パイプなどの水みちが発達した斜面土層からの流出水の通減特性

Recession Characteristics of Runoff Produced from a Soil Layer on a Hillslope with Widely-Developed Preferential Pathways*

谷 誠**

(森林総合研究所)

Makoto TANI

Forestry and Forest Products Research Institute

阿部敏夫***

(森林総合研究所関西支所)

Toshio ABE

Kansai Research Center, Forestry and Forest Products Research Institute

A hydrological process within a soil layer on a hillslope containing widely-developed preferential pathways was modelled in order to understand effects of slope properties such as soil physics on runoff from the hillslope characterized by various kinds of heterogeneities. A network of the preferential pathways on the impermeable layer was assumed to efficiently drain the discharge (Q_v) downslope produced from the bottom of the soil layer to which two-dimensional saturated-unsaturated flow was applied. A large difference was found in recession properties between Q_v and Q_L , the discharge produced from the downslope end of the soil layer through a lateral unsaturated flow in it. A comparison of the recession properties with those of runoff monitored in a small study catchment showed that Q_v decreased much more quickly than the observed stormflow although the recession of Q_L was similar to the observed baseflow. It was suggested that Q_v and Q_L could contribute to stormflow and baseflow, respectively, considering that some time-lag given by downslope flow within preferential pathways must be added to Q_v . Functional relationships were detected between each of the runoff components (Q_L and Q_v) and water storage integrated in the soil layer. These relationships might promote a parameterization of slope properties to runoff models.

Key words: Hillslope hydrology, Runoff recession, Preferential pathways, Saturated-unsaturated flow, Storage model

不均質な流出経路をもつ斜面からの流出に土壌物理性などの斜面特性が及ぼす影響を明らかにするため、底面にパイプなどの水みちが発達した土層が不透水層上に存在するとした斜面土層モデルを提示して、流出通減特性を検討した。土層には二次元飽和不飽和浸透流モデルが適用できるとし、土層底面からの流出は十分発達した水みちにより斜面下方へ排水されると仮定した。底面からの排水流出 Q_v と斜面方向への浸透流出 Q_L は、通減特性が著しく異なった。山地小流域の実測流量と比較したところ、 Q_v は観測された洪水流よりも著しく速い通減を示し、 Q_L は観測された長期無降雨時の基底流に近い通減特性を示した。水みちにおける流出にかかわる遅れ時間を考慮すると、 Q_v は水みちを通ることにより洪水流に寄与し、 Q_L は基底流に寄与すると考えられた。また、 Q_v 、 Q_L と土層内の貯留量とに関数関係が得られ、斜面特性の流出モデルへのパラメータ化の可能性が示唆された。

キーワード：斜面水文、流出通減特性、パイプ、飽和不飽和浸透流、貯留関数

*本論文の一部は、水文・水資源学会1995年研究発表会で発表した。

**森林総合研究所森林環境部 〒305 茨城県稲敷郡茎崎町松の里1

Forest Environment Division, Forestry and Forest Products Research Institute, P.O. Box 16, Tsukuba Norin Kenkyu Danchi-Nai, Ibaraki, 305 Japan.

***森林総合研究所関西支所 〒612 京都市伏見区桃山町永井久太郎官有地

Kansai Research Center, Forestry and Forest Products Research Institute, Momoyama, Fushimi-ku, Kyoto, 612 Japan.

I. はじめに

地形・地質・植生など流域諸条件が雨水流出に及ぼす影響を明らかにすることは、水文学における重要な目的のひとつである。ある流域の流出応答特性は一定の再現性をもち、タンクモデルのような優れた流出モデルで、一旦パラメータの値を同定しさえすれば、降雨量から流出量を精度良く推定することができる。けれども、流域諸条件がどのような役割を果たしているのかについて明らかにすることはきわめて難しい。観測しなくても流域諸条件から流出特性が予想できるというまでには、研究が到達していないわけである。

その原因としては、流域内の雨水の流出経路の不均質な性格を挙げなければならない。従来の hillslope hydrology の観測研究によれば、少なくとも森林でおおわれた自然斜面からの流出水は、洪水時でさえ、一旦地中に入った雨水によって占められており、水移動の速やかな選択的な流出経路 (preferential pathways) の役割が無視できないことがわかってきている (谷, 1987; McDonell, 1990; 北原, 1994)。このような不均質な経路がかかわっているため、均質で微小な場で適用される物理法則と流域スケールの流出応答の再現性とに、どのような対応関係があるのかがわかりにくくなる。例えば、透水性の大きい土壌をもつ流域とそうでない流域とにおいて、流域からの流出水の降雨応答特性の違いを考えたとする。均質な土層を仮定すると、斜面域での雨水流動は飽和不飽和浸透流モデルで計算でき (例えば Freeze, 1971)、透水性の降雨流出応答に及ぼす影響が予測できる。しかし現実には、土層内に含まれている選択的な流出経路のために、均質を仮定したモデルによる雨水の流出応答の結果がそのまま反映されないことが考えられる。不均質性をどのように捉えるのかをまず考えてみないと、流域特性の流出影響の議論は進展しないといえよう。

そこで、流域における不均質な経路の見方についてひとつの考え方を示す。今、流域が斜面と河道網によって成り立っているとすると、両者の雨水の移動速度は大きく異なり、前者が後者より遅いと考えられる。したがって、小流域を考えると、降雨の波形を入力として受け取った流域システムが流出波形を出力するのにあたって、斜面が河道よりも大きく波形を変化させるとみなされる (金丸・高棹, 1975)。すなわち、河道など雨水の移動が速やかに生じる経

路が降雨の流出応答に及ぼす役割は大きいものでなく、雨水を緩やかに移動させる斜面内の経路が降雨波形の変化に貢献するということになる。しかしながら、斜面内部の経路も一様でなく、移動速度の速い遅いがあることが次に問題になる。河道近くで斜面土層の断面をとると、雨水が断面に一様に分散して浸み出してくることは少なく、特定の場所に集中して流れ出すことが多い。その経路としてパイプ状の水みちなどがある。このような経路内の雨水移動は、土層のマトリクス内の水移動に比してかなり速やかなものであり、マニング則で表したときの粗度の値は、従来キネマティックウェーブ法による流出解析で表面流の粗度として扱われてきた値に匹敵するという結果もある (北原, 1994)。また、塩素イオンをトレーサーとした現場試験でも推定されている (Tsuboyama *et al.*, 1994) ように、地中の水みちは、時間的に変動するものと推測される。対象とする場所にもよるが、斜面土層内に水路が入り込んでいるというイメージが、均質な土壌層のイメージよりもむしろ実態に近いのではないかとさえ考えられる (谷, 1994)。

