, 地表面で $\psi=-50$ cmとして線形内挿して与えた。

図-12に示すように, 表-2のKIの土壤物理性をを用いた計算流出強度は, 一定配分期間に至る前と減衰過程における観測結果をよく再現している。傾斜系の距離が3 mと短く, 砂質土壤の飽和透水係数の値も大きいので, 鉛直系によって生じる土壤層底面での浸透強度がほぼそのまま流出強度として観測

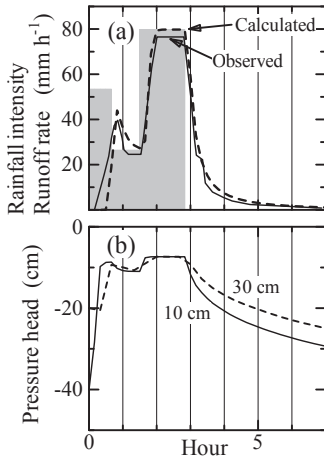


図-12 KIの小斜面での人工降雨実験(KIEX)における観測結果とVZモデルの計算結果の比較

(a) 降雨強度の観測値, 流出強度の観測値と計算値.
 (b) 圧力水頭の計算値で, 数字は地表面からの深さを表す.

太田ら (1983) の図-7 を読み取って作成

Fig. 12 Comparison of the runoff rate calculated using the VZ model with observed data for an artificial rainfall experiment on a small hillslope in KI.

Panel a shows the observed rainfall intensities and observed and calculated runoff rates. Panel b shows calculated pressure heads. Numbers represent depths from the ground surface.

Panel b shows a scan of Figure 7 presented by Ohta *et al.* (1983).

されたとみてよいだろう。よって、この結果は、圧力水頭の速やかな鉛直方向への伝播が洪水流出応答をもたらすという太田ら (1983) の研究結果を追認したものといえる。

MREXへのVZモデルの適用については、Schmidt (1999) による土壌層厚さ分布の調査結果を用いる(以下、「調査分布」と称する)。加えて、土壌層厚さが最大値に至るまで同じ割合で分布していたとする仮定(以下、「線形分布」と称する)も用い、計算流出強度を比較した。後者における最大厚さは前者の調査結果を参考にして200 cmとした。具体的に述べると、厚さの刻みが2.5 cmなので流域土壌層を81に区分し、図-3②の計算ステップで、鉛直土壌柱の下向きフラックスを0 cm深(降雨がそのまま流出することになる)のものから200 cm深のものまでを足し合わせて81で除し、流域積分された流出強度(水高単位)を求めた。なお、2種類の手法で計算したのは、洪水流出応答に対する土壌層厚さ分布の与え方のセンシビティをチェックするためであ

る。つまり、VZモデルを流域に適用する場合、土壌層厚さの調査結果が得られない場合がほとんどであるから、限られた情報から流出応答を推定するためには、この比較に意味があると考えた。

MREXでは不飽和帯の圧力水頭も観測されているので、図-11 (c) に示したnest 5-4地点における水理水頭(圧力水頭と位置水頭の和)の観測値(Ebel *et al.*, 2007)もモデルによる計算値との比較対象とした。初期条件は、この地点での観測結果を基に、深さ方向に一定の圧力水頭の値 $\psi = -100$ cmを与えた。なお、水理水頭の観測値は標高で表示されているが、既往の論文からは地表面の標高を読み取れなかったため、計算結果は地表面を基準として水理水頭を計算して図-11 (d) に表示した。よって、観測と計算の値そのものは比較できないが、時間変化は比べることができる。

MREXの降雨強度は平均値が1.65 mm h⁻¹であるが、先に述べたように定常期間でも日周変動があり、さらにⅢ. 3で述べたような損失が生じている。そこで、降雨強度のうち20%を蒸発散として差し引いた強度を地表面境界条件として土壌層の厚さに相当する深さからの下向きフラックスを計算し、さらにそこから深部への浸透強度0.3 mm h⁻¹を差し引いた量が土壌層から傾斜系に与えられるとした。

図-11 (b) にみるように、上流堰の Q_U と下流堰の Q_L はほぼ同量なので、計算流出強度も流域積分された強度の1/2ずつが上流堰と下流堰に配分されるとした。先に述べたように土壌層厚さについて2種類の手法を用いているので、計算流出強度は調査分布のもの Q_{cd} と線形分布のもの Q_{cc} を表示した。

まず水理水頭について図-11 (c) の観測値と(d) の計算値を比較すると、ウェッティングフロントが深部に進行してゆく過程も、5月29日に定常状態に到達する点も、その後日周期がほとんど遅れなく深部に伝播する傾向も、いずれもよく再現されていて、ここでの鉛直不飽和浸透がリチャーズ式で説明できることがわかる。また、図-11 (b) をみると、 Q_{cd} と Q_{cc} はほとんど差がなく、土壌層厚さ分布のセンシビティが小さいこと、計算流出強度が、 Q_U と Q_L の30日までの増加とそれ以降の定常状態における観測結果を再現していることがわかる。なお、定常状態への計算流出強度の到達が図-11 (d) の水理水頭の計算値の到達よりも1日程度遅れるのは、流出計算において、1 mから2 mまでの厚い土壌層からの排水が加わるからである。

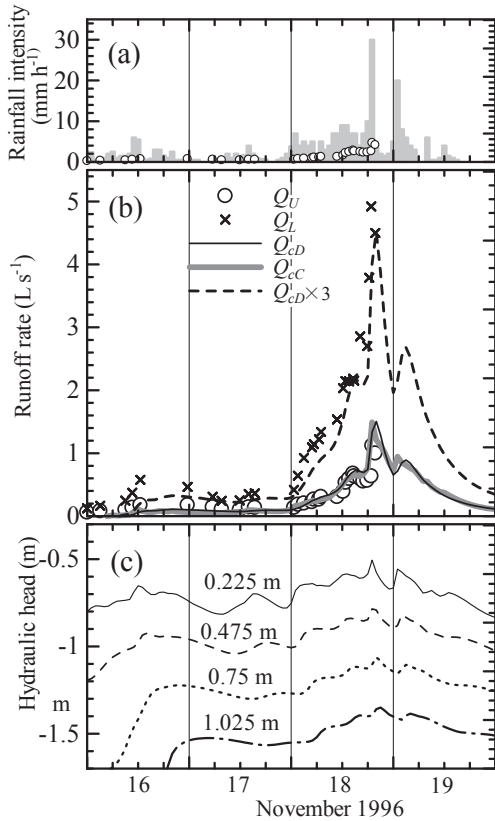


図-13 MRにおける1996年11月の崩壊発生降雨イベント (MR1) の観測結果とVZモデルの計算結果の比較

(a) 降雨強度と上流堰流出強度の観測値。(b) 流出強度の観測値と計算値。 Q_U , Q_L , Q_{CD} , Q_{CC} の意味は図-11と同じである。(c) 水理水頭の計算値で、数字は地表面からの深さを表す。

降雨と流出の観測値は、Montgomery *et al.* (2009) の図-3と図-9を読み取って作成した

Fig. 13 Comparison of calculated runoff rate by the VZ model with that observed for the storm of November 1996 (MR1) in MR when a landslide was initiated in CB1.

Panel a shows observed rainfall intensity and runoff rate from the upper weir. Panel b shows observed and calculated runoff rates. Q_U , Q_L , Q_{CD} , and Q_{CC} are the same as those in Fig. 11. Panel c shows the calculated hydraulic heads. Numbers represent depths from the ground surface.

Observed rainfall and runoff show scans of Figures 3 and 9 presented by Montgomery *et al.* (2009).

しかしながら、定常期間において計算値は明らかに観測値に比べて日周期の振幅が小さい (流出強度の変化を拡大した図-11 (b) 参照)。また、図-11 (c) と図-11 (d) を比較してわかるように、

圧力水頭においても、計算値の日変化が観測値よりも小さい傾向がみられる。計算ではⅢ. 3で述べたように、降雨強度の20%が昼夜の区別なく常に蒸発散で失われると仮定したが、実際は、昼間の蒸発散量が大きく夜間はごく小さいはずである。よって、圧力水頭も流出も、計算値の日周変動の振幅が観測値の変動よりも小さくなったと考えられる。このようなスプリンクラーを用いた実験で避けにくい降雨入力条件の把握困難性を考慮し、日周変動の振幅よりも、9時頃に最大、21時頃に最小となるようなタイミングが観測値と計算値で一致していることをもって、再現性があると判断した。以上のように、MREXへのVZモデルの適用から、鉛直系の圧力水頭の伝播によって波形変換がもたらされること、流出応答が現場の土壌物理性と土壌層厚さの組み合わせによって定量的に説明可能であること、亀裂を通過する速やかな地下水の流れによって傾斜系の波形変換が無視できるほど小さいことが示唆された。

次に、規模の大きな自然降雨のイベントMR1への適用結果を図-13に示す。降雨は1996年の11月12日頃から始まっており、この総雨量約340 mmのイベントにおいては (総雨量の値はMontgomery *et al.* (2009) の図-3から読み取った)、10分間に7 mmの強雨によって流出強度がピークに達して約1時間後、18日19時50分~20時の間に、CB1流域下部の凹地部での表層崩壊を引き金とする土石流が発生した (Montgomery *et al.*, 2009)。2つの堰は土石流で破壊されたので、図-13にはその時点までの観測流出強度が表示されている。

モデルによる計算に必要な初期条件はMREXと同じとしたが、MREXが初夏でMR1が晩秋であること、夏季に降雨が少ない現地の気候条件を考慮すると、初期条件がこの仮定よりも乾燥側であることは考えにくい。よって、イベント初期に計算値が観測値を下回る可能性はあるかもしれないが、後半は初期条件の影響が無視できるであろう。また、MREXにおいて降雨量から差し引いた蒸発散量20%はCB1流域だけに与えられた局所的な人工降雨における特殊なものとして採用せず、底面からの排水強度から深部浸透強度 0.3 mm h^{-1} だけを差し引くことにした。

下流堰の流出強度には既述の通り不確かさの問題があるため、上流堰と下流堰での観測値は水高では表示せず、 Q_U と Q_L を L s^{-1} の単位で示した (図-13 (b))。すなわち、 Q_U はCB1の土壌層からの湧出量なので、その面積 860 m^2 によって流出強度とその水

