

第2章 決定論的な流出過程に関する既往研究と改善点

2-1 はじめに

河川流域に降った雨が地表面や土壌中を流れ、河川水として流れ出るまでの過程をモデル化（理論化）し、水の動きを再現したものを降雨流出モデルという。一般的に流域内の水の流れの計算は、雨が地表面に到達し河川まで伝わる過程と、河川に流入した水が河川水として流域内をどのように伝わるかに大別して考えることができる。前者の過程を降雨流出過程といい、この過程を概念的、物理的に表現しようと試みたものが降雨流出モデルである。地表面に到達した雨が河川に到達するまでに、水は様々な経路を辿る。そのため、降雨流出過程の再現を試みようとする場合、都市域でアスファルトやコンクリートに被覆された地域の流出現象を考える必要があるのか、山腹斜面や田畑、湿潤地帯での流出現象を考える必要があるのかで、モデリング時に注意しなければいけない点異なる。例えば、都市域をモデリングするのであれば、降った雨の浸透をほとんど考えなくてよい代わりに、下水道管路網を流れる水の動きを考える必要が出てくる。そのためには、いつどこからどれだけの量が下水道内に流入するかを考える必要がある。都市域の場合、山地域のように地形の勾配に沿って水が流れない場所もある（局所的にはもちろん勾配に従って流れるであろうが、広域に見れば下水道管路網に従って流域内の水は流れ行くので）ので、集水域の見積もりも難しい。また、モデルの選定も重要な問題で、kinematic wave モデルで表現するのか、合成合理式を用いて表現するのか等の選定も必要となる。当然モデルの選択という意味では、山腹斜面でも同様のことが言える。山腹斜面をモデリングしようとするれば、下水道管路網がない代わりに、地表に到達した雨の土壌中への浸透を考える必要が出てくるであろう。そのためには、土壌中を流れる水の物理過程をモデリングする必

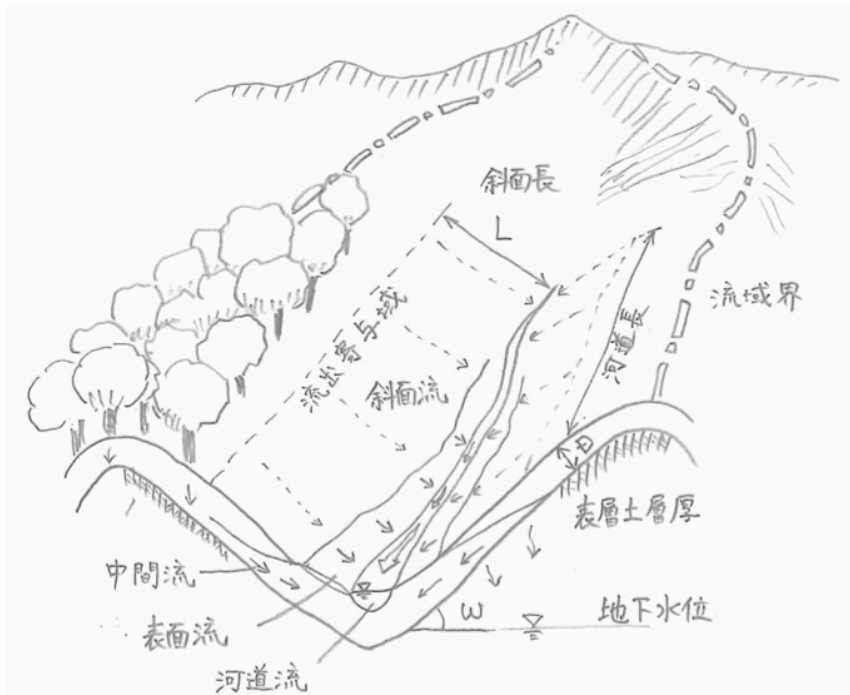


図 2-1 山地斜面の模式図。(本論文における流出過程のモデル化を模式的に表している)

要がある。更に地中深くを流れる地下水流を考える場合は流域界という概念自体通用しない可能性が高く、地層深くの情報が広域にわたって必要になる。また、土壌内の流れで言えば、当然ながら深さごとに、水の流れる速度は全くと言っていいほど異なる。この問題は、再現や予測をしたい流出現象の時間的スケールの問題と直結する。

例えば、日本では急峻な山岳地帯を有するため、大陸河川と比べて洪水の時間スケールが短い。よって短期間に降った雨の多くが直接流出する。このような場合では、地下水の流れの影響は考えなくて良いことが多い。

山田は既往の研究(1981, 1982, 1983, 1988, 1991, 2003)によって、流域の最小スケールを0次谷や1次谷等の単一の斜面であるとして(図2-1参照)、連続式と運動則から降雨流出過程の解析手法を導いている。

山地における雨水の流出過程は、山地斜面からの流出を表す降雨流出過程と山地斜面から流出した雨水が河道を通り流域末端に流れ出る集水過程の二つに大別される(図2-2参照)。雨水の斜面流下方向流れを物理的に追跡する降雨流出モデルとしては kinematic wave 法が代表的であり、流出形態が表面流をとるとし Manning 則を用いて表現する試みが多くなされている。しかしながら、斜面における流れの状態は土壌の浸透能力、土粒子の空間分布、植生の空間的な分布に左右される地表面被覆状態や土壌内水分量に応じて表面流、中間流、地下水流と変化し、全てを表面流として扱う

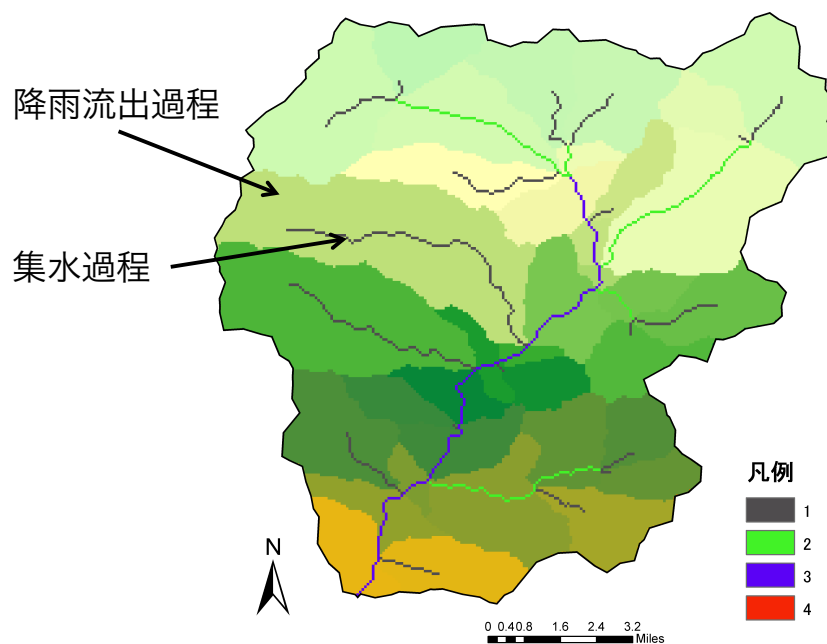


図 2-2 流域内の流出過程の大別。(降雨流出過程と集水過程を示しており、降雨流出過程は山腹斜面等での水の動きを表現し、集水過程は多数の山腹斜面末端での流量を受けて河道を伝わって流れる水の動きを表現する。)

のは非現実的である。従来からこのような流出成分分離の問題に関して、多段タンクモデルを用い表現する手法が提案されている。吉川らは(1979)、一つのサブシステムとして逓減特性の異なるタンクを考え、それぞれのタンクの逓減率として、流域固有の標準逓減曲線を用いる多段多列タンクモデルを提案している。これにより、表面流、中間流、地下水流を減衰率の異なる一つのタンクから表現し、ハイドログラフの逓減特性を考慮した流出成分分離モデルを提案している。このような多段タンクを用い斜面鉛直方向成分の相違を表現する試みの他に、高棹(1963)の表面流・中間流モデルのように斜面流下方向流れを kinematic wave として取り扱いつつ斜面多層を考慮する試みもなされている。立川ら(2004)は土壌水分量を考慮し、高棹の手法に飽和・不飽和流れの機構を導入することにより物理過程に基づく流量流積関係式を提案している。立川らの手法は斜面流下方向流れを対象とし、斜面多層構造として不飽和、飽和浸透流および表面流を考慮している。このように降雨流出経路として表面流、鉛直浸透流、飽和・不飽和浸透流、地下水流等が存在し、それらを考慮した降雨流出モデルの提案が行われている。しかしながら、流域における土壌の空間分布、地層構造、土壌水分量、飽和・不飽和特性などの複雑性に起因し、土壌・地形条件および降雨形態に応じて表面流の発生を時空間的に評価する試みは未だに不十分である。

