

## 分布型洪水流出モデルにおける空間分布入力情報の有効性の評価

立川 康人・永谷 言\*・竇 馨

\* 京都大学大学院工学研究科土木工学専攻

### 要 旨

分布型流出シミュレーションモデルは、流域の空間分布情報をモデルに反映させて流出予測の精度向上を目指すモデルである。分布型モデルの構想は、集中型モデルの枠組みを上回るものであるが、どのような条件(流域面積・地形・土地利用・降雨の時空間分解能など)のもとで分布型モデルが集中型モデルを上回る能力を発揮するのか、不明なままである。そこで、モデルパラメータの空間分布が計算流量に及ぼす影響の感度分析、降水の空間分布が計算流量に及ぼす影響の感度分析を行い、空間分布入力情報が予測精度向上にどの程度寄与するかを評価する。対象流域は九州にある上椎葉ダム上流域(211.0km<sup>2</sup>)である。解析に用いる降雨データは、地上雨量で補正された江代山レーダーデータ(10分間隔, 1km分解能)を用いる。

キーワード：分布型流出モデル, パラメータの空間分布, 降雨の時空間分布

#### 1. はじめに

分布型流出モデルは、流域の様々な条件や水文学の空間的な分布を直接モデルに反映させて流出予測の精度向上を目指すモデルである。流域をいくつかの単位に分割して、その分割領域ごとに集中型流出モデルを設定し、最終的にそれらのサブモデルからの流出を総合する方法も分布型流出モデルの一つであるが、ここで考察の対象とする分布型流出モデルは、数値地形情報を利用し力学的法則に従って雨水が移動する機構を考えたモデルとする。このような分布型流出モデルが集中型流出モデルと比べて優位な点は、

- 流域の地形
- 雨水流の力学的挙動
- 土壌特性の空間分布
- 降雨の空間分布

を陽に考慮することができることにある。流れのモデルの土台となる地形モデルによって、流域地形はモデルに直接組み込まれる。土壌特性の空間分布は、

モデルパラメータ(透水係数, Manningの粗度係数, 土層厚など)としてモデルに導入され、流量流積関係式を通して雨水の流れに反映される。また、レーダー雨量計によって得られる降雨の空間分布を直接モデルへの入力とすることが可能である。

こうした分布型モデルの構成は、従来の集中型モデルの枠組みを上回るものであるが、どのような条件(流域面積・地形・土地利用・降雨の時空間分解能など)のもとで分布型モデルが集中型モデルを上回る能力を発揮するのが明らかになっているわけではない。分布型流出モデルを構成する際のモデルの空間分解能や、空間的に分布するモデルパラメータの決定方法も明らかではない。こうした課題が明らかになることで、分布型モデルの実利用が進み、それが高度なツールとなって新たな河川計画へと展開していく。

そこで本研究では、土壌特性(モデルパラメータ)の空間分布が予測流量に及ぼす影響の感度分析、降水の空間分布特性が予測流量に及ぼす影響の感度分析を行い、空間分布入力情報が予測精度向上にどの

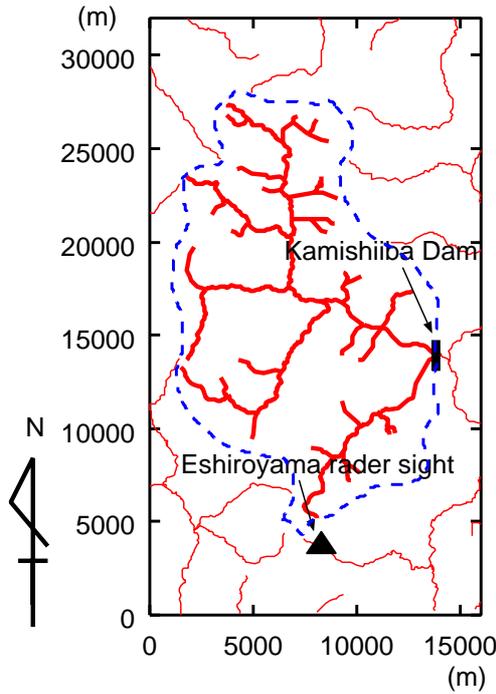


Fig. 1 Kamishiba basin. Solid and dashed lines represent channel network and catchment boundary respectively.

