「森林水文」特集

森林土壌の流出緩和効果に関する 研究の展開過程

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: m-tani@uhe.ac.jp

森林土壌の流出緩和効果について、浸透能、保水容量に基づく通説を紹介した後、山腹斜面の流出機構に関する理解にともなって進展してきた評価手法を解説した。土壌の効果はその間隙分布からもたらされる保水・透水特性に基づくのであるが、具体的には、降雨を吸収して洪水流出総量を減らす効果と降雨波形を緩やかにして流出ピークを低くする効果として現れる。後者の効果は、パイプ状水みちや土層下側の風化基岩層の中の流出機構によって影響を受けるが、生物によって大間隙が形成され、土層発達にともなってパイプ状水みちが形成される長期過程を考慮すると、結果的に森林土壌の洪水流出緩和効果が発揮されたとみなすことができる。

キーワード：森林影響、土壌物理性、流出緩和、斜面水文学、不均質性

I. はじめに

森林の水源涵養機能に関しては、科学的に合理的な説明が前提となる西欧の風土に対して、日本やアジアなどでは人間に有利な機能が信じられやすい風土がある (Komatsu and Rappleye, 2017)。例えば、水資源利用において重要な無降雨時の基底流出量は、森林伐採によって増加し、森林の繁茂によって減少することは、森林水文学研究によって明らかになっているにもかかわらず (Swank and Douglass, 1974; Bosch and Hewlett, 1981)、必ずしも一般社会に受け入れられていない。こうした期待は、Calder (1999)、チャペル (2005)、Sidle *et al.* (2006) などの水文学者によって、神話として否定されている。ただ、このような論説があること自体、欧米社会にも森林効果に関する通説が根強いことを逆説的に示すようにも思われる。いずれにせよ、伐採によって蒸発散が減り、水資源利用に貢献することは明らかであり、人工林が収穫期に達している日本において、筆者は伐採の効果としてむしろ積極的に活用すべきと考えている (谷ら, 2017; 谷, 2017)。

しかし、以上の森林とその伐採が流出に及ぼす影響は、蒸発散量変化を基に現れるものであり、森林の影響はそれにとどまるわけではない。洪水流出の総量やピークを小さくして基底流出量を大きくする、いわゆる保水力や緑のダムと呼ばれる流出緩和効果は、土壌や風化基岩を含む斜面地下での雨水貯留特性を通じてもたらされる。ただ、国際的には、森林変化が大流域の洪水流出低下に影響を及ぼすかどうか注目する研究がある一方 (Bradshaw *et al.*, 2007; Laurance, 2007)、斜面での水文観測研究の関心は、森林の洪水流出緩和効果の評価には置かれず、斜面毎の流出機構の特徴を観測によって抽出する、いわば地理学的な関心が高いようにみえる (Torres *et al.*, 1998; Tromp van Meerveld and McDonnell, 2006)。筆者は、雨水が森林土壌を通ることによって洪水流出量が人間社会にとって好都合な形に変化するという洪水流出緩和効果を土壌物理性を基礎に評価しようとする研究は日本のお家芸だと捉え、この効果に関する科学的見解を、持続的林業や森林減少問題の重要性にかんがみ、国際社会に発信してゆかなければ

ばならないと考えている。蒸発散に加えて流出過程における森林の効果が評価できてはじめて、水循環を重視した森林管理が可能になるのである。

さて土壌の流出緩和効果の評価について、藤枝（2007）は、土壌の保水容量による評価と降雨流出応答関係からの流域貯留量による評価が別々に検討されてきたと述べている。しかし、この区分は、それぞれの研究分野での調査結果に対応しているのに過ぎず、評価は本来統合されるべきであろう。筆者は、土壌の流出緩和効果の評価手法がどのような流出機構に基づいているのかを包括的に理解することが重要だと考えている。そこで本稿では、まず土壌効果の評価手法に関する通説を紹介した後、流出機構についての理解の進展を基にした評価手法の最前線について説明してゆきたい。

II. 土壌間隙と地中の流れの分類

降雨流出機構を調べるには、地中での水の動きを扱う必要があるが、斜面水文学の発展過程から subsurface flow など独自の用語が用いられ、水理学や土壌物理学での表現との対応がわかりにくくなっている。地中での水の動きは複雑で多様な流れのすべてを説明することは困難であるが（Beven and Germann, 2013）、ここでは、土壌の流出緩和効果を考えるうえで必要な間隙と流れの分類を行ってみたい。

土壌水の特徴づけるのは、多孔質媒体としての土壌が表面張力によるマトリックポテンシャルにより土粒子表面やその間隙に水を吸引していることである。毛管水縁のようにたとえ間隙が飽和してはいても、このポテンシャルを持つ部分を不飽和帯と定義する。自然土壌の中には、間隙の連結したパイプ状の水みちなどを含むサイズの大きな間隙が存在する。本稿では、これらすべてをマクロポアーとみなすが、マクロポアーをふたつに区分して考えてゆく。すなわち、圧力水頭が正の値を持つ飽和帯でなければ水がはいらないパイプ状の水みちと、負の圧力水頭を持つ不飽和帯であっても圧力水頭がゼロに近い飽和近くであれば水がはいる大間隙とを区別して扱う。ダルシーの法則によると、飽和帯であっても不飽和帯であっても、流量が圧力水頭と位置水頭の和で表現される水理水頭の勾配に比例する。この法則が成り立つ飽和帯の流れを飽和浸透流、不飽和帯の流れを不飽和浸透流、まとめて飽和不飽和浸透流と呼ぶ。なお、飽和浸透流は、地下水面のあるなしで、

不圧地下水流と被圧地下水流に分類されるが、本稿では、名称整理の観点から地下水流の表現を避け、飽和浸透流の用語を用いることにする。一方、土壌に含まれるパイプ状水みちにおいては、流量はダルシーの法則からはずれ、マニング式にしたがうように変化する（北原, 1994）。また水みちでは、その間隙内に大気圧に等しい空気ははいって水面を持つ開水路として扱われる場合も、間隙内に水面がない管水路として取り扱われる場合も起こり得る（堤ら, 2005）。これらのパイプ状水みち内の流れをまとめてパイプ流と呼んでおく。また、先に述べた subsurface flow は、斜面方向に向かう流れの総称で、不飽和浸透流、飽和浸透流、パイプ流などから成るとみなしておく。

なお、ダルシーの法則を前提とした場合でも、不飽和浸透流と飽和浸透流の組み合わせとその流れの向きは降雨強度によって変化する。すなわち、Tani（2008）のRichards式を用いた理論的解析によると、降雨強度が極端に弱い場合には、土層の大部分は斜面方向の不飽和浸透流におおわれる。しかし、通常の降雨強度の範囲では、地表面からの鉛直不飽和浸透流が生じ、ある深さで斜面方向に流れの向きを変え、斜面方向への浸透流は地下水面をはさみ不飽和部分と飽和部分とから構成されると考えてよい。現実には地中の流れは非常に複雑ではあるが、本稿では飽和不飽和浸透流を主たる解析対象とし、加えてパイプ状水みちの役割を考慮することによって、土壌の流出に及ぼす効果を考えてゆく。

III. 土壌の流出緩和効果の通説

1. 浸透能に基づく評価

まず、古典的な浸透能による評価について述べる。Horton（1933）の示唆した、地表面における浸透能を超えて発生するホートン地表面流が洪水流出になるとの流出機構を前提にすれば、図-1のように、地表での浸透能が大きいほど流出緩和効果が大きいと考えられる（村井・岩崎, 1975）。しかし、かなり早い時期の観測研究によって、湿潤温帯における森林斜面での浸透能は降雨強度よりも十分大きいので降雨のほとんどが土壌内に浸透することがみだされ（Hewlett and Hibbert, 1967）、浸透能によって洪水流出・基底流出を分離する考えに無理があることがわかってきた。

そこで、いったん地中内にはいった雨水の一部が

図-1 ホートン地表面流による洪水流出の概念図

Fig. 1 Schematic showing stormflow mechanisms by infiltration excess overland flow.