高値との換算ができるが、 Q_L については、流域面積が既往文献に示されていないこと、CBIとその西隣にあるゼロ次谷からの流出のうち土壌層から湧出する量は下流堰を通過しないように設計されていること、その2つの理由により、自然降雨時の Q_L の値を水高値に換算することはできない。なお、図-13 (a)には Q_U を水高値で示しており、この表示から、上流堰に関しては、降雨との量的関係が図-11 (a)に示したMREXとほぼ同じであることがわかる。

このような観測における性格をふまえ、比較対象となる下流堰の計算流出強度については、次のようにして求めた。まず、MREXと同様に、VZモデルによって得られた流出強度の1/2ずつが上流堰と下流堰に配分されると仮定し、水高単位の流出強度を計算した。上流堰はCBI流域だけの土壌層からの湧出水を測定しているため、その流域面積 860 m^2 を掛けて L s^{-1} の単位の流出強度の計算値とした。下流堰については、図-10からその流域面積がCBIの3倍程度と推定されるので、仮に3倍の $2,580 \text{ m}^2$ として、水高単位の計算流出強度を L s^{-1} の単位の流出強度に換算した。この手法は、CBI流域における土壌層厚さの分布、土壌物理性、土壌層からの湧出、上流堰から下流堰の間の15 mの河道底面からの浸出、こうした流出に関わる条件すべてが、CBIとそれ以外の下流堰の残流域とで同じであると仮定したことを意味している。

こうして得られた図-13 (b)は、自然降雨でも崩壊で測定が中断するまで、VZモデルの計算結果が観測流出強度(Q_U と Q_L)の変動をおおむね再現していることを示している。上流堰においては、土壌層分布は調査分布による結果 Q_{cd} と線形分布による結果 Q_{cc} の2種類が図示されているが、いずれも観測値 Q_U を再現している。MREXと同様、波形変換が鉛直系でもたらされること、及び土壌層厚さの分布推定方法のセンシティブティーが小さいことを示唆している。また、下流堰においては、不確かさを含むが、時間変動傾向がほぼ再現されているといえるだろう。それゆえ、波形変換が鉛直系によって主に担われているとのVZモデルの前提条件は、崩壊が起こったMR1のような規模の大きな降雨イベントでも、崩壊発生の直前までは、MREXと同じように適用可能であったと推測できる。

図-13 (c)は、水理水頭の計算結果を示している。土壌が十分に湿潤になっていない16日において、地表面から深部にウェッティングフロントが低下し

てゆく様子がみられるのは、図-11のMREXにおける準定常に達する前の期間と同様である。また、完湿状態になった崩壊発生直前の時点では、やはりMREXと同様、完湿状態に特有の速やかな圧力水頭伝播が得られている。観測においても、強雨直後の土壌層底面から風化基岩にかけての間隙水圧の急上昇が記録されており(Montgomery *et al.*, 2009)、その観測値を計算値が再現しているとみてよいだろう。

以上のことから、規模の大きな降雨イベントでは、完湿状態になって以降に強い降雨があると、その波形が速やかに土壌層深部に伝達され、その直後に崩壊したとしても、発生直前までは、鉛直浸透主体の流出機構で波形変換が生じることが示された。この結果を基に、V. 2で洪水流出と崩壊発生との関係について考察を加える。

2. TYへの適用

まず、Tani *et al.* (2020)でも扱ったTY1の観測結果にVZモデルを適用し、図-14に結果を示す。SLでは流出の他に図-5に示す各点で圧力水頭の観測結果も得られているので、VZモデルによる計算値と合わせて表示した。初期条件は、SLでの観測値を基にすべての深さで $\psi=-400 \text{ cm}$ を与えた。TYでは、流域全体にわたる土壌層厚さの分布調査は行われていない。そこで、MRにおける流出強度の計算値が調査分布による結果と線形分布による結果とでほぼ一致していたこと(図-11 (b)、図-13 (b))を参考に、線形分布を採用した。その上で、土壌が湿潤になった19日のハイドログラフを対象に、計算値が観測値に「合うように」、土壌層の線形分布の最大値を決めることにした。その最大値は、SLが100 cm、KTが175 cm、MNが250 cmの場合が良い結果を与えた。TY2については、TY1と同じパラメータと初期条件で計算し、その結果を観測値と比較した(図-15)。

さてTY1もTY2も、前半は流出強度の計算値が観測値を上回り、徐々に両者が一致するという傾向が認められる(図-14 (b)、図-15 (b))。TY1については、図-14 (c)における、流出強度の計算値に対する観測値の比(以下、流出強度比と称す)をみると、7月17日の降雨までは流出強度比が1より小さい。その理由は、流域内のうすい土壌層の部分が完湿状態になっても、互いに孤立していて流出寄与域にはならないという図-2①のステージを表していると考えられる。TY2においても9月10日の降

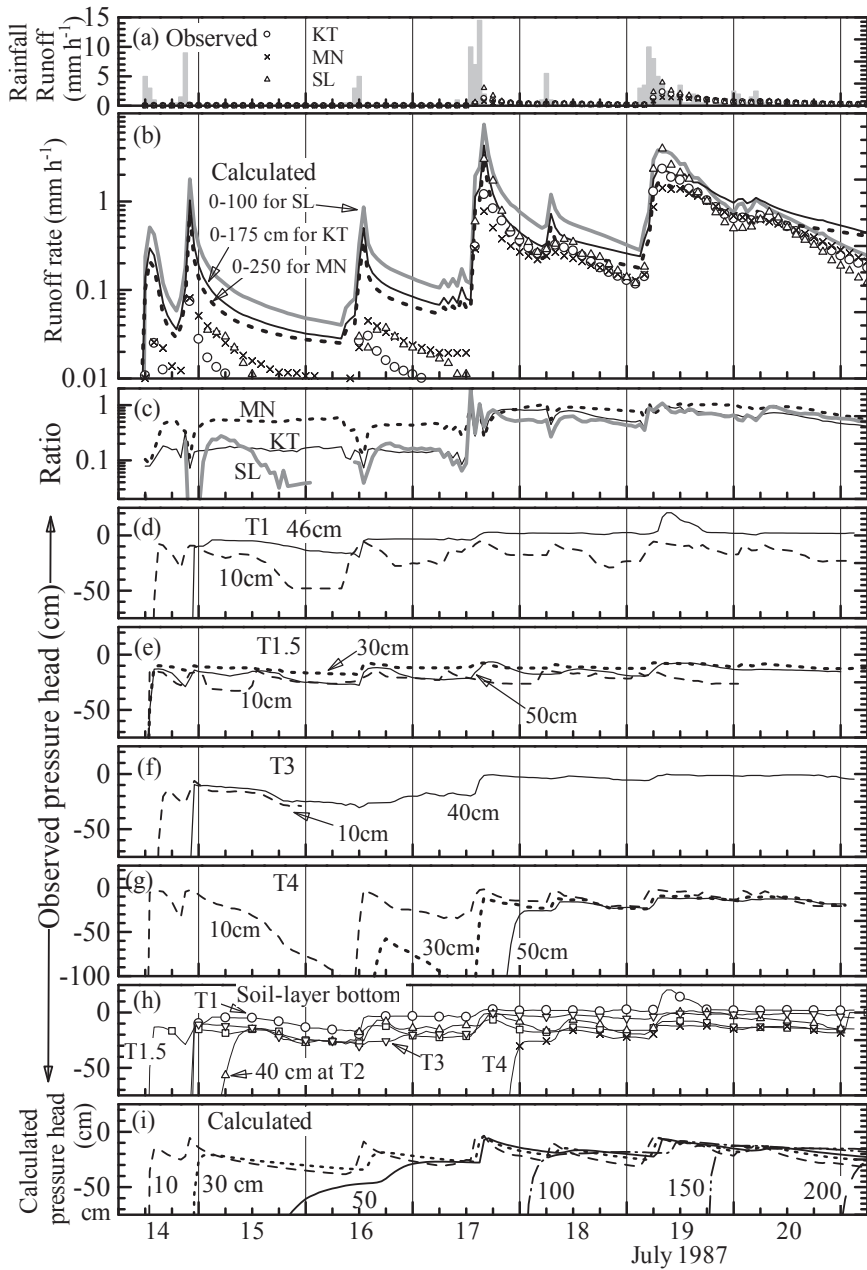


図-14 TYのKT, MN, SL流域における1987年8月の降雨イベント(TY1)の観測結果とVZモデルの計算結果の比較

(a) 降雨強度と流出強度の観測値。(b) 流出強度の観測値と計算値。(c) 計算流出強度に対する観測流出強度の比。(d) から (g) 各測点の圧力水頭の観測値。(h) 観測点の土壌層の最深部の圧力水頭。(i) 圧力水頭の計算値。数字は地表面からの深さを表す

Fig. 14 Comparison of the runoff rate calculated using the VZ model with that observed for a storm in August 1987 (TY1) in KT, MN, and SL in TY.

Panel a shows the observed rainfall intensity and runoff rates. Panel b shows the observed and calculated runoff rates. Panel c shows ratios of observed runoff rate to that calculated. Panels d-g show observed pressure heads. Panel h shows the pressure head values at the deepest point of each observation site. Panel i shows the calculated pressure heads. Numbers represent depths from the ground surface.

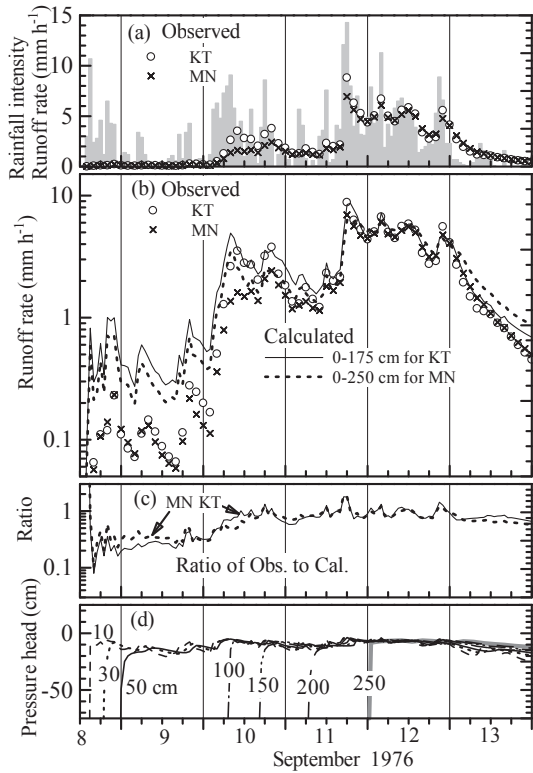


図-15 TYのKT, MN流域における1976年9月の降雨イベント(TY2)の観測結果とVZモデルの計算結果の比較

(a) 降雨強度と流出強度の観測値。(b) 流出強度の観測値と計算値。(c) 計算流出強度に対する観測流出強度の比。(d) 圧力水頭の計算値。数字は地表面からの深さを表す

Fig. 15 Comparison of the runoff rate calculated using the VZ model with that observed for a storm in September 1976 (TY2) in KT and MN in TY.