程度寄与するかを評価する。用いた分布型流出モデルは、市川ら (2001) によって開発されたモデルを基本とし、流量・流積関係式に不飽和流の効果を加えて洪水低減部も再現し得るモデルを用いた。対象流域は九州電力 (株) が管理する上椎葉ダムの上流域 (211.0km<sup>2</sup>) である。解析に用いる降雨データは、地上雨量で補正された江代山レーダーデータ (10 分間隔, 1km 分解能) を用いた。

以下に本論の構成を述べる。2. では上椎葉ダム流域と使用する流出モデルの概要を述べる。3. ではモデルパラメータ (透水係数, 粗度係数, A 層厚) の空間分布が流出計算結果に与える影響を分析する。4. では、降雨の空間分布が流出計算結果に与える影響を分析する。

## 2. 対象流域と流出モデル

### 2.1 上椎葉ダム流域とレーダー雨量

上椎葉ダム流域 (約 211km<sup>2</sup>) は森林に覆われた山地域であり、耳川とその支流に沿ってわずかに平地が点在する。この流域の南端の江代山山頂 (標高 1,607m) に、平成 9 年から平成 13 年の間に設置された江代山レーダーによる雨量観測値を用いた (Fig. 1)。このレーダーは (財) 電力中央研究所のドップラーレーダーである。X バンドの電磁波を用いて観

Table 1 Flood studied in the research.

Flood event	Flood term	Max inflow
event1	97/9/15 1:10 – 9/19 0:00 by Typhoon no. 9	1203.0 m <sup>3</sup> /s
event2	99/6/24 0:00 – 7/3 21:00 by Bai-u front	210.0 m <sup>3</sup> /s
event3	99/8/1 19:00 – 8/7 18:00 by Typhoon no. 7, 8	489.0 m <sup>3</sup> /s
event4	99/9/22 6:00 – 9/27 6:00 Typhoon no. 18	644.0 m <sup>3</sup> /s

測するため、気象庁などの C バンドレーダーと比べて観測精度は高い。ただし、降雨による電波減衰が発生するため豪雨領域よりも遠くの雨量を過小評価する可能性がある。このため地上雨量計を用いて電波減衰の傾向を把握し、雨量算定式への適用が図られている。

本研究で対象とする洪水を Table 1 に示す。event1, event3, event4 については今回入手した江代山レーダー観測雨量をそのまま用いる。event2 についてのみレーダー雨量と地上雨量との間に相違があったため、地上観測雨量から得た流域平均雨量を正しい値と考え、レーダー雨量による流域平均雨量と地上雨量計による流域平均雨量とが等しくなるように、各時刻ごとにレーダー雨量にある定数を面的に乗じて補正した。レーダー雨量の空間分解能は 1km, 時間分解能は event1 が 1 時間, それ以外は 10 分間である。

### 2.2 分布型流出モデル

市川ら (2001) が開発した分布型流出モデルを基本として、流量流積関係式を改良したモデルを使用する。このモデルでは、まず国土地理院が発行している数値地図 50m メッシュ (標高) データをもとに最も勾配の急な方向に雨水が流れると考える落水線図を作成し、山腹斜面をその落水線 (矩形の斜面) の集合体として表現する。Fig. 2 に上椎葉ダム流域の最上流部の落水線図を示す。この地形モデルを土台とし、各斜面ごとに土壌水の飽和・不飽和流れを考慮した kinematic wave モデルを適用する。この流量流積関係式は椎葉ら (1998) の圃場容水量を考慮した斜面流出モデルを改良したものである。上流側の斜面から下流側の斜面へと順に流出計算を行い、河道網への流出量を算定する。流域面積が 211km<sup>2</sup> と小さいので河道効果を考慮せず、河道に到達した側方流入量を同時刻で合算して、流域下端からの流出量 (上椎葉ダムへの流入量) とする。

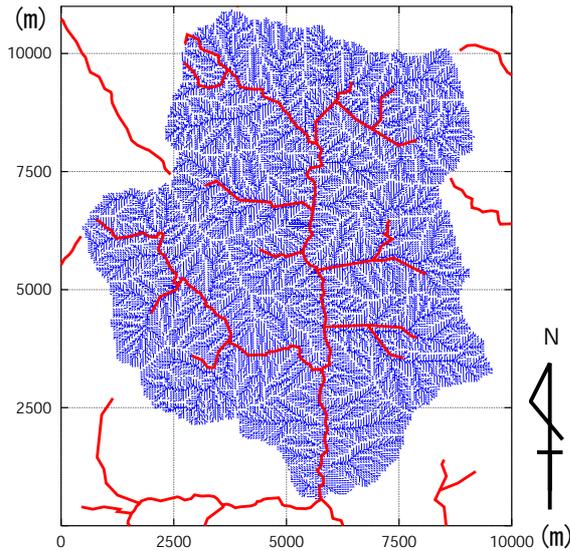


Fig. 2 Flow direction map for the upper part of the Kamishiiba basin. Solid and dashed lines represent the flow directions of rivers and slopes respectively.