洪水流出を引き起こし、降雨とともに洪水流発生域が拡大してゆくものと考えられるようになった (Kirkby, 1978). その結果、土層内の地下水面上昇によって発生する飽和地表面流が洪水流出を産み出すとの考えが広がった (Dunne and Black, 1970). しかし、降雨期間中の洪水流出水に降雨前から地中に貯留されていた「古い水」が多く含まれること (Pearce *et al.*, 1986) がわかってくると、土壌マトリクスよりも高速の流れを産み出すパイプ流がかかわり、降雨による「新しい水」が周囲の土壌水と混ざって古い水による洪水流出が産み出すされと考えられようになった (McDonnell, 1990).

こうした観測研究は、米国やニュージーランドなどの山地流域で行われたが、日本でも、後述のように、洪水流出は地表面流によってもたらされるのではないと考えられた (窪田ら, 1987; Tsukamoto and Ohta, 1988). ところが、2000年代になって、間伐がなされずに下草が生えずに林床が裸地化した人工林では地表面流が発生しやすくなることが指摘された。この問題意識で一連の研究をとりまとめた恩田 (2008) の書物では、地表面流が中小降雨において頻繁に発生することが強調されている。ただ、大雨時に関する限り、小松ら (2013) も指摘するように、必ずしも裸地化された人工林で地表面流が大きくなるとの傾向は得られていない。現在のところ、地表・土層・風化基岩層のそれぞれで、多様な流れが生じ、かつ混合することで洪水流出が産み出されとの考え方が、斜面水文学の共通認識になってきたと、筆者は理解している (Gomi *et al.*, 2010; McDonnell and Beven, 2014; Iwasaki *et al.*, 2015, 谷, 2016a).

確かに住宅団地として開発された都市化流域では浸透能が小さくなり、雷雨のような総量は多くないが強度の強い降雨の時には、森林に比べてはるかに

大きなピーク流出強度を持つ洪水流出が発生する (立川ら, 2009). それゆえ、浸透能が小さいことが洪水を大きくすることに結びつく。一方、森林の場合には土壌に浸透した雨水の一部も洪水流出になるのだから、浸透能が大きいことと洪水流出緩和効果が大きいこととは必ずしも対応しない。だが、森林の浸透能が大きいことで洪水流出緩和効果を評価する通説も一般社会では根強い (上野・南, 2016).

2. 保水容量に基づく評価

雨水の多くが地中に浸透するとすれば、その浸透水が基底流出に多く、洪水流出に少なく配分されることが、流出緩和効果を大きくするであろう。それにかかわる森林土壌の物理特性については、戦後の早い時期から、森林の立地条件の空間分布を明らかにする林業上の必要性に基づいて、林業試験場 (現在の森林総合研究所) を中心に精力的に研究が進められた (真下, 1960). これを背景にして、土壌間隙径の範囲によって流出緩和効果を表現する研究が展開された (有光, 1992). どの範囲の間隙量を持って流出緩和に有効な保水容量とすることができるとについては、いくつかの考え方があり、藤枝 (2007) によって整理されているので、参照いただきたい。

さて、保水容量としてどの範囲の間隙量が適切なのか、あるいは風化基岩層をも評価に加えるべきかの判断は容易ではない。そこで、流域土壌の間隙特性と流域からの流出量の変動特性の対応を比較検討する研究が行われた。その流域レベルの検討においては、志水 (1980) や虫明ら (1981) による山地河川流域の流況解析の結果、すなわち、地質の影響が統計的に明瞭に抽出されるとの結果は、重要な情報を与えた。つまり、火山灰や火山砂礫などの間隙率が大きくて巨大な地下水帯を形成している第四紀火山や風化基岩層が厚い花崗岩山地では、中生層山地に比べて流況が安定している。それゆえ、森林生態系の活動によって形成される表層土壌の保水容量というよりは、より深層の地下構造が流出緩和効果に反映されるのではないかと、との推測が妥当のように思われた (虫明, 1981). ただ、表層土壌の間隙分布すなわち圧力水頭と体積含水率との関係は、地質に依存する傾向も指摘されている (有光, 1992). 地質による洪水流出緩和効果には、土層と基岩層の両方がかかわっているらしいということになる。

しかし、保水容量が洪水流出緩和効果を産み出すメカニズムについては、十分検討が進められたとは

いえない。そのため、地表面の浸透能の場合と似た推測、「土壌の保水容量が大きい場合に流出緩和効果が大きいだろう」という推測だけがひとり歩きし、通説として社会に広がってしまったように考えられる。土壌の間隙特性と流出緩和効果の関係については、その根拠となる水移動機構の解明がやはり必要なのである。

IV. 斜面の流出機構に基づく土壌効果の評価

1. 浸透流説と水みち説

マクロポーアが含まれ、不均質性の大きい森林土壌での水の流れ方は確かに多様なものではあるが (Liang *et al.*, 2011; Beven and Germann, 2013)、IIでもふれたように、水理水頭勾配の小さい方向に水が浸透するという多孔質媒体での水理学的法則を基盤として検討して良いと、筆者は考えている。こうした水理学的な基本が水文学で必ずしも共有されていないことが、長い間、雨水流出過程の正当な理解を妨げてきた。というのは、降雨流出応答をもたらす水理学的なメカニズムとして、降雨時に一時的に発生する飽和浸透流を重視し、不飽和浸透流の役割を「特段の根拠なく無視する考え方」がむしろ常識であったからである (高木・松林, 1979, Harman and Sivapalan, 2009; Troch *et al.*, 2003)。

例えば、高棹 (1963) が最大で30cmのうすい表層を「A層」と表現し、そこでの飽和浸透流の発達を考えた場合のように、対象とする土層がきわめてうすく、鉛直不飽和浸透流の生じる長さが無視できるほど小さいという前提が満たされた場合に限っては、こうした近似が可能かもしれない。ところが、このうすい表層は、森林土壌学の定義では、有機物の多いA0層ないしA層とみなされるが、加藤ら (1975) の斜面観測によれば、その内部では斜面方向の飽和浸透流がほとんど発生しなかった。土層と風化基岩の境界付近で初めてこれが発生するようであった。その境界までは、B層・C層とを合わせて1m前後の厚さの土層があるのが普通であるから、一般には、その発生域に至るまでの鉛直不飽和浸透流の役割を決して無視できない。飽和不飽和浸透流を飽和浸透流で近似するためには、水理学的な吟味が不可欠なのである (Brutsaert, 2005)。

また、これまでの流出過程のモデル化では、飽和不飽和浸透流の基礎式の解が容易に得られないこと

を理由として、不飽和帯を無視して飽和浸透流を扱うことが多かった (Brutsaert, 1994)。さらに、水文学の教科書 (Brutsaert, 2005; 椎葉ら, 2013) では、一般に、降雨に対する洪水流出応答をもたらすメカニズムと飽和不飽和浸透流の水理学とが別々の章に配置され、相互の関連が重視されなかった。実際には、飽和帯と不飽和帯は相互依存の関係にあるといわなくてはならない。

そこで、流出機構と流出モデル開発に大きな影響を及ぼしたFreeze (1972) による斜面土層の三次元飽和不飽和浸透流計算に立ち返り、不飽和浸透流を無視せずに降雨流出過程を検討する。Freezeの研究の重要性は、通常の飽和透水係数を持つ物理性の均質な土層を対象としたとき、洪水流出ハイドログラフの急激な時間変化が土層内の浸透流では説明できないことを明らかにしたところにある。すなわち図-2Aのように、土層内の流れは洪水流出を産み出すには遅すぎるので、地下水流れが停滞して水面が上昇して地表からあふれ、飽和地表面流が発生する。その発生場に降る雨水が加わって地表を速く流れ、洪水流出を産み出すわけである。この結果は、逆にいえば、土層内部にパイプ状水みちがあって周辺土壌よりも高速な流れが生じるときには、それによって洪水流出応答が説明できることをも意味し (図-2B)、実際、そうした不均質性の重要性が1980年頃以降の観測によって指摘されてきた (Mosley, 1979; 塚本ら, 1988; McDonnell, 1990)。

なお、Freezeの計算で発生する飽和地表面流は、石原ら (1962) や高棹 (1963) が考えているA層飽

図-2 飽和地表面流による洪水流出 (A) とパイプ状水みちによる洪水流出 (B) の概念図

Fig. 2 Schematics of stormflow mechanisms by saturation excess overland flow (A) and pipe flow (B).

