

# 山腹斜面流出系における一般的な流量流積関係式の集中化

## LUMPING GENERAL KINEMATIC WAVE EQUATION OF SLOPE RUNOFF SYSTEM

市川 温<sup>1</sup>・小椋俊博<sup>2</sup>・立川 康人<sup>3</sup>・椎葉 充晴<sup>4</sup>・宝 馨<sup>5</sup>

Yutaka ICHIKAWA, Toshihiro OGURA, Yasuto TACHIKAWA,  
Michiharu SHIIBA and Kaoru TAKARA

<sup>1</sup>正会員 工修 京都大学 防災研究所 助手 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

<sup>2</sup>学生会員 京都大学大学院 工学研究科 修士課程 (〒606-8501 京都市左京区吉田本町)

<sup>3</sup>正会員 工博 京都大学 防災研究所 助教授 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

<sup>4</sup>正会員 工博 京都大学大学院 工学研究科 教授 (〒606-8501 京都市左京区吉田本町)

<sup>5</sup>正会員 工博 京都大学 防災研究所 教授 (〒611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

The method to lump a general kinematic wave equation of the slope runoff system is described. The method is as follows: At first, the basin topography is modeled as a set of slope units using digital topographic information. From the topographic model, the spatial distribution of the upslope contributing area is easily obtained. Secondly, the spatial distributions of the discharge and the flow area are calculated assuming that the rainfall - runoff system is under a steady state. Finally, the storage volume of the slope system is calculated by spatially integrating the flow area and then the lumped relation between the storage volume and the outflow discharge is obtained. The flow area can not be always analytically integrated and some numerical computations are required. Then the technique to reduce the numerical computations is also given.

**Key Words :** Lumping, General kinematic wave equation, Digital topographic information, Steady state assumption, Relation between the storage volume and the outflow discharge

### 1. はじめに

これまで、分布型流出モデルに関する数多くの研究がなされてきたが、現業の場で活用されている例はいまもって少ない。その理由の一つに、流出計算にかかる負担が大きいということが挙げられる。

筆者らは、このような負担を軽減するために、分布型流出モデルを集中化する研究を行なってきた<sup>1),2),3)</sup>。本論文では、山腹斜面系における一般的な流量流積関係式を出発点として、対象とする斜面系の貯留量と流出量の関係を導出する手法を展開し、その具体例として、本手法を用いて表面流・中間流統合型 kinematic wave モデル<sup>4)</sup>を集中化した例を示す。さらに、この集中化された表面流・中間流統合型 kinematic wave モデルを仮想的な单一斜面および実際の流域に適用し、その結果について考察する。

### 2. これまでの集中化手法の問題点

筆者ら<sup>3)</sup>は、山腹斜面系における雨水流動を逐一追跡計算するのではなく、雨水の空間的分布を定常状態

のそれで近似することによって、山腹斜面流 kinematic wave モデルを集中化する手法を開発している。この手法の利点は、そのパラメタ値が、概念的な集中型モデルとは違って、数値地形モデルから得られる地形量を用いて計算されることにある。

しかし、この手法によって構築されたモデルでは、採用した流量流積関係式が非常に単純なものであったために、表面流もしくは中間流のどちらか一方しか考慮することができず、表面流と中間流とが混在して生起するという実際の流出形態をうまくモデル化できていないという問題点があった。そこで以下では、より一般的な流量流積関係式を出発点として、流れのモデルを集中化する手法を展開する。

### 3. 集中化手法

#### (1) 概説

基本となる考え方は、市川ら<sup>3)</sup>と同様である。すなわち、対象とする山腹斜面系を、矩形の小斜面（斜面素片）の集合体としてモデル化し、そのモデルから得られる地形量を利用して、流量ならびに通水断面積の空

間分布を定常状態のそれで近似する。そして通水断面積を空間的に積分することによって、対象とする山腹斜面系における貯留量を求め、貯留量と流出量の集中化された関係を導出する。

ただ、市川ら<sup>3)</sup>と異なるのは、流れのモデルとして一般的な流量流積関係式を採用するために、降水強度によって流れの様相が異なり、通水断面積の空間積分を必ずしも解析的に実行できるとは限らないという点である。そこで、本手法では、貯留量と流出量の関係を離散的に求め、離散値の間は、線形補間で内挿することにする。この離散的な貯留量と流出量の関係と連続式を組み合わせて流出計算を行なう。

