

京都大学工学部 正員 高橋 琢馬
 京都大学工学部 正員 ○篠葉 充晴
 京都大学工学部 学生員 北村 英和

① 概説 流路延長の小さい流域では河道流下に伴う流出の遅れ・変形の効果は流域斜面での雨から流出への変換に比して十分小さいと考えてよいが、河道流下距離が大きくなれば流域内に分布する河道、すなわち河道分布系の出水過程を考察する必要がある。この河道分布が出水に及ぼす影響の構造と流域斜面特性の影響の構造とは異なるので、河道分布の影響を考察するための流出モデルとしては最小限これらに対応してそれぞれの交換系を持っているものが要求される。言い換えれば、斜面交換系モデルと河道交換系モデルとを持たねばならない。

この要求を満たすモデルの一つに kinematic wave 法がある。本研究では kinematic wave 法による河道分布系の解析を試みる。さて、流域内の河道分布を考慮した出水解析法としては流域分割による方法が考えられる。

kinematic wave 法では流域分割によって河道分布を考慮することはモデルの構成自体それを要求するという意味で本質的である。それ故、流域分割の程度は近似の程度としての意味をもつ。一方、同じく流域を分割としても各分割要素のモデルとして応答モデルを考える場合には意味が異なる。応答モデルは本質的に総合的であるから、流域分割の意味があいまいになる。

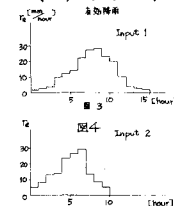
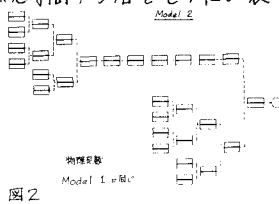
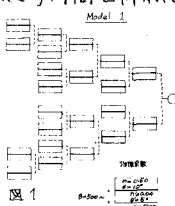
流域を分割して各分割要素のモデルとして kinematic wave 法を適用する場合、分割の程度も如何に決定するかが問題となる。一つには分割数の増大が計算量を増し、大きな容量を必要とするからである。他方、あまりに小さい分割数では河道分布の効果を十分捉えきれずに不正確になるが、操作パラメータ（例えば斜面粗度）がある場合には河道分布の效果に操作パラメータがひきまかれてパラメータの意義があいまいになるからである。この分割の程度の問題は距離スケールの問題の一つであって未解決の課題である。分割の程度を決定するには河道分布の影響を正しくだけ簡単に表現することが必要である。しかるに、流出の非線型性と場の複雑さのための河道分布の影響を陽に表わすことは困難であってケーススタディにとどまっているのが現状である。本研究では、河道分布系のモデルとして一つの近似法を提案しこの問題への足掛りとした。

② 等価粗度法の問題 ここでは分割数が小さい時に生ずる問題を指摘する。さて、斜面粗度を操作パラメータ（等価粗度）として流出モデルを同定するには流域の分割が適切であるという前提が要る。従来はこの点についてあいまいであったように思える。筆者らは、流域分割と等価粗度との関係をみるために図1、2に示すような仮想の流域モデルを設定し、数値実験を行った。図中、矩形は斜面を、太線は河道区分を示す。河道の結合状態だけの影響をみるために各物理定数は一様とした。有効降雨は図3、4の2例を考えた。流出は厳密に kinematic であると仮定し、各分割要素を個々追跡して得られるハイドログラフを基礎とし、それと単位流域の斜面粗度を操作パラメータとして得られるハイドログラフとの適合度を比較した。ここに適合度の基準としては

$$(1) (t_p - t_p^*)/t_p^* \leq 0.05, (2) (Q_p - Q_p^*)/Q_p^* \leq 0.05, (3) \int_0^T |Q(t) - Q^*(t)| dt / \int_0^T Q^*(t) dt \leq 0.05$$

の3つを採用した。添字 * は Peak における値であることを示し、記号 * は基礎となるハイドログラフの値であることを示す。T は流出終了時間で降雨継続時間の3倍をとった。表1にこれらの適合度を示した。表1をみると、