和での地表面流とは、土層飽和によって発生する点と同じであるが、鉛直不飽和浸透流が前提になっているかどうかの点で区別される。飽和不飽和浸透流を前提に考える前者では、水みちがある場合にそれを通して地下水が高速排水されるならば、水みちに至るまでの鉛直不飽和浸透流を通じて、土層の厚さや土壌物理性が洪水流出応答に影響を及ぼす可能性がでてくる。しかし、石原ら(1962)のモデルでは、鉛直不飽和浸透流の役割を想定していないという、両者の差異にご留意いただきたい。

以上のことから、洪水流出や基底流出を産み出すメカニズムとして、Freeze(1972)のように、均質土壌での飽和不飽和浸透流を前提に説明してゆこうとする考え方と、土層内でパイプ状水みちによる高速排水があるとの考え方が区別される。本稿では、前者を「浸透流説」、後者を「水みち説」と呼びたい。もとより土層は空間的に不均質で複雑であるから、この区別は説明の都合上のものである。そこで次節では、浸透流理論と観測研究の両面から展開されてきた、土壌や地形条件の流出影響への評価研究の流れをたどってみよう。

2. 飽和不飽和浸透流の取り扱い方法の模索

飽和不飽和浸透流は、その非線形性が強いことの結果として、現在でもその降雨流出応答に及ぼす影響がよく理解されていない。この点は、土壌や地形の流出に及ぼす影響を考える上で障壁である。しかし、浸透流の性格を解明しようとする研究は、すでに1980年代から始まっているので、ここで紹介したい。

降雨時における不飽和帯の水の挙動については、土壌物理学分野では、ウェッティングフロントの進行によって特徴づけられる(八幡, 1975)。すなわち、乾燥した砂質土壌に降雨があると、雨水のほとんどは地表面付近の土壌に吸収される。その雨水を吸収した湿潤土壌と下側の乾燥部の間にできる不連続な面としてウェッティングフロントができ、降雨が続くとフロントが鉛直に下降する。そのため、雨水はすべて土壌内のフロントより上側に閉じ込められて、基岩表面などの透水性の低下する面にフロントが到達するまでは、飽和浸透流を産み出すことがない。こうした土壌物理学の知見を背景に、水文学では、鉛直不飽和浸透は降雨のうち洪水流出には寄与しない「損失」として扱われることが多かった(石原ら, 1962; 椎葉ら, 2013)。

これに対して、谷(1982; 1985)は、飽和不飽和

浸透流は乾湿状態によって一見質的に異なるふるまいを生じさせること、すなわち、土壌物理条件、初期条件、降雨条件によっては、洪水流出ハイドログラフを産み出す性質があることを示した。具体的に、次のリチャーズ式の一次元鉛直浸透流の式形によって説明しよう。

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

ここで、 ψ は圧力水頭、 K は透水係数、 $C (=d\theta/d\psi)$ は比水分容量、 θ は体積含水率、 z は上向きを正とする鉛直座標、 t は時間である。

谷(1982)は、(1)式の右辺第一項が重力によって生じる移流項、第二項が拡散項であることに基いて、土層底面が降雨の影響を受けて地下水面が発生する時刻が、土壌物理条件によって非常に異なることを論じている。すなわち、 ψ の飽和に近い値付近で θ が大きく変化するような砂質土では、ウェッティングフロントが明瞭に生じて、降雨の影響はフロントが深部に伝わるまでに時間がかかり、地下水面はなかなか上昇を開始しない。しかしいったん上昇を始めると、不飽和帯の含水率がすでに飽和に近くなっているために、わずかな降雨量の追加によって一気に上昇する。これに対して、 θ の ψ に対する変化が小さいような粘土質土では、拡散効果が大きくなり、フロント形成は不明瞭になって降雨の影響は深部に早く伝わるが、地下水面上昇はかえって緩やかになる。こうした解析の結果、土壌の性質が土層底面での飽和帯の発生とそれへの水供給に大きな違いを産み出すという、鉛直不飽和浸透流の非線形な性格が明らかになった。

谷(1985)は、この議論を発展させ、鉛直不飽和浸透流によって土層底面の飽和帯へ供給される排水強度の非線形性を検討し、降雨総量が大きいと洪水流出に相当する速やかな排水応答を示すが、降雨総量が少ないと洪水流出の時間スケールよりはるかに遅い排水応答しか産み出さないこと、この傾向は非線形効果の強い砂質土が粘土質土よりも著しいことを示した。降雨総量の違いによって、洪水流出に寄与することもある一方、寄与しないで終わることもあるわけで、鉛直不飽和浸透流は、雨水の洪水流出と基底流出への分配に対しても、降雨から流出への波形変換にも、重要な役割を果たすことが指摘されたわけである。

さて、鉛直不飽和浸透流が洪水流出と基底流出の両方を産み出すことがあり得るのは、体積含水率の

変化にともなって飽和透水係数が何オーダーも変化することから生じる極端に強い非線形性があることによっている(谷, 2016b)。それゆえ、湿潤な土壤に貯留された水は、降雨後、比較的大きなサイズの間隙から速やかに排除され、その後細かい間隙からのゆっくりした排水が続く。それゆえ、土壤物理性の均質な斜面上の二次元土層を湿潤状態にし、それを初期条件にして斜面下端からの流出量を自然減衰させると、速やかな減衰がまず生じ、引き続き、緩やかな減衰が長く続く。鈴木(1984a)は、この減衰が、体積含水率と不飽和透水係数の関係によって主に支配されることをみいだした。また鈴木(1984b)は、この流出減衰特性に対する蒸発散の影響を解析した。その結果、斜面土層からの飽和不飽和浸透流計算によって、蒸発散の多い夏が冬よりも減衰勾配が急になるという小流域の観測結果がよく説明された。

水文学ではすでにIV.1で述べたように、不飽和帯の水移動を無視して飽和浸透流である地下水流によって流出応答や減衰の特性が解析されることが多い。しかし、急傾斜の斜面土層は降雨終了後しばらくすると不飽和帯におおわれる。したがって、蒸発散による水消費を受けつつ流れる斜面方向の不飽和浸透流によって基底流出が産み出されるのであり、飽和浸透流がこれを産み出すのではない。不飽和帯の水移動を無視して通常地下水流と呼ばれる飽和浸透流だけを対象とすることは確かに「計算上は」可能であるが、それでは、実際の不飽和浸透流に基づく流出機構を水理学的に近似したことにはならないのである。

さて、IV.1で述べた「浸透流説」と「水みち説」の区別からみたとき、谷(1982; 1985)は、一次元鉛直不飽和浸透流からの排水への土壤物理性や土壤厚さなどの影響を検討している点で、水みちを通じた飽和帯内の水の高速排水を暗黙の前提としていていると考えられ、水みち説に属している。一方、鈴木(1984a; 1984b)では、水みちを含まない二次元飽和不飽和浸透流計算を行って基底流出が解析されているので、浸透流説に属している。当時、鈴木がリーダーであった京都大学の森林水文グループでは、これらの考え方や斜面での観測結果との対応が検討された(谷, 2016a)。

太田ら(1983)は、花崗岩山地の斜面幅2.2 m、斜面長4.8 m、平均勾配32°、平均土壌厚さ30 cmという非常に小さいスケールの斜面で、降雨のハイエントグラフから洪水流出のハイドログラフへの波形変