### 2.3 圃場容水量を考慮した流量流積関係式

椎葉ら (1998) は不飽和時の雨水の流れを流出モデルに導入するために、圃場容水量を考慮した流量流積関係式を提案している。この式では、圃場容水量  $h_c[L]$  を超えると自由水が支配的となると考え、斜面方向単位幅当たりの水分量  $h[L]$  と自由水水分量  $h_f[L]$  との関係を下のように表す。

$$h = \begin{cases} h_f + h_c \left\{ 1 - \left( \frac{d - h_f}{d} \right)^{N_f} \right\}^{\frac{1}{N_f}} & (0 < h_f \leq d) \\ h_f + h_c & (h_f > d) \end{cases} \quad (1)$$

ここで  $d$  は土層厚に有効間隙率を乗じた実質の土層厚  $[L]$ 、 $N_f$  はモデルパラメータであり、 $h_f$  と単位幅流量  $q$  との関係は以下の通りである。

$$q = \begin{cases} ah_f & (0 \leq h_f \leq d) \\ ah_f + \alpha(h_f - d)^m & (h_f > d) \end{cases} \quad (2)$$

と連続式

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad (3)$$

とから雨水を追跡する。このモデルは長期流出分を表現するために流量流積関係式を巧みに改良したものであるが、パラメータの同定において問題点を持つ。式 (1)(2) のモデルパラメータの同定をする際に、以下のような手順を取ることができれば、複数のパラメータの影響を分離してそれぞれの値を決定することがある程度可能である。

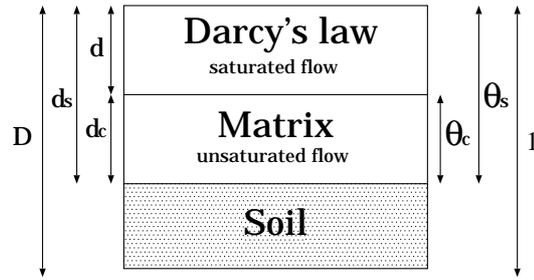


Fig. 3 Schematic drawing of soil layers supposed in the study.

- 1) 表面流は発生せず土壌水の流れが主である  $0 \leq h_f \leq d$  と考えられる小規模な出水に対して土壌水の流れを支配するパラメータを同定する。
- 2) 次に、表面流が発生する  $h_f > d$  と考えられる大規模な出水に対して地表面流の発生を支配するパラメータを同定する。

しかし、式 (1) に示す関係式では、 $0 \leq h_f \leq d$  を仮定するような小出水を考える場合も、式 (1) の中に  $d$  があるために流れの形態に応じてパラメータを分離して決定することができない。そこで、それぞれのパラメータを分離して考えられるように改良した土壌水の飽和・不飽和流れを考慮する kinematic wave モデルを次に示す。

### 2.4 飽和・不飽和流れを考慮した流量流積関係式

土層は、重力水が支配的である大空隙部分と不飽和流れが支配するマトリックス部分からなると考え (Fig. 3)。土層厚を  $D$ 、体積含水率を  $\theta$  とする。ここで毛管移動水が支配的な体積含水率の範囲を  $0 \leq \theta \leq \theta_c$  と考える。ここで  $\theta_c$  は圃場容水量に相当する体積含水率であり巨大空隙を除いたマトリックス部の飽和含水率と考える。また、 $d_c = D\theta_c$  とする。 $d_c$  はマトリックス部の最大水分量を水深高さで表したものである。