このような状況において、本章で示す降雨流出モデルは物理的な観点から雨水を追跡し、単一斜面における斜面流下方向流れを対象とする。山地流域において出水時の流出成分は中間流が卓越すると考えられ、表面流が発生するのは非常に規模の大きい出水や部分的に土壌が飽和状態にある河川近傍など、空間的に限定されると考えられる。よって、本章においては山田(2003)が従来から提案している斜面流下方向流れ **kinematic wave** として取り扱いつつ集中化を行う降雨流出の基礎式の導出過程を示すとともに、土壌中の水の流れを飽和・不飽和浸透流として取り扱う不飽和浸透理論との比較を行い、流出パラメータを土壌・地形特性から評価する方法を記述する。

2-2 単一斜面における降雨流出の基礎式の概要

山田 (1981, 1982, 1983, 1988, 1991, 2003) は、従来から実験や観測、数値計算等の複数のアプローチによって、数理的、実用的に有用である単一斜面における一般化した降雨流出の基礎式を導き、物理的水文学を切り開いた。これらの一連の研究で基礎式とされている単一斜面における降雨流出の基礎式が本研究でも重要な位置づけであるため、以下にその理論の概要を記す。

単一斜面で幅広矩形断面を想定すると湛水深と単位幅流量についての連続式は(2-1)式で表される。また、様々な流出形態に対応するため運動則を式(2-2)に示すよう、断面平均流速（単位幅流量）は湛水深のべき乗に比例するという形式で表現する。一般的な **kinematic wave** 理論における式(2-2)の表現は、著者らの記述方法とは異なり、単位幅流量 q が水深のべき乗に比例する形式で記述する事が多いため冪数 m の値に注意する必要がある。例えば、Mannig 則では $\alpha=i^{1/2}/n, m=2/3$ であり、飽和ダルシー則では、 $\alpha=k_s i, m=0$ となる。式(2-1)と式(2-2)より単位幅流量 q についての(2-3)式を得る。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad (2-1)$$

$$v = \alpha h^m, \quad q = vh = \alpha h^{m+1} \quad (2-2)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \alpha(m+1) \left(\frac{q}{\alpha} \right)^{\frac{m}{m+1}} \left(r(t) - \frac{\partial q}{\partial x} \right) \quad (2-3)$$

ここに、 v : 断面平均流速[mm/h], h : 湛水深[mm], q : 単位幅流量[mm²/h], $r(t)$: 有効降雨強度[mm/h], α, m は流域特性を表すパラメータである。 α, m の物理的な解釈については後述する。

直接流出は流出寄与域（河道及び河道近傍の湿潤領域）のみからの流出と考えると、斜面長は実地形上の斜面長より十分短いものと考えられ、(2-4)式に示す変数分離形

の近似式が仮定できる.

$$q(x, t) \cong xq_*(t) \quad (2-4)$$

ここに, q_* : 流出高[mm/h]である. また, 斜面長 L の末端で考え $x=L$ として(2-4)式を用いると, 偏微分方程式である(2-3)式は式(2-5)式に示すように流出高に関する常微分方程式に変形できる.

$$\frac{dq_*}{dt} = (m+1) \left(\frac{\alpha}{L} \right)^{\frac{1}{m+1}} q_*^{\frac{m}{m+1}} (r(t) - q_*) \quad (2-5)$$

ここに, L : 流出寄与域斜面長である.

$$a_0 = (m+1) \left(\frac{\alpha}{L} \right)^{\frac{1}{1+m}} \quad (2-6)$$

$$\beta = \frac{m}{m+1} \quad (2-7)$$

とおけば, 式が一般化された単一斜面からの降雨流出の基礎式となる.

$$\frac{dq_*}{dt} = a_0 q_*^\beta (r(t) - q_*) \quad (2-8)$$

また, 土壌・地形特性を示す流出パラメータ α と m の値に関して志村ら(2001)は, 鈴木(1984a, 1984b), 窪田ら(1988)の不飽和浸透理論と kinematic wave 法の式展開を比較することにより, (2-9) 式, (2-10)式で示されるよう, 土壌・地形特性から決定できることを示している.

$$\alpha = \frac{k_s i}{D^{\gamma-1} w^\gamma} \quad (2-9)$$

$$m = \gamma - 1 \quad (2-10)$$

ここに, i : 斜面勾配, D : 表層土層厚[mm], γ : 土壌の透水性を表す無次元パラメータ, k_s : 飽和透水係数[mm/h], w : 有効空隙率であり, $w = \theta_s - \theta_r$ (θ_s : 飽和含水率, θ_r : 残留含水率)で定義される. これにより, 斜面流下方向流れに関して飽和・不飽和側方流を対象とする場合, 土壌・地形特性から流出パラメータを決定し降雨流出計算を行う事が可能である. 次節では, この不飽和浸透理論と kinematic wave 法の式展開の比較について詳述する.

2-3 不飽和浸透理論と kinematic wave 理論の比較

前節では, 導出した山地流域における流出の基礎式中の流出パラメータをいかに決

定するかに関しては言及していない．そこで流出パラメータ α と土壌特性との関係を検討する．ところで不飽和の基本式を2次元あるいは3次元のまま計算することは計算時間の観点から実用的ではない．鈴木(1984a, 1984b)および窪田ら(1988)はこの問題を解決するため，鉛直垂直方向に基本式を積分することで流れを平均的に扱い，断面水分量に関する一次元の方程式を導き出した．これにより流出解析は多いに前進することができたといえる．ここで彼らの理論展開の概要を詳述する．

不飽和領域での土中水の浸透は(2-11)式の Richards の方程式で表される．

$$c \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} - \sin \omega \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + \cos \omega \right) \right\} \quad (2-11)$$

ここに， ψ : 圧力水頭， ω : 斜面勾配角度， c : 比水分容量， k : 透水係数である．鈴木によると土層の厚さに比べて斜面の長さが十分に長いとき，(2-11)式は右辺第2項と第1項の $\partial \psi / \partial x$ を無視しても流量の逡減曲線はほとんど変化しない．このとき(2-11)式は(2-12)式のようになる．

$$c \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\sin \omega \frac{\partial k}{\partial x} \quad (2-12)$$

ここに θ : 含水率である．次に(2-12)式を z 方向に積分することにより斜面方向に1次元化された(2-13)式が得られる．この積分により含水率 θ 及び不飽和透水係数 k が z 方向に平均化される．

$$D \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -D \sin \omega \frac{\partial \bar{k}}{\partial x} + r(t) \quad (2-13)$$

ここに D : 表層土層厚， $r(t)$: 地表面における有効降雨強度である．有効飽和度 S_e と不飽和透水係数 k の関係についてはいくつかの実験式が提案されているが，ここでは(2-14)式に示す一般化 Kozney 式を用いる．また，含水率 θ と有効飽和度 S_e の関係を式(2-15)に示す．これらを z 方向に平均化するとそれぞれ式(2-16)，(2-17)のようになる．

$$k = k_s S_e^\gamma \quad (2-14)$$

$$\theta = S_e \cdot w + \theta_r \quad (2-15)$$

$$\bar{k} = k_s \bar{S}_e^\gamma \quad (2-16)$$

$$\bar{\theta} = \bar{S}_e \cdot w + \theta_r \quad (2-17)$$

ここに， \bar{S}_e : z 方向に平均化した有効飽和度， k_s : 飽和透水係数， γ : 土壌の不飽和領域における透水性の減少の程度を表す無次元パラメータ， w : 有効空隙率であり

$w = \theta_s - \theta_r$ (θ_s : 飽和含水率, θ_r : 残留含水率)で定義される。(2-13)式に(2-16), (2-17)式を代入すると(2-18)式が得られる.

$$Dw \frac{\partial \bar{S}_e}{\partial t} = -Dk_s \sin \omega \frac{\partial \bar{S}_e^\gamma}{\partial x} + r(t) \quad (2-18)$$

ここで, 土中水の流速を水頭差であらわすダルシーの法則を不飽和領域に拡張し, z 方向に平均化すると(2-19)式が得られる.

$$v = k \frac{\partial \psi}{\partial z} = k_s \bar{S}_e^\gamma \frac{\partial \psi}{\partial z} = k_s \bar{S}_e^\gamma \quad (2-19)$$

ここに, v : 鉛直方向の浸透速度である. x 方向の単位幅流量について換算すると(2-19)式は(2-20)式となる.

$$q = k_s D \bar{S}_e^\gamma \sin \omega \quad (2-20)$$

(2-20)式を z 方向に平均化した有効飽和度 S_e について整理すると(2-21)式のようになる.

$$\bar{S}_e(x, t) = \left(\frac{q}{k_s D \sin \omega} \right)^{\frac{1}{\gamma}} \quad (2-21)$$

(2-18)式を(2-21)式を用いて単位幅流量 q に関して式変形すると(2-22)式に示すよう断面水分量に関する一次元の式が得られる.

$$D^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} w k_s^{-\frac{1}{\gamma}} \sin \omega^{-\frac{1}{\gamma}} \frac{\partial q^{\frac{1}{\gamma}}}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad (2-22)$$

以上が鈴木および窪田らの理論展開の概要である.