換の観測結果が、鉛直不飽和一次元浸透流と斜面方向の飽和浸透流の組み合わせによって再現できることを示した。こうしたうすい土層であっても、洪水流出波形変換において鉛直浸透過程が重要な役割を果たすことが説明されており、飽和浸透流を考慮しているとはいえ、水みち説を支える結果だと考えられる。一方、窪田ら(1987)は、ゼロ次谷流域において、土層の飽和不飽和浸透流を近似した鈴木(1984a)のモデルで、洪水流出と基底流出の全体を再現することができ、しかも、それは土壤水分量の空間分布と対応していたことを明らかにしている。これは浸透流説に属する。ところが、モデル計算では、飽和透水係数を鈴木(1984b)よりも30倍ほど大きい値を採用しており、この工夫によって、基底流出だけでなく、洪水流出を計算することができたと推測される。こうした工夫を行わなかったとすると、Freeze(1972)の計算が示すように、降雨期間に飽和地表面流が発生してしまう可能性がある。だが観測によると、実際は土層内の流れで洪水流出が生じていたのであるから、純粋に浸透流説というわけではなく、水みちがかかわる速やかなパイプ流を想定していたとも考えられる。

以上のように、基底流出に関しては、浸透流説での飽和不飽和浸透流としての扱いに無理はないとしても、地中の流れで洪水流出を説明するには、速度の大きい流れが存在し、その役割を評価せざるを得ないのではないかと、当時考えられたのである。

3. 土壤間隙を満たす貯留量指標に基づく評価

III.2においては、土壤の間隙分布から得られる保水容量によって流出緩和と評価の基準とする方法が流出機構に照らして妥当かどうか、ただちには判断しにくいとの説明を行った。土壤物理性は、保水特性と透水特性とから成り、前者は圧力水頭 ψ と体積含水率 θ の双方に時間の次元が含まれないことからわかるように、時間と無関係な静的な関係に基づいている。一方後者、透水特性は、時間の次元を含む不飽和透水係数 K の ψ との関係に基づくので、動的な時間変化を表現する。いずれも土壤間隙サイズの分布によって決まる性質であるが、保水容量は保水特性の範疇に属し透水特性の影響を受けないため、貯留量の時間変化が表現されないわけである。そこで流出における時間変化を考慮して土壤効果の評価を行った小杉賢一郎の研究を、本節と次節で紹介したい。

小杉(1999)は、一次元鉛直不飽和浸透流で土壤

の流出緩和効果を論じている。この研究では、土層底面の圧力水頭をゼロとした静止平衡条件を初期条件として、一定強度の降雨を与え続けたときに土層に貯留される水量で定義される「貯留量指標」の大きさと洪水流出量の緩和を評価する手法が採用されている。貯留量指標は、団粒構造や砂質などのサイズの大きな間隙の多い土壌が、カベ状や粘土質の細かい間隙に富む土壌に比べて大きく、土層からの排水強度の時間変化が緩和され、そのピークが低くなる傾向が指摘された。

この論文では、降雨強度が大きい場合に貯留量指標が大きくなる透水特性が反映されており、Ⅲ.2で説明した静的な保水容量との評価の違いが指摘されている。ただし、保水容量、貯留量指標にかかわらず、サイズの大きな間隙が多く含まれていることが流出緩和効果を高くする点は同じである。またいずれの考え方も、結果的に「水みち説」を流出機構の前提としており、鉛直不飽和浸透流を通じて土壌物理性や土層の厚さの影響が流出特性に現れるという点も共通している。逆にいえば、水みち説を採用しない場合は、斜面の長さや勾配等の地形条件もかわってきて複雑になり、こうした評価はそのまま活かさないのではないか、という疑問も生じる。流出機構との関係性が重要であり、これについてはまだ議論されなかったわけである。

4. 土壌と風化基岩の層構造を対象とした評価

森林でおおわれた斜面の地下構造は、土層と基岩層から成り、前者は生態系における物質循環の活発なA層とその影響の弱いC層、両者の中間のB層によって構成され、さらにC層は風化程度の異なる様々な層に分かれる。地下構造は場所毎に多様であり、例えば、京都大学桐生試験地の花崗岩斜面では、貫入試験によって固さの急増する土層と基岩層の境界面が1 mより浅い深さに存在し、砂質のマサと呼ばれる土層と構造の残っている強風化岩層とが区別できて、飽和透水係数も急変していた (Kosugi *et al.*, 2006)。一方、古生層の砂岩でできた竜ノ口山試験地の斜面での調査では、A層・B層とみられる土層層は20 cm程度で、その下側には、礫混じりの粘土を含む強風化層が2~5 mの厚さで存在し、その下側の弱風化層は約5~10 m程度で、土層と基岩層の区別は明瞭ではなかった (細田・谷, 2016)。斜面水文学の研究対象は、地表面流、土層内の流れ、風化基岩内の流れ、というように、徐々に地下深部方向

に拡大せざるを得ないことがわかってきたのである (Kosugi *et al.*, 2011)。

このように地下構造が多様で複雑だとすると、土壌の洪水緩和効果をどのように考えれば良いのだろうか。ここでは、上述の桐生試験地での評価を試みた小杉 (2007) の研究を紹介する。この研究では水みちなどによる高速排水は考慮されておらず、試験地斜面で詳細に測定された風化基岩層をも含む土壌物理性を基にした二次元飽和不飽和浸透流計算が行われている。したがって、浸透流説に属するといえる。このモデルでの降雨時の流出計算は、土層の厚さやハイエトグラフを変えて行われており、小杉 (1999) とは異なり、土壌物理性の違いが及ぼす影響を議論するのではなく、土層の厚さによって、飽和地表面流、土層内の斜面方向への飽和浸透流、風化基岩への浸透流の雨水配分割合が変化することが強調されている。その結果、土層の役割は、降雨強度変動を緩やかにならして排水強度のピークをより小さくするバッファ効果 (本稿では準化効果と呼ぶ) によって、飽和透水係数の低い風化基岩への浸透を促進するところにあると指摘している。土層が厚い場合は基岩浸透が増えて洪水流出緩和効果が大きい、土層がうすい場合は、飽和地表面流の発生によって鋭い流出ピークが生じるというわけである。

以上のように、小杉 (2007) の研究の新しいところは、土層の流出緩和における役割が土壌物理性によるばかりではなく、地下構造全体での流出機構を変化させることによることを明らかにした点にある。この結果は、過度な人間の森林利用によって土層がうすくなり、はげ山に移行する危険性を示す点でも重要である。ただ、地下構造の流出緩和効果が風化基岩への浸透量を増やすことに限定されるとまではいえないだろう。では、どういう効果としてまとめられるか、さらに検討してゆこう。

V. 土壌の流出緩和効果の評価に必要なキーポイント

1. キーポイントの概要

本稿では、土壌の流出緩和効果について、流出機構との関連をふまえて、これまでの研究の流れを調べてきた。下記の2課題がキーポイントとして指摘できる。

1) 降雨期間中、雨水は地中に鉛直に浸透するが、Ⅳ.2で説明したように、土層に乾燥部分が残ってい

る場合には雨水が貯留されて排水しない。その一方、土層が深部まで湿潤になると降雨変動を速やかに伝えるようになるのだが、この過程では降雨変動をならす平準化効果が生じる。そこで、この平準化効果の水理学的根拠について、V.2で説明する。

2) 次に、地下構造全体の空間的な不均質性を、どのように土壌の流出緩和効果の評価において捉えるべきかという点がキーポイントとなる。この不均質性の影響を検討しないと、II.1の浸透能やII.2の保水容量がそうであったように、「こういう場合に土壌の流出緩和効果が大きいはずだ」という推測がひとり歩きするだけで、不均質性がかかわって、実際上の効果は不明ということになりかねない。そこで、土層内の不均質性とは理論的にどのように整理できるかという点をV.3で、なぜ地下構造が不均質なのかという点をV.4で考察し、現時点における研究動向を示す。前者では、飽和帯と不飽和帯における不均質性の役割のコントラストがテーマになり、後者では、水文学よりも時間スケールの長い流出空間の地形や生態系の発達過程が議論される。

2. 鉛直不飽和浸透流の非線形性

森林でおおわれた斜面では、雨水のほとんどは土層にいったん浸透する。雨水の鉛直浸透過程では、IV.2で述べたように、不飽和透水係数が圧力水頭や体積含水率によって数オーダーにわたって大きく変化する。すなわち、降雨強度の変動範囲は、しとしと雨から集中豪雨まで一見広いように思われるが、洪水流出に寄与しない霧雨を除けば、たかだか1~100 mm h⁻¹の100倍程度に過ぎない。透水係数において通常用いる単位に換算すると $2.8 \times 10^{-5} \sim 2.8 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ の範囲である。ところが、土壌の透水係数は、飽和状態では降雨強度より大きいものに対して、乾燥土壌でははるかに小さく、変化幅が例えば 10^{-8} から $10^{-2} \text{ cm s}^{-1}$ くらいで数オーダーにわたり、たいへん広い。