## (2) 具体的手順

### a) 基礎式の導出

流量流積関係式が次式で与えられているとする。

$$q(x, t) = g(h(x, t)) \quad (1)$$

ただし、 $q(x, t)$ : 単位幅流量、 $h(x, t)$ : 水深である。流量流積関係式にはいろいろなタイプが考えられるが、ここでは  $q$  が  $h$  の関数として陽に表され、かつ  $h$  で積分可能なものを考える。(1)式を  $h$  について解いた式を、

$$h(x, t) = f(q(x, t)) \quad (2)$$

と書くことにする。 $f$  は、 $g$  が  $h(x, t)$  のべき乗といった単純な形であれば、陽に求まるが、たとえば、表面流・中間流統合型 kinematic wave モデルのように少し複雑になると、 $f$  を陽に求ることはできない。

いま、対象とする山腹斜面系に、定常でかつ空間的に一様な降水が与えられ、降水 - 流出系が定常状態になっていると仮定する。このときの降水強度を  $\bar{r}$  と書くことになると、山腹斜面系内のある地点での流量は、その地点の集水域の面積に  $\bar{r}$  を乗じたものとなる。

この状態において、ある斜面素片の貯留量を求ることを考える。貯留量を  $s$  と書くことにすると、

$$s = \int_0^L w(x) h(x) dx \quad (3)$$

である。ただし、 $L$ : 斜面素片の長さ、 $w(x)$ : 斜面素片の幅である。また、降水 - 流出系が定常であるという仮定から、斜面素片内の流量は次式のように表される。

$$\begin{aligned} Q(x) &= Q(0) + \bar{r} \int_0^x w(x') dx' \\ &= \bar{r} A_{up} + \bar{r} \int_0^x w(x') dx' \end{aligned} \quad (4)$$

$A_{up}$  は当該斜面素片の上流域の面積である。各斜面素片に対する  $A_{up}$  は、数値地形モデルから計算されているとする。ここで、斜面素片は幅一様の矩形であるから、 $w(x)$  を  $\bar{w}$  (一定) と書き直して以下を得る。

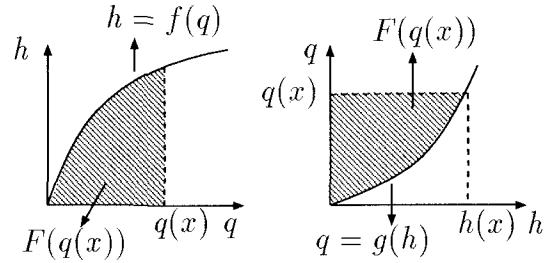


図-1  $f, g, F$  の関係

$$s = \bar{w} \int_0^L h(x) dx \quad (5)$$

$$Q(x) = \bar{r} A_{up} + \bar{r} \bar{w} \int_0^x dx' = \bar{r} A_{up} + \bar{r} \bar{w} x \quad (6)$$

$$q(x) = Q(x) / \bar{w} = \bar{r} A_{up} / \bar{w} + \bar{r} x \quad (7)$$

### b) 貯留量の算出

各斜面素片の貯留量を求めるには、(5)式の積分を実行すればよい。しかし、(2)式で与えられる  $f$  は、先にも述べたように、陽に求まっているとは限らないので、(5)式の積分を解析的に実行することはできない。各計算断面の流量に対応する水深を数値的に求め、これを数値積分するという方法も考えられなくはないが、数値計算による誤差が発生するという問題がある。ここでは、極力少ない数値計算で(5)式の積分を実行する方法を示す。ここで示す方法によれば、一つの斜面素片の貯留量を求めるのに必要な数値計算の回数は、わずか二回である。

まず(7)式を  $x$  で微分して次式を得る。

$$dq/dx = \bar{r} \rightarrow dx = dq/\bar{r} \quad (\text{ただし } \bar{r} \neq 0) \quad (8)$$

したがって、(5)式は、

$$\begin{aligned} s &= \bar{w}/\bar{r} \int_{q(0)}^{q(L)} f(q) dq \\ &= \bar{w}/\bar{r} [F(q(L)) - F(q(0))] \end{aligned} \quad (9)$$