次に, (2-23)式を(2-1)式へ代入すると(2-3)式の kinematic wave 方程式と等価である(2-24)式が得られる.

$$h = \left(\frac{q}{\alpha} \right)^{\frac{1}{m+1}} \quad (2-23)$$

$$\left(\frac{1}{\alpha} \right)^{\frac{1}{m+1}} \frac{\partial q^{\frac{1}{m+1}}}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad (2-24)$$

kinematic wave 法から導出された(2-24)式と飽和・不飽和浸透理論から導出された(2-22)式は同一の現象を異なる二つの観点から見た等価な式であり, 両式を比較することにより(2-25), (2-26)式が得られ, 流出パラメータ α は土壌特性より表現することができる. これは図 2-3 に示すよう斜面流下方向流れを kinematic wave 法に基づき(2-1)式, (2-2)式で取り扱ったものを飽和・不飽和浸透流として置き換えることを意味

する。

$$\gamma = m + 1 \quad (2-25)$$

$$\alpha = \frac{k_s \sin \omega}{D^{\gamma-1} w^\gamma} \quad (2-26)$$

また、この比較より基礎式中の β を不飽和領域の透水性の減少を表すパラメータ γ で(2-27)式に示すよう表現することができる。

$$\beta = \frac{m}{m+1} = \frac{\gamma-1}{\gamma} \quad (2-27)$$

ここで、斜面の断面平均流速を Manning 型の(2-28)式で表すと、等価粗度係数 n は土壌特性を用いて(2-29)式であらわすことができる。

$$v = \frac{1}{n} i^p h^m \quad (2-28) \quad n = \frac{D^{\gamma-1} w^\gamma}{k_s}, \quad p=1 \quad (2-29)$$

特筆すべきことは従来実測に合うように決定されてきた等価粗度係数 n が(2-29)式に示すように土壌特性（表層土層厚 D ，飽和透水係数 k_s ，有効空隙率 w ，透水性の減

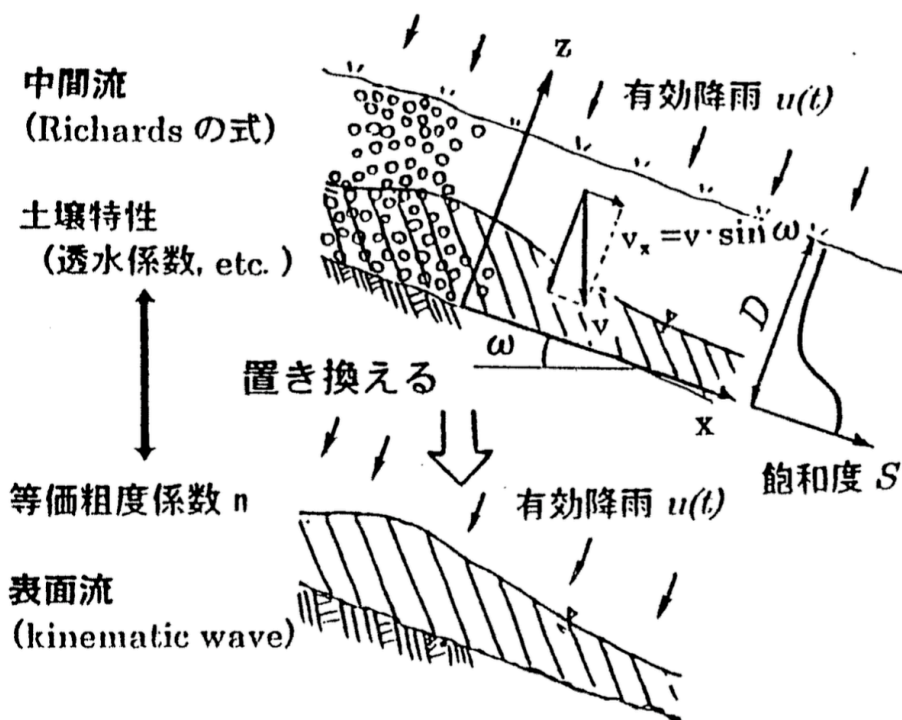


図 2-3 等価粗度の概念図 (山田ら 2001)。(飽和不飽和流れ (Richards 式) を表面流 (kinematic wave) に置き換える際、表面流において、飽和不飽和流れの土壌特性値と対応するのが等価粗度係数である。)

少の程度をあらわす無次元パラメータ γ) から表現されているということである。

2-4 単一斜面における降雨流出の基礎式と貯留関数法との関係

木村の貯留関数法 (木村 1961) は計算の容易性や洪水の再現性が高いことから河川計画に多用されている。本節では、前節で示した単一斜面における降雨流出の基礎式と貯留関数法の関係性を示し、本論文の基礎式が日本では馴染み深い貯留型の流出計算手法と等価の方程式であることを示す。以下では、貯留関数法の理論の概要を示す。

貯留関数法では、(2-30)式に示す連続式で対象とする流域の貯留高と降雨流出関係を表している。

$$\frac{dS}{dt} = r(t) - q_* \quad (2-30)$$

ここで、降雨と流量の実測値から貯留量 S を求めた場合、貯留量流量曲線が二価性を示すことを根拠として、木村は遅れ時間 T_d を考慮して流出高を $q_*(t+T_d)$ で表現している。また、貯留量流量関係を一本の曲線で近似して、以下の式で表現している。

$$S = Kq_*^P \quad (2-31)$$

この貯留量 S と流出高 q_* の運動式と連続式を整理することにより、

$$\frac{dq_*}{dt} = \frac{1}{KP} q_*^{1-P} (r(t) - q_*) \quad (2-32)$$

を得る。この式は(2-8)式で示した単一斜面における降雨流出の基礎式と全くの同型である。

貯留関数法では、(2-32)式によって貯留量流量関係が近似されることで流出パラメータが少なくて済む反面、概念的な扱いが導入されていることから、流出パラメータの物理的意味を評価することが難しい。一方で、単一斜面における降雨流出の基礎式では、単位幅流量 q を変数分離形の近似式で表す事によって、物理的な仮定を与えているため、流出パラメータを(2-9)、(2-10)式のように物理的に表現できる。また、呉・山田 (2009) によって、(2-8)式と(2-32)式を比較することにより、貯留関数法における流出パラメータ K 及び P は、

$$P = \frac{1}{m+1}, \quad K = \left(\frac{\alpha}{L}\right)^P \quad (2-33)$$

と表わせる事が示されている。また、本来、貯留関数法は斜面長の短い単一斜面から

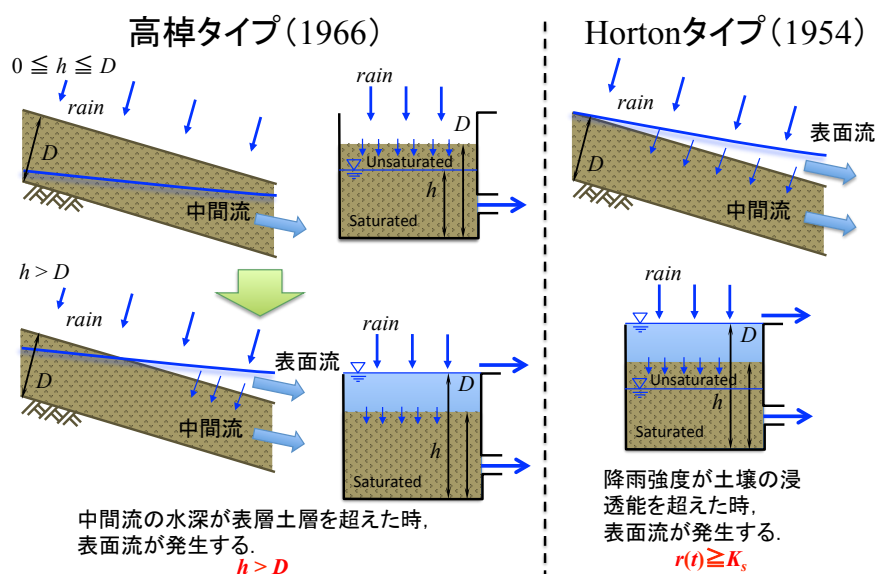


図 2-4 高棹タイプの表面流の発生機構：左図，及び Horton タイプの表面流の発生機構：右図。（高棹タイプと定義した表面流の発生メカニズムは，土壤中を流れる中間流の水深が表層土層厚を越えた場合に表面流が発生するというもの，一方で Horton タイプと定義する表面流の発生メカニズムは，降雨強度が土壌の浸透能（透水係数）を上回った場合に表面流が発生するというものである。）