そこで、降雨中の不飽和浸透流を、(1)式の基になっているダルシーの法則を用いて説明しよう。地表面の境界条件は、ダルシーの法則を用いて次の式で表される。

$$r = K + K \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (2)$$

右辺第一項は移流項であって重力による水の下方向への移動を表し、第二項は拡散項であって湿潤部と乾燥部の圧力水頭や体積含水率の差を小さくするよう

に水を移動させる。計算例を図-3に示す。乾燥土壌の表面に一定強度の降雨が与えられる場合を考えると(図-3A)、不飽和透水係数 K が降雨強度 r よりもはるかに小さいので、(2)式が成り立つためには、圧力水頭 ψ が高くなって(ゼロに近づき)鉛直方向の差を大きくしなければならない。しかし、 K が r に近づくとき拡散項はゼロに近づき、 ψ の鉛直方向の差が小さくなる。この ψ 一定の湿潤部下側の急変部がウェッティングフロントとなり、降雨が続くと、フロントを先端として湿潤部分が下降することになる(Rubin and Steinhardt, 1963)。

土層が下方まで湿潤になった後、降雨強度が強くなると(図-3B)、これを浸透させるために地表面での K がより大きくなり、この部分が下降する。しかし、すでに土層全体が湿潤になっていて、 K が大

図-3 一次元鉛直チャーズ式を用いて計算された、10 mm h⁻¹の一定降雨に対する体積含水率の時間変化
初期条件は、Aが0.05 mm h⁻¹、Bが5 mm h⁻¹の一定降雨による定常状態である。
図中の数字は初期条件からの経過時間を示す。
計算は、小杉式(Kosugi, 1996)を用いたHYDRUS 1D(Šimůnek et al., 2013)によって行った。パラメータの値は、飽和含水率0.5、残留含水率0.2、間隙の中央値に対応する圧力水頭-10 cm、間隙の対数正規分布の標準偏差1.7、飽和透水係数 $6 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$ である

Fig. 3 Temporal changes in the distribution of volumetric water content in response to constant rainfall intensity of 10 mm h⁻¹ calculated using a one-dimensional vertical form of the Richards equation.

The initial conditions for panels A and B are, respectively, steady states with constant rainfall intensities of 0.05 mm h⁻¹ and 5 mm h⁻¹.

Numbers indicate the time in hours from the start of rainfall.

Calculations were conducted using HYDRUS 1D(Šimůnek et al., 2013) with the Kosugi (1996) model assuming saturated water content of 0.5, residual water content of 0.2, the pressure head calculated from the median pore radius of -10 cm, the standard deviation of the lognormal distribution of soil pore radius of 1.7, and saturated hydraulic conductivity of $6 \times 10^{-3} \text{ cm s}^{-1}$.

大きく、移流項も拡散項も大きくなっているため、降雨強度の変化は速やかに伝わる。乾燥時とは違い、体積含水率をわずかに大きくするだけで、 K を新しい r に等しくすることができるわけである。つまり、不飽和浸透流においては、圧力水頭・体積含水率・透水係数が相互依存関係にあるから、降雨強度の変化は、体積含水率変動を通じて土層全体の貯留量を変動させる。したがって、降雨強度は速やかに土層下部へ、さらに排水強度変動に伝達される。なおかつ、貯留量が増加することで、降雨強度の変動は緩やかにならされ、排水強度の平準化をもたらすことになる。この降雨から排水への波形伝播は、水理学における管路路との対比によると理解しやすいだろう。すなわち、管路路では貯留量の変化がないので、入力流量の変動はそのままだちに出力流量に伝播する。十分湿潤になった土壌での不飽和浸透は、貯留変化をとまないので、波形変化が速やかに伝わるのに平準化されるのである。

3. 不飽和浸透流の分散的、飽和浸透流の集中的な性格のコントラスト

地中の水の動きは、IIの分類に示したように多様であり、森林でおおわれた斜面土層では、とりわけ空間的不均質性が大きいから、その取り扱いには難しくみえる。しかし、不均質性の雨水流出過程に及ぼす効果は、マトリックポテンシャルが間隙に水を保持させている不飽和帯と、圧力ポテンシャルのかかっている飽和帯とは異なることに注意することで、見通しがだいぶよくなる(谷, 2016b)。この点について説明したい。

まず、大間隙やパイプ状水みちも含まれているような土壌物理性の不均質な土層を対象に、不飽和透水係数が降雨強度に近いような湿潤状態が成立しているような場合を考え、降雨強度が増加するときの鉛直不飽和浸透流の変化を検討してみよう。不飽和帯では、サイズの小さい間隙がマトリックポテンシャルが低いので吸引力が大きく、優先的に水で満たされる。そのため、降雨強度が強くなればサイズの大きい間隙にも水がはいりようになり、弱くなればサイズの大きい間隙から水が抜ける。重要な点は、サイズの小さい間隙は土壌物理性が不均質であっても、どこにでも普遍的に含まれているということである。そのため、降雨強度の変動に応じて土層内の体積含水率が増加する性質は、土壌物理性が均質であろうと不均質であろうと同じように生じ、土壌内

のローカルな体積含水率の変動が土層全体での貯留量変動へ広がる。その結果、不均質であっても、降雨波形の変動の排水への伝播の性質は、均質の場合と変わらない。土層内には大間隙やパイプ状水みちがあるわけだが、その役割は次のようになるだろう。まず、パイプ状水みちはマトリックポテンシャルが無視できるので、そこには水がはいらず、流れに対する役割は生じない。大間隙を含むマトリックポテンシャルを持つ間隙に水がはいっているかどうかは、降雨強度によるわけだが、サイズの大きな間隙に水がはいり、流れの疎通がよくなり、不飽和透水係数が大きくなる。降雨がよほど強くなっても、大間隙が含まれている場合には、不飽和状態を維持したまま雨水を鉛直に浸透させることができるわけである。以上のように、不飽和帯で流れの特性に基づき、局所的に存在する大きなサイズの間隙に流れが集中することがなく、降雨入力の変動が土層全体の貯留変動を引き起こすわけで、不飽和帯での流れのふるまいには分散的な性質があるといえる。

これに対して飽和浸透流では、圧力ポテンシャルがかかっているいので全てのサイズの間隙が水で満たされ、サイズが小さくなるほど流れに対する抵抗が大きい。そのため、サイズが小さい間隙では単位断面積流量であるフラックスが小さく、逆にパイプ状の水みちのような大きい間隙ほど抵抗が小さくてフラックスが大きい。降雨強度が強くなったとすると、土の間隙でもフラックスが大きくなるのだが、同じような割合で大きくなったとしても、もともと流れのほとんどを担っていたパイプ状水みちなど、サイズの大きな間隙における増加量が絶対値としては大きくなる。こうしたサイズの大きな間隙は、どこにでも存在するのではなく局所性が著しいから、大間隙のない部分では流量が小さく、大間隙に流れが集中することになる。

堤ら(2005)の人工パイプを用いた斜面土層実験では、パイプ内に水面を持つ開水路となっている場合や、管路路となってもパイプ末端が湧水点などで大気圧に接している場合は、基準面からの高さが同じで位置水頭が等しくても、パイプ内が周囲の土壌マトリクスよりも圧力水頭が低くなり、水がパイプ内に集中していた。したがって、飽和帯では、抵抗の少ない大間隙へ水が集まり、流れのふるまいに集中的な性質がみられる。