と変換することができる。ただし、 $dF/dq = f$  である。(9)式の意味は、流量と空間座標の間に1対1の関係があることを利用して、通水断面積の空間的な積分を流量での積分に変換したことである。

図-1は、 $f, g, F$  の関係を模式的に示したものである。 $f$  が、たとえば  $q$  の多項式のように  $q$  で陽に表され、かつ解析的に積分可能であれば、 $F$  は容易に計算できるが、ここでは  $q$  が  $h$  の関数として与えられていることを想定しているので、一般には  $f$  は  $q$  の陽な関数として求めることができず、それゆえ  $F$  も  $f$  を解析的に積分して求めることができない。

しかし、 $g$  は  $h$  で積分可能である（と仮定している）。したがって、ある単位幅流量  $q(x)$  に対応する水深  $h(x)$ （図-1 右）を求めることができれば、 $F(q(x))$  は次式を用いて求めることができる。

$$F(q(x)) = q(x)h(x) - \int_0^{h(x)} g(h)dh \quad (10)$$

そこで、以下のような手順で  $s$  を計算することにする。まず、ある降水強度  $\bar{r}$  を仮定する。すると、降水-流出系が定常であるとの仮定から、(7) 式を用いて対象とする斜面素片の上下端での単位幅流量  $q(0)$ ,  $q(L)$  を計算することができる。つぎに、その単位幅流量に対応する水深を数値的に求める。最後に、(10) 式を用いて  $F(q(0))$ ,  $F(q(L))$  を求め、(9) 式から  $s$  を計算する。このように、一つの斜面素片の貯留量を求めるのに必要な数値計算の回数は、斜面素片上端と下端の水深を求める計算の二回である。以上の手順ですべての斜面素片の貯留量を計算する。対象とする山腹斜面系全体の貯留量  $S$  は  $\sum_{i=1}^N s_i$  として求まる。ただし、 $N$ : 斜面素片の数,  $s_i$ : 斜面素片  $i$  の貯留量である。このときの山腹斜面系からの流出量  $O$  は  $\bar{r} \sum_{i=1}^N A_i$  となる。 $A_i$  は斜面素片  $i$  の面積である。この手順を、降水強度  $\bar{r}$  を変えて繰り返し、様々な降水強度に対応する  $S$  と  $O$  の関係を求めておく。この手順の計算機アルゴリズムを以下にまとめる。

- (0) 降水強度  $\bar{r}$  の上限値  $\bar{r}_{max}$ 、計算ステップ数  $M$  よび計算刻み値  $d\bar{r}(=\bar{r}_{max}/M)$  を与え、計算ループのカウンタ  $j$  を 1 に設定する。
- (1)  $\bar{r} = j \cdot d\bar{r}$  とする。
- (2) (7) 式を用いて、 $\bar{r}$  に対応する斜面素片  $i$  の上下端での単位幅流量  $q_i(0)$ ,  $q_i(L)$  を計算する。
- (3)  $q_i(0)$ ,  $q_i(L)$  に対応する水深  $h_i(0)$ ,  $h_i(L)$  を数値的に求める。
- (4) (10) 式を用いて  $F(q_i(0))$ ,  $F(q_i(L))$  を求める。
- (5) (9) 式を用いて  $s_i$  を計算する。
- (6) (2) ~ (5) をすべての斜面素片について繰り返す。
- (7)  $S = \sum_{i=1}^N s_i$ ,  $O = \bar{r} \sum_{i=1}^N A_i$  として、 $S$  と  $O$  の関係を記憶する。
- (8)  $j = j + 1$  として (1) ~ (7) の手順を繰り返す。  
 $j > M$  となったら計算を終了する。

こうして求めた  $S$  と  $O$  の離散的な関係を運動方程式として流出計算を行なう。離散値の間は線形補間で内挿する。

### c) 貯留量 - 流出量関係の外挿

上に述べた方法では、 $S$  と  $O$  の関係を離散的に求めているために、 $\bar{r}_{max}$  を超えるところでの  $S$  と  $O$  の関係が定義されない。 $\bar{r}_{max}$  を十分に大きくとっていれば