本論文では、土層にパイプ状の水みちが発達しているという概念を前提に斜面流出のモデルを提示し、斜面内部の物理特性が斜面からの流出特性にどのように影響するかを考えるための予備的作業として、モデルによって計算される流出の特性を調べるとともに、流出量と貯留量の関係や流出経路に関する推定を行う。なお、ここでは、きわめて湿潤な土層から排水が生じて行く減減過程を扱う。この過程は地表面からの降雨供給のない最も単純な条件といえる。最終的には、土層からの流出に対する降雨の応答特性について求めたいわけではあるが、その前に、降雨に影響されない条件下で、土層それ自身がもつ水流出特性を明らかにしておくべきであると考えた。

II. 解析手法

1. 斜面土層モデル

自然斜面における雨水の流出経路が図-1 の概念図のようであるとして、斜面土層モデルを提示する。すなわち、不透水層の上に透水性の土層があり、土層の内部や底面には縦横方向のパイプなどの水みちが発達しているとする。いま、土層の表面に降雨が与えられると、雨水が浸潤して不飽和土壌内の負のマトリックポテンシャルを上昇させてゆく。その上昇した場が不透水層直上に到達すると、まずそこで

図一 自然斜面における流出経路の概念図

の土壌のマトリックポテンシャルが負圧から正圧に変化する。このとき不透水層上にマクロポーアがないと、地下水面が上昇を開始するはずである(谷, 1982)が、パイプなどのマクロポーアでできた水みちがあるため、土壌マトリクスから水みちに向けてのポテンシャル勾配が生じ、雨水が土壌から水みちに浸出すると考えられる。水みちが密に分布しており、その中を雨水が速やかに斜面下方へ流下してゆくため、土壌内の飽和地下水面はほとんど上昇しないと仮定する。現実には、豪雨の場合には排水が滞って地下水面が上昇し、崩壊発生をもたらすこともあり得よう(内田ら, 1995)が、ここでは、通常の雨の場合を前提とする。また、土層内部には縦方向のパイプや土層底面より上部にも斜面方向のパイプがあるが、土層内部に地下水面が上昇しないと仮定しているので、パイプの周囲の土壌マトリクスが負圧にとどまって排水が生じないと考える。したがって、土層底面で、かつ正圧が生じる場合に限って、パイプは有効な水みちとして働くと考えられる。

水みちを底面にもつ土層について、具体的には次のようにモデル化する。傾斜の様な不透水層上に、土壌マトリクスの保水、透水特性が均質で、厚みの均等な土層がのっていると考える。このとき、土層内の土壌マトリクスの雨水移動は、奥行き方向にも均質であるとして二次元の飽和不飽和浸透流の基礎式が適用できるとすると、図一2のように、斜面方向に x 軸、それに垂直に z 軸をとって次のように表される(鈴木, 1984a)。

$$C \frac{\partial \psi}{\partial t} = - \frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_z}{\partial z} \quad (1)$$

図一2 底面に水みちをもつ斜面土層モデル

$$q_x = -K (\partial \psi / \partial x - \sin \omega) \quad (2)$$

$$q_z = -K (\partial \psi / \partial z + \cos \omega) \quad (3)$$

ここに、 C は比水分容量($=d\theta/d\psi$)、 ψ はマトリックポテンシャル($\text{cm H}_2\text{O}$)、 θ は体積含水率、 q_x 、 q_z は x 、 z 方向の単位面積当たりの流量(cm/sec)、 K は不飽和透水係数(cm/sec)、 ω は斜面の傾斜角である。

上記の式による雨水移動の解析には土壌物理特性を必要とする。ここでは、保水性の式として、谷(1982)により提示され、坪山・三森(1989)などに用いられ、Kosugi(1994)により森林土壌を含む多くの土壌への適用性が検討された次式を用いる。

$$\psi' = \min(0, \psi)$$

$$S_e = (\psi' / \psi_0 + 1) \exp(-\psi' / \psi_0) \quad (4)$$

ここで、 S_e は有効飽和度($=(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$)、 θ_s は飽和体積含水率、 θ_r は移動可能な水のほとんどない状態での体積含水率、 ψ_0 は比水分容量 C が最大になる時の圧力水頭($\text{cm H}_2\text{O}$)である。また、透水性には普通に使われているBrutsaert(1966)の式、

$$K = K_s S_e^\beta \quad (5)$$

を用いる。ここで、 K_s は飽和透水係数(cm/sec)、 β は定数である。保水性を表す式(4)は、多様な土壌に適用するには毛管水縁にかかわるパラメータ1個を追加する必要があるとされている(Kosugi, 1994)が、土壌物理性の基本的な影響について少ないパラメータで簡単に検討するため、そのままの形で使うことにした。また、土壌水分特性の異方性とヒステリシスは無いものとして扱うことにする。

2. 境界条件および計算手順

斜面上の土層上端の境界条件は不透水条件とする。土層表面と下端の境界条件は、浸出点より下ではマトリックポテンシャルがゼロで浸出するものとし、それより上ではポテンシャルが負になって不透水と

する。これらは, Freeze(1971)に用いられているのと同様である。ここでの境界条件の特色は底面条件にある。太田ら(1983)は土層の底面の ϕ をゼロに固定して一次元鉛直不飽和浸透の計算を行い, 土柱からの排水量を斜面側方への流れに与えるモデルを作成して, 人工降雨を与えた自然斜面からの流出を再現している。ここでは, このモデルの底面境界条件を応用する。すなわち, 土層と不透水層の境界部分に排水能力が十分な水みちがあるため, 土層底面の ϕ がゼロになって飽和帯が形成されると同時に水みちへの排水が生じるとし, ϕ が負の場合は排水しないとする。結果的には, 底面の境界条件として, 土層の表面や下端と同じ条件を与えることになる。