Panel a shows the observed rainfall intensity and runoff rates. Panel b presents the observed and calculated runoff rates. Panel c shows ratios of the observed runoff rate to that calculated. Panel d shows the calculated pressure heads. Numbers represent depths from the ground surface.

雨で流出強度比が増加していき、完湿状態の孤立から結合への寄与域拡大過程を反映しているとみられる。流出強度比が1に近づくのは、TY1で17日、TY2で10日の降雨以降になるが、この強度比1の値は、計算の完湿状態区域がつながって、現場の流出寄与域と重なり合って拡大してゆくことを意味するので、この期間は図-2②のステージに相当すると推測される。

また、図-14 (i) と図-15 (d) はそれぞれTY1とTY2の圧力水頭の計算値であるが、それがゼロ付

近に上昇して完湿状態になる領域がより厚い土壌層に広がってゆく様子を、モデル計算の結果として示している。こうした圧力水頭の計算結果は流出強度の計算値に反映され、TY1の19日、TY2の11日以降の降雨において、観測値を計算値が良好に再現する結果を生み出している。ただ、TY2では、図-15 (d) に示すように、土壌層最大値が250 cmのMNでも11日の降雨で一定配分期間に到達しているのだが、降雨規模のより小さいTY1では未到達である(図-14 (i))。そこで、完湿状態と流出寄与域の拡大の対応について、圧力水頭の観測値のあるTY1を対象とし、さらにV. 1で詳しく考察する。

3. KIへの適用

KIへのVZモデルの適用に際しての土壌層厚さの分布は、MR同様、調査分布を用いる方式と線形分布を用いる方式の両方を採用した。後者では、厚い土壌層をもつライパリアンが占める面積はごくわずかなので、厚さの平均値65 cmが中央値となる最大値130 cmまでの値を用いた。また、図-9に示す降雨の洪水流出配分特性を参考に、計算においては、土壌層底面からの排水強度の1/2ずつが、傾斜系への流入量と風化基岩に深部浸透する量に配分されると仮定した。初期条件の設定には、KI2についてKatsura *et al.* (2014) の観測結果を参考にして $\psi=-100$ cmとしたが、KI1については情報がなく、KI2と同じ値を適用した。

図-16, 17は、KI1とKI2に対して、計算値を観測値と比較したものである。土壌層厚さの設定方式の影響については、調査分布による計算値(Q_{cd})と線形分布による計算値(Q_{cc})はほぼ一致していて、そのセンシティブティーは両イベントともに小さい。

ところで、KI1のイベント前の初期流出強度の観測値はKI2より小さいので、KI1の初期条件はKI2よりも乾燥側、すなわち $\psi < -100$ cmと推測され、初期条件をより正しく与えた場合はイベント初期のKI1の計算流出強度はより小さくなる可能性がある。しかしながら、KI1の初期段階の計算値は、KI2同様に観測値とそれほど乖離しなかった(図-16 (b), 図-17 (b))。したがって、土壌水分の初期条件の影響はそれほど大きくないと考えられる。

土壌層が完湿状態になるまでの計算値が観測値よりも大きくなる傾向は、KI1の場合が8月1日9時頃、KI2の場合が7月18日12時頃には解消している。

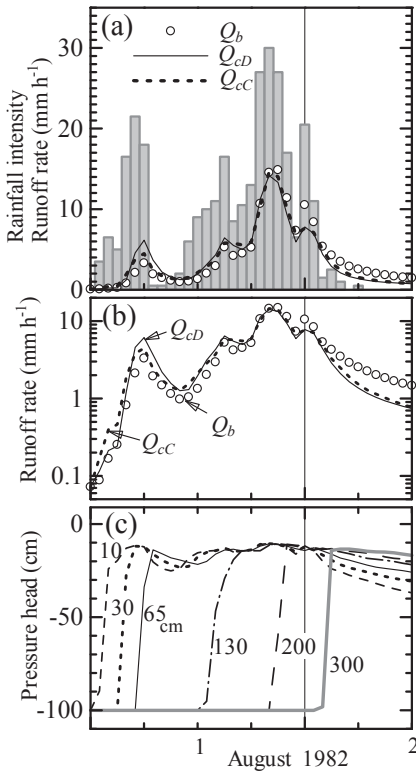


図-16 KIにおける1982年8月の降雨イベント (K11) の観測結果とVZモデルの計算結果の比較

(a) 降雨強度と流出強度の観測値と計算値。(b) 流出強度の観測値と計算値。 Q_b は観測流出強度、 Q_{cd} 、 Q_{cc} は調査分布と線形分布による流出強度の計算値を示す。(c) 圧力水頭の計算値。数字は地表面からの深さを表す

Fig. 16 Comparison of the runoff rate calculated using the VZ model with that observed for a storm in August 1982 (K11) in KI.

Panel a shows observed rainfall intensities and observed and calculated runoff rates. Panel b shows the observed and calculated runoff rates. Q_b is the observed runoff rate. Q_{cd} , and Q_{cc} respectively denote the observed runoff rates calculated using the investigated and linear distributions of soil-layer depth. Panel c shows the calculated pressure heads. Numbers represent depths from the ground surface.

よって、KIにおいてもTYと比べて緩やかではあるが、降雨の流出への配分は累加雨量によって増加し、完湿状態区域が徐々に繋がって図-2②に示すような寄与域拡大が生じていると推測される。とはいえ、観測流出強度を良好に再現するには、土壤底面からの排水強度の1/2は深部浸透として扱わなければならないこと、これはTYと異なるKIの大きな特徴である。

K11, K12ともに完湿状態になる時点以降は、計算

値が観測値をよく再現している。図-16 (c) と図-17 (c) の圧力水頭の計算結果を見ると、その時点で土壤層の最大厚さとした130 cm以深までゼロ付近に上昇しているのが、流域のはほぼ全体が完湿状態となっているとみなされる。以上のことから、KIでは、流域全体の土壤層が完湿状態になっても、TYとは異なって一定配分期間には到達せず、傾斜系への降雨の配分比は1/2を超えて大きくならないようである。こうしたKIの流出機構については、詳しい考察をV. 4で行う。

V. 流出機構に関する考察

本論文では、Tani *et al.* (2020) で提唱した「洪水流出応答に関する鉛直系の役割を重視した概念」をふまえ、流出モデルを作成して山地小流域に適用し、良好な結果を得た。このVZモデルは傾斜系での波形変換を前提としてきた従来の物理的流出モデルと設計方針が大きく異なっている。そこで本章では、同一の観測結果に対してこれまでと異なった流出機構の解釈ができる可能性があるとの問題意識を基に、VZモデルの適用結果をふまえて、いくつかの観点から流出機構について考察する。

1. 流出寄与域拡大に関する流出機構

VZモデルでは、完湿状態になった区域における鉛直浸透の計算で得られた土壤層底面からの排水が、すべて流出に寄与すると仮定している。しかし、現場では、図-2①のように完湿状態区域が孤立していれば流出寄与域にはならない。そこで、完湿状態が相互につながって流出寄与域となって拡大してゆく過程における流出機構について、TY1における観測値と計算値を照らし合わせながら検討する。

図-14 (h) には、SLにおける土壤層底面付近での圧力水頭 ψ の観測値がまとめられている。これを見ると、T4を除く斜面下部では、土壤層底面付近の ψ の値が14日の降雨に反応してゼロ近くまで上昇しているが、この湿潤化過程においては、早いT1.5と遅いT2の差にみられるように、土壤物理性の不均質性や水みちの有無など、観測点の局所的な不均質性の影響が現れているようである。

図-14 (b) をみると、16日の降雨後はSLの流出強度の観測値と計算値がほぼ平行を保っている。このことは、図-14 (c) において流出強度比が一定値を保つことを意味するのだが、その値はまだ0.2

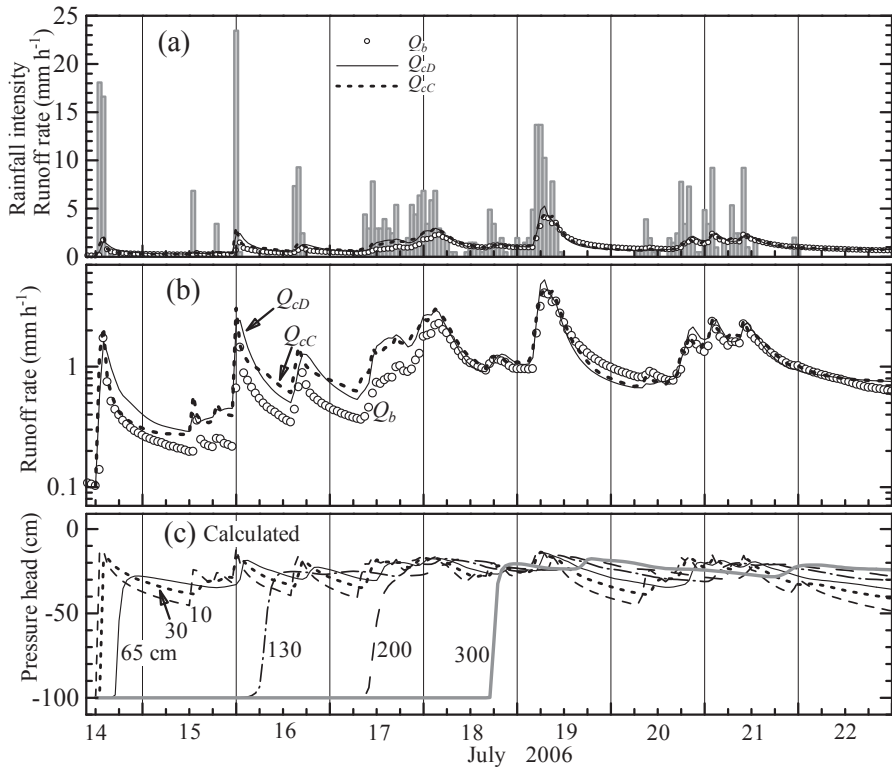


図-17 KIにおける2006年7月の降雨イベント (KI2) の観測結果とVZモデルの計算結果の比較
記号は図-16と同じである

Fig. 17 Comparison of the runoff rate calculated using the VZ model with that observed for a storm in July 2006 (KI2) in KI.
Symbols are the same as those in Fig. 16.