（たとえば 200 mm/hour など）実用上は問題ないが、ここでは  $\bar{r}_{max}$  を超えるところでの  $S$  と  $O$  の関係を外挿する方法も与えておく。

$\bar{r}_{max}$  を超えるところでは、 $S$  と  $O$  の関係は  $S = KO^P$  で与えられるとする。 $K, P$  は定数である。この  $K, P$  を以下のようにして決定する。まず、上述の手順で計算した、 $\bar{r}_{max}(=M \cdot d\bar{r})$  に対応する貯留量を  $S_M$ 、流出量を  $O_M$  とし、 $(M-1) \cdot d\bar{r}$  に対応する貯留量を  $S_{M-1}$ 、流出量を  $O_{M-1}$  とする。 $S$  と  $O$  の離散的な関係と  $S = KO^P$  は  $(S_M, O_M)$  で連続しているので、

$$S_M = KO_M^P \quad (11)$$

を得る。また、 $(S_M, O_M)$  での  $dS/dO (= KPO_M^{P-1})$  を次式で近似する。

$$\frac{dS}{dO} = KPO_M^{P-1} = \frac{S_M - S_{M-1}}{O_M - O_{M-1}} \quad (12)$$

(11), (12) 式から  $K, P$  は以下のように求まる。

$$P = \frac{O_M}{S_M} \cdot \frac{S_M - S_{M-1}}{O_M - O_{M-1}} \quad (13)$$

$$K = S_M / O_M^P \quad (14)$$

## 4. 表面流・中間流統合型 kinematic wave モデルの集中化

### (1) 概説

3. で述べた手法を用いて、表面流・中間流統合型 kinematic wave モデル<sup>4)</sup>を集中化する。筆者らが以前構築した集中型モデル<sup>3)</sup>では、表面流もしくは中間流のどちらか一方しか考慮することができなかったが、上記の手法で集中化された表面流・中間流統合型 kinematic wave モデルでは、表面流と中間流が混在して生起する流れの計算が可能であることを 5. で示す。

表面流・中間流統合型 kinematic wave モデルの連続式および流量流積関係式を次に示す。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r \quad (15)$$

$$q = g(h) = \begin{cases} ah & (0 < h < d) \\ \alpha(h-d)^m + ah & (h \geq d) \end{cases} \quad (16)$$

ここで、 $h$ : 水深 [m],  $q$ : 単位幅流量 [ $m^2/sec$ ],  $t$ : 時間 [sec],  $x$ : 空間座標 [m],  $r$ : 降水強度 [ $m/sec$ ],  $\alpha = \sqrt{\sin \theta}/n$ ,  $\theta$ : 斜面勾配 [rad],  $n$ : Manning の粗度係数 [ $m\text{-}sec$ ],  $m$ : 流量流積パラメタ [-] ( $> 1$ ),  $a = k \sin \theta/\gamma$ : 地中水実質流速 [ $m/sec$ ],  $k$ : 透水係数 [ $m/sec$ ],  $\gamma$ : A 層空隙率 [-],  $d = \gamma D$ : A 層の空隙部分の深さ [m],  $D$ : A 層厚 [m] である。

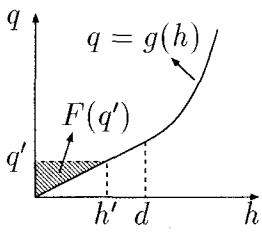


図-2  $h' < d$  の場合

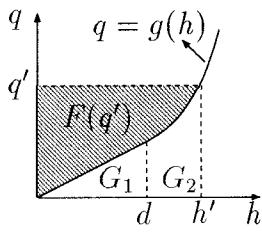


図-3  $h' \geq d$  の場合

## (2) $F(q(x))$ の算出

本論文で展開した集中化手法の本質は、(9), (10) 式にある。すなわち、通水断面積の空間積分を流量での積分に置き換え、さらに、 $F(q(x))$  を求めるときに、 $f(q)$  を数値積分するのではなく、 $g(h)$  を解析的に積分することによって数値的な演算による誤差を防いでいる点である。ここではとくに、(16) 式で与えられる流量流積関係式から  $F(q(x))$  を求めた例を示す。