境界条件をまとめると, 斜面長を L (m), 土層の厚みを D (m)として, 次のようになる。上端($x=0, 0 \leq z \leq D$)で,

$$q_x = 0 \quad (6)$$

下端($x=L, 0 \leq z \leq D$)では, 浸出点の上側で,

$$\phi = 0 \quad (7)$$

浸出点の下側で,

$$q_z = 0 \quad (8)$$

となる。表面境界($z=D, 0 \leq x \leq L$)では, 通減過程を扱うので降雨はなく, 蒸発も与えないことにするので, 浸出点より上側では,

$$q_z = 0 \quad (9)$$

浸出点より下側では,

$$\phi = 0 \quad (10)$$

となる。底面($z=0, 0 \leq x \leq L$)でも, 浸出点の上側で,

$$q_z = 0 \quad (11)$$

下側で,

$$\phi = 0 \quad (12)$$

となる。

本論文では, はじめに述べたように, 湿潤な初期条件を与えて土層から排水される流出の通減過程を調べる。初期条件は, 土層全体が飽和している状態($\phi=0$)とした。

計算は, 鈴木(1984a)に示された差分法によった。なお, 浸出点の変動については次のような繰返し計算によって求めた。前時間ステップと同じ浸出点を仮定して計算を行い, 境界グリッドの ϕ が正圧になった場合, そのグリッドの ϕ をゼロとおいて, 再計算する。これにより, 浸出点が前進して排水の生じる場が拡大する。また, 前回と同じ条件で計算して,

境界グリッドの ϕ をゼロに維持するために境界外から水を吸引する結果となった場合, その境界を不透水として再計算する。これにより, 浸出点が後退して不透水境界が拡大するということになる。

3. 既存モデルとの関係

本論文で提示しているモデルについて, 既存モデルとの相違点や特徴をまとめておく。本論文では矩形土層における不飽和浸透流モデルを採用しているが, このモデルは鈴木(1984a)が基底流の通減を解析するために提示したものとほとんど同じである。両者の違いは, 鈴木モデルが底面境界を常に不透水としているのに対し, 本論文では水みちへの排水を考慮しているという点にある。一方, その底面境界条件を与えるために参考にした太田ら(1983)のモデルとの違いは, 太田モデルが土層内の水移動を一次元で扱っているのに対し, 本論文のモデルは二次元条件で表しており, 斜面方向へ向かう流れの成分と底面方向へ向かう流れの成分を同時に計算できるという点にある。結局, 本論文では, 二次元の水移動と, 底面からの排水が可能という境界条件が結合されているということになる。そのため, 鈴木モデルが基底流を, 太田モデルが洪水流をそれぞれ個々に対象としているのとは異なり, 後述のように, 洪水流から基底流まで, 広い範囲の流出通減にかかわる土層の役割が検討できることになる。

そこで, 土層における水移動の結果として計算される排水流量を, 図-2に示すように, 斜面下流端からのものと, 水みちの発達した底面からのものに分け, それぞれの特性や両者の関係について検討することにする。両者は, 次のように定義される。

$$Q_L = \int_0^D q_x(x=L) dz \quad (13)$$

$$Q_V = \int_0^L q_z(z=0) dx \quad (14)$$

ここに, Q_L : 下流端からの単位斜面幅当たりの流出量(cm^3/sec), Q_V : 底面からの単位斜面幅当たりの流出量(cm^3/sec)である。図における表示や流出と貯留の関係解析においては, 単位面積, 1時間当たりの水高 Q_{Lw} , Q_{Vw} (mm/hr)によって表すことにする。すなわち, 斜面長 L , 土層厚 D をm単位で表すとき,

$$Q_{Lw} = 360 / (L \cos \omega) Q_L \quad (15)$$

$$Q_{Vw} = 360 / (L \cos \omega) Q_V \quad (16)$$

となる。

Ⅲ. 対象流域の流出特性

1. 試験流域

本論文のⅣ章ではこれまでに提示したモデルによって計算される流出通減の結果の特性を、山地小流域の流出通減特性を比較対象基準として検討する。その前にこのⅢ章では、対象とする小流域の流出特性についてどのような知見が得られているか、さらに、これをもとに斜面内の流出経路がどのように推定されているのかを、主に既存の研究を整理することにより説明する。また、モデルで計算されるのは単一斜面の計算結果であり、これを多数の斜面と河道から成る流域の観測流出量と比較することに問題がないかについても考えておくことにする。

ここで対象とするのは、森林総合研究所の竜の口山森林理水試験地の南谷流域の観測流量である。当該試験地は、瀬戸内の少雨地帯に属する岡山市近郊にあり、1937年以来水文観測を続けている(谷・阿部, 1987)。南谷の流域面積は22.61ha、地質は秩父古生層、土壌はクレイロームに分類される礫の多く混じった粘土質土である。今回データを使用した1976年当時の植生は、1960年に植栽されたクロマツ人工林であった。

2. 出水解析結果からみた特性

本試験地流域の出水に対しては、キネマティックウェーブ法が適用でき、良好な再現結果が得られることがすでに明らかになっている(谷ら, 1982; Tani and Abe, 1987)。モデルで用いられる式を示すと、

$$\frac{\partial S_c}{\partial t} + \frac{\partial Q_c}{\partial x} = r \cos \omega \quad (17)$$

$$S_c = k_c Q_c^{p_c} \quad (18)$$

であり、ふたつのパラメータ k_c と p_c の値によってハイドログラフが計算される。ここで、 S_c は斜面に垂直な方向における単位幅当たりの貯留量(cm)、 Q_c は斜面に平行な方向への単位幅当たりの流量(cm^3/sec)、 r は出水に寄与する有効降雨(cm/sec)である。これらの式の適用に当たり、谷ら(1982)は、以前から普通に用いられてきたマニング則を運動則として適用し、 $p_c = 0.6$ を用いているが、Tani and Abe(1987)では、地中流の運動則がマニング則であると限定する必要がないとして、観測ハイドログラフを最も良く再現し得るパラメータの値 $p_c = 0.3$ が選ばれている。このように、本流域の出水に対してキネマティックウェーブ法が適用できることがすでに明らかになっている。