の斜面流下方向流れを対象として導出，適用されるものである事とその物理的意義が明らかにされている。

(2-8)式と(2-32)式の常微分方程式は全くの同型であるが，流出パラメータの物理性や扱い易さから，本論では前者を流出解析の基礎式として用いることとする。

2-5 表面流の発生機構を組み込んだ降雨流出モデル

前節に記述したように本研究における降雨流出の基礎式である集中定数系方程式(2-8)式は斜面鉛直方向に一層を考えたものである。対象とする流れとしては斜面表層部分の流れ，一般に早い中間流と言われるもの，もしくは地表面を流れる表面流のみである。通常の出水規模であれば表面流は発生せず，早い中間流としての飽和・不飽和側方流が卓越することが今までの多くの実測，解析により知られている。また，完全に市街化した都市流域においては中間流が生じることは殆どなく，表面流のみでの取り扱いが可能であろう。しかしながら，斜面における降雨流出過程としては表面流，飽和・不飽和浸透流，地下水流等があり，非常に大規模な出水もしくは地下水流まで

を考慮する場合や、山地・都市流域が混在するような流域を対象として流出計算を行うためには、斜面内流れを多層構造として考える事が必要不可欠である。また、土石流は表面流の発生に伴う地表面の攪乱が直接的な引き金となる場合があり、擁壁や法面保護壁の崩壊は地中流に伴う地下水位の上昇が主要因となる。よって土砂災害の防止・予測の観点からも流出経路の相違を表現可能な降雨流出モデルが必要となる。本章では、山田・呉らによって提案された飽和・不飽和浸透流と表面流を対象として斜面二層（表面流と中間流）計算を同時に行う事が可能な流出解析手法を示す。

表面流の発生機構には大きく分けて Horton(1933)タイプのもものと高棹タイプ（もしくは、Dunne タイプと呼ばれる）の二つの機構が存在する。高棹タイプのもとは図 2-4 左に示すように、透水係数の大きな表層土壌の下に不透水層があり、地表面に到達した降雨が全て鉛直浸透し土壌内が飽和に達したのち、側方流として斜面方向に流れ出し、斜面末端付近で流れの水深が表層土層を超えた時点から復帰流として表面流が発生するという考え方である。次に、Horton タイプのもとは図 2-4 右に示すよう、降雨強度が土壌の保水能を超えた時点から有効降雨が生じ、鉛直浸透しつつ土壌表面に湛水が生じ表面流が発生するという考え方である。

2-5-1 表面流の発生機構（Horton 型，高棹型）

呉・山田ら(2005)は降雨流出の基礎式(2-8)式に高棹タイプの表面流の組み込みを行っている。高棹タイプの表面流を組み込むことで、非常に大規模な出水に対して中間流のみではなく表面流の発生も計算することが可能となる。表面流と中間流への鉛直浸透流を考慮した形式で(2-8)式の基礎式を書きなおすと下記の(2-34)式で表現される。

$$\frac{dq_s}{dt} = a_s q_s^{\beta_s} (r(t) - q_0 - q_s) \quad (2-34)$$

ここに、 q_s :表面流[mm/h]、 q_0 :鉛直浸透流[mm/h]である。鉛直浸透流 q_0 が下層への浸透として新たに加わったのみである。表面流はマニング側に従い、抵抗則： $m=2/3$ となり α は $\sqrt{i/n}$ で表されることで、 a_s および β_s が求まる。(2-8)式で表現される降雨流出モデルにおいて斜面流下方向流れを一般化し、流れの抵抗則を表現するパラメータ m の値を変化させることで流れの相違を表現している。よって、表面流と中間流で抵抗則の値を変化させて計算を行う。ここで、高棹タイプの表面流といっても、目に見える形で地表面を流下する表面流のみを対象としているわけではなく、流れの抵抗則がマニング則に従う流れを表面流と本研究においても定義している事に注意されたい。

この(2-34)式は表層土層内流れの水深が表層土層厚を超えた時、表面流を対象とし

て使用される。よって、従来の中間流も考慮した形式で記述すると以下の(2-35)式で表現される。

$$\left\{ \begin{array}{ll} \frac{dq_*}{dt} = a_0 q_*^\beta (r - q_*) & q_T = q_* \quad (0 \leq h \leq D) \\ \frac{dq_s}{dt} = a_s q_s^{\beta_s} (r - q_0 - q_*) & q_T = q_s + q_0 (= q_*|_{h=D}) \quad (h > D) \end{array} \right. \quad (2-35)$$

ここに、 q_* : 飽和・不飽和側方流に関する流出高[mm/h], q_T : 全流出高[mm/h]である。水深が表層土層厚に達した後の飽和・不飽和浸透流としては、その時点での流出高一定値 $q_*|_{h=D}$ をとる。よって、鉛直浸透流は飽和・不飽和側方流として出て行く分だけ浸透すると考えられる。この高棹タイプの表面流を組み込むことで、従来では中間流のみが計算されていたものに対して、斜面における水深 h が表層土層厚 D を超えるような大規模な出水に対してはそれ以降流れの抵抗則の異なる表面流として計算することが可能となる。

2-5-2 表面流の発生機構を考慮した流出計算手法の実流域への適用と計算結果

前節で示したとおり、呉らは、(2-36)式に示す表面流、鉛直浸透流、中間流に関する多層流れを考慮した降雨流出計算手法を提案し、土壌・地形特性と降雨強度の関係から表面流の発生が表現可能である事を示している。本章では(2-36)式による洪水の再現計算結果を示し、その特徴について述べる。

ここに、各変数及びパラメータは q_* : 中間流の流出高[mm/h], q_s : 表面流の流出高[mm/h], q_T : 全流出高[mm/h], q_0 : 鉛直浸透流[mm/h], h_s : 湛水深[mm], h_k : 湿潤線での毛管負圧[mm]である。表面流は Manning 則をとり、抵抗則 $m_s=2/3$, $\alpha_s=t^{1/2}/n$ で表され、表面流の流出パラメータ a_s および $\beta_s=m_s/(m_s+1)$ が求まる。 n は斜面表層における Manning の粗度係数である。

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{dq_s}{dt} = a_s q_s^{\beta_s} (r(t) - q_0 - q_s) \\ \frac{dq_*}{dt} = a_0 q_*^\beta (q_0 - q_*) \\ \frac{dq_0}{dt} = (r(t) - q_0) \frac{q_0 - k_s}{h_s + h_k} - \frac{q_0}{(\theta_s - \theta_i) k_s} \frac{(q_0 - k_s)^2}{(h_s + h_k)} \\ \frac{dh_s}{dt} = r(t) - q_0 - q_s \end{array} \right. \quad (2-36)$$

再現計算で用いた水文諸量は利根川水系渡良瀬川流域を対象とした流出計算時に

同定した値及び、中央大学が所有する春日試験地で実際に観測された値を参考に決定しており、現在考える最良のパラメータであるとして流域一様に与えた。各土壌特性（土壌パラメータ）は、斜面長 $L=30\text{m}$ 、表層土層厚 $D=20\text{cm}$ 、有効空隙率 $w=0.42$ 、斜面勾配 $i=15^\circ$ 、抵抗則 $m=4$ である。また、(2-36)式中の $r(t)$ は有効降雨強度であり、山田が提案する保水能の理論(山田・山崎 1983)により与えている。

対象とした流域は利根川水系渡良瀬川流域に位置する草木ダム流域とした。草木ダム流域はそのほとんどが山地流域であり、流域面積は 254km^2 である。

図 2-5 に(2-36)式の流出解析手法による洪水再現計算の一例を示す。この流出解析手法を用いた大規模洪水の再現計算では、表面流の発生を考慮したことによってピーク値を良好に再現できている。一方でハイドログラフの立ち上りや逡減部の再現性に関しては課題があるといえよう。これは、土層内の流れを一層構造であるとして平均化して取り扱っているため、土層内が層構造を取ると考えた際に、早い流出成分、遅い流出成分、地下水成分などに分けて考慮できていないためであると考えられる。