(10) 式を次に再記する。

$$F(q(x)) = q(x)h(x) - \int_0^{h(x)} g(h)dh \quad (17)$$

$h(x)$  は  $q(x)$  に対応する水深である。 $h(x)$  は  $m = 2$  などの特別な場合を除いて解析的には求まらないので、ニュートン法などを用いて数値的に求めておく。以下では式を見やすくするために、 $q(x)$  を  $q'$ 、 $h(x)$  を  $h'$  と書くこととする。

まず、 $h' < d$  の場合を考える（図-2）。この場合は  $h' = q'/a$  となり、図からも明らかのように、 $F(q')$  を容易に計算することができて、次式のようになる。

$$F(q') = \frac{1}{2} \cdot q' \cdot \frac{q'}{a} = \frac{q'^2}{2a} \quad (18)$$

次に、 $h' \geq d$  の場合を考える（図-3）。この場合の  $F(q')$  は、図中の  $G_1$ ,  $G_2$  を使って次のように書ける。

$$F(q') = q'h' - G_1 - G_2 \quad (19)$$

$G_1$  は容易に計算できて、 $ad^2/2$  である。 $G_2$  は  $g(h) = \alpha(h-d)^m + ah$  を  $d$  から  $h'$  まで積分したものであるから、

$$\begin{aligned} G_2 &= \int_d^{h'} \{\alpha(h-d)^m + ah\} dh \\ &= \frac{\alpha}{m+1} [(h-d)^{m+1}]_d^{h'} + \frac{a}{2} [h^2]_d^{h'} \\ &= \frac{\alpha}{m+1} (h' - d)^{m+1} + \frac{a}{2} (h'^2 - d^2) \end{aligned} \quad (20)$$

となる。このようにして求めた  $G_1$ ,  $G_2$  を (19) 式に代入して整理すると、

$$F(q') = q'h' - \frac{\alpha}{m+1} (h' - d)^{m+1} + \frac{ah'^2}{2} \quad (21)$$

を得る。あとは、3.(2) で示した手順にしたがって  $S$  と  $O$  の関係を求める。

表-1 単一斜面での計算条件

	(a)	(b)	(c)
$n$ [m-sec]	0.3	—	0.3
$m$ [-]	1.667	—	1.667
$k$ [m/sec]	—	0.015	0.015
$\gamma$ [-]	—	0.4	0.4
$D$ [m]	0.0	$\infty$	0.1

## 5. 集中化された表面流・中間流統合型 kinematic wave モデルの適用

### (1) 単一斜面素片への適用

4. で集中化した表面流・中間流統合型 kinematic wave モデルを单一の斜面素片に適用した。斜面素片の長さは 100 m、面積は 1000 m<sup>2</sup>、勾配は 0.2618 rad (15°) である。集中化したモデルの動作を検証するため、(15), (16) 式を差分化して計算した結果（以下、これを「分布型モデルによる計算結果」とよぶ）と比較した。計算は、(a) 表面流のみのケース、(b) 中間流のみのケース、(c) 表面流・中間流がともに起きるケースの三通りで行なった。表-1 に計算条件をまとめた。—は、そのケースでは使用しないパラメタである。またすべてのケースにおいて、36 mm/hour の雨を 10 時間与えた。

図-4 に計算結果を示す。実線が分布型モデルによる計算結果、点線が集中型モデルによる計算結果である。

まずケース (a) であるが、両モデルの計算結果はほぼ一致している。つぎにケース (b) であるが、ケース (a) に比べて計算結果の違いが大きくなっている。筆者らの展開する集中化手法では、定常状態での貯留量・流出量関係を導出し、これを用いて流出計算を行なっているため、降水 - 流出系が定常状態に達しやすい条件下では、集中型モデルと分布型モデルの計算結果がよく一致し、逆に定常状態に達しにくい条件下では両計算結果はあまり一致しない。ケース (a) のように、表面流のみ生起するような条件では、降水 - 流出系が定常状態に達しやすく、両計算結果がよく一致している。ケース (b) では中間流のみが生起するため、ケース (a) に比べて降水 - 流出系は定常状態に達しにくい。そのため、計算結果の違いがやや大きくなっている。