谷ら(1982)は、さらに、流域からの流出量を一個の平均斜面の計算結果で説明するかどうかについても検討している。対象流域はわずか22.61haの小面積流域であるとはいえ、多くの斜面と河道によって構成されている。このような小流域では、河道の長さが短く、河道での時間遅れによるハイドログラフの変形は小さいと推定される(金丸・高棹, 1975)。一方、多数の斜面から成るという点については、藤田(1980)によると、個々の斜面から得られる流出量の流域平均は、それらの斜面の地形量を流域内で平均して得られる1個の平均斜面から得られる流出量とは一般に異なり、その差は斜面長の分散が大きいくほど拡大することがわかっており、これについての検討の余地があるわけである。このため、谷ら(1982)の検討においては、南谷流域内の河道の40m毎に尾根まで等高線に垂直な曲線を引き、56個の斜面を抽出して、流域解析を実施している。その結果、斜面長の分布を考慮しても、1個の平均斜面で計算した場合との差が小さいことがわかった。しかし、この計算結果は $p_c = 0.6$ としたものであるもので、Tani and Abe (1987)が修正した $p_c = 0.3$ を用いた計算の結果をここで確認してみよう。

56個のそれぞれの斜面でのキネマティックウェーブ法による流出計算結果の平均値(Q_{cu})と、これらの斜面の水平長と垂直高を平均することによって求めた1個の平均斜面での同法による流出計算結果(Q_{ca})を、観測値とともに比較する。平均斜面の水平斜面長、斜面傾斜角の平均値は、121m、23.8°である。斜面長の分布特性などについては、谷ら(1982)に示されているので省略する。流出計算は、1976年9月の台風による総雨量372mmの長大な出水を対象として行った。本出水の場合、前半の降雨によって流域が十分湿潤になり、後半になると、降雨がほとんどすべて出水に寄与することがわかっており(谷ら, 1982)、その部分では有効降雨の代わりに観測降雨そのものを与えることができる。パラメータの値については、Tani and Abe (1987)と同じ $p_c = 0.3$ の値を採用した後、後半のハイドログラフを最も良く再現する $k_c = 0.8 \text{m}^{0.4} \text{sec}^{0.3}$ の値を求めた。結果を図-3に示す。有効降雨の降雨からの分離は行っていないので、前半は計算値の方が観測値より1オーダー以上大きい、湿潤になるとともに次第に両者が接近し、後半では計算値が実測値を良く再現している。また、藤田(1980)の結果と同様、 Q_{ca} は Q_{cu} よりピーク付近で大きくなる傾向がわずかに見られるが、ほとんど

図-3 竜の口山南谷の1976年9月出水に対するキネマティックウェーブ法の適用結果
 ——: 測定値,: 個々の斜面に基づく計算値(Q_{cu}), - - -: 平均斜面の計算値(Q_{ca})

一致しているとみてよい。もちろん、個々の斜面において計算される流出の特性は様々であり、例えば短い斜面からの流出はピークが大きく逓減が早いなどの計算結果が得られている。しかし、流域で平均した場合には、平均斜面からの計算結果にほぼ一致するという結果が確認された。なお、斜面長がもっと広い分布をもつ流域を対象とすると、あるいは、ピーク流出強度をきわめて精密に求めるときには、個々の斜面での計算が必要であることを付記しておく。

以上の検討から、南谷流域の斜面内の流出経路について次のような推定ができる。すなわち、キネマティックウェーブ法の適用結果から、個々の斜面上に、層や深さを特定することはできないにしても、「ひとつの流出場」が仮定でき、その場では降雨の供給を受けて斜面下方へ向かう流れが発生する、そしてこの流れが斜面下端に到達して洪水ハイドログラフを形成すると推測される。

また、斜面モデルの計算結果の流域における代表性の問題については、次のように考える。すなわち、流域の出口の洪水ハイドログラフは、河道でのハイドログラフの変形が無視できるとみて良いので、個々の斜面からの流出量の合計で与えられるが、上記の検討から、これを1個の平均斜面の計算結果で代表させても良いと判断する。短い時間変化のない基底流においては、なおさら、この代表性が保たれるとみられるから、ここでは、南谷流域からの観測流出量の特性が平均斜面からの流出量の特性と比較され得るものとして、以下の解析を進めることにする。

図-4 竜の口山南谷の土壌保水特性
 ○: 実測値, —: 式(4)

3. 斜面土層モデルの適用対象

前節の結果を基に、Ⅱ章で提示した斜面土層モデルを、竜の口山試験地南谷流域の平均斜面の条件に適用し、流域流出量の観測結果と比較する。すなわち、地形条件を $L\cos\omega$ (水平長)=121m、 $\omega=23.8^\circ$ とし(したがって $L=132$ m)、土層の厚み $D=1$ mと仮定する。その他のパラメータは、飽和透水係数 $K_s=0.003$ cm/sec、 $\beta=10$ 、 $\theta_s=0.36$ 、 $\theta_r=0.20$ 、 $\phi_0=-80$ cmH₂Oとした。保水特性に関わる θ_s 、 θ_r 、 ϕ_0 については、図-4に示すように、流域内で採土した結果(未発表)を参考に(4)式のパラメータを与えた。飽和透水係数は $0.1\sim6\times10^{-3}$ cm/secの範囲(Tani and Abe, 1987)にあることを参考に仮定した。不飽和透水性にかかわる β や土層の厚みは実測されていないし、測定された上記の値もこれらが流域を代表している保証があるわけではない。ここにも不均質性の問題がかかわってくるわけであるが、さしあたり、土層モデルからの流出が実測に照らしてどのような逓減特性を示すのかを調べる目的から、仮定の値を与えることにした。

図-5に、1976年の9-12月における時間単位の雨量と流出量の変化を示す。9月のはじめには、すでに述べたように台風による豪雨があり、大きな出水が生じており、その後に広い流出量範囲にわたる逓減がある。この期間は、流域の土壌水分条件として極限の湿潤条件からの逓減を示すとみられ、逓減