このように、不飽和帯と飽和帯とでは、その物理的な原理に基づいた流れのコントラストが存在し、

空間的な不均質性の取り扱いが異なることに注意しなければならない。そのため、不飽和帯の場合には、土壌の物理性が流出に及ぼす効果は、土層全体の貯留量を通じて現れるが、飽和帯の場合は、土層の中に、パイプ状水みちがどのように含まれているのかで大きく変化する。大胆に言えば、不飽和帯では、水みちがあってもなくてもその影響を受けにくく、圧力水頭・体積含水率、不飽和透水係数の関係で表される土層全体での平均的な保水・透水特性が降雨流出応答において支配的となる。しかし、飽和帯では、土壌の保水・透水特性の影響は小さくなり、水みちの有無が流出応答に決定的な差異をもたらす。結果的に、水みちが発達していれば飽和帯での貯留変動は無視できて、不飽和帯での浸透流だけが降雨流出応答に影響を及ぼすことになる。すでに述べてきた「水みち説」はこうした飽和帯の性質を反映したもののといえるわけである。

4. 土層発達過程からの不均質性の理解

IV.2で紹介した水みち説と浸透流説とでは、前節で説明したように、降雨流出応答における飽和帯における流れの影響を大きく変化させる。では、実際の森林斜面ではどちらの説が主に成り立つのだろうか。これについては、詳細な試験斜面での調査展開が今後必要であるが、日本のような湿潤変動帯（塚本, 1998）では、水みち説がメジャーだと現時点で推測できる。なぜなら、侵食外力に抵抗して土層が発達して数百年以上の後に崩壊するという地形的な長期の繰り返し過程に水みちでの地下水排水が必要と考えられるからである（谷, 2016a）。すなわち、崩壊跡には植生が侵入して裸地面をおおいつくし、以後、土層が厚くなってゆく（下川, 1983）。しかし、その長期過程には豪雨が何度も起こるにもかかわらず、土層が崩壊せずに厚くなってゆくためには、地表付近に集中する植生根系では、斜面安定の観点からは十分とはいえない。

斜面安定に関する地形学分野での研究では、土圧による土壌ブロックの摩擦抵抗を考慮したDietrich, *et al.* (2008)の研究を基に、Milledge *et al.* (2014)が、根系と土圧が崩壊の水平方向と深度方向の空間スケールに及ぼす影響を検討している。この研究に基づけば、土層が地下水で飽和する場合には斜面安定条件は低下し、その条件が最低となる空間スケールで崩壊が発生する可能性が最も高くなる。一方、斜面土層全体で降雨がほとんどすべて洪水流出量に

まわるような豪雨は、数百年の時間スケールでは何度も発生する。それゆえ、斜面の緩やかな部分で飽和地表面流が発生するのは当然であろうが、急傾斜部を含む斜面全体で地下水面が上昇する状態での斜面安定の維持は困難だと、筆者は考える。湿潤変動帯の急斜面での土層発達、水みちを通した飽和帯の地下水排水による地下水面上昇抑制が支えていると言わざるを得ない。

V.3では、飽和浸透流の集中的な性格について説明した。斜面地形の発達は、土層発達と崩壊の輪廻のよりも長い時間スケールでの現象なので、崩壊発生直後から土層が厚くなってゆく千年程度の期間では、雨水の集中する斜面下部やゼロ次谷の凹地形に、恒に雨水が集まりやすいと考えられる。それゆえ、雨水集中部での地下侵食が起りやすく（新藤, 1993）、これによって土層と水みちのcoevolution（共進化）が進行するのではないかと推測される。よって、少なくとも、土壌物理性が均質な土層が発達することは想定しにくく、水みち説が現実に近いと考えられる。

VI. 流出緩和効果研究の最前線

1. 狭義の森林土壌効果の評価

IIでは、土壌間隙を大間隙とパイプ状水みちに区別したが、前者は、V.4で述べたように土層と共進化するものと考えられる。これに対して、大間隙は、生態系のさまざまな生物学的過程を経て形成されると推測される。これこそが、森林が直接産み出した間隙であり、III.2で説明した保水容量の研究においても、その効果が想定されていたのではないだろうか。水みち説が成り立つとすると、この狭義の森林土壌の効果も斜面や流域における流出に現れるものと考えられる。そこで、この流出緩和に対する狭義の森林土壌の効果について、ここで考えておきたい。

有光（1992）によれば、生物の遺体が土壌動物・微生物によって破碎・分解され、無機物や腐植と呼ばれる有機物になって、基岩から生成される風化碎屑物が化学変化して生じる粘土鉱物と混和結合することによって、土壌となる。この土壌生成過程は、崩壊後に植物が侵入して土層が発達するとともに進むと考えられる。しかし、こうした生物活動によって生成されるサイズの大きな間隙は、パイプ状水みちが飽和浸透流の集中にともなう地下侵食によって形成されるのとは異なり、地表付近に多く、深部

に少なくなるような鉛直層構造を発達させる。腐朽した根系跡のような連続した線状の間隙も形成されるとしても、パイプ状の結合した間隙が侵食によって局所的に太くなってゆくのではなく、地表面に近いほど活発なさまざまな生物活動の結果としてランダムに分布すると推測される。

とはいえ、たといランダムに大間隙が分布するとしても、土壌のどの部分でも均等に含まれるというわけではないので、土壌サンプルのサイズが小さいと、大間隙が含まれたり含まれなかったりするばらつきが大きくなる。したがって、大間隙を含む土壌を代表するには大きなサイズのサンプルで土壌物理性を試験する方がよいと考えられる。大手ら (1989) はこうした考えの基に、直径 19.5 cm で長さ 78 cm の不攪乱土壌サンプルで、森林土壌の飽和と不飽和の透水係数を調べた。その結果、圧力水頭で -10 cm 程度の値よりも飽和に近い範囲で不飽和透水係数が急激に大きくなること、その傾向が地表面に近いほど著しくなることを明らかにした。このような性質は、自然土壌で一般的に認められるので (Mohanty *et al.*, 1997; Jarvis, 2008), このような飽和近傍における毛管力を持つ大間隙の存在を前提として、森林土壌の流出に及ぼす影響を考えなければならないことになる。

森林土壌の浸透能が降雨強度よりも大きい傾向は、Ⅲ.1 で示したように古くから指摘されてきたわけであるが、土壌に浸透した雨水が洪水流出のピークを低くする効果については、これまであまり論じられてこなかった。本稿では、Ⅴ.2 で不飽和鉛直浸透流によってこの効果が発揮されることを説明した。1 時間に 50 mm を超えるような豪雨においては、それを鉛直浸透させるには大間隙の存在が重要であって、圧力水頭は -10 cm よりさらにゼロに近い値になり、降雨変動を体積含水率の変動によって受け止めて、変動を平準化するものと考えられる。大雨での森林土壌の効果が、水みち説を前提としたうえで発揮されるとみることができるわけである。

2. 斜面条件一般の洪水流出緩和への影響評価手法

これまでの検討では、土壌の保水・透水特性で表される土壌物理性を支配する間隙分布が、斜面の流出緩和にどのように効果を及ぼすことができるのかに注目してきた。ところが、溪流や河川の流出特性が、土壌物理性を含むさまざまな斜面条件によってどのように量的影響を受けるのか、という課題に回答を与えているとはいえない。わかりやすく説明し

たい。

いま、土壌物理性、土層の厚さ、斜面勾配、斜面長などが異なっているふたつの斜面を考える。流出特性の何らかの指標に対して、土壌物理性の違いは、その他の条件に比してどの程度大きいのか、あるいは小さいのだろうか。質の異なる要因のセンシティビティーを比較することは一般に容易ではない。林業や森林開発に対するゾーニングを行う場合、「土壌間隙の違いの影響」だけが提示されても、その他の条件の影響と比較できないと評価の実用性が低い。