程度である。計算においては、仮定された土壌層厚さの線形分布に従って完湿状態区域が時間とともに広がってゆくの、流出強度が平行で流出強度比が一定であることは、現場では寄与域が計算された完湿状態区域よりも小さいとしても、両者が並行して拡大してゆくことを推測させる。ただし、その比が0.2であることは、現場では中腹より上部の土壌層のうすい区域で（現場には基岩露出部もみられる）完湿状態区域が生じてその区域は斜面下端とはつながっていないことを示唆している。それゆえ、現場の流出寄与域の拡大は、図-2①のステージにとどまっていて、斜面下部の狭い区域に限定されると推定される。図-14 (g) に示された中腹T4における50 cm深の ψ が17日の降雨以降に初めて上昇している観測結果もまた、この示唆を支持している。

その後、17日の降雨によってSLの流出強度比は0.5を超えるので、ひとまとまりの降雨によって孤立した完湿状態区域が結合して寄与域が広がる傾向

が指摘できる。また、計算においてSLの土壌層の最大値を100 cmとしているが、その深さの ψ の計算値が18日にはゼロ近くに上昇しており（図-14 (i)）、計算上は、完湿状態がSLの集水域全体に拡大して、図-2③のステージに到達していることになる。また、19日の降雨開始時点で流出強度比も1になっているところから、現場のSL集水域でもそのほとんどが寄与域となり、一定配分期間に到達したと推定される。

ところで、図-6における累加雨量と累加流出量の関係を見ると、累加雨量が約70 mmまではMNやKTがSLより累加流出量が大きくSLはほぼゼロに近いのに、総流出量ではSLが最も大きく、KT、MNの順に小さくなる（表-1）。この傾向は、他の降雨イベントでの総降雨量と総洪水流出量の関係においても、総降雨量70 mm程度まではSLが他の2流域より総洪水流出量が小さいイベントが多いのに、総降雨量がそれより増加するとSLが急増する傾向と対

応している。

また、図-14 (c) に示したKTとMNにおける流出強度比は、14日の降雨によってSLより早く安定した値になっており、17日の降雨以降は1に近づいている。このことは、KTとMNにおいて、降雨によって完湿状態区域が徐々につながってゆき、17日以降は図-2②のステージとして完湿状態区域が寄与域と重なって拡大してゆくことを示唆している。その後19日の降雨に対する応答においては、計算流出強度が観測流出強度を良好に再現している。しかし、図-14 (i) のVZモデルでの ψ の計算結果をみると、 ψ がゼロ近くまで上昇している深さは、17日の降雨後に100 cmまで、19日の降雨後に150 cmまでとなっている。したがって、土壤層厚さの最大値を175 cmとしているKT、250 cmとしているMNでは、19日の降雨に対する応答は、厚い土壤層の区域に乾燥が残っていて一定配分期間には到達せず、未だ図-2②のステージにとどまっていると推定される。

こうした、SLとKT、MNとの違いは、土壤層と地形の観点から説明できそうである。SLは谷壁斜面で凹地形部分をもたず、厚い土壤層をもつ区域が含まれていないのに対して、KTとMNは河道を含み、土壤層が厚い区域を含んで分布幅が広いという流域としての特徴がある。したがって、流域では、ゼロ次谷や河道などの谷地形に沿って完湿状態になった区域が図-2②のように結合しやすく、累加雨量が小さい期間でも洪水流出が増加しやすいのだが、厚い土壤層の区域では累加雨量が大きくなって完湿状態にならないため、図-2③の一定配分期間への到達がSLよりも遅れるのではないかと推定される。

2. 崩壊発生からみた流出機構

IV. 1においては、崩壊が発生した降雨イベントMR1に対してVZモデルを適用した結果から、モデルで仮定した鉛直系での波形変換を主体とする流出機構が崩壊発生直前まで持続していたことが推定できた。一方、MR1での崩壊発生に関するMontgomery *et al.* (2009)の研究では、強雨直後に土壤層底面付近と亀裂に富む風化基岩の間隙水圧の急増が記録された。また崩壊跡地の調査によると、崩壊で露出した基岩表面のうちに亀裂のみられる部分があり、崩壊発生直前における間隙水圧の土壤層厚さに対する比が亀裂のある部分で周囲に比べて局所的に大きくなっている結果が得られた。これらの結果から、局所的な間隙水圧上昇が崩壊発生の原因であると推測

されている。そこで、この崩壊後の調査結果にVZモデルの適用結果を加えることにより、崩壊が発生しない場合の流出機構が鉛直浸透と亀裂内の流れの組み合わせとして説明され、亀裂の排水能力の限界を超えて流水が土壤層へ押し出された場合に間隙水圧が高まって崩壊が発生するのではないかと、という推定ができる。そこで、さらに既往の研究成果を参照して、崩壊発生をもたらすような大雨時における流出機構について考察する。

土壤層内の地下水面上昇に関して、谷 (1982) は、リチャーズ式による数値計算が乏しかった時期に、底面境界条件を不透水とした場合の鉛直不飽和浸透の数値計算を行っている。すなわち、体積含水率がすでに飽和含水率に近くなっていて空のまま残された間隙が少ない場合には、強雨があると、地下水面が急激にかつ大きく上昇することを明らかにした。したがって、MR1を対象として、亀裂から土壤層への浸出により速やかな排水ができなくなってなおかつ強雨があれば、その直後に水面上昇による間隙水圧の急上昇が起こって崩壊に至るとの説明は、鉛直不飽和浸透過程の観点から妥当なものとして理解できる。

さて、崩壊が発生した段階で土壤層が破壊されれば流出機構を担う空間そのものが消滅し、その瞬間から流出特性は劇的に変化するだろう。しかし崩壊が発生しなくても、例えば地下水面が地表面まで上昇して飽和地表面流が発生した場合には、流出機構が質的に変換し、洪水流出応答に影響を及ぼすと推測される。また、VZモデルは水みちによる速やかな排水によって傾斜系の波形変換に及ぼす効果が無視できると仮定しているが、現実の流出機構では排水能力の限界を超えることで地下水面が上昇し、たとえ飽和地表面流が発生しなくても、モデルの適用範囲を超える可能性がある。降雨規模が大きくなるとこのような流出機構の質的な変化が推測されるのだが、そうした変化を考慮していないVZモデルによって計算された流出強度の値は、図-13 (b) に示すように、崩壊直前まで観測値をほぼ再現できている。この結果は、崩壊発生によって土壤層が破壊される直前までは、波形変換に及ぼす流出機構の質的な変化が現れなかったことを示唆している。

以上のMR1へのモデル適用から、崩壊発生により流出空間が消滅しない限り、鉛直系が支配的な流出機構が維持されたのではないかと推測が得られる。一般には、崩壊が発生するか否かは不確実性に

支配され、降雨条件から決定することはむずかしい。とはいえ、十分な累加雨量によって土壤層の完湿状態が達成されると、崩壊が発生してもおかしくない状態となる。また、そこではトリガーとなる降雨強度が大きくなって傾斜系の排水能力の限界を超える程度が大きくなってゆくほど、崩壊の発生確率は増加するとみなしてよいだろう。

実際、山地災害の避難警戒に関する研究から、累加雨量が大きくなった後に強雨があるとその直後に表層崩壊が発生する事例が多いことが、経験的にわかっている（鈴木ら、1979；瀬尾ら、1985）。気象庁は、この知見に基づいた土壤雨量指数を開発して避難勧告に応用しており、この指数が各自治体の防災業務に活かされている（岡田、2002）。しかし、累加雨量と強雨の組み合わせがなぜ崩壊の発生をもたらすのかのメカニズムについては、間隙水圧上昇がかかわることが言及されてはいても、これまで十分な説明が得られるに至っていない（壇上、2017）。

これに対して、VZモデルが前提としている流出機構をふまえると、十分な累加雨量によって土壤層の完湿状態が形成された後に強雨があった場合、鉛直系での速やかな波形伝播によって土壤層から傾斜系への流入強度が増加し、傾斜方向への排水能力の限界を超えて間隙水圧の急上昇が生じるという説明が可能になり、降雨条件と表層崩壊発生との関係を合理的に理解することができる。

以上の考察から、崩壊発生が傾斜系における排水能力の限界に依存していることが推測される。だが、土壤層の崩壊が数百年以上の期間に一度しか発生しないとの古くから知られている経験的な事実を考慮すると（柿、1958；飯田、2012）、その傾斜系の排水能力はかなり大きいと考えなければならない。そこで本節の結論としては、大胆な表現かもしれないが、「洪水流出応答が傾斜系ではなく主に鉛直系によって支配される理由は、完湿状態になった土壤層の地下水を速やかに排水する傾斜系の能力が、数百年以上崩壊が発生せずに土壤層が安定を保つに十分なほど大きいためではないか」との仮説を提起したい。

3. 洪水流出を生み出す基岩の流出機構

MRにおいては、風化基岩表面付近の亀裂が洪水流出を生み出す傾斜系の経路として重要であった。また、これまでも土壤層より下にある基岩が経路となることが指摘されてきた（Onda *et al.*, 2001）。そこで、TYにおける古生層の厚い風化基岩が洪水流

出を生み出す流出機構について考えてみたい。この考察には、細田・谷（2016）がZC斜面の上部と中部で実施した（図-4）、土壤層の圧力水頭（斜面上部で160 cmまで、中部で320 cmまでの鉛直分布）、及び風化基岩に貫入したボーリング孔内の地下水位（斜面上部で深さ10.5 m、中部で17.5 m）の観測結果を参照する。

TYのKTとMNでは、累加雨量の大きい場合に完湿状態が流域全体に拡大して一定配分期間が成立する。また、細田・谷（2016）によれば、基岩内の地下水位は土壤層が完湿状態になると洪水流出応答と同じような速やかな変動を示す。これらの情報を合わせて考えると、洪水流出波形は鉛直系によって生み出され、地下水位の変動を生じさせるが、その変動波形は、傾斜系の経路を通じてそのまま流出波形に伝えられるとの推定ができる。この推定は、傾斜系の排水能力が高いことを推測させる。細田・谷（2016）によると、斜面中部のボーリング孔における水位がかなり上昇した降雨期間における非定常・直線勾配法（地盤工学会、2004）に基づく飽和透水係数の推定値は、冬の乾燥期に行われた現場透水試験の値よりも100-1,000倍大きい約 $3.8 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ の値が得られた。未だ情報が乏しいとはいえ、基岩における傾斜系の流出は速やかな洪水流出に貢献できるメカニズムを備えていると考えなければならない。