一方、重力水が支配的な体積含水率の範囲を  $\theta_c \leq \theta \leq \theta_s$  とする。ここで  $\theta_s$  は空隙率であり、 $\theta_s - \theta_c$  は有効空隙率である。ここで、 $d_s = D\theta_s$ 、 $d = d_s - d_c = D(\theta_s - \theta_c)$  とし、 $\theta$  に対応する水深を  $h$  として  $h = D\theta$  とおく。以上をまとめると、

$$\begin{array}{ll} 0 \leq h \leq d_c, (0 \leq \theta \leq \theta_c) & \text{不飽和状態} \\ d_c \leq h \leq d_s, (\theta_c \leq \theta \leq \theta_s) & \text{飽和 (中間流)} \\ d_s \leq h, (\theta_s \leq \theta) & \text{飽和 (表面流)} \end{array}$$

の三種の状態を考えることになり、Fig. 3 のように模式化することができる。以下にそれぞれの状態に応じた流量・流積関係を示す。

(1) マトリックス部 ( $0 \leq h \leq d_c$ ) の流れ

水深が  $0 \leq h \leq d_c$  ( $0 \leq \theta \leq \theta_c$ ) の場合、マトリックス部を流れる不飽和流の平均流速  $v_m$  は、 $x$  を流下方向として

$$\begin{aligned} v_m &= -k \frac{\partial H}{\partial x} \\ &= k_c S_e^\beta \left( i - \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right) \\ &= k_c \left( \frac{\theta}{\theta_c} \right)^\beta \left( i - \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right) \\ &\simeq k_c \left( \frac{\theta}{\theta_c} \right)^\beta i \\ &= k_c \left( \frac{h}{d_c} \right)^\beta i \end{aligned} \quad (4)$$

と考える。ここで、 $k = k_c S_e^\beta$  は不飽和時の透水係数、 $k_c$  はマトリックス部の飽和透水係数、 $i$  は斜面勾配、 $\varphi$  は圧力水頭、 $H$  は全水頭、 $S_e = (\theta/\theta_c)^\beta$  は飽和度、 $\beta$  は  $\theta$  の減少に伴う  $k$  の減少程度の大きさを表すパラメータである。単位幅流量  $q$  は、(4) 式より、

$$\begin{aligned} q &= d_c v_m \\ &= d_c k_c \left( \frac{h}{d_c} \right)^\beta i \end{aligned} \quad (5)$$

となる。また、伝播速度  $c = dq/dh$  は (5) 式より

$$\frac{dq}{dh} = \beta k_c i \left( \frac{h}{d_c} \right)^{\beta-1} \quad (6)$$

$$\left. \frac{dq}{dh} \right|_{h=0} = 0, \quad \left. \frac{dq}{dh} \right|_{h=d_c} = \beta k_c i \quad (7)$$

となる。

(2) 飽和状態 (中間流) ( $d_c \leq h \leq d_s$ ) の流れ

水深  $h$  が  $d_c$  を超える場合は、大空隙をダルシー則に従って流れると考える。この部分の平均流速は

$$v_a = k_a i \quad (8)$$

となる。ここで、 $k_a$  は大空隙での飽和透水係数である。単位幅流量はマトリックス部を流れる流量  $q(d_c) = d_c k_c i$  を合わせて、

$$\begin{aligned} q &= (h - d_c) v_a + d_c v_m(d_c) \\ &= (h - d_c) k_a i + d_c k_c i \end{aligned} \quad (9)$$

とする。(9) 式より、伝播速度  $c$  は、

$$c = \frac{dq}{dh} = k_a i \quad (10)$$

なので、 $h = d_c$  のときに  $q$  が連続であるためには、(7)、(10) 式より

$$\beta k_c = k_a \quad (11)$$

である必要がある。 $k_a \geq k_c$  であり、 $\beta$  は通常 2.5 ~ 10 の値を取るとされている。 $k_a$  はここでは実質の水深に対する透水係数なので、土層を含めたみかけの水深に対する透水係数よりも大きい値を取ることになる。したがって、ここでは  $\beta$  はさらに大きな値を取ることが想定される。

(3) 飽和状態 (地表面流) ( $d_s \leq h$ ) の流れ

このときは地表面流が発生している。地表面流の流速は

$$v_s = k_a i + \frac{\sqrt{i}}{n} (h - d_s)^{m-1} \quad (12)$$

となる。単位幅流量は、マトリックス部、大空隙の流量を合わせて

$$\begin{aligned} q &= v_s (h - d_s) + v_a (d_s - d_c) + v_m d_c \\ &= \frac{\sqrt{i}}{n} (h - d_s)^m + k_a i (h - d_c) + d_c k_c i \end{aligned} \quad (13)$$