幸いにして、土層全体が湿潤な場合の洪水流出応答については、被説明指標が比較的容易に決定できる。というのは、谷 (2016b) で詳しく論じたように、降雨が十分に供給されて土層全体が湿潤になると、それ以降の降雨総量と洪水流出総量は近似的に相等しくなり、降雨波形の流出波形への変換過程は、流出強度と土層貯留量との関係が一对一の関係を持つ孔のあいた一段タンクモデルで近似できるからである。そのタンクモデルは、土層全体の貯留量を V 、流出強度を q として次の水収支式で表される。

$$\frac{dV}{dt} = r - q \quad (3)$$

で表される。このモデルは、降雨強度と流出強度が等しい定常状態での流出強度と貯留量の関係が、非定常条件でも厳密に成り立つという意味で、準定常変換システムと呼ばれる (Tani, 2013; 谷, 2016a)。(3) 式を変形すると

$$\frac{dq}{dt} = \frac{r - q}{dV/dq} \quad (4)$$

となり、流出強度の上昇下降の速さが、定常時における土層貯留量の流出強度に対する微分係数 dV/dq に依存することになる。つまり、流出強度に対して貯留量が大きく変動する場合に流出強度が上下に変動する速度が小さくなって、ハイドログラフがならされ、ピークが低くなるわけである。したがって、同じような降雨強度が長く続いて、定常に近い状況に近づく場合は、流出強度が降雨強度とほぼ同じになってピーク強度を低下させることはできない (佐山, 2017)。こうした効果の限界も指摘しておきたい。

Tani (2013) は、 dV/dq を流出平準化指標 (Index of runoff buffering potential) と呼び、それに対する、土壌物理条件、土層の厚さ、斜面勾配、斜面長、パイプ状水みちによって飽和透水係数が大きくなる割合の各変数のセンシティビティーを評価する手法を開発した。こうした解析は一般性が求められるため、

条件と指標は無次元化変数として処理されている。そのため理解しにくい部分もあるが、拙著（谷, 2016a）にも詳述しているので、本稿では、「流出平準化指標を説明対象とする諸条件のセンシティブティアーナリシス」という評価枠組みとその実用的な意義のみを記述するにとどめたい。

VII. おわりに

森林は流出変化を緩和すると言われ、日本社会では常識的に信じられている一方、研究面では明確な論点が見えてこなかった。本稿では、従前からの土壌の物理性が流出緩和効果をもたらすとの考え方を基に、どのようなメカニズムを通じてそれが現れるのか、どのような場合に、限界に達して効果が発揮されなくなるのかを検討した。

筆者が従来より指摘しているように、降雨流出応答に対する流域条件の影響は、降雨量の洪水流出と基底流出への配分と、降雨波形の流出波形への変換を通じて現れる（谷, 2012）。これについては、不飽和透水係数が強い非線形性を持つためであることを説明した。また、土層内の不均質性に関しては、生物作用で地表面付近に多く形成される大間隙と流れの集中によって発達するパイプ状水みちが区別されることを述べ、前者は狭義の森林土壌としての流出緩和効果を高めること、後者は飽和地表面流の発生を抑制し、鉛直不飽和浸透流における流出緩和効果をそのまま斜面からの流出に伝えるうえで効果があることを説明した。こうした不均質性の効果が生じるのは、不飽和浸透流の分散的、飽和浸透流の集中的という性格の違いが重要なはたらきをするからであることも指摘した。

水みちが形成されないならば、土層は地下水面が上昇し、洪水流出は飽和地表面流によって産み出される。しかし、湿潤変動帯では、斜面安定の観点から現実的ではなく、土層とパイプ状水みちの共進化が想定され、結果的に、間隙分布に基づく土壌の物理性が流出緩和効果として現れることを説明した。これを確かめるには、今後の研究が必要であるが、斜面流出機構を、浸透流説と水みち説で捉えたときに、土壌の効果が異なることは十分理解しておかなければならない。

さらに、森林管理においては、土壌物理性以外の斜面条件のそれぞれが流出に及ぼす影響を定量的に評価比較しなければならないことを説明し、そのた

めの流出平準化指標への斜面条件のセンシティブティアーナリシスの手法を簡単に紹介した。土壌の効果もその中のひとつとして理解してゆくことが重要なのである。

最後に、森林管理に関する時間スケールの視点を強調しておきたい。本稿の最初に述べた蒸発散の効果は、伐採や樹木成長によって短期間に変化する。しかし、大間隙は数十年以上の生態系における生物活動の結果として、パイプ状水みちは数百年以上の土層発達過程の結果として、長期間かけて徐々に形成される。したがって、森林の資源利用や保護などを考えるときは、この時間スケールの観点を意識せざるを得ない。たとえば、渇水期間の水資源を確保するには、森林伐採を短期的に繰り返すことが効果的な対策である。一方、急傾斜斜面からの流出は、土層が崩壊しない限り数百年以上の期間にわたって継続的に土壌効果によって緩和される。森林を利用しながら保全するのに具体的にどうすれば良いかは簡単な課題ではないが、森林の蒸発散や土壌の流出緩和の特性を十分理解しておくことは、不可欠である。本稿はそのための序説として位置付けられれば幸甚である。

謝辞

本稿作成にあたっては、2011～2015年度の科学研究費基盤（S）「地形・土壌・植生の入れ子構造的発達をふまえた流域水流出特性の変動予測」（代表：谷誠）、及び米国のCoca-Cola Foundation（コカ・コーラ財団）「Evaluation Study of Forest Impacts on the Water Cycle and Climate Change（森林が水循環および気候変動に与えるインパクト）」（代表：小杉緑子京都大学農学研究科教授）の支援を受けた。

引用文献

- 有光一登. 1992. 森林土壌の形成とその特長. 森林水文学 (塚本良則編), 文永堂出版; 19-36.
- Beven K, Germann P. 2013. Macropores and water flow in soils revisited, *Water Resources Research* 49: 3071-3092, DOI: 10.1002/wrcr.20156.
- Bosch JM, Hewlett JD. 1981. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 55: 3-23.
- Bradshaw CJA, Sodi NS, Navjot S, Peh KSH, Brook BW. 2007. Global evidence that deforestation amplifies flood risk and severity in the developing world. *Global Change Biology* 13: 2379-239, doi: 10.1111/j.1365-2486.2007.01446.x.
- Brutsaert W. 1994. The unit response of groundwater outflow from a hillslope. *Water Resources Research* 30: 2759-2763.