ケース (c) の分布型モデルの計算結果を見ると、計算開始後 1 時間を過ぎたあたりで表面流が発生しており（図中○をついているところ）、集中型モデルもそれによく追随している。筆者らが以前構築した集中型モデル<sup>3)</sup>では、このように表面流と中間流が混在している流れを扱うことができなかったが、今回構築した集中型モデルではこのような流れに対しても適用可能であることが示された。図-5 はケース (c) における飽和面積率の時系列である。飽和域の発生、衰退、ピーク時

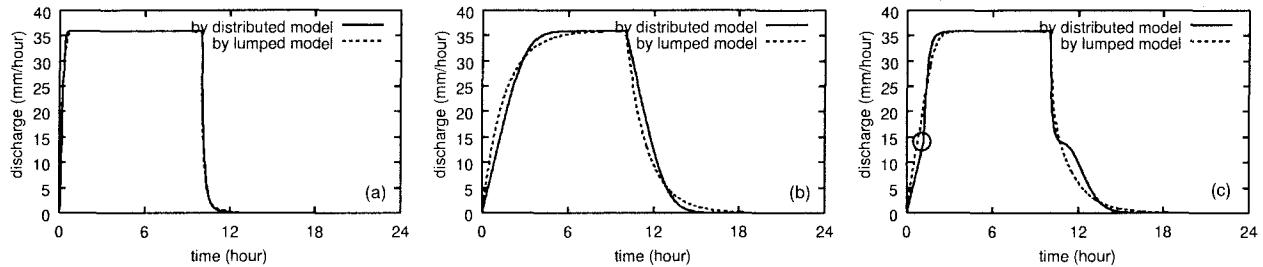


図-4 単一斜面素片での計算結果 ((a) 表面流のみ, (b) 中間流のみ, (c) 表面流・中間流)

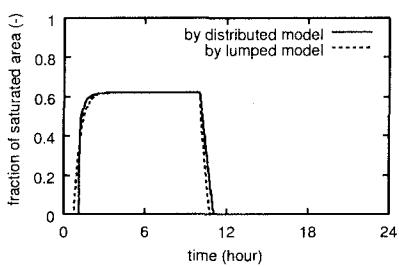


図-5 飽和面積率の時系列

の面積率において、両モデルはよく一致している。

図-6 は、それぞれのケースにおける貯留量と流出量の関係である。実線が分布型モデルによるもの、点線が集中型モデルによるものである。いずれのケースにおいても、分布型モデルによる貯留量と流出量の関係にはヒステリシスが存在している。一方、集中型モデルでは貯留量と流出量の関係は一価となっており、この違いが両モデルの計算結果（図-4）の違いの原因となっている。ケース (a) のように、貯留量と流出量の関係の違いが小さい場合には、計算結果の違いも小さい。

## (2) 大戸川流域への適用

### a) 概説

集中化された表面流・中間流統合型 kinematic wave モデルを大戸川流域に適用する。大戸川は淀川水系瀬田川の支川で、流域面積  $189.5 \text{ km}^2$  の一級河川である。河床の平均勾配は、下流部で約  $1/250$ 、上流部では  $1/250$  から  $1/100$  である。図-7 に大戸川流域の模式図を示す。今回モデルの適用の対象としたのは、大鳥居（おおとりい）地点より上流の流域 ( $148.9 \text{ km}^2$ ) である。

### b) 流域モデルの構成

椎葉らの手法<sup>5)</sup>にしたがって、大戸川流域の数値地形モデルを作成し、これをもとに対象域を七つの部分流域に分割した。つぎに、集中化された表面流・中間流統合型 kinematic wave モデルを各部分流域の斜面域に適用し、河道網に対しては、河道網集中型 kinematic wave モデル<sup>1)</sup>を適用した。表面流・中間流統合型 kinematic wave モデルのパラメタ値として、 $n: 0.6 \text{ [m-sec]}$ ,  $m:$

$1.667 \text{ [-]}$ ,  $k: 0.015 \text{ [m/sec]}$ ,  $\gamma: 0.15 \text{ [-]}$ ,  $D: 1.0 \text{ [m]}$  を用い、河道網集中型 kinematic wave モデルのパラメタ値として、粗度係数:  $0.05 \text{ [m-sec]}$  を用いた。これらのパラメタのうち、 $n$  については、1990年9月19日から22日にかけて得られたデータ（下記のケース2）を用いて試行錯誤的に同定し、残りのパラメタについては、文献<sup>4),6)</sup>などを参考に値を決定した。また、比較のため、斜面域の流出計算を分布型モデルでも行なった。パラメタ値は集中型モデルと同じとした。