図—5 1976年9—12月における竜の口山南谷の降雨と流出の観測結果

(a) 12時間の通減ハイドログラフ

(b) 100日間の通減ハイドログラフ

図—6 斜面土層モデルの計算結果

——: Q_{Lw} ,: Q_{vw}

の解析の比較対象としてふさわしいものと考えた。また、11月下旬からは、降雨の影響のほとんどない約1ヶ月にわたる長い通減がある。ここでは、この2つの通減を計算との比較に用いる。

IV. 計算結果およびその観測との比較

1. 計算流量の通減特性

計算対象の斜面からの通減ハイドログラフを図—6に示す。図—6の左側の図(a)は、通減の始まって数時間の変化を、右側の図(b)は長期間の変化を示している。まず、底面からの排水 Q_{vw} は急激に減少して数時間以内に少なくなってしまう。 Q_{Lw} の方は一旦急に減少したあと、数日にわたりほとんど同じ流出量が継続する。その後緩やかな長期の通減が生じている。 Q_{vw} と Q_{Lw} を量的に比較すると、通減のごく初

期の2時間ほどは Q_{vw} が上回っており、その時期以降は Q_{vw} がほとんどゼロになってしまい、 Q_{Lw} のみになっている。

図—7は、マトリックポテンシャル ψ の分布の時間変化を示したものである。5分後、1時間後と比較すると、いずれも斜面にほぼ平行な等 ψ 曲線になっているが、5分後は表面付近の ψ が $-40\text{cmH}_2\text{O}$ であるのに対し、1時間後には約 $-70\text{cmH}_2\text{O}$ を超えている。いま、斜面に垂直な断面で、

$$\frac{d\psi}{dz} = -\cos\omega \quad (19)$$

であれば、斜面に垂直の z 方向にはマトリックポテンシャルが平衡で、流量がゼロになる。これを積分し、土層底面で $\psi = 0$ として、与えられた地形量、 $D = 1\text{m}$ 、 $\omega = 23.8^\circ$ を与えると、土層表面の ψ は -91cm

図-7 マトリックポテンシャル分布の時間変化
(a): 5分後, (b): 1時間後, (c): 1日後, (d): 3日後,
(e): 7日後。—: $\psi < 0$ となって, 底面からの排水が停止した部分(下端を Δ で示す)

H_2O となるから, 1時間後には, 土層底面を $\psi = 0$ とした場合のポテンシャル平衡の状態に近くなっていることになる。5分後は土層内の ψ が平衡状態の値よりもゼロに近い値で分布しているので, z 方向に向かう水理ポテンシャル勾配が大きく, 底面へ向かう流量が大きい, 平衡状態に近い1時間後には流量が小さくなってしまふわけである。このような ψ 分布の変化, すなわち, 斜面に垂直な方向における平衡状態への急激な移行は, 底面からの排水である Q_{vw} が短時間で急減少していること(図-6(a))に対応している。

そのあと1日後には, 斜面上端付近に土層底面が負圧の領域が現れている。この領域は, 3日間後にはさらに拡大する。しかし, 下端に近い部分では底面の ψ がゼロのまま残っており, その垂直上部には z 方向に対する平衡状態が維持される。このような平衡状態が成立している区間では, x 方向の ψ の勾配がゼロであり, 式(2)において, 水理ポテンシャルの勾配が斜面傾斜に等しくなるから, z 方向の断面を横切る斜面方向への流れの総量 Q_x は次式で表される。

$$Q_x = \int_0^D K \sin \omega dz \quad (20)$$

土壌物理性を表す式(4), (5)を代入すると, 平衡条件 $\psi = -z \cos \omega$ における流量 Q_{xq} は,

$$Q_{xq} = K_s \sin \omega \int_0^D \{ (-z \cos \omega / \phi_0 + 1) \times \exp(z \cos \omega / \phi_0) \}^b dz \quad (21)$$

となる。与えられているパラメータの値を代入すると, 数値積分によって, Q_{xq} は単位面積当たりの水高表示(式(15)参照)で0.15mm/hrとなる。図-6にみられる流量一定区間の値はこれに近く, Q_{Lw} の値に直接的にかかわっている斜面下端付近の ψ が平衡条件に近い状態が継続しているために一定流量が続く結果になることがわかる。

まず斜面上端に現れた底面の ψ が負の部分は, Q_{Lw} が一定値である間に斜面下方に拡大してゆく。全域の底面の ψ が負になっている7日後には, 斜面下端付近でも z 方向の ψ の平衡状態がくずれ, 底面の ψ がゼロであったときに斜面に平行であった ψ の等値線はやや傾いている。このような平衡状態の崩壊により, 斜面全体の ψ 低下が始まり, その結果として Q_{Lw} が再び減少してゆく(図-6(b))。

以上のように, Q_{Lw} の通減には, 底面の排水との関係によって値の一定な期間が含まれている。しかし, 土層からの流出の形態を基本的にまとめていえば, 最初卓越していた斜面の垂直方向の流れに依存している底面からの排水 Q_{vw} は急減少する一方, 斜面方向の流れによって賄われている斜面下端からの排水 Q_{Lw} は緩やかに通減し, 長期間継続するということになる。

2. 計算結果と実測との比較

前節で得られた斜面モデルによる計算結果による流量通減の緩やかさの程度を, 竜の口山の南谷で実測された流出量の通減に照らして検討する。この検討においては, 通減を時間として表現すると具体的にわかりやすいので, 半減期を用いることにする。半減期は, ある時刻の近傍における流出通減曲線を指数関数

$$Q(t + \Delta t) = Q(t) \exp(-b \Delta t) \quad (22)$$

で近似した場合にその近似関数で計算される流出量が半分になる時間で定義される。ここで, Q は流出量, Δt は指数関数で近似する時間, b は通減を表す係数(hr^{-1})である。半減期 $t_h(hr)$ は,

$$t_h = -\ln 0.5 / b \quad (23)$$

図一 8 流量と半減期の関係

—: Q_{Lw} 計算値,: Q_{vw} 計算値

○: 南谷1976年9月の通減実測値

▲: 南谷1976年11—12月の通減実測値

となる。なお、流出通減曲線は、片対数紙上で流量低下とともに緩やかになってゆき、半減期が長くなってゆく傾向があるため、流出量の値との関係を考慮する必要がある。図一8にその結果を示す。ここで、曲線は計算結果から、記号は竜の口山南谷の9月と11—12月の通減過程の実測流出量から求めたものである。9月の通減は短時間に大きく変化するため Δt を1時間、11—12月の通減では Δt を1日として計算した。