MRの場合と異なり、TYの場合は、亀裂などの経路情報は得られていないので、傾斜系のメカニズムは間接的に推定するほかはない。まず、土壤層の圧力水頭の値が深部までゼロ近くに上昇している「完湿状態」と見なせる期間においては、すでに述べたように、波形変換が主に鉛直系で生じると考えてよいだろう。また、一定配分期間で総洪水流量が総降雨量にほぼ等しくなることから、流出寄与域は、図-2③に示すように流域全体に拡大していなければならない。現場での降雨時における観察から、地表面流は河道や人や獣の通り道に沿った部分以外では生じないから、地下構造の中にその排水経路があると考えるべきだろう。深さを特定することはむずかしいとしても、土壤層底面付近から風化基岩に至る地下構造内でのどこかで水流の方向転換が生じ、尾根から溪流までの流域全体に広がった高い排水能力をもつ傾斜系によって、溪流の洪水流出波形が生み出されると推測される。こうした流出機構は、洪水流出の波形変換が鉛直系で主に行われ、傾斜系は波形をそのまま伝える、というVZモデルの仮定と矛盾

しない。

以上のように考えると、鉛直系と傾斜系における流出機構に関する情報の大きな相違点が指摘できる。すなわち、SLにおける圧力水頭の伝播やZCにおけるボーリング孔水位の観測変動情報からは鉛直系の実態が把握でき、風化基岩の保水・透水特性の把握が容易ではないにしても、リチャーズ式によってそこでの波形変換過程をシミュレートできる可能性はある。これに対して、傾斜系の速やかな排水は、おそらく縦横に分布する亀裂のネットワークが関与していると推定することはできても、その分布構造は不明である上に、水理学的性質もわかっていない。傾斜系のメカニズムの把握のむずかしさを認識せざるを得ないのである。だが、現地観測結果をVZモデルの適用によって解析したことにより、今後研究しなければならない課題が、風化基岩における傾斜方向への流出経路の空間分布や水理学的特性の解明にあることを特定できた。この点を本考察の成果と考えたい。

4. 深層風化花崗岩流域の流出機構

すでに志水(1980)や虫明ら(1981)が明らかにしているように、日本の山地河川の流況は地質によって大きく異なり、堆積岩を源流にもつ河川は洪水流出量が大きく基底流出量が小さい。MRやTYは堆積岩山地にあり、累加雨量が大きくなると総洪水流出量が総降雨量に近づく、堆積岩流域の一般的な特徴を示している。

これに対して、KIを含む花崗岩流域は、堆積岩流域に比べて流況が安定していて、基底流出量が多い。深層まで基岩が風化している花崗岩流域の基岩の飽和透水係数は基岩の値としてはかなり大きく、KI流域内のWSで測定されたその値は約 $1 \times 10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$ であった(Katsura *et al.*, 2006)。これからわかるように、コアストーン以外の部分はマサ化していて、あたかも土壌であるかのような透水性媒体として機能する。そのため、難透水性の基岩内に亀裂を含むような構造と比べると、仮に水位変動が同じであったとしても、貯留量変動は格段に大きくなる。その結果、基岩が巨大なダム貯水池のような役割を演じて、基底流出量の変動が小さくかつその量が大きくなるのだと考えられる(虫明, 1981; Tani *et al.*, 2012)。

地質による流出応答特性の違いは、VZモデルの適用結果にも大きな影響を及ぼしている。堆積岩のTYやMRにおいては、流域全体が完湿状態になって

一定配分期間に到達するとみなすことができた。TYもMRも基岩に亀裂が含まれているとはいえ、それ以外の部分は大きな貯留変動を担う透水性媒体として機能しないのであろう。これに対して花崗岩のKIにおいては、累加雨量が大きい場合でも雨量の1/2は、透水性媒体として機能する基岩に貯留され、洪水流出とはならない。そこで本節では、大雨時にも洪水流出の規模が降雨規模に達しない花崗岩山地流域を対象に、VZモデルで計算された洪水流出強度の時間変化のほぼ一定割合が観測結果を再現する結果をふまえ、それをもたらし流出機構について検討する。

Katsura *et al.* (2014)は、KI内のゼロ次谷流域WSにおける土壌層と風化基岩を通じた圧力水頭の空間分布を観測しており、ここでの議論に次のような重要な情報を与えている。WSでは、量水堰の標高よりも低い位置まで基岩を貫いたボーリング孔での水位観測が、流域上部と中部で行われている。これによると、流域上部から下部にかけての地下水位の標高はあまり異ならず、ほぼ水平を保ちながら上下変動する傾向があり、逆勾配が生じる期間もある。その結果、地表面の標高が高い上部においては風化基岩内に厚い不飽和域が存在する一方、下部においては地下水面が地表面に近づいて不飽和域がうすい。そのため、KI2の降雨が始まると、降雨前の地下水面が比較的高い期間であったことも影響して、下部の風化基岩内の地下水面が上昇し、7月18日には上部より盛り上がったリッジ(谷側の地下水面が尾根側よりも高くなること)が形成された。そのため、上部側は降雨イベントの期間中にわたって地下水面が基岩内の深い位置にとどまっていて深部浸透が継続し、流出寄与域にはならなかったのに対し、下部側は地下水面が浅く浸透を遮って洪水流出を生み出す寄与域となったとされている(Katsura *et al.*, 2014)。

風化基岩の飽和透水係数 K_s の値については先に述べたが、降雨強度に用いられる単位では約 3.6 mm h^{-1} に相当する(Katsura *et al.*, 2006)。そのため、土壌層内での鉛直浸透で波形が均される効果(Kosugi *et al.*, 2006)を考慮すれば、この値を上回る強雨があったとしても、風化基岩に深部浸透させることが可能だと考えられる。そのため、尾根に近い流域上部で地下水面が風化基岩の表面よりも十分低い場合は、傾斜系への流れが発生しにくいことになる。しかし、上記の K_s の値では鉛直フラックスを深部浸透させることはできても、風化基岩内での傾斜系の流れに

よって洪水流出を生み出すには値が小さすぎる。例えば、MRの亀裂の流速は1時間に7-15 m程度であり (Anderson *et al.*, 1997), はるかに大きい。したがって、透水性媒体として機能する風化基岩の透水性では、傾斜系で基底流出をもたらすことはできても洪水流出を生み出すことはむずかしい。だが、KIの土壌層の K_s は砂質であることを反映して表-2に示すように 0.19 cm s^{-1} であって1時間に約7 mに相当して非常に大きいから、風化基岩から地下水面が土壌層に上昇すれば、土壌層での流れが洪水流出を生み出せる可能性がある。また流れが集中する凹地部や斜面下部では、これを排水させるためのパイプ状水みちが形成される可能性もある。実際、同じ田上山にある不動寺のゼロ次谷流域の凹地部ではパイプの存在が確認されている (Uchida *et al.*, 2003)。WSでは土壌層内のパイプや基岩表面付近の亀裂の存在が確認されていないが、こうした水みちが洪水流出を生み出す経路となる可能性はあるだろう。

ところで、KIでは、全体流域に含まれる4つのサブ流域での流量・水質観測に基づいて流出機構を明らかにしようとする研究が続けられてきた (Katsuyama *et al.*, 2005; 2010)。KI流域内のゼロ次谷の凹地部や溪流河道には、はげ山緑化工事で造られた空石積みダムの上流側に大量の土砂が堆積してライパリアンを作っている。無降雨期間の基底流出期間の渓流水は、蒸発散の季節変化を受け、少なくとも冬季には土壌層内の貯留水の割合が大きくなる可能性もあるが (鈴木, 1984), 基岩を通過してきた成分が主体となっている。Iwasaki *et al.* (2015) のエンドメンバー解析によれば、降雨が始まると、河道近傍に降った雨水など「新しい水」の割合が増加し、土壌水・基岩水などの古い水の割合が低下するが、古い水の絶対量そのものはむしろ増加してゆく。したがって、古い水の寄与は洪水流出期間においても大きな割合を占める。古い水には、土壌貯留水だけではなく、基岩に貯留されていた水も含まれ、後者は、ライパリアンや溪流河道底面において基岩から浸出するとされている (Iwasaki *et al.*, 2015)。

こうした洪水流出が風化基岩を通過して河道に浸出する現象はMRでもみられ、下流堰はこれを測定していたことを想起したい (Anderson *et al.*, 1997)。KIにおいても、風化基岩の中には K_s が $1 \times 10^{-4} \text{ cm s}^{-1}$ であるようなマサ化した透水性媒体とみなせる部分だけではなく、より透水性の大きい亀裂から成る水みちも含まれていて、洪水流出の経路として機能す

ることは想定してよいだろう。なぜなら、基岩の透水性は、長期の地形発達と風化過程を通じて形成されるが、その過程で亀裂も形成されると考えられるからである (柏谷・米田, 2004)。花崗岩山地流域では、以上のように、鉛直系によって降雨波形が均された後、流域下部では、傾斜系を通じて速やかに溪流に波形が伝達されるが、流域上部では、基岩の透水性媒体での貯留変動を経て、安定した基底流出量を涵養する、KIではそうした流出機構が推測される。

深層まで風化した花崗岩山地流域へのVZモデルの適用によって、降雨から洪水流出への波形変換が主に鉛直系によって説明できることが確認できた。しかし、観測値は計算値の1/2程度であった。この事実は、結果的にたまたま半分で観測値を再現できたことを意味しているから、花崗岩山地流域の流出特性が鉛直系によって決まってしまうわけではなく、風化基岩を含む地下構造内部での傾斜系の流れによって多様になり得ることを強く示唆している。そこで、節を変えて、この流出特性の多様性とそれをもたらす理由について、さらに考察を加えたい。

5. 流出機構の地形発達への依存性

前節において、風化基岩の厚い花崗岩山地の場合、土壌層が完湿状態であっても深部浸透が継続する流域上部は、洪水流出に寄与しないことが推測された。KIにおいては、雨量の洪水流出量に対する配分比はかなり安定していて1/2程度と推定されたが、同じく深層風化した花崗岩山地流域の中にはその配分比がより小さい観測事例が得られている。そこで本節では、配分比が異なる結果をもたらす流出機構について考察する。