### c) 使用した水文データ

降水および流量データは、大鳥居観測所において1982年8月1日から3日にかけて得られたデータ（ケース1）、1990年9月19日から22日にかけて得られたデータ（ケース2）を使用した。まず、流量データから直接流出成分を分離したのち、直接流出量に対する流出率を求め、これを降雨データに乗じて有効降雨を得た。この有効降雨をすべての部分流域に対して一様に与えた。

### d) 計算結果

図-8 はモデルによる計算流量と観測流量（直接流出成分）を比較したものである。太い実線が集中型モデルによる計算流量、細い実線が分布型モデルによる計算流量、一点鎖線が観測流量、点線が有効降雨である。

いずれのケースにおいても、集中型モデル・分布型モデルとともに、ピーク付近で計算流量が過大となった。計算流量と観測流量の一一致の程度を Nash / Sutcliffe 指標<sup>7)</sup>で評価すると、ケース1では集中型モデル: 0.696、分布型モデル: 0.5788、ケース2では集中型モデル: 0.924、分布型モデル: 0.8426 となった。集中型モデルの結果が良好なのは、集中型モデルを用いてパラメタ値を同定したためと思われる。集中型モデルと分布型モデルの計算結果はよく一致している。

図-9 はモデルによって得られた貯留量と流出量の関係と、観測値から得られた貯留量と流出量の関係を比較したものである。今回用いたパラメタ値では、集中型モデル・分布型モデルとともに、貯留効果の表現が不十分なため計算流量が過大となっている。貯留効果を表すパラメタである粗度係数の値を大きくすれば、この関係はある程度修正することができると思われる。

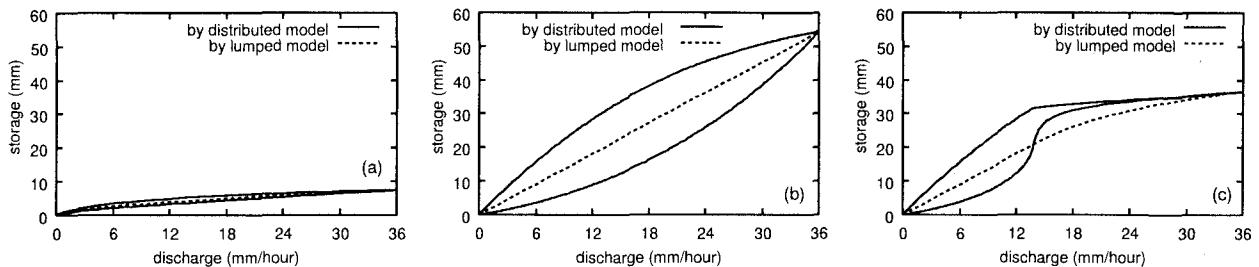


図-6 貯留量と流出量の関係 ((a) 表面流のみ, (b) 中間流のみ, (c) 表面流・中間流)