図一8をみると、まず、 Q_{vw} は半減期が1時間以内でたいへん小さいことがわかる。 Q_{Lw} には、すでに述べたように、ほぼ一定になる期間があるため、半減期がきわめて大きくなってしまふ。その後、流量の通減が始まるとともに、一旦100時間程度の値になり、再び増加してゆく。一方、南谷の1976年9月の実測流出量の半減期をみると、図一3にも示された流量の大きな期間では、数時間から十数時間の半減期である。流量が約0.03mm/hr付近までは、実測流量の半減期はあまり大きくならないが、これより以下では半減期が急に大きくなる。1976年11—12月の長期通減の時は流量が9月よりも少ない範囲にあり、その半減期が流量通減とともにさらに大きくなってゆく。流量が0.01mm/hr付近になると、観測流量の半減期は Q_{Lw} のそれに近づいている。

このように、計算された土層からの流出2成分のうち、底面からの排水流量である Q_{vw} の通減は南谷

の実測流出量の通減より著しく速いこと、これに対し、斜面方向に流下してきた流量 Q_{Lw} の通減は、その流量一定の期間以降は、実測よりも緩やかであるが、南谷の実測流量において長期の通減が続く場合には、両者の通減の速さが接近するという結果が得られた。

V. 流量と貯留量の関係

流域からの流出量の降雨に対する応答は、一般に、流量と貯留量の関数関係をベースにした貯留型モデルによって良く再現されるが、パラメータの物理的意味が見いだしにくい。そこで、水理学的に流れを扱ういわゆる分布型モデルにおいて、斜面上端から下端まで積分して求めた貯留総量と下流端流量の関係を調べ、パラメータの意味を明らかにしようとする研究が行われている。例えば、藤田(1980)はキネマティックウェーブ法をもとに、松林ら(1994)は二次元飽和不飽和浸透流モデルをもとに、流量と貯留量の関係を調べている。本論文においても、ここで提示した斜面土層モデルをベースにした貯留型モデルの可能性を検討するため、流量と貯留量の関係、いわゆる貯留関数関係を調べることにする。

図一2のモデルにおいて、斜面上の土層の貯留量 V (m³) は次のように表される。

$$V = \int_0^L \int_0^D \theta dz dx \quad (24)$$

土層内において動き得る水の総量を基準にとり無次元表示(V_*)で表すと、

$$V_* = \frac{V - LD\theta_r}{LD(\theta_s - \theta_r)} \quad (25)$$

になる。なお、タンクモデルのように、単位流域面積当たりの貯留水高 V_w (mm) で表す場合は、土層全体にわたって $\theta = \theta_r$ で、動き得る水が全くなくなるような状態での V_w をゼロとおくことにより、

$$V_w = 1000D(\theta_s - \theta_r) V_* / \cos \omega \quad (26)$$

で与えられる。

図一9に、計算流量 Q_{vw} 、 Q_{Lw} の V_* に対する関係を、両対数目盛りで示す。 Q_{vw} は早い時期に急激に減少し、大きな貯留量の時にしか流出が生じない。 Q_{Lw} は、一旦減少した後、上述のように一定の値を保つため、この期間では貯留量だけが減少している。流量がさらに小さくなると、 Q_{Lw} と V_* の関係は、両者が直線関係になっているため、 k_L 、 n_L を係数とおいて次式で近似できる。

$$V_* = k_L Q_{Lw}^{n_L} \quad (27)$$

すでに、底面からの排水を考えない二次元土層から

図-9 土層内貯留量 (V_*) と流量 (Q) の関係

—: Q_{Lw} ,: Q_{vw}
 -----: $Q \propto V_*^n$ を表す直線

の飽和不飽和浸透流モデルの計算により、 n_L は $1/\beta$ に等しくなることが、松林ら (1994) によって明らかになっているが、図に示すように、ここでも勾配が 0.1 になっていることが指摘できる。先に述べたように、この時期には、底面の ϕ が負の値になって Q_{vw} はゼロになっているため、もともと底面からの排水がない場合と同様の貯留と流量の関係が得られたものと解釈できる。

底面からの排水流量である Q_{vw} の方は、 V_* が大きな値の時に急減少する。図-7 の ϕ 分布に関する議論から、底面の ϕ がゼロで斜面に垂直の z 方向にマトリックポテンシャルが平衡条件になって Q_{vw} がゼロになることがわかる。そこで、この平衡条件での V_* を V_{q*} と書くと、式(4)に式(19)を代入して次のように表される。

$$V_{q*} = -2\psi_0 / D \cos \omega - (1 - 2\psi_0 / D \cos \omega) \exp(D \cos \omega / \psi_0) \quad (20)$$

数値を入れると、 $V_{q*} = 0.87$ が得られ、図-9 の Q_{vw} の急減少に対応している。 Q_{Lw} は、このとき、式(2)で与えられる平衡条件の流量 Q_{xq} になり、しばらく安定することになる。

V_* が平衡条件における V_{q*} より大きい場合にのみ Q_{vw} の流出が生じている生じていることに基づき、土層全体の間隙と平衡条件における間隙の差を基準とする無次元の有効貯留量 V_{e*} を次式で定義して、 Q_{vw} との関係調べる。