ここで  $n$ : 粗度係数である。伝播速度は (13) 式より、

$$\frac{dq}{dh} = m \frac{\sqrt{i}}{n} (h - d_s)^{m-1} + k_a i \quad (14)$$

$$\left. \frac{dq}{dh} \right|_{h=d_s} = k_a i \quad (15)$$

となる。

(4) まとめ

$v_c = k_c i$ ,  $v_a = k_a i$ ,  $\alpha = \sqrt{i}/n$  とおくと、単位幅流量と水深の関係は、

$$q = \begin{cases} v_c d_c \left( \frac{h}{d_c} \right)^\beta, & (0 \leq h \leq d_c) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c), & (d_c < h \leq d_s) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c) + \alpha (h - d_s)^m, & (d_s < h) \end{cases}$$

と表すことができる。この式で表される  $q$  と  $h$  の関係を Fig. 4 に示す。また、このときの伝播速度  $c$  は

$$c = \frac{\partial q}{\partial h} = \begin{cases} \beta v_c \left( \frac{h}{d_c} \right)^{\beta-1}, & (0 \leq h \leq d_c) \\ v_a, & (d_c < h \leq d_s) \\ m \alpha (h - d_s)^{m-1} + v_a, & (d_s < h) \end{cases}$$

となる。これらの関係式と連続式

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

とを組み合わせる。具体的には、伝播速度  $c = \partial q / \partial h$  として、連続式を

$$\frac{\partial q}{\partial t} + c \frac{\partial q}{\partial x} = cr(t)$$

と変形し、差分解法により  $q$  を求める。

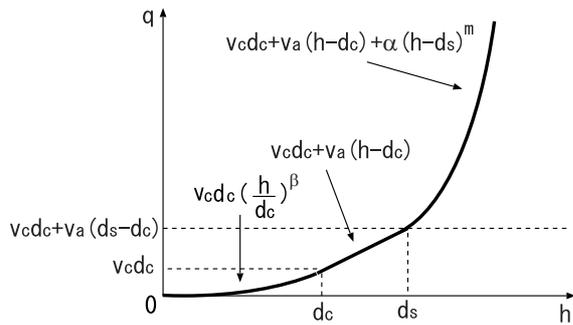


Fig. 4 Relationship between  $q$  and  $h$ .

このモデルのモデルパラメータは粗度係数  $n$  , 大空隙での飽和透水係数  $k_a$  , 大空隙に相当する層厚  $d$  , マトリックス部の土層厚  $d_c$  , 大空隙での飽和透水係数とマトリックス部での飽和透水係数の比  $\beta$  となる。

このモデルでは 2.3 で示したモデルパラメータの同定手順をとった場合に、手順 1) と手順 2) のようにパラメータを分離して決定することが可能である。以下、この土壌水の飽和・不飽和流れを考慮した kinematic wave モデルを採用してモデルパラメータと降雨の空間分布と計算流量に関する分析を行う。

### 3. モデルパラメータの空間分布が流出計算結果に与える影響

多くの物理モデルは、地表面の粗度係数、透水係数、土層厚をモデルパラメータとして持つ。これらのモデルパラメータは物理的な概念は明確であるものの、観測データからそれらの値を直接設定することは難しく、またその空間分布を同定することはほとんど不可能である。このような状況の中で、モデルパラメータの空間分布の仕方が流出計算結果にどのような影響をおよぼすかを把握しておくことは分布型流出モデルの性能を評価する上でも、また実用上も非常に重要である。

本章では、モデルパラメータの空間分布の配置の違いが流出計算結果に与える影響を調査することにより、土壌特性 (モデルパラメータ) の空間分布を考慮することがどういった場合にどの程度必要であるかを明らかにする。

#### 3.1 分析手法

Table 1 に示すレーダーデータのうち、最も規模の大きい 1997 年 9 月 15 日から 19 日の洪水を対象

Table 2 Identified values of model parameters.

hydraulic conductivity $k_a$ (m/sec)	0.01
roughness coefficient $n$ ( $m^{-1/3}sec$ )	0.3
depth of soil layer $d$ (m)	0.1
depth of matrix soil layer $d_c$ (m)	0.45
$\beta(=k_s/k_c)$	4.0

とし、大空隙部の透水係数  $k_a$  , 粗度係数  $n$  , 大空隙の土層厚  $d(=d_s - d_c)$  の 3 種のモデルパラメータについて、次に示す手法でそれらの空間分布に対する計算流量への影響を分析する。