次章では、上記の問題の解決のため、新たに多層流れを考慮した流出計算手法を示す。

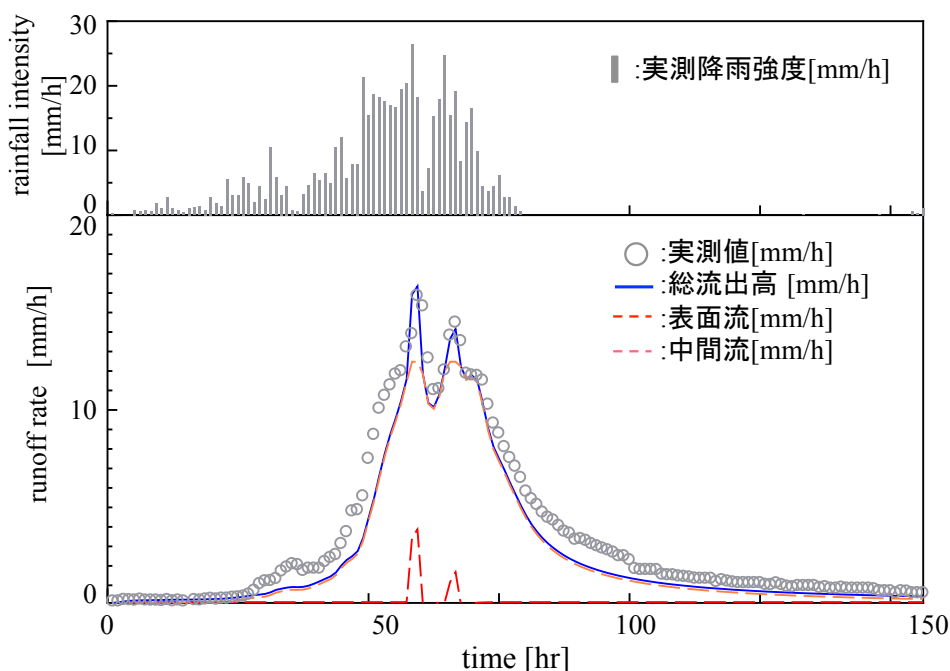


図 2-5 表面流の発生機構を考慮した流出計算手法を用いた計算結果の一例。(ハイドログラフのピーク付近では、Horton タイプの表面流の発生を表現できている。一方で、ハイドログラフ立ち上りや逡減部は実測値と計算値との間に大きな差が見られる。これは、表面流の発生機構を考慮した流出計算手法では、表面流の発生有無が考慮されている一方で、土層内の流れが1層のみであり、流出成分の緩急を表現できていないからである。)

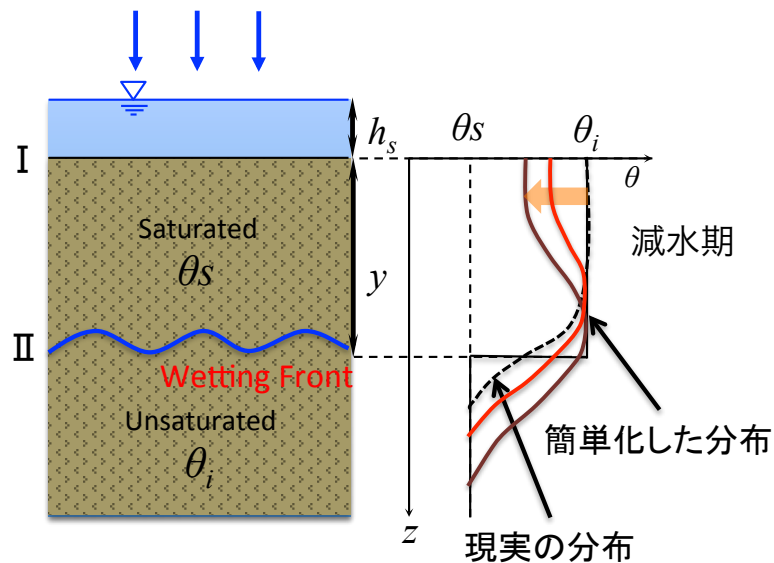


図 2-6 Green-Ampt 理論における表層下への浸透機構（土壌水分状態の推移）の概念図。（Green-Ampt 理論では表層から徐々に飽和域が発達する。一方で、一度飽和した領域が再び不飽和帯に戻る過程は再現されていない。表面流の発生機構を考慮した流出計算手法では、このメカニズムを鉛直浸透機構に適用しているため、二層、三層と更に下層への拡張が困難になっている。）

2-6 鉛直浸透機構と斜面流出機構を分離した降雨流出計算手法

地表面に到達した雨水がどのような経路を辿り河川や湖沼に到達するかは、水文学の分野において精力的に研究されてきた。一般的に洪水時の流出現象は複数の流出成分で構成されると考えられており、従来から山腹斜面を多層構造化して流出計算手法が提案されている。例えば、Horton(1933)は降雨流出過程を土壌の浸透能を超えた降雨量が、表面流として流出するものとして扱った。吉川ら(1979)は、一つのサブシステムとして逡減特性の異なるタンクを考え、それぞれのタンクの逡減率として、流域固有の標準逡減曲線を用いる多段多列タンクモデルを提案している。また、立川ら(2004)は土壌水分量を考慮し、高棹の手法に飽和・不飽和流れの機構を導入することにより物理過程に基づく流量流積関係式を提案している。立川ら(2005)の手法は斜面流下方向流れを対象としており、斜面内を多層構造として不飽和、飽和側方流および表面流を考慮している。また、呉らは流域の最小スケールを単一の斜面であると考え、単一斜面における土壌・地形特性に基づく降雨流出計算手法を提案している。

しかし、これらの研究は精力的に行われているものの、物理的意義を持ち普遍的に

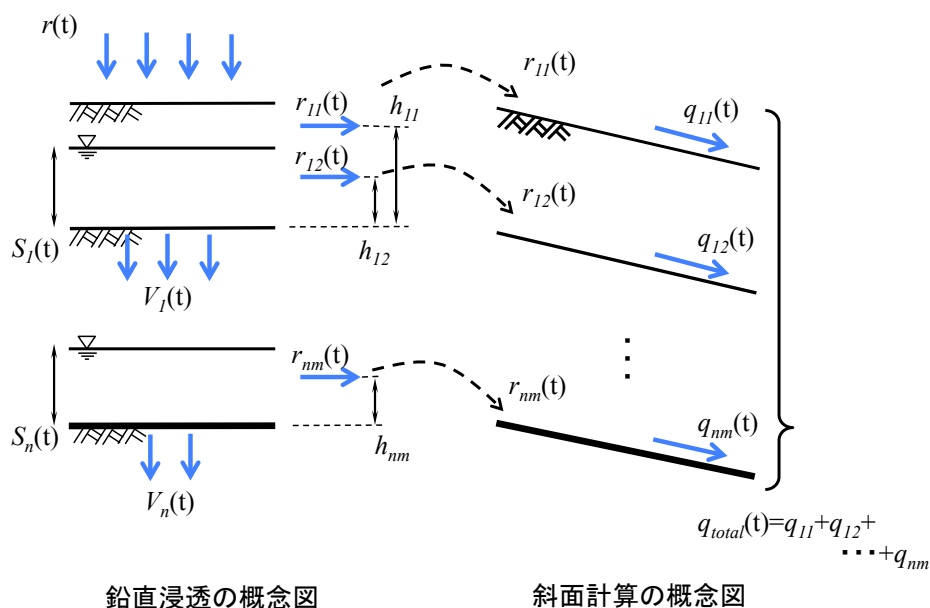


図 2-7 鉛直浸透・斜面流出機構を分離した流出計算手法の計算過程の概念図。(鉛直方向と斜面方向の計算を分離して考えている。鉛直浸透機構は、土壌内への浸透/次下層への浸透と斜面方向への配分との連続式から、有効降雨のイメージで、図中の r_{nm} を求める。また r_{nm} を受けて、単一斜面における降雨流出の基礎式を用いて、各層で q_{nm} を求める。)

洪水ハイドログラフを再現し得るには至っていないと著者らは考えている。

本章では、以上の背景より、既往の研究(呉ら 2005)で提案されている単一斜面における降雨流出の基礎式に、各土層内の水位、各層への浸透量、斜面への供給流出量から成る鉛直浸透機構を組み込むことで、斜面内多層流れを考慮した流出計算手法を提案するとともに従来の計算手法との再現性の違いについて議論する。(また付録では、本流出計算手法を草木ダム流域(254km²)に適用し、洪水流出解析及び長期流出解析への適用可能性について議論し、その有効性を示す。)