図-10 土層内有効貯留量 (V_{e*}) と流量 (Q) の関係

—: Q_{Lw} ,: Q_{vw}
 -----: $Q \propto V_{e*}^n$ を表す直線

$$V_{e*} = \frac{V_* - V_{q*}}{1 - V_{q*}} \quad (21)$$

図-10はこの関係を示しており、 k_v 、 n_v を係数とおいて、

$$V_{e*} = k_v Q_{vw}^{n_v} \quad (22)$$

の関係をもつ区間がある。 n_v の値は0.4で、 n_L よりも大きい値となっている。このような、流量と有効貯留量に関する式(22)の関係と、 n_v が $1/\beta$ より大きくなる傾向は、一次元浸透での底面排水の場合にも認められている(谷, 1985)。すなわち、 n_v に相当する指数は β の他、保水性と土層の厚さすなわち流れの場の鉛直方向の長さに関する。そして、保水性を表す ϕ_0 の土層厚に対する比の絶対値で定義される α が1より十分小さいときは、この指数が $1/\beta$ に接近するが、 α が大きいときには指数が1に近づくことがわかっている。本モデルの場合、 Q_{Lw} を生産する場合は斜面長方向の流れであって鉛直高さが53m ($=L \sin \omega$)に及ぶため、 ϕ_0 の絶対値に比し十分大きくて n_L が $1/\beta$ に等しくなったのに対し、 Q_{vw} を生産する場の鉛直高は0.91m ($=D \cos \omega$)で ϕ_0 の絶対値(0.8m)に近い値になるため、 Q_{vw} に対する指数 n_v が0.4という $1/\beta$ より1に近い値になったと考えられる。

VI. 流出経路に関する考察

1. 洪水流にかかわる流出経路

本論文で提示した斜面モデルの成立を前提とし、ここでは、流出経路について考察を加える。図-8

に示される観測流量は1 mm/hr以上のかかなり大きな洪水流出の範囲を含んでいるが、観測された洪水流出量の半減期よりも Q_{vw} はずっと小さな半減期をもっている。不飽和浸透流であるにもかかわらず、斜面の z 方向に速いポテンシャルの伝播が生じているといえる(谷, 1985)。いまでも、水みちでの斜面方向への流れのもつ通減半減期が同様にきわめて小さいとすると、河道での開水路流れの半減期は小さいとみてよいから、流域の流出量は、 Q_{vw} に近い半減期をもつ速い通減を示すであろう。しかるに、図-8の結果は、南谷の実測流量がこれよりも大きい半減期をもつことを示している。したがって、斜面土層内の水みちの流れの半減期は、 z 方向の浸透流のそれより大きいものと考えられる。土層底面からの排水 Q_{vw} には、その底面から斜面に垂直な土層の長さ(ここでは $D=1$ m)がかかわっているに過ぎないが、水みちにおいては、いかにパイプが発達していたとしても、場の全長が斜面の傾斜方向の長さ(ここでは $L=132$ m)であって、その長い流下距離故に遅れ時間が生じると考えられる。斜面下流端へ現れる流量の通減は、土層内の斜面垂直方向への時間遅れと水みちでの時間遅れが合わさることにより形成され、後者での遅れが大きいというように推測される。

Ⅲ章2節においてキネマティックウェーブ法による出水の解析結果を示したが、このモデルでは、降雨がそのまま斜面方向への流れに供給されると仮定していた。この流れの場を土層底面の不透水層上の水みちと特定したとすると、降雨波形ではなく土層底面からの排水の波形が水みちに与えられなければならない。 Q_{vw} の半減期が流域流量の観測結果のそれに比べきわめて小さいという図-8の結果は、土層内部での降雨波形の変形が小さいことを意味しており、斜面方向の流れに直接的に降雨を与えても、見かけ上無理が生じないため、キネマティックウェーブ法が良く適合したというように解釈できる。

ところで、このような結果は、洪水流に対する土層のマトリックスの役割が小さいということを意味するわけではない。図-3の出水を顧みると、洪水初期の実測流量は、降雨すべてをキネマティックウェーブ法に入れた計算値よりも2オーダーも小さい。このことは、土壤乾燥のため、流域のごく一部以外の場所では雨水が土壤マトリックスに保持されてしまうことを示している。そこで、Tani and Abe (1987)は、斜面の下部から上部に向けて初期損失量が大きくなると仮定し、洪水流の発生にかかわる場

を河道付近から尾根へ拡大させることによって、ハイドログラフを再現している。このような経験的な洪水発生への取扱いの物理的背景は、マトリックス内の水移動過程に求められるはずである。すなわち、降雨の波形が土層の深さ方向に速やかに伝わり、水みち中を流下する洪水流の発達に貢献するのか、土層のマトリックス内の貯留量の増加によって一旦吸収され、蒸発散や斜面方向へのマトリックス流に寄与するのかは、飽和不飽和浸透流によって形成される、斜面上の場所毎の土壤マトリックスの乾湿状態によって決まると考えられる。したがって、土層内の土壤マトリックスの洪水流発生に対する役割はきわめて大きいと結論づけられる。

2. 基底流にかかわる流出経路

水みちを通った流出が少なくなるような長期の通減期間の後には、土層内の斜面方向に向かう浸透流が残り、大きな半減期の通減がさらに続く。このような斜面方向に向かう不飽和浸透流が長期無降雨時の基底流出の通減を説明することについては、すでに鈴木(1984a, b)の研究によって明らかにされている。鈴木モデルは、土層底面の排水を考えないものであるが、本論文のモデルでも、通減が長く続いた場合には、土層底面の ϕ は負であって Q_{Lw} だけが唯一の流出成分であるため、同様の結果をもたらしたものとみられる。これに対し、二次元の不飽和浸透流を基底流出だけでなく、より遅れの小さい中間流や洪水流にも連続して適用した研究もある(例えば窪田ら, 1987)が、基底流の場合より問題点が大きいそうである。すなわち、飽和透水係数を実測で得られる値よりもずっと大きい値にしないと流出量が再現できない、そのため水移動がダルシー則の範囲にはいらないという結果になるからである。これに反し、速い地中流が消失してしまった後は、均質な土層内における斜面方向の不飽和浸透流が基底流をもたらしていると単純に考えてよいであろう。

3. 流出経路と貯留型モデル

以上の流出経路についての考え方を概念図として、図-11に示し、次のようにまとめてみる。浸透能の小さい特殊な場を除くと、雨水はまず土層内に入り、そこで水みちに排水される成分と土壤マトリックス内を下方へ流れる成分に分離される。水みちを通して斜面下方へ流れる成分は、洪水流から中間流として流出し、マトリックス内を流れる成分は長期無降雨後