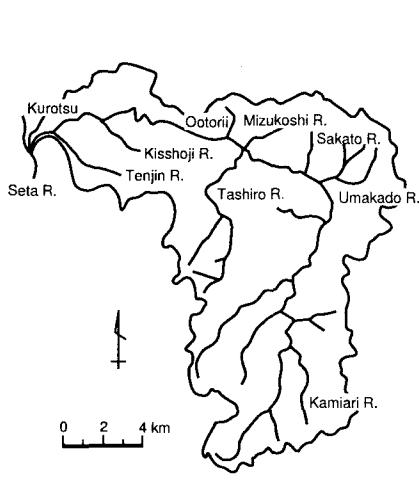


図-7 大戸川流域

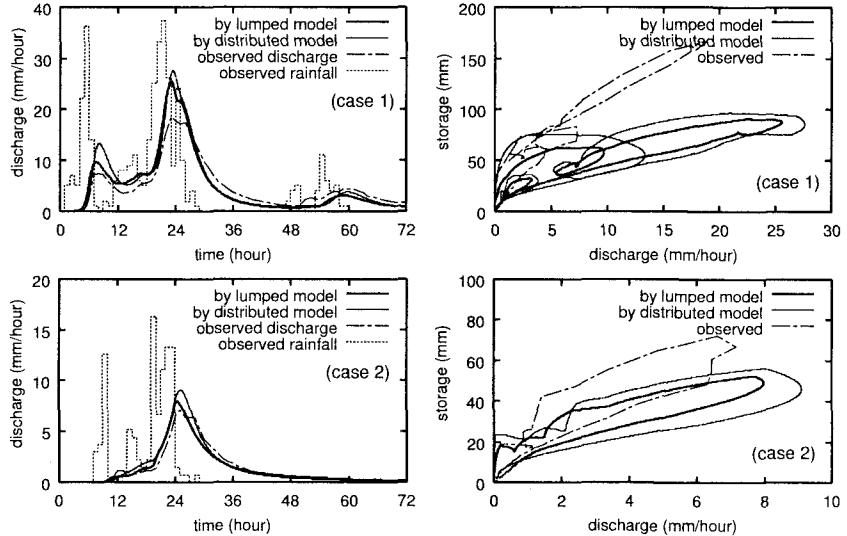


図-8 計算流量と観測流量

図-9 貯留量と流出量の関係

## 6. おわりに

本論文では、山腹斜面系における一般的な流量流積関係式から貯留量と流出量の関係を導出する手法を展開し、その具体例として、表面流・中間流統合型 kinematic wave モデルを集中化した例について説明した。本集中化手法は、特定の流量流積関係式に特化したものではなく、様々な流量流積関係式に適用可能である。また、貯留量と流出量の関係を導出する過程では、数値的な演算を極力減らし、計算誤差の混入を防いでいる。

本手法で集中化された表面流・中間流統合型 kinematic wave モデルの動作を検証するため、仮想的な单一斜面に適用したところ、集中型モデルと分布型モデルの計算結果はよく一致した。とくに、以前構築したモデル<sup>3)</sup>では扱えなかった表面流と中間流が混在した流れに対しても、本モデルは適用可能であることが示された。

さらに、大戸川流域を対象として流出計算を行ない、モデルによる計算流量と観測流量を比較した。その結果、ピーク付近で計算流量が過大となったものの、集中型モデルと分布型モデルの計算結果はよく一致した。

本論文で示した手法では、空間的に一様な降雨を仮定し、その降雨に対して流出系が定常となった場合の貯留量 - 流出量関係を導出している。したがって、本

手法で集中化が可能な空間スケールは、降雨を一様とみなすことができ、かつ流量の空間分布を定常状態のそれで近似できるスケールということができる。5.(2)で示した実流域への適用例では、集中化するサブ流域のスケールを恣意的に決めたが、今後は、本手法で集中化が可能な空間スケールを見出し、集中化スケールと集中化誤差の関係を明らかにする必要がある。

## 参考文献

- 高橋琢馬・椎葉充晴・市川温 (1994) : 分布型流出モデルのスケールアップ, 水工学論文集, 第 38 卷, pp. 809-812.
- 市川温・椎葉充晴・立川康人 (1997) : 流域内地形量の統計解析による流出過程の集中化, 水工学論文集, 第 41 卷, pp. 79-84.
- 市川温・小椋俊博・立川康人・椎葉充晴 (1999) : 数値地形情報と定常状態の仮定を用いた山腹斜面系流出モデルの集中化, 水工学論文集, 第 43 卷, pp. 43-48.
- 椎葉充晴 (1983) : 流出系のモデル化と予測に関する基礎的研究, 京都大学博士論文.
- 椎葉充晴・市川温・榎原哲由・立川康人 (1999) : 河川流域地形の新しい数理表現形式, 土木学会論文集, No. 621 / II-47, pp. 1-9.
- 日野幹雄・太田猛彦・砂田憲吾・渡辺邦夫 (1989) : 洪水の数値予報, 森北出版株式会社.
- Nash, J. E. & Sutcliffe, J. V. (1970) : River flow forecasting through conceptual models; Part I – a discussion of principles, J. Hydrol., 10(3), pp. 282-290.

(1999. 9. 30 受付)