パラメータを変動させても上記の基準を満足するものではなく、河道分布の効果を等価粗



Model	Input	観測	計算	基準 (%)
1	1	0.2	0.23	4.64
		0.5	0.12	7.69
		0.4	1.47	2.77
		0.2	12.09	49.18
1	2	0.5	0.22	7.29
		0.4	1.49	5.14
		0.6	0.46	4.32
		0.7	0.73	3.74
2	1	0.5	0.90	1.80
		0.7	0.89	4.66
		0.4	0.98	1.94
		0.7	0.20	5.80

表 1

度も操作することばかりすることばかりでないことがわかる。さらに、図1・2に示す流域は斜面粗度を同じに設定したにも拘らず、比較的適合度のよいものについてみたとき等価粗度の値が変っていることがわかる。これは等価粗度の値が河道分布の効果にひきまられていることを示すものである。

[3] 近似追跡法

河道分布による影響は、線型河道のもとでは比較的簡単な構造をもつ。ここに線型河道の仮定とは流域内のある河道区分上の点Pへの流入量が、流入量の大きさによらず場所Pの外によって定まる遅れ時間 $\tau(P)$ の経過後に対象地点に流出するというものである。したがって、この仮定のもとでは、流出 $Q(t)$ は、

$$Q(t) = \int q_p(t - \tau(p)) dx_p \quad \dots \quad (1)$$

と表わされる。ここに $q_p(t)$ は、地点Pへの河道への単位幅横流入量であり、積分領域は流域内の全河道区分とある。いま、 $q_p(t)$ が全河道区分で場所的に一様であると仮定する； $q_p(t) = q(t)$ 。このとき(1)は

$$Q(t) = \int q(\tau) h(t - \tau) d\tau \quad \dots \quad (2) \quad h(t) = \int \delta(t - \tau(p)) dx_p \quad \dots \quad (3)$$

と書きなおされる。ここに $\delta(t)$ はデルタ函数である。(2)式から明らかのように、 $h(t)$ は横流入量 $q(t)$ から流出 $Q(t)$ への変換単位図である。また、これは(3)式によって流路内集中時間関係に結びつけられる。かくて、線型河道の仮定のもとでは、比較的容易に河道分布系の構造を明らかにすることが出来る。

さて、筆者らは河道の非線型性は合流構造には大きな影響を与えることはないものと考えて(2)、(3)式の考え方をkinematic wave法による追跡にとり入れた。これを図5、6で説明する。

ただし、遅れ時間 $\tau(P)$ は対象地点までの距離だけで定まるものと仮定して話をすすめる。図5で q_1, q_2 は対象地点までの距離の等しい2地点での流入量であり、図6で対応する地点にこれらの和を流入させることを示している。図6では区分数が少くなるから容量・計算量が少くなる。図6で○で囲んだ数字は累加する流入量の数を示している。さて、図6のように変換したときの河道のパラメータを次のように決定する。ある河道区分が k 個の累加流入を持つとする。

各々の河道区分での流量と流水断面積との関係を $Q_k = \alpha_k A_k^m \quad \dots \quad (4)$ とする。したがって流速は

$u_k = \alpha_k A_k^{m-1} \quad \dots \quad (5)$ である。変換された河道区分についても同様に $Q = \alpha A^m \quad \dots \quad (6)$, $u = \alpha A^{m-1} \quad \dots \quad (7)$

と表わされるものとする。両者が等価であるためには $Q = kQ_k \quad \dots \quad (8)$, $u = u_k \quad \dots \quad (9)$ であらねばよい。(4)~(9)

より $\alpha = \alpha_k / k^{m-1} \quad \dots \quad (10)$

を得る。 m は非線型性の程度を表す指標であるから、そのままとする。

ここで提案した近似追跡法の数値実験の結果は次の図に示すように良好であり、流域を分割して個々追跡して得られるハイドログラフに比べてその誤差は無視できる程度である。

[4] 由良川流域への適用と考察

由良川大野ダム地点の出水特性については過去よく調査・研究されている。できるだけ未知パラメータを少なくするために、由良川大野上流域を対象として選定した。大野上流域は流域面積約46.0 km²の山間地を林相も良好である。

(1) 有効降雨の計算法 有効降雨とは実質的に表面流に供給される雨水のことをいう。ところが表面流の生起場は降雨条件によって複雑に変化するので、厳密にこれを求めるのは困難である。ここでは、土湿量変化を考慮した算定法によった。すなわち、土湿量の各境界量を図7に示すように考え、 $W_s = nD$, $W_c = W_s - \gamma D$ として求める。ここに、 D はA層厚、 n は空隙率、 γ は有効空隙率である。いま、中間流出域で土湿量を S とし、中間流出がらに比例するものと考え、 S に関する連続条件は、

$$dS/dt = -\alpha S + r(t) - f(t) \quad 0 \leq S \leq W_s - W_c \quad \dots \quad (11)$$