Kosugi *et al.* (2011) は、六甲山頂付近に位置する流域面積2.1 haの西おたふく山流域 (NO) で風化基岩内に開けられた多数のボーリング孔での水位測定を含む詳細な水文観測を実施し、流域が上部、中部、下部に大きく区分されることを明らかにした。こうした区分は、山岳隆起にともなう基岩内の断層によると推測されている。具体的に地下水変動をみると、流域上部においては、基岩地下水位の時間変動は流域からの流出強度の変動とは直接関係がなかった。しかし、流域中部と下部の基岩地下水位の変動は流出強度の変動に反映されていた。すなわち、水平方向の広がり大きな中部では非常に緩やかな水位変動をもつ帯水層が広がっており、下部の基岩地下水位は、中流部の変動とそれより短い時間スケールの

変動とが合わさった変動を示した。さらに、下部の土壌層の地下水位は、風化基岩からの浸出とみられる緩やかな変化と洪水流出に相当する速やかな増減が合成されていた。この結果、流域からの流出強度には、洪水流出のピークと下部の基岩地下水位にみられる2つのピークの合計3つのピークが重ね合わされた複合的な時間変化がみられた。結局、洪水流出量としては流域下部からの供給だけなのでKIに比べて大幅に少なかった (Kosugi *et al.*, 2011)。1年以上の期間のハイドログラフから見て、その洪水流出の総量は流出量全体の10%に満たないようである。

六甲山と田上山では山岳が隆起して地形が形成された歴史が異なっており (太田ら, 2010; 藤原ら, 2005)、起伏量の小さいKIはそれが大きいNOに比べて溪流の勾配が緩くて谷密度が大きく、ゼロ次谷の規模が小さい。NOは流域の長さが200 mあるのに対して、KIを構成するゼロ次谷のひとつであるWSは長さが30 m以下である。前節の結果を参照すると、KIでは雨水が風化基岩深部に浸透して洪水流出に寄与しないのは中部より尾根側半分程度であるが、NOでは、尾根までの斜距離が長いので、洪水流に寄与しない面積割合がKIよりはるかに大きくなるだろう。

以上のように、地質がほぼ同じであっても、流出応答特性は長期にわたる地形発達過程によって影響を受けるようである。起伏の大きいNOは山体隆起にともなう断層によって不連続な帯水層をもつ空間区分が生じたことが推測されている (Kosugi *et al.*, 2011)。これに対してKIの場合は、ゼロ次谷流域の規模が小さいがことやKatsura *et al.* (2014)の観測結果からみて、地下構造が比較的連続的なのではないだろうか。ただ、基岩表面の局所性が流出に及ぼす影響については、すでに、基岩表面の凹地形部分を地下水が満たすことで斜面方向への流出が発生するという fill and spill メカニズムも指摘されている (Tromp-van Meerveld and McDonnell, 2006)。したがって、局所的な傾斜系の流れが発生したとき、地下水面が浅い流域下部では、発生域が互いにつながって傾斜方向の流れが発達しやすいため、結果的に、上部での浸透域と下部での流出域に分かれるのではないかと推測される。しかし、傾斜方向への流れが実際どのように発生し発達するのかを明らかにするには、今後のより詳しい観測研究が必要である。

このように、堆積岩のTYでもそうであったが、花崗岩のKIでも傾斜系の流れの場所やメカニズムを

推測することは非常にむずかしい、と言わざるを得ない。完湿状態における洪水流出応答に焦点を当てたときには、VZモデルの適用を通じて主張したように、鉛直系の役割が大きいだろう。しかし、洪水流出と基底流出に分かれる流出機構の全貌を解明することは、傾斜系も大きく関わるような別の課題である。その解明のためには、流出機構に関する詳細な観測研究に加えて、流域の地下構造を、地形形成や基岩風化などの長期過程から説明してゆく必要があるだろう。

最後に、洪水流出と基底流出応答を含む流出特性の流域ごとの多様性をもたらす流出機構に関する議論は、VZモデルの提案と適用によってはじめて可能になったことを強調したい。完湿状態での波形変換がVZモデルで計算される鉛直系で行われること、それによってもたらされる土壌層底面からの排水が傾斜方向への流れを通じた洪水流出と風化基岩への深部浸透に配分されること、こうしたVZモデルの適用から得られた情報は、流出特性の多様性に関する議論の前提となっているのである。

VI. 結論と今後の課題

山地小流域において洪水流出応答をもたらす流出機構は、鉛直系から傾斜系に方向転換する構造として捉えられるが、本論文では、鉛直系での不飽和浸透が重要な役割を演じるとのこれまでの筆者の研究に基づく流出モデルを提案した。このVZモデルでは、傾斜系は流出強度の律速条件とならないと仮定し、鉛直系をリチャーズ式で解いて得られた土壌層からの排水を、流域の土壌層厚さの分布を用いて流域全体で単純に積分することで、流域からの流出を求めた。3つの試験地の土壌層の厚さと土壌物性の情報を入れてVZモデルによる計算を行ったところ、計算結果は、崩壊が発生するような規模の大きい降雨イベントを含む、洪水流出応答の観測結果を良好に再現することがわかった。

流出モデル適用性の観点からみると、降雨を条件として流出を計算するモデルは数え切れないほど存在しており、再現性が良好という結果は特段の意味をもつわけではない。しかし、傾斜系の斜面長や勾配などの地形の効果が洪水流出応答を支配すると考える傾向がこれまで強かったのに対して (例えば Beven and Kirkby, 1979; 椎葉ら, 2013)、VZモデルは、規模の大きな降雨イベントにおいては、土壌層厚さ

と土壌物理性が支配的だと主張するという大きな特徴をもっている。本論文にはこの点において、流出モデル開発史における意義が見いだせるであろう。

従来、観測結果とモデルとの間にある不調和をどのように解消するかが水文学研究の重要な目標であった（例えばMcDonnell, 1990；Harman and Sivapalan, 2009）。それゆえ、本論文では、VZモデルの適用結果を流出機構に関する観測結果と突き合わせて考察することを重視した。以下に得られた知見を箇条書きにする。

- 1) KIの小斜面やMRのゼロ次谷流域における降雨強度の流出強度への波形変換がVZモデルによって再現され、鉛直系からの排水が、傾斜系における砂質土壌や基岩亀裂を通じて溪流に速やかに流出するメカニズムが存在すると推測された。
- 2) TYの谷壁斜面と小流域にVZモデルを適用し、計算された流出強度を観測流出強度と比較することによって、流出寄与域に関する考察を行った。その結果、完湿状態になった区域がまだ孤立している期間は流出寄与域が限定されて流出強度が小さい。しかし、ひとまとまりの降雨によってこの区域が相互につながると流出強度が大きくなり、累加雨量の増加とともに土壌層の厚い区域までが流出寄与域になって最終的に一定配分期間に到達するという、洪水流出寄与域の拡大に関する説明が可能になった。なお、TYの多くを占める堆積岩地質の領域での傾斜系の流れについては、風化基岩に含まれる亀裂が速やかな地下水排水を担うと推測されたが、その具体的なメカニズムについては不明とせざるを得なかった。
- 3) MRへの適用では、CB1で表層崩壊が発生したイベントについてもVZモデルを適用し、崩壊直前まで洪水流出応答が再現できた。この結果を基にして、「主に鉛直系によって洪水流出応答が支配されるのは、傾斜系の地下水を排水する能力が、土壌層が数百年以上長く安定を保つに十分なほど大きいからである」との仮説が提起された。
- 4) 堆積岩のMRやTYと異なり、花崗岩のKIでは降雨規模と流出規模がほぼ同じになることはなく、VZモデルで計算された流出強度と比べ、観測強度は累加雨量が大きくなっても半分程度にとどまったが、流出強度の計算結果は観測結果を良好に再現した。土壌層下底排水強度の約半分は洪水流出に寄与しないわけであるが、そのメカ

ニズムについて、「完湿状態においても風化基岩における貯留変動の効果が大きい、流域の下部では、浅い地下水に遮られて洪水流出応答を生み出す」と推定された。さらに、こうした洪水流出と基底流出の配分割合は、花崗岩流域の地形発達過程の影響を受けると考えられた。

以上の結果をふまえて、VZモデルの仮定をもう一度見直してみよう。ここでは、傾斜系における土壌層内の不圧地下水面の上昇がないとしており、累加雨量が大きい場合も不飽和帯が土壌層内に残存して、そこでの鉛直浸透が洪水流出応答を生み出すと仮定している。降雨時には土壌層内で不圧地下水面の上昇がしばしば記録されることからみて（窪田ら, 1987；Tani *et al.*, 2012）、また地表面流も発生することからみて（Gomi *et al.*, 2008）、無理が大きい仮定のように感じられる。

しかし、本論文で得られた知見は、完湿状態の期間における降雨の波形変換の観測結果が鉛直系の流れを支配するリチャーズ式による計算結果でよく説明されることであって、現場の実態として、地下水面の上昇や地表面流の発生があることを決して否定するものではない。それゆえ、大胆な仮定をもつVZモデルの適用によって新たな情報が得られることで、今後の水文学の議論にひとつの材料を提供したと筆者は考えている。なぜなら、傾斜系の複雑不均質な流出機構がこれまで簡略化されてモデル化されたにもかかわらず、観測結果を的確に説明できない問題が多く残されていたとの問題意識をもつからである。VZモデルは鉛直系に基づいているのだが、むしろ傾斜系の流れのメカニズムを推定する上でのツールのひとつとみられる。したがって、斜面水文学の現状は、「鉛直系の観測結果から得られる情報を基にして傾斜系のメカニズムを何とか手探りする」そうした段階にとどまっていると、筆者は認識している。

そこで、今後の傾斜系の流出機構に関する研究方向を探る観点から、堆積岩が主体のTYを例にとって傾斜系に関する本論文で得られた情報を再整理してみよう。そこでの完湿状態での洪水流出応答は、VZモデルでの土壌層厚さの最大値を2.5 mまでにとったときに良好に再現され、この結果から、この層が不飽和状態を維持し、そこでの土壌水分変動が降雨から流出への波形変換が主にコントロールされる、と推測した。しかし、風化基岩層はさらに深くまで続いていることがわかっており、完湿状態では

洪水流出応答に対応する速やかで大きな地下水位変動がみられた(細田・谷, 2016)。亀裂を含んだ著しく不均質な風化基岩層内部は、毛管力が支配的な不飽和状態と水圧が支配的な飽和状態が時間的に変動して地下水位変動を生み出しているのであろう。さらに、亀裂は開水路と管水路の異なる水理学的機能をもつから(堤ら, 2005)、水位変動に伴い、亀裂ネットワークの機能が時間的に変動するものと推測される。傾斜系の流れは、こうした不均質な地下構造内の流出機構によってもたらされると考えられる。