2-6-1 鉛直浸透機構と斜面流出機構を分離した降雨流出計算手法

(1) 流出計算手法の概要

山地流域における流出現象では、表面流より中間流が卓越することが知られている。このため、表面流と中間流の二層構造である既存モデルでは、実質的に中間層のみからの流出時とほぼ変わらない流出形態となり、ピーク値は再現することが出来ても、ハイドログラフの立ち上りや逡減部を再現するには限界があると考えられる。大規模出水もしくは斜面深層の流れを考慮した流出計算を行うためには、斜面内流れを多層

構造として扱う必要がある。

そこで著者ら(吉見 2013, 2014)は、以下に示す新しい流出計算手法を用いて再現性の向上を試みた。まず、山腹斜面が複数の層で構成されると考え、 n 層目における鉛直浸透について考える。 $n-1$ 層から n 層目への浸透量 $V_{n-1}(=b_{n-1}s_{n-1})$ 、 n 層目から $n+1$ 層目への浸透量 $V_n(=b_n s_n)$ と各層における流出に寄与する雨量(流出に寄与する降雨量)の連続関係から(2-37)式を得る。

$$\frac{ds_n}{dt} = V_{n-1} - r_{nm} - V_n \quad (2-37)$$

$$\begin{cases} r_{nm} = 0 & (s_n < h_{nm}) \\ r_{nm} = a_{nm}(s_n - h_{nm}) & (s_n \geq h_{nm}) \end{cases} \quad (2-38)$$

各層の流出に寄与する降雨量は(2-37)式に示すように土層内水位 s_n が各層の保水力 h_{nm} を超えた時点で発生するとする。また、鉛直方向への浸透量 V_n は土層内水位 s_n に比例するものとした。さらに、(2-37)式中の r_{nm} を(2-39)式の基礎式に斜面流出に寄与する降雨として与えることで一連の斜面計算が行われる。

$$\frac{dq_{nm}}{dt} = \alpha_{nm} q_{nm}^{\beta_{nm}} (r_{nm} - q_{nm}) \quad (2-39)$$

この鉛直浸透機構は、降雨が流出に寄与するまでの遅れ時間や損失雨量を表現することが出来る。鉛直浸透機構における各層の側方成分は、流出に寄与する降雨量として(2-39)式の入力降雨として与えられる。

ここに、 n : 層数、 m : 各層における側方成分の数である。例えば、流出高 q_{2l} は「表層から数えて2層目の上から1つ目の流出成分」であると考えられる。また、 s_n : 各層の土壌内水位[mm]、 a_{nm} 、 b_n : 各側方成分、浸透成分の比例定数[1/h]、 h_{nm} : 流出成分発生閾値[mm]、 r_{nm} : 有効降雨量[mm/h]、 V_n : 鉛直浸透量[mm/h]である。 α_{nm} 、 β_{nm} は(2-8)式中のパラメータ a_0 、 β にそれぞれ対応する。このような構造を取ることで、鉛直浸透に起因する非線形性、側方流出に起因する非線形性を表現可能となった。以上の計算過程の概念図を図2-7に示す。

(2) パラメータの推定

図2-8に示すように、検証に用いた構造をそれぞれ Type-A、Type-B、Type-C と定義し、Gauss-Newton 法(Björck1996)を用いることで、層構造を問わず、全てのパラメータを同時に推定した。パラメータの推定の対象とした洪水は、降雨量や降雨波形が様々な10洪水とした。

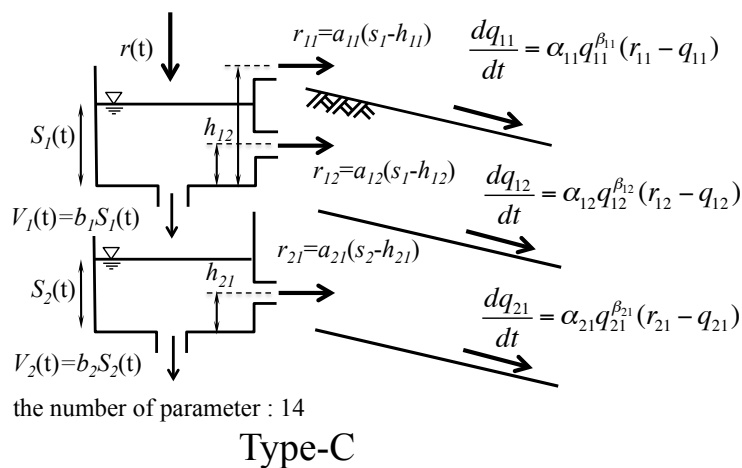
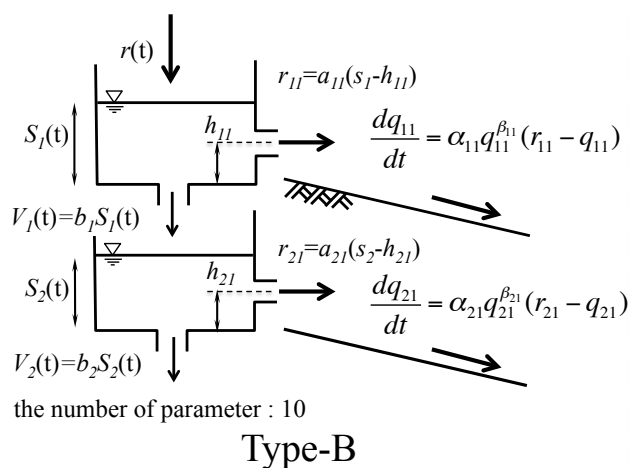
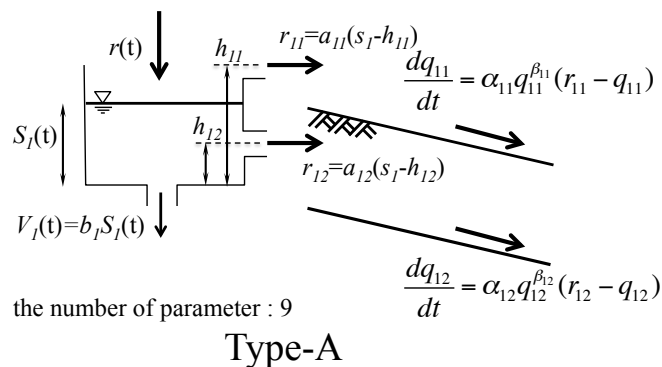


図 2-8 鉛直浸透・斜面流出機構を分離した流出計算手法の構造例。(Type-A, Type-B は土壤中の流れを二層で表現している。Type-A は比較的早い中間流と遅い中間流を同一の連続式として表現している。一方で, Type-B は 2 つの連続式を用いて早い中間流と遅い中間流を表現して, 差別化を図っている。つまり, Type-A の遅い中間流に比べて Type-B の遅い中間流の方が, 遅い流れとなっている。Type-C は 3 層の流れを表現しており, Type-A と Type-B を組合せた構造になっている。)