図一11 推定される流出経路の構造と通減特性、貯留関数の式形

の基底流となる。それぞれの流出経路での半減期を南谷の値を参考にして図に示しておく。また、水みちでの流れにキネマティックウェーブ法が適用できるものとする。水みち内の総貯留量と流量には、藤田(1980)が明らかにしたように、両対数紙上で直線になるという、式(27)、(30)と同様の関係がある。したがって、斜面土層モデルにおける底面からの排水流出量、斜面方向への浸透流出量、水みち流出量は、いずれも対応する貯留量と両対数紙上で直線関係があり、いわゆる貯留関数で表されることになる。このことは、貯留型モデル(例えば福島・鈴木, 1986; 近藤ら, 1992)の物理的根拠を明らかにし、流域特性が流出に及ぼす影響を、斜面のスケールにこだわらずに検討してゆく上で重要である。大気モデルとの結合をも念頭においた広域の水循環モデル開発などに対して、この検討作業が必須といえよう。

4. 斜面の物理特性の流出影響

本論文のはじめに提起した、「不均質な流出経路を含む斜面における土壌の物理性など斜面特性の流出への影響の解明」という観点から、本論文のモデルの意味を考えてみよう。かつて谷(1985)は、土壌の物理性が一次元鉛直不飽和浸透流によって生じる土層底面からの排水特性に及ぼす影響を検討した。このような一次元での取扱いは、小杉(1996)によって、土壌一般の中における森林土壌の影響の特徴を解明する議論に展開されつつある。一方、斜面上の土層内の水移動を二次元飽和不飽和浸透流モデルによって取り扱った解析によると、保水性を表すパラメータの影響が小さいことが指摘されてきた(鈴木, 1984a; 窪田ら, 1987)。この点に関して、本論文のモデルでは、土層底面からの排水が生じることから、

上記の一次元浸透流による保水性の影響解析の傾向が、土壌マトリクスでの洪水流と基底流の分離を通じて、斜面下端から河道へ供給される流量の特性に伝わることを考えられる。本論文では、不透水層上に発達していると考えている水みちそのものの流出は定式化しておらず、境界条件としているのみであるが、これによって、土壌の物理性が流出に及ぼす役割を検討できる可能性が得られた。

VII. おわりに

流域における降雨・流出応答関係に対して自然斜面の特性がどのように影響を及ぼすのかを明らかにすることは、森林および森林土壌の水源涵養機能を問題にする上で最も基本的な研究課題である。しかし、多様な不均質性が介在していて、パラメータ化をどうするかということ以前に、流出経路をどのように認識するかということを考えざるを得ない。この認識は、流出量の応答を考えるか、水質形成を考えるかなどという目的性にも依存するにちがいない。本論文は、土層の底面に水みちが広がっているという見解をベースに、流出量の応答関係の中でも基礎的な通減特性の説明を試みた。次の課題としては、この認識を前提にして、広域に適用できる貯留型モデルへのパラメータ化を進めることが考えられる。その一方で、流出経路にかかわることで得た認識を再検討するため、斜面スケールでのフィールド実験を工夫して行うことが同時に重要と考えている。

引用文献

- Brutsaert, W. (1966): Probability laws for pore-size distributions, *Soil Sci.*, **101**, pp. 85-93.
- Freeze, R.A. (1971): Tree-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. *Water Resour. Res.* **7**, pp. 347-366.
- 藤田睦博(1980): 斜面長の変動を考慮した貯留関数法に関する研究, *土木学会論文集*, **314**, pp. 75-86.
- 福島義宏・鈴木雅一(1986): 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, *京大演習林報告*, **57**, pp. 162-185.
- 金丸昭治・高棹琢馬(1975): *水文学*, pp. 140-143, 朝倉書店, 東京.
- 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, pp. 63-115.
- 近藤純正・渡辺力・中國信(1992): 日本各地の森林蒸発散量の熱収支的評価, 天気, 39, pp. 685-695.
- Kosugi, K. (1994): Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention, Water Resour. Res. 30, pp. 891-901.
- 小杉賢一朗(1996): 水源涵養機能に対して森林土壌がおよぼす効果について, 107回日本林学会大会講演要旨集, pp. 262.
- 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, pp. 258-269.
- 松林宇一郎・高木不折・古田直(1994): 不飽和浸透流理論に基づく斜面流出モデルの集中化について, 土木学会論文集, 497, pp. 11-20.
- McDonell, J.J. (1990): A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. Water Resour. Res. 26, pp. 2821-2832.
- 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, pp. 125-134.
- 鈴木雅一(1984a): 山地小流域の基底流出逕減特性 (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, pp. 174-182.
- 鈴木雅一(1984b): 山地小流域の基底流出逕減特性 (II) 蒸発散量が流出逕減に与える影響, 日本林学会誌, 66, pp. 211-218.
- 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, pp. 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, pp. 449-460.
- 谷誠(1987): 森林土壌の水源涵養効果の解明に向けて, 水利科学, 31(4), pp. 35-61.
- 谷誠(1994): 斜面と河道の会合ところ, 水文・水資源学会誌, 6, pp. 601(後半は同誌, 7, pp. 147).
- 谷誠・阿部敏夫・岸岡孝(1982): 雨量がすべて直接流出になる条件での流出解析, 日本林学会大会論文集, 93, pp. 463-466.
- 谷誠・阿部敏夫(1987): 森林変化の流出に及ぼす影響の流出モデルによる評価, 林業試験場研究報告, 342, pp. 41-60.
- Tani, M. and T. Abe (1987): Analysis of stormflow and its source area expansion through a simple kinematic wave equation, Forest Hydrology and Watershed Management, (IAHS Publ. no. 167), pp. 609-615., IAHS, Wallingford.
- 坪山良夫・三森利昭(1989): 有限要素法による林地斜面浸透流の数値実験, 水文・水資源学会誌, 2(2), pp. 49-56.
- Tsuboyama, Y., R.C., Sidle, S. Noguchi and I. Hosoda (1994) Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment, Water Resour. Res. 30, pp. 879-890.
- 内田太郎・小杉賢一朗・大手信人・水山高久(1995): 斜面土層内のパイプが地下水面形に及ぼす影響に関する実験的研究, 日本林学会論文集, 106, pp. 505-508.

(1996年4月26日受付, 6月26日受理)