となる。ここに、 $r(t)$ は降雨強度、 $f(t)$ はA層底からの浸透能である。

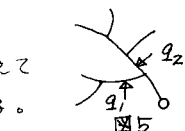


図5

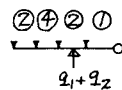


図6

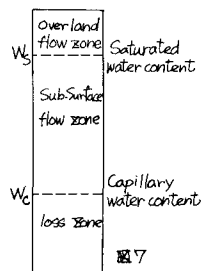


図7

$S < 0$ になるときは、降雨 $r(t)$ の分だけ A 層底から浸透するものとし、 $S > W_b - W_c$ になるときは余剰分は地表面流に供給されるものとした。 $f(t)$ は Horton の浸透能方程式 $f(t) = f(0) + (f(\infty) - f(0))e^{-mt}$ に従うものとした。このとき、時刻 t_1 から t_2 の間に水みち、あるいは地表面の表面流に供給される雨水は

$$S(t_1) + \int_{t_1}^{t_2} [r(t) - f(t)] dt - S(t_2) \quad \dots (13)$$

として算定される。以上の算定に必要なパラメータの値としては、石原らが由良川の多数の資料をもとにして求めた値を使った。

(4) 地下水流出 地下水流出は、初期基底流量が一定値で継続するものとして算定した。これに見あう雨水を全河道区分に流域面積に比例して定率に流入させた。

(1) 流域分割 ④ まず、20 万分の 1 の地形図の河道表示をもとに、22 個の流域に分割した。各物理定数のうち、斜面勾配は一律に $1/3$ とし、河道勾配は地形図より求めた。斜面流・河道流とも Manning の流速公式に従うものとし、斜面粗度係数を 0.1、河道粗度係数を 0.04 とした。⑤ ④ で求めた流域分割図において河道区分長・斜面長を平均化し、図 10 で述べた方法で流域を変換した。この際、⑩ 式の α_k は累加される各河道区分の定数の平均をとった。ここでの平均化操作による誤差は問題にならない程度であることが数値実験においてわかった。

(2) 結果と考察 図 10 に、531.9.27 の降雨と有効降雨、斜面流出を示した。有効降雨の算定には多少問題があるが、図 10 でみる限り、A 層の野留作用のため、有効降雨はかなり平滑化されるのがわかる。また、有効降雨から斜面流出波形への変形の程度は、降雨から有効降雨波形への変形に比して小さく、有効降雨算定の重要度を物語る。

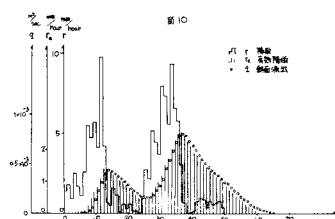


図 11 に実測ハイドログラフと計算ハイドログラフを示した。計算ハイドログラフは近似追跡法によるものである。個々追跡した計算ハイドログラフと近似追跡法によるハイドログラフの間には殆んど差がなくその誤差は 1% 程度に過ぎない。このことは、河道分布の影響を考えるモデルとして近似追跡法が十分であることを示している。とすれば、図 6 で〇で囲んだ数字の系列で河道分布特性を考えようことになる。分割数を増大してもこの系列の分布特性は変動しないと考えられ、集中化スケールにある手掛りを与えるものと考えられる。なお、ここで述べた近似追跡法は、水系分析の手法としての Horton-Strahler 方式よりも Shreve の方式に関連が深いことを述べておく。実測ハイドログラフと計算ハイドログラフの差は大きく、有効降雨算定に問題があることを示している。

5 結語

本研究では、河道分布が出水に及ぼす影響を解析するための簡略化追跡法を述べ、数値実験でその近似が良好なことも確めた。この方法では分割数を増加させても容量を増加させる必要はないのが利点である。なお、有効降雨の算定に問題があり、雨から流出への精密なモデルを構成するには至っていない。今後、この点に検討を加えたいと考えている。また、河道分布の簡略化スケールについても、検討を加えるつもりである。