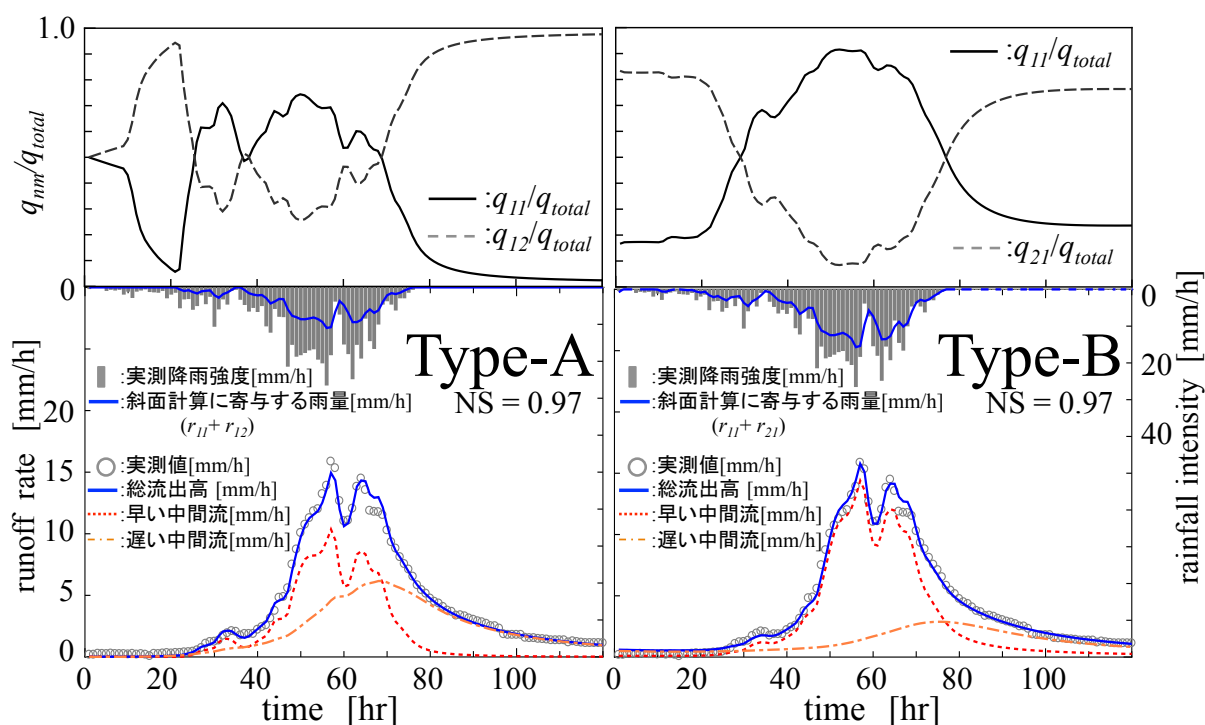


図 2-9 多層流れを考慮した流出計算手法を用いた Type-A 及び Type-B におけるパラメータの推定結果の一例。(上図は全時間にわたる各流出成分の構成比を表している。下図はハイドログラフとハイドログラフを描いている。表面流の発生機構を考慮した流出計算手法に比べて、ハイドログラフの立上りと逡減部の再現性が向上している事がわかる。)

2-6-2 既往モデルと提案する降雨流出モデルの計算結果の比較

(1) 流出計算手法の特徴

上述の考え方により、鉛直方向に多層構造をとる斜面流出計算が可能となった。また、既存モデルでは、入力降雨を有効降雨としていたため、実降雨に対して有効降雨を決定する前処理を行う必要があったが、鉛直構造の最下層からの浸透を考慮することでこの問題が解決され、各層からの流出成分の総和が斜面流出に寄与する降雨量として表現する事が可能となった。

(2) パラメータ推定の結果

パラメータ推定値の一例として、各層に対して側方流出成分が 1 つずつである Type-B の a_{ij} , b_i , α_{ij} , β_{ij} ($i=1\sim 2, j=1$) の推定結果を示す。鉛直浸透機構に寄与するパラメータのうち、 a_{11}, a_{21}, b_1, b_2 はそれぞれ、 a_{11} は 0.39~0.69, a_{21} は 0.10~0.21, b_1 は 0.01~0.28, b_2 は 0.01~0.14 であった。また、斜面計算に寄与するパラメータ $\alpha_{11}, \alpha_{21}, \beta_{11}, \beta_{21}$

はそれぞれ、 α_{11} は 0.05~0.21, α_{21} は 0.03~0.09, β_{11} は 0.61~0.82, β_{21} は 0.59~0.89 であった。 α_{ij}, β_{ij} に関して、既往の研究で示されている(2-39)式中のパラメータ a_s, β_s, a_0, β と比較した結果、いずれのパラメータも推定された範囲が妥当であり、洪水毎にパラメータが大きく変化することはなかった。

Type-A, Type-B の洪水ハイドログラフの再現結果を図 2-9 に示す。図 2-9 下図は、推定されたパラメータを用いて再現した各 Type のハイドログラフである。ハイドログラフに重なる青い実線は有効降雨を表しており、側方成分の総量であり、例えば Type-A では $r_{11}+r_{12}$ に対応する。図 2-9 上図は、総流出高と各流出成分の比を時系列で描いたものである。

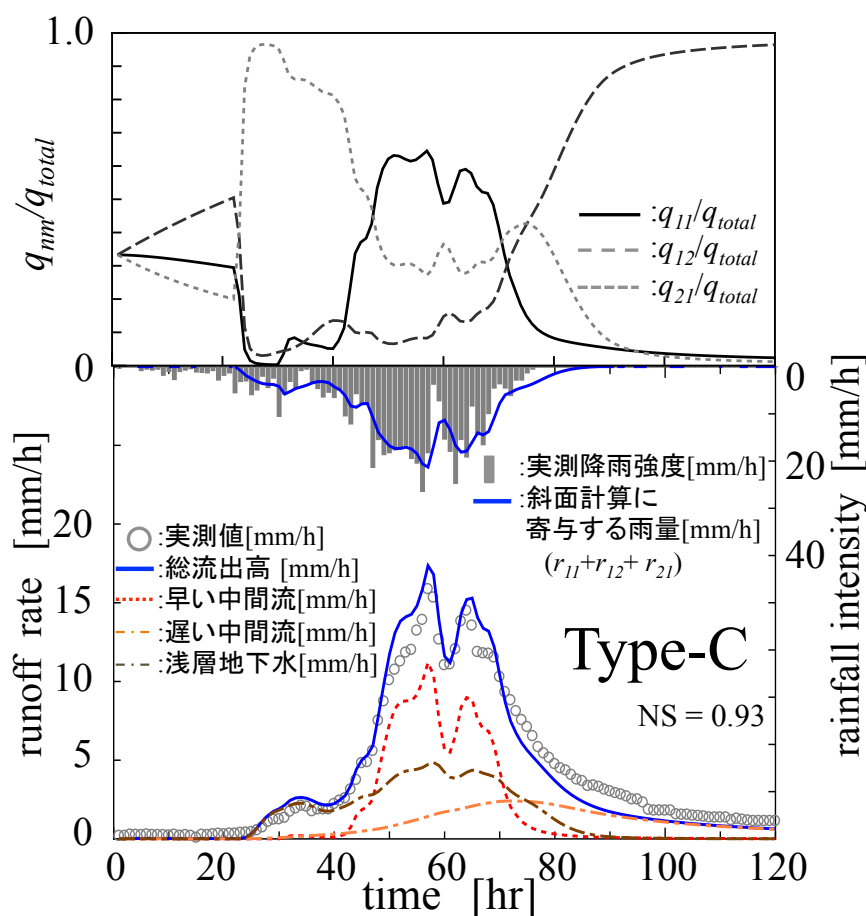


図 2-10 多層流れを考慮した流出計算手法を用いた Type-C におけるパラメータの推定結果の一例。(図の構成は図 2-9 と同じ。Type-C では 3 つの流出成分で構成されているが、Type-A, Type-B のほうが再現性は高い。ただし、特徴的な点はハイドログラフの立上りを構成する流出成分が最下層からの流出成分であり、流出形態としては、降雨開始以前に土壌中に含まれていた水分が押し出されて、流出成分を構成するようなメカニズムを表現できている点である。)

ハイドログラフの形状と各流出成分に着目する。Type-A 及び Type-B では、立ち上り及び低減部の再現性は良好であり大差はないが、図 2-9 上図からわかるように、両 Type の流出成分の構成比が時々刻々で異なる点が興味深い。図 2-9 の Type-A 上図を見ると、洪水立ち上りと逓減部では中間流出成分が多く割合を占め、ピーク付近では早い流出成分が多く割合を占めている事がわかる。Type-B では、ピーク付近で、一層目の流出量が卓越しており、流出の早い成分で洪水の大部分が形成されている事がわかる。これは一般的に言う早い中間流出に対応すると考えられる。再現精度に関して、Nash-Sutcliffe 係数(NS)を用いた比較を行った。NS 値はそれぞれ、Type-A:0.97、Type-B:0.97 であり、両者とも再現精度は良好である。いずれの洪水のパラメータ推定でも、Type-A, B とともに NS 値が 0.8 を下回るケースはなく、かつ前述のとおり、各パラメータのばらつきも小さかった。

図 2-10 に Type-C の再現結果を示す。Type-A,B より流出成分が 1 つ多い構造となっており、さらに深層の流出成分を表現している構造である。ピーク付近の流出成分に着目すると、一層目の早い流出成分が最も多く、次いで二層目の流出成分が多い。極めて特徴的なのは、ハイドログラフの立ち上りを形成している流出成分が最深部