- Brutsaert W. 2005. *Hydrology: An Introduction*. Cambridge University Press: Cambridge; 618.
- Calder IR. 1999. *The Blue Revolution: Integrated land and Water Resources management*. Earthscan: London; 353 (蔵治光一郎訳 2008. 水の革命-森林・食糧生産・河川・流域圏の統合的管理. 築地書館; 269).
- チャペル ニック A. 2005. 湿潤地帯の森における水の流出: 神話 vs. 観測結果. *水利科学* 40 (6): 32-46.
- Dietrich WE, McKean J, Bellugi D, Perron T. 2008. The prediction of shallow landslide location and size using a multidimensional landslide analysis in a digital terrain model, *Proceedings of the Fourth International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation*. IOS Press: Amsterdam; 12.
- Dunne T, Black RD. 1970. Partial-area contributions to storm runoff in a small New England watershed, *Water Resources Research* 6: 1296-1311.
- 藤枝基久. 2007. 森林流域の保水容量と流域貯留量. 森林総合研究所研究報告403: 101-110.
- Freeze RA. 1972. , Role of subsurface flow in generating surface runoff, 2. Upstream source areas. *Water Resources Research* 8: 1272-1283.
- Gomi T, Asano Y, Uchida T, Onda Y, Sidle, RC, Miyata S, Kosugi K, Mizugaki S, Fukuyama T, and Fukushima T. 2010. Evaluation of storm runoff pathways in steep nested catchments draining a Japanese cypress forest in central Japan: a hydrometric, geochemical, and isotopic approaches, *Hydrological Processes* 24: 550-566, DOI:10.1002/hyp.7550.
- Harman C, Sivapalan M. 2009. A similarity framework to assess controls on shallow subsurface flow dynamics in hillslopes, *Water Resources Research* 45, DOI: 10.1029/2008WR007067.
- Hewlett JD, Hibbert AR. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In *Forest hydrology*, Soppe WE, Lull HW (eds). Pergamon Press: New York; 275-290.
- Horton, RE. 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Transaction of American Geophysical Union* 14: 446-460.
- 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・石原安雄・高埴琢馬・頼 千元. 1962. 由良川の出水特性に関する研究. 京都大学防災研究所年報5A: 147-173.
- 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.
- Jarvis, N. 2012. Near-saturated hydraulic properties on macroporous soils. *Vadose Zone Journal* 7: 1302-1310, DOI: 10.2136/vzj2008.0065.
- 加藤博之・福嶋義宏・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. 京都大学演習林報告47: 74-85.
- Kirkby MJ. 1978. *Hillslope Hydrology*. Wiley: Chichester; 389.
- 北原 曜. 1994. 森林土層中の水移動におけるパイプ孔隙の特性に関する研究. 森林総合研究所報告367: 63-115.
- 小松 光・篠原慶規・大槻恭一. 2013. 管理放棄人工林は洪水を助長するか. *水利科学* 56 (6): 68-90.
- Komatsu H, Rappleye J. 2017. Incongruity between scientific knowledge and ordinary perceptions of nature: An ontological perspective for forest hydrology in Japan. *Journal of Forest Research* 22, 75-82. DOI: org/10.1080/13416979.2017.1283977.
- Kosugi K. 1996. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties, *Water Resources Research* 32: 2697-2703.
- 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.
- 小杉賢一郎. 2007. 森林の水源涵養機能に土層と透水性基岩が果たす役割の検討. 水文・水資源学会誌20: 201-213.
- 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, 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, DOI:10.1029/2005WR004275.
- 窪田順平・福嶋義宏・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: 258-289.
- Laurance WF. 2007. Forests and floods. *Nature* 449: 409-410. DOI: 10.1038/449409a.
- Liang WL, Kosugi K, Mizuyama T. 2011. Soil water dynamics around a tree on a hillslope with or without rainwater supplied by stemflow. *Water Resources Research* 47, DOI: 10.1029/2010WR009856.
- 真下育久. 1960. 森林土壌の理学的性質とスギ・ヒノキの成長に関する研究. 林野土壌調査報告11: 1-185.
- McDonnell JJ. 1990. A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research* 26: 2821-2832.
- 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.
- Milledge DG, Bellugi D, McKean JM, 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.
- Mohanty BP, Bowman RS, Hendrickx JMH, van Genuchten MTh. 1997. New piecewise-continuous hydraulic functions for modeling preferential flow in an intermittent flood-irrigated field. *Water Resources Research* 33: 2049-2063.
- Mosley MP. 1979. Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resources Research* 15: 795-806.
- 村井 宏・岩崎勇作. 1975. 林地の水および土壌保全機能に関する研究 (第1報) 森林状態の差異が地表流下, 浸透および侵食に及ぼす影響. 林業試験場研究報告274: 23-84.
- 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.
- 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.
- 大手信人・鈴木雅一・窪田順平. 1989. 森林土壌の水分特性 (I) 飽和-不飽和透水特性の鉛直分布測定法と2, 3の測定結果, 日本林学会誌71: 137-147. 恩田裕一. 2008. 人工林荒廃と水土砂流出の実態. 岩波書店: 245.
- Pearce AJ, Stewart MK, Sklash MG. 1986. Storm runoff

- generation in humid headwater catchments: 1. Where does the water come from? *Water Resources Research* 22: 1263-1272.
- Rubin J, Steinhardt R. 1963. Soil water relations during rain infiltration I. Theory. *Soil Science Society of America Journal* 27: 246-251.
- 佐山敬洋・田中茂信・寶 馨. 2017. 分布型流出モデルと時空間起源追跡法による鬼怒川洪水の流出解析. 水文・水資源学会誌30: 161-172.
- 下川悦郎. 1983. 崩壊地の植生回復過程. 林業技術496: 23-26.
- Sidle RC, Ziegler AD, Negishi JN, Abd. Rahim Nik., Siew R, Turkelboom F. 2006. Erosion processes in steep terrain—truths, myths, and uncertainties related to forest management in Southeast Asia. *Forest Ecology and Management* 224 (1): 199-225.
- 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: 90-128.
- Šimůnek J, Šejna M, Saito H, Sakai M, 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: California, USA; 342.*
- 椎葉充晴・立川康人・市川 温. 2013. 水文学・水工計画学. 京都大学出版会: 615p.
- 新藤静夫. 1993. 災害とその予測 第四紀研究の果たす役割—斜面災害における地中水の集中流現象. 第四紀研究32: 315-322.
- 鈴木雅一. 1984a. 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.
- 鈴木雅一. 1984b. 山地小流域の基底流出逓減特性 (II) 蒸発散量が流出逓減に与える影響. 日本林学会誌66: 211-218.
- Swank WT, Douglass JE. 1974. Streamflow greatly reduced by converting deciduous hardwood stands to pine. *Science* 185: 857-859, DOI: 10.1126/science.185.4154.857.
- 立川康人・江崎俊介・椎葉充晴・市川 温. 2009. 2008年7月都賀川増水における局地的大雨の頻度解析・流出解析と事故防止に向けた技術的課題について. 京都大学防災研究所年報 52B: 1-8.
- 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.
- 高棹琢馬. 1963. 出水現象の生起場とその変化過程. 京都大学防災研究所年報6: 166-180.
- 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.
- 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. 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.
- 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. 2012. 森林の保水力はなぜ大規模な豪雨時にも発揮されるのか?—その1 洪水緩和にかかわる二種の効果の区別—. 森林科学66: 26-31.
- 谷 誠. 2013. 洪水流出のモデル化を圧力伝播の観点から捉え直す. 水文・水資源学会誌26: 140-152.
- 谷 誠. 2016a. 水と土と森の科学. 京都大学学術出版会: 243.
- 谷 誠. 2016b. 複雑な斜面流出機構が単純な降雨流出応答を産み出す根拠. 地形37: 531-557.
- 谷 誠. 2017. 森林利用と環境保全の両立に関する研究の必要性. 森林科学80: 56-57.
- 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.
- 谷 誠・玉井幸治・鶴田健二・野口正二. 2017. 日本森林学会企画シンポジウム報告「収穫期を迎えた人工林における資源循環利用と水士保全との両立」. 森林科学80: 42-45.
- 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.
- Troch P, Paniconi C, van Loon EE. 2003. Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 1. Formulation and characteristic response. *Water Resources Research* 39, DOI: 10.1029/2002WR001728.
- 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. 1998. 森林・水・土の保全—湿潤変動帯の水文地形学. 朝倉書店: 138.
- 塚本良則・峰松浩彦・丹下 勲. 1988. 斜面の表層に発達する地中パイプ. 波丘地研究7: 268-280.
- Tsukamoto Y, Ohta T. 1988. Runoff processes on a steep forested slope. *Journal of Hydrology* 102: 165-178.
- 堤 大三・宮寄俊彦・藤田正治・Sidle RC. 2005. パイプ流に関する数値計算モデルと人工斜面実験による検証. 砂防学会誌58: 20-30.
- 上野 薫・南 基泰. 2016. 土岐川・庄内川源流 森の健康診断, 恵那の森からの学び. 風媒社: 72.
- 八幡敏雄. 1975. 土壌の物理. 東京大学出版会: 181.

(受付: 2017年7月16日, 受理: 2017年12月6日)
この論文への討議・コメントを, 2018年9月末日まで受け付けます。

Review of Forest Soil Mitigation Effects on Stream Runoff

Makoto TANI ¹⁾†

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

†Corresponding Author E-mail : m-tani@uhe.ac.jp

Methods to evaluate forest soil mitigation effects on stream runoff are presented in this review paper. After introducing the prevailing orthodoxies derived from infiltration capacity and water holding capacity, we traced development of the methods along with elucidation of hillslope runoff mechanisms. The effects of forest are based upon soil-water retention properties and permeability originating from the distributions of soil pore radius, but two effects were produced from them: a reduction effect of stormflow volume compared with a given storm-event rainfall volume through water absorption in soil, and an attenuative effect decreasing the maximum stormflow rate through equalization of its temporal change. The latter effect was modified by additional flow mechanisms through pipe-like preferential pathways and a weathered bedrock layer under the soil layer. Such soil effects described above, however, might be valid considering the evolution of large pores through biological processes and the evolution of preferential pathways through soil-layer development.

Key words : Forest influences, Soil physical properties, Runoff mitigation, Hillslope hydrology, Heterogeneity