では、なぜ傾斜系の流れをもたらす地下構造が不均質になっているのか、この問いには、MRでの崩壊の発生・非発生に関する議論や花崗岩のKIとNOの流出機構を比較した議論でふれたような、長期にわたる土壌層を含む山岳地形と地下構造の形成過程からしか答えが出せないのではないだろうか(松四ら, 2016)。この問題への今後の研究方向性を見いだすため、筆者は、2021年から22年にかけて水文・水資源学会の支援を得て「山地流出過程と地形発達過程の整合性を考える研究会」を立ち上げ、水文学・地形学・砂防学など多様な分野の研究者の参加を得て、オンライン研究会を実施している。すでに、第1回と第2回の研究会についての報告が本誌に掲載されているので、参照願いたい(谷ら, 2022)。本論文が今後のこの学際的テーマの議論に対する基礎となることを願っている。

謝辞

本論文は、水文・水資源学会の研究グループ「山地流出過程と地形発達過程の整合性を考える研究会」での議論をふまえたものである。継続的にご意見をいただいた飯田智之氏(元防災科学技術研究所)、内田太郎氏(筑波大学生命環境系)、岩崎健太氏(森林研究・整備機構 森林総合研究所)をはじめ、オンライン研究会に参加された約150名の方々に厚くお礼申し上げる。Metteman Ridge試験地CB1に関する考察に関してWilliam E. Dietrich氏(University of California, Berkeley)から詳細なコメントをいただいたこと、MREXの水文観測データをSuzanne P. Anderson氏(University of Colorado)から、桐生試験地の土壌層分布の調査結果を勝山正則氏(京都府立大学)から提供していただいたことに謝意を表す。さらに、匿名の査読者の方々から膨大な数の貴重なご指摘をいただき、内容が大きく改善したことを記し、その丁寧な査読に心から感謝の意を表したい。研究実施にあつ

ては、上記研究グループ経費、ならびに、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(小島永裕氏代表)」の助成を受けた。

引用文献

- Anderson AE, Weiler M, Alila Y, Hudson RO. 2009. Subsurface flow velocities in a hillslope with lateral preferential flow. *Water Resources Research* 45: W11407. DOI:10.1029/2008WR007121.
- Anderson SP, Dietrich WE, Montgomery DR, Torres R, Conrad ME, Loague K. 1997. Subsurface flow paths in a steep, unchanneled catchment. *Water Resources Research* 33: 2637-2653. DOI:10.1029/97WR02595.
- Asano Y, Uchida T, Tomomura M. 2020. A novel method of quantifying catchment-wide average peak propagation speed in hillslopes: Fast hillslope responses are detected during annual floods in a steep humid catchment. *Water Resources Research* 56, e2019WR025070. DOI: 10.1029/2019WR025070.
- 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 Bulletin* 24: 43-69. DOI: 10.1080/02626667909491834.
- 檀上 徹 2017. 降雨に伴う土砂災害発生メカニズムとその予測手法. *安全工学*56: 464-469. DOI: 10.18943/safety.56.6_463.
- Dusek J, Vogel T, Dohnal M, Gerke HH. 2012. Combining dual-continuum approach with diffusion wave model to include a preferential flow component in hillslope scale modeling of shallow subsurface runoff. *Advances in Water Resources* 44: 113-125. DOI: 10.1016/j.advwatres.2012.05.006.
- 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.
- Freeze RA. 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff 2. Upstream source areas. *Water Resources Research* 8: 1272-1283. DOI: 10.1029/WR008i005p01272.
- 藤村和正・井芹慶彦・岡田将治・鼎信次郎・村上雅博 2016. 洪水流出を対象とした貯留関数パラメータの不確実性低減に向けた解析的研究. *土木学会論文集G72(5)*:35-43. DOI: 10.2208/jscej.72.1_35.
- 藤田睦博 1981. 斜面長の変動を考慮した貯留関数法に関する研究. *土木学会論文報告集*314: 75-86. DOI: 10.2208/jscej1969.1981.314_75.
- 藤原 治・柳田 誠・三箇 二・守屋敏文 2005. 地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究. *原子力バックエンド研究*11: 113-124. DOI: 10.3327/jnuce.11.113.
- 福嶋義宏 1987. 花崗岩山地における山腹植栽の流出に与える影響. *水利科学* 31(4):17-34. DOI: 10.20820/suirikagaku.31.4_17.
- 福嶋義宏・鈴木雅一 1985. 山地流域を対象とした水循環モデルの提示と桐生流域の10年連続日・時間記録への適用. *京都大学農学部演習林報告*50: 162-185.

- Gomi T, Asano Y, Uchida T, Onda Y, Sidle RC, Miyata S, Kosugi K, Mizugaki S, Fukuyama T, Fukushima T. 2010. Evaluation of storm runoff pathways in steep nested catchments draining a Japanese cypress forest in central Japan: a geochemical approach. *Hydrological Processes* 24: 550-566. DOI: 10.1002/hyp.7550.
- Gomi T, Sidle RC, Ueno M, Miyata S, Kosugi K. 2008. Characteristics of overland flow generation on steep forested hillslopes of central Japan. *Journal of Hydrology* 361:275-290. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.07.045.
- 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.
- Hewlett JD, Hibbert AR. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In *Proceedings of the International Symposium on Forest Hydrology*, Sopper WE, Lull HW (eds), Pennsylvania State University: Pergamon; 275-290.
- Hopmans JW, van Genuchten MT. 2005. Vadose zone: Hydrological process. In *Encyclopedia of Soils in the Environment*, Hillel D (ed). Elsevier: Oxford; 209-216.
- Horton JH, Hawkins RH. 1965. Flow path of rain from the soil surface to the water table. *Soil Science* 100: 377-383.
- 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.
- 飯田智之 2012. 技術者に必要な斜面崩壊の知識. 鹿島出版会: 233.
- Iwasaki K, Katsuyama M, Tani M. 2015. Contributions of bedrock groundwater to the upscaling of storm-runoff generation processes in weathered granitic headwater catchments. *Hydrological Processes* 29: 1535-1548. DOI: 10.1002/hyp.10279.
- Iwasaki K, Katsuyama M, Tani M. 2020. Factors affecting dominant peak-flow runoff-generation mechanisms among five neighbouring granitic headwater catchments. *Hydrological Processes* 34: 1154-1166. DOI: 10.1002/hyp.13656
- 地盤工学会 2004. 地盤調査の方法と解説. 地盤工学会; 889.
- 角屋 睦 1979. 流出解析法 (その1) - 雨水流出現象とその計測・解析 -. 農業土木学会誌47: 811-821. DOI: 10.11408/jjsidre 1965.47.10_811.
- 柿 徳一 1958. 流砂量と砂防計画について. 新砂防31: 19-22. DOI: 10.11475/sabo1948.1958.31_19.
- 柏谷公希・米田哲朗 2004. 岩石の風化過程で生じる亀裂パターン変化とマルチフラクタル解析による評価. 応用地質45: 90-100. DOI: 10.5110/jjseg.45.90.
- Katsura S, Kosugi K, Yamamoto N, Mizuyama T. 2006. Saturated and unsaturated hydraulic conductivities and water retention characteristics of weathered granitic bedrock. *Vadose Zone Journal* 5: 35-47. DOI: 10.2136/vzj 2005.0040.
- Katsura S, Kosugi K, Yamakawa Y, Mizuyama T. 2014. Field evidence of groundwater ridging in a slope of a granite watershed without the capillary fringe effect. *Journal of Hydrology* 511: 703-718. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.02.021.
- Katsuyama M, Fukushima K, Tokuchi N. 2008. Comparison of rainfall-runoff characteristics in forested catchment underlain by granitic and sedimentary rock with various forest age. *Hydrological Research Letters* 2: 14-17. DOI: 10.3178/HRL.2.14.
- Katsuyama M, Ohte N, Kabeya N. 2005. Effects of bedrock permeability on hillslope and riparian groundwater dynamics in a weathered granite catchment. *Water Resources Research* 41. W01010. DOI:10.1029/2004WR003275.
- Katsuyama M, Ohte N, Kosugi Y, Tani M. 2021. The Kiryu Experimental Watershed: 50-years of rainfall-runoff data for a forest catchment in central Japan. *Hydrological Processes* 35: e14104. DOI: 10.1002/hyp.14104.
- Katsuyama M, Tani, M Nishimoto S. 2010. Connection between streamwater mean residence time and bedrock groundwater recharge/discharge dynamics in weathered granite catchments. *Hydrological Processes* 24: 2287-2299. DOI: 10.1002/hyp.7741.
- 木村俊晃 1978. 貯留関数法の最近の進歩. 水理講演会講演会論文集22: 191-196. DOI: 10.2208/prohe1975.22.191.
- 北原 曜 1992. 森林土壌におけるパイプ流の特性. 水文・水資源学会誌5: 15-25. DOI: 10.3178/jjshwr.5.1_15.
- Kosugi K. 1996. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. *Water Resources Research* 32: 2697-2703. DOI: 10.1029/96WR01776.
- 小杉賢一郎 1999. 森林土壌の雨水貯留能を評価するための新たな指標の検討. 日本林学会誌81: 226-235. DOI: 10.11519/jjfs 1953.81.3_226.
- 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.
- Kosugi K, Katsura S, Katsuyama M, Mizuyama T. 2006. Water flow processes in weathered granitic bedrock and their effects on runoff generation in a small headwater catchment. *Water Resources Research* 42. W02414. DOI: 10.1029/2005 WR004275.
- Kosugi Y, Takanashi S, Ueyama M, Ohkubo S, Tanaka H, Matsumoto K, Yoshifuji N, Ataka M, Sakabe A. 2013. Determination of the gas exchange phenology in an evergreen coniferous forest from 7 years of eddy covariance flux data using an extended big-leaf analysis. *Ecological Research* 28: 373-385. DOI: 10.1007/s11284-012-1019-4.
- 窪田順平・福島義宏・鈴木雅一 1987. 山腹斜面における土壌水分変動の観測とモデル化. 日本林学会誌69: 258-269. DOI: 10.11519/jjfs1953.69.7_258.
- Lehman P, Hinz C, McGrath G, Tromp-van Meerveld HJ, McDonnell JJ. 2007. Rainfall threshold for hillslope outflow: an emergent property of flow pathway connectivity. *Hydrology and Earth System Sciences* 11: 1047-1063. DOI: 10.5194/hess-11-1047-2007.
- Liang W, Kosugi K, Mizuyama T. 2009. A three-dimensional model of the effect of stemflow on soil water dynamics around a tree on a hillslope. *Journal of Hydrology* 366: 62-75. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.12.009.
- 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/WR026i 011p02821.
- McDonnell JJ. 2009. Hewlett, J.D. and Hibbert, A.R. 1967:

- Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In Sopper, W.E. and Lull, H.W., editors, *Forest hydrology. Progress in Physical Geography* 33: 288-293. DOI: 10.1177/0309133309338118.
- McDonnell JJ, Beven K. 2014. Debates—The future of hydrological sciences: A (common) path forward? A call to action aimed at understanding velocities, celerities and residence time distributions of the headwater hydrograph. *Water Resources Research* 50: 5342-5350, DOI:10.1002/2013WR015141.
- Montgomery DR, Dietrich WE, Torres R, Anderson SP, Heffner JT, Loague K. 1997. Hydrologic response of a steep, unchanneled valley to natural and applied rainfall. *Water Resources Research* 33: 91-109. DOI: 10.1029/96WR02985.
- 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. DOI:10.1029/2008JF001078.
- Mosley MP 1982. Subsurface flow velocities through selected forest soils, South Island, New Zealand. *Journal of Hydrology* 55: 65-92. DOI: 10.1016/0022-1694(82)90121-4.
- 虫明功臣 1981. 利根川水源山地の水資源特性. アーバンクボタ 19: 46-51.
- 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. DOI: 10.2208/jscej1969.1981.309_51.
- 日本学術会議 2001. “地球環境・人間生活にかかわる農業及び森林の多面的な機能の評価について(答申)”, <https://www.scj.go.jp/ja/info/kohyo/pdf/shimon-18-1.pdf>. (参照:2022/3/20).
- 日本学術会議 2011. “河川流出モデル・基本高水の検証に関する学術的な評価(回答)”, <https://www.scj.go.jp/ja/info/kohyo/pdf/kohyo-21-k133-1-2.pdf>. (参照:2022/3/20).
- 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.
- 太田岳史・福嶋義宏・鈴木雅一 1983. 一次元鉛直不飽和浸透を用いた雨水流出特性の検討. 日本林学会誌65:125-134. DOI: 10.11519/jjfs1953.65.4_125.
- 太田陽子・小池一之・鎮西清高・野上道男・町田 洋・松田時彦 2010. 日本列島の地形学. 東京大学出版会: 204.
- Ohte N, Tokuchi N, Suzuki M. 1995. Biogeochemical influences on the determination of water chemistry in a temperate forest basin: Factors determining the pH value. *Water Resources Research* 31, 2823-2834. DOI: 10.1029/95WR02041.
- 岡田憲治 2002. 土壌雨量指数. 測候時報69(5):67-100.
- Onda Y, Komatsu Y, Tsujimura M, Fujihara J. 2001. The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation. *Hydrological Processes* 15: 1693-1706. DOI: 10.1002/hyp.234.
- Sakabe A, Takahashi K, Azuma W, Itoh M, Tateishi M, Kosugi Y. 2021. Controlling factors of seasonal variation of stem methane emissions from *Alnus japonica* in a riparian wetland of a temperate forest. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 126: e2021JG006326. DOI: 10.1029/2021JG006326.
- Schmidt KM. 1999. “Root strength, colluvial soil depth, and colluvial transport on landslide-prone hillslopes.” University of Washington. ProQuest Dissertations Publishing, 9944177; 298. <https://www.proquest.com/docview/304540934?pq-origsite=gscholar&fromopenview=true>. (参照:2022/3/20).
- 瀬尾克美・五代 均・原 義文・塩島由道 1985. 土石流警戒・避難基準としての降雨指標について. 砂防学会誌139: 16-21. DOI: 10.11475/sabo1973.38.2_16.
- 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. 山地流域における湧水量と表層地質・傾斜・植生との関係. 林業試験場研究報告310: 190-128.
- Šimůnek J, Šejna M, Saito H, Sakai S, van Genuchten MT. 2013. *The Hydrus-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, Version 4.17, HYDRUS Software Series 3*. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside: Riverside; 344.
- Sivapalan M. 2003. Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale: is there a connection? *Hydrological Processes* 17: 1037-1041. DOI: 10.1002/hyp.5109.
- Sklash MG, Farvolden RN. 1979. The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology* 43: 45-65. DOI: 10.1016/0022-1694(79)90164-1
- 菅原正巳 1972. 流出解析法. 共立出版: 257.
- 杉山博信・角屋 睦 1988. 貯留関数モデル定数に関する一考察. 農業土木学会論文集133: 11-18. DOI: 10.11408/jsidre1965.1988.11.
- Supraba I, Yamada T. 2015. Potential water storage capacity of mountainous catchments based on catchment characteristics. *Journal of Japan Society of Civil Engineer, Ser. B1 (Hydraulic Engineering)* 71 (4) :1_151-1_156. DOI: 10.2208/jscejhe.71.1_151.
- 鈴木雅一 1984. 山地小流域の基底流出通減特性(Ⅱ) 蒸発散量が流出通減に与える影響. 日本林学会誌 66: 211-218. DOI: 10.11519/jjfs1953.66.6_211.
- 鈴木雅一・福嶋義宏・武居有恒・小橋澄治 1979. 土砂災害発生の危険雨量. 砂防学会誌110: 1-7. DOI: 10.11475/sabo1973.31.3_1.
- 高木不折・松林宇一郎 1979. 遅い中間流出・地下水流出の非線形性について. 土木学会論文報告集283: 45-55. DOI: 10.2208/jscej1969.1979.283_45.
- 高橋定雄 2019. 森林における治水・利水機能とその限界. ダムと緑のダム(虫明功臣・太田猛彦監修), 日系BP; 45-68.
- 玉井幸治 2014. 林齢の異なる流域からの流況の比較 —岡山県竜ノ口山森林理水試験地における対照流域法による解析事例—. 水利科学57(6): 73-91. DOI: 10.20820/suirikagaku.57.6_73.
- 谷 誠 1982. 一次元鉛直不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性. 日本林学会誌64: 409-418. DOI: 10.11519/jjfs1953.64.11_409.
- 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. DOI: 10.11519/jjfs 1953.67.11_449.
- Tani M. 1996. An approach to annual water balance for small mountainous catchments with wide spatial distributions of rainfall and snow water equivalent. *Journal of Hydrology* 183: 205-225. DOI: 10.1016/0022-1694(95)02983-4.
- 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. DOI: 10.1016/S0022-1694(97)00018-8.
- Tani M. 2008. Analysis of runoff storage relationships to evaluate the runoff-buffering potential of a sloping permeable domain. *Journal of Hydrology* 360: 132-146. DOI: 10.1016/

- j.jhydrol.2008.07.023.
- 谷 誠 2016. 水と土と森の科学. 京都大学学術出版会;243.
- 谷 誠 2018. 水循環に及ぼす森林の影響. 森林と災害 (中村太士・菊沢喜八郎編), 共立出版;24-77.
- 谷 誠 2021. 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. 水文・水資源学会誌34:115-126. DOI: 10.3178/jjshwr.34.115.
- 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: 10.1002/hyp.8295.
- 谷 誠・阿部敏夫・服部重昭 1988. 風化花崗岩山地の一溪流における土砂移動の検討. 砂防学会誌41(2):13-20. DOI: 10.11475/sabo1973.41.2_13.
- 谷 誠・細田育広 2012. 長期にわたる森林放置と植生変化が年蒸発散量に及ぼす影響. 水文・水資源学会誌25:71-88. DOI: 10.3178/jjshwr.25.71.
- 谷 誠・飯田智之・内田太郎・岩崎健太 2022. 山地流出過程と地形発達過程の整合性を考える研究会 第1回・第2回オンライン研究会報告. 水文・水資源学会誌35:349-357. DOI: 10.3178/jjshwr.35.349.
- 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.
- 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. DOI:10.1029/2004WR003800.
- 塚本良則・松岡雅臣・栗原勝彦 1978. 侵食谷の発達様式に関する研究 (VI) 谷の発達過程としての山崩れ現象. 砂防学会誌30(4): 25-32. DOI: 10.11475/sabo1973.30.4_25.
- 堤 大三・藤田正治・Sidle RC 2005. 基岩クラックを通じた選択流と斜面安定性に関する数値実験. 水工学論文集49:1039-1044. DOI: 10.2208/prohe.49.1039.
- Uchida T, Asano Y, Ohte N, Mizuyama T. 2003. Analysis of flowpath dynamics in a steep unchannelled hollow in the Tanakami Mountains of Japan. *Hydrological Processes* 17: 417-430. DOI: 10.1002/hyp.1133.
- (受付: 2021年11月28日, 受理: 2022年8月1日)
この論文への討議・コメントを, 2023年8月末日まで受け付けます。

Reevaluating the Runoff Mechanisms of Small Mountainous Catchments by Applying a New Storm-Runoff Model Based on the Vertical Unsaturated Flow

Makoto TANI ^{1)†}

¹⁾ Former Graduate School of Agriculture, Kyoto University
(Kitashirakawa Oiwake-cho, Sakyo-ku, Kyoto 606-8502, Japan)

[†]Corresponding Author E-mail : tanimakoto@nike.eonet.ne.jp

A new runoff model was proposed based on the results of a study in which storm runoff responses were determined mainly from vertical unsaturated flow. Application of this model to three small mountainous catchments yielded good results for storm-runoff responses. These results suggest that soil-layer depth and soil physical properties play dominant roles in storm runoff responses. Runoff mechanisms were reevaluated based on model-application results and earlier observation studies. The variable source area concept was examined first: the runoff rate was quite low when the areas with wet condition in the entire soil layer were still horizontally isolated, but a high rate was achieved after the wet areas became mutually connected. A good simulation result obtained from the model application until landslide occurrence in a zero-order catchment suggests that presumably vertical water flow strongly affects storm runoff responses because the high groundwater drainage capacity is sufficient to maintain soil layer stability for several hundreds of years. Observed storm runoff rates from a weathered granite catchment with a large storage capacity in the bedrock were well simulated by about half of the rate calculated using the runoff model. This result suggests that the storm runoff response through the downslope flow might derive from the lower zone of catchment where the vertical unsaturated flow was intercepted by the shallow groundwater.

Key words : downslope flow, runoff contribution area, runoff mechanism, storm runoff model, vertical unsaturated flow