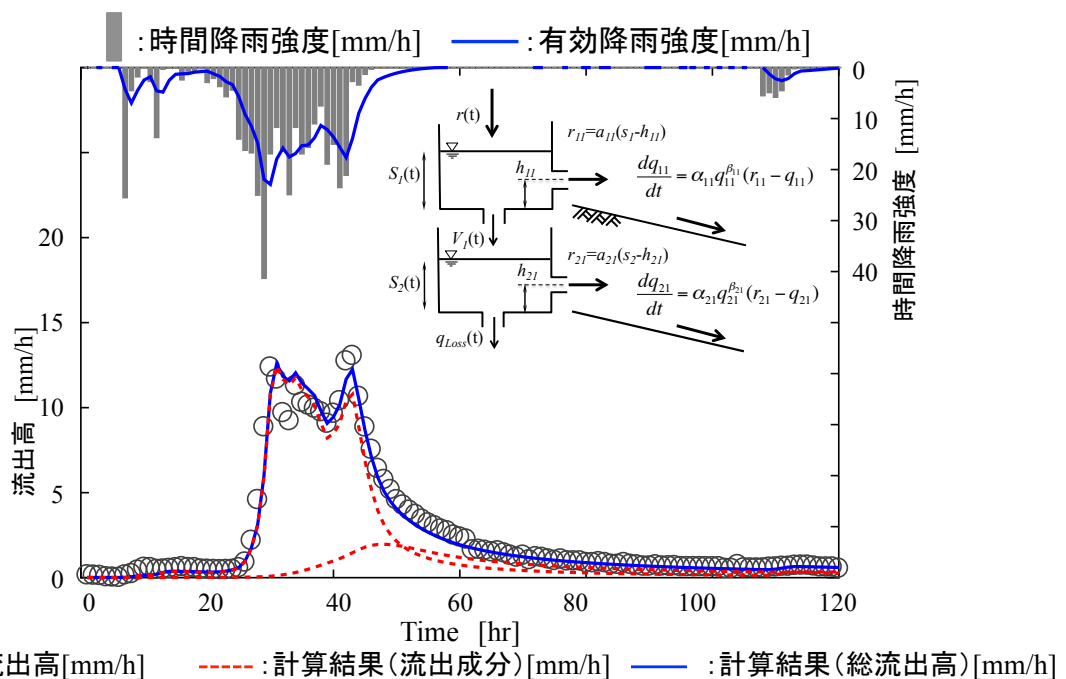


図 2-11 Type-B による再現計算結果。(Type-A, B, C の中で最も再現性が良かった構造を用いた再現計算結果の一例。パラメータは草木ダム流域の過去 19 洪水から推定したパラメータの平均値を用いている。平均的なパラメータを用いた流出解析で図のような再現性であるということは、本モデルのモデル構造の強靱性を示す結果であるといえる。)

(二層目)の成分である事である。実現象で考えると、土中に浸透した雨が貯留されていた土壌内の水分を押し出すような現象が再現されていると考えられる。一方で、ハイドログラフの形状に着目すると、Type-A,Bと比較して、一つ目のピーク値及び逓減部の再現性が良くない。これは推定された鉛直浸透に関するパラメータが他の2つのTypeと比較して小さいため、洪水期間中に深層へ浸透が少なく、早い流出成分でハイドログラフが形成されていた事が原因であると考えられる。ただし、Type-Cは $NS=0.93$ であり、Type-A,Bには劣るものの十分な再現精度であったといえる。

ピーク生起時間、ピーク流出高、洪水ハイドログラフの逓減部、その他洪水ハイドログラフの波形全体の再現性を確認すると、どの構造の推定結果も良好であるといえる。以上から、本計算手法は層構造に関わらず、いずれの構造においても大差なく洪水ハイドログラフを再現可能である事を示した。また、再現精度に大差はないものの、その流出形態は層構造によって異なる結果となった、

特筆すべきは、Type-C構造において洪水初期を深層の流出成分が形成するという結果である。つまり、本章で提案した流出計算手法は(初期状態にはよるものの)、入力(降雨強度)の影響が伝搬して深層から先に流出するという流出機構を表現しており、この点は鉛直構造と斜面構造を分離したことの本质であり、鉛直浸透での流出の遅れ、斜面流出での流出の遅れをそれぞれ考慮できていることが明瞭にわかる結果であり非常に興味深い。

(3) 既往洪水の再現性の検証

Type-Bに関して推定されたパラメータの平均値を取り、それを流域の最適なパラメータとして再現計算を行った。各パラメータの平均値はそれぞれ $a_{11}=0.57$, $a_{21}=0.14$, $b_1=0.12$, $b_2=0.05$, $\alpha_{11}=0.13$, $\alpha_{21}=0.05$, $\beta_{11}=0.68$, $\beta_{21}=0.68$ である。流出計算結果を図2-11に示す。

再現計算を行った洪水は、ハイドログラフの形状が二峰性であり、既存モデルでは再現の難しい洪水の一つであるものを選んだ。図2-11からもわかるように、ハイドログラフの適合度は立ち上り、ピーク値、逓減部の全ての部分で良好であった。

2-7 まとめ

第2章では、呉らが従来から提案している流出計算手法の鉛直浸透機構に新たな機構を組み込んだ計算手法を用いて、草木ダム流域を対象として、長短期流出解析を行い、妥当性と再現性に関して検証した。以下に得られた知見を示す。

- 1) 単一斜面における降雨流出の基礎式を用いて斜面内 n 層の多層流れを表現可能となった。また、最下層底部に浸透成分を設けることにより損失雨量を表現し、

入力降雨として有効降雨ではなく実測降雨を与えることが可能となった。

- 2) 洪水時の流出解析で複数の層構造を検証した結果、1つの洪水に対して複数の流出形態でハイドログラフを再現されることがわかった。
- 3) Type-C 構造では、洪水ハイドログラフの立ち上り部を形成する流出成分が最下層の成分で構成される結果であった。実際の流出現象がどのような流出形態を取り得るか定かではないものの、土壌水分が降雨に押し出されるような過程を経て流出し得る可能性を示している。この点に関しては、藤田らが過去に行ったトレーサー解析を再検討し、実現象と流出モデルの対応関係について検証を行う事で明らかとする必要があると考えている。
- 4) Type-B 構造において、推定された流出パラメータの平均値を用いて、既往洪水を再現した結果、立ち上り、ピーク値、逡減部を良好に再現可能である事を示した。

参考文献

- A. Björck: Numerical methods for least squares problems, *Society for Industrial Applied Mathematics*, Philadelphia, 1996.
- R. E. Horton: The role of infiltration in the hydrologic cycle, *Transactions American Geophysical Union*, Vol.14, pp.446-460, 1933.
- 高棹琢馬：出水現象の生起場とその変化過程，京大防災研究所年報，第6号，pp.166-180,1963.
- 立川康人，永谷言，寶馨：飽和・不飽和流れの機構を導入した流量流積関係式の開発，土木学会水工学論文集，Vol.48,pp.7-12,2004.
- 志村光一，大原憲明，松本浩志，山田正：水理計算に基づく大規模河道網の洪水流出特性に関する研究，水文・水資源学会誌，Vol.14, No.3, pp.217-228, 2001.
- 鈴木雅一：山地流域の基底流出逡減特性(I)，日林誌，66,pp.174-182,1984.
- 鈴木雅一：山地流域の基底流出逡減特性(II)，日林誌，66,pp.211-218,1984.
- 窪田順平，福嶋義宏，鈴木雅一：山腹斜面における土壤水分変動の観測とモデル化(II)－水収支および地下水発生域の検討－，日林誌，70(9),pp.3 順平 81-389,1988.
- 呉修一，山田正，吉川秀夫：表面流の発生機構を考慮した斜面多層降雨流出計算手法に関する研究，土木学会水工学論文集，Vol.49,pp.169-174,2005.
- 山田正，山崎幸二：流域における保水能の分布が流出に与える影響について，土木学会水理講演会論文集，Vol.27,pp.385-392,1983.
- 山田 正：時定数スペクトルを用いた山地小流域の洪水流出解析，土木学会論文報告集，314, 87-98, 1981.
- 山田 正，日野 幹雄，藤田 光一：小試験地における雨水の流出機構に関する研究，水理講演会論文集，26, 229-236, 1982.
- 山田 正，小林 稔：不飽和浸透の基本的特性とヒステリシスを考慮した新しい不飽和浸透理論，水理講演会論文集，32, 83-88, 1988.
- 山田 正，豊田 康嗣：洪水におけるハイドログラフの特性とその形成過程に関する研究，水工学論文集，35, 143-148, 1991.
- 山田正：山地流出の非線形性に関する研究，土木学会水工学論文集，Vol.47,pp.259-264,2003.
- 吉川秀夫，砂田憲吾，グエン・ソン・フン：洪水流量逡減曲線の特性を考慮した流出モデルに関する研究，土木学会論文報告集，No.283,1979.
- 吉見和紘，山田正：鉛直浸透機構を考慮した湧出計算手法の長短期流出解析への適用，土木学会論文集 B1 (水工学)，Vol.70, No.4, pp.367-372, 2014.

第2章 決定論的な流出過程に関する既往研究と改善点

吉見和紘, 山田正: 鉛直浸透を考慮した斜面内流出計算手法の提案, 土木学会論文集 G (環境), Vol.69, No.5, pp.145-150, 2013.