#### (1) 分析手順

分析手順を以下に示す。

- 1) レーダー雨量と観測流量を用いて流出計算を行い、モデルパラメータを同定する。モデルパラメータは空間的に一様に分布すると仮定し試行錯誤的に決定した。同定した値を Table 2 に示す。
- 2) 立川・椎葉 (2000) による確率場発生プログラムを用いて、平均値 1.0(-)、標準偏差 1.0(-)、相関長さ 1000(m)、グリッドサイズ 100(m) とする  $150 \times 250$  個の矩形領域の対数正規確率場を発生させる。
- 3) 発生させた対数正規確率場に 1) で求めた透水係数  $k_a$  , 粗度係数  $n$  , 土層厚  $d$  を乗じた場をそれぞれのパラメータの空間分布とする。
- 4) 生成したパラメータの空間場をもとに、空間的な配置が異なる数パターンのパラメータ場を作成する。作成方法は次節で述べる。この場合、パラメータの流域内平均値が保たれるように、生成したパラメータ場に適当な比率を乗じる。
- 5) 1km 分解能のレーダー雨量、およびレーダ雨量から算出した流域平均雨量を入力データとし、計算された河川流量とパラメータ空間分布との関連を分析する。

#### (2) 空間的な配置の異なるデータの作成法

上記の手順 4) で触れた空間的配置の異なるデータの作成法は以下の通りである。

- 1) 手順 3) で作成したパラメータの空間分布を "standard" とし、それを東西方向、南北方向、東西方向・南北方向に反転させた空間分布をそれぞれを "x" , "y" , "xy" とする。
- 2) 1) とは異なるパラメータの空間分布として、流域全体で一定の傾向を持って変化するパターンを作成する。その例として、流域最下端 (上椎葉ダム地点) からの距離に近いほどパラメータ

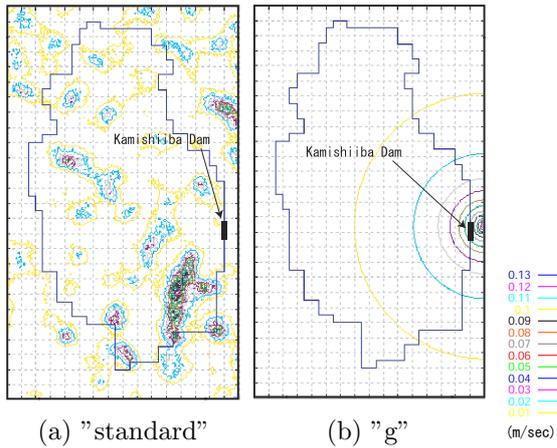


Fig. 5 Generated spatial distribution of hydraulic conductivity.

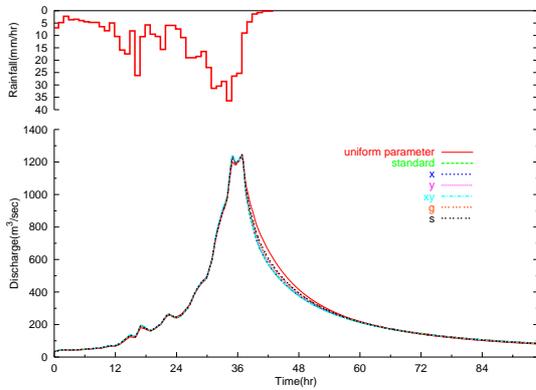


Fig. 6 Difference of hydrographs when giving basin averaged rainfall. Each hydrograph was simulated with the different spatial patterns of hydraulic conductivity.

の値が大きくなるように並べ替えた空間分布を”g”とする。逆に、流域最下端からの距離が近いほどパラメータの値が小さくなるように並べ替えた空間分布”s”とする。

作成した透水係数の分布の一例を Fig. 5 に示す。

### 3.2 空間的に一様な降雨を与えた場合の結果と考察

(1) それぞれのパラメータ分布のみを考えた場合  
透水係数のみを空間的に分布させた場合のハイドログラフの違いを Fig. 6 に示す。図中には、流域全体に一様な透水係数を用いた場合、3.1(2) で述べた 6 通りの空間的な配置が異なる透水係数を設定した場合の流域下端でのハイドログラフを合わせて表示している。これらの違いを比較するために次の 3 つの指標を用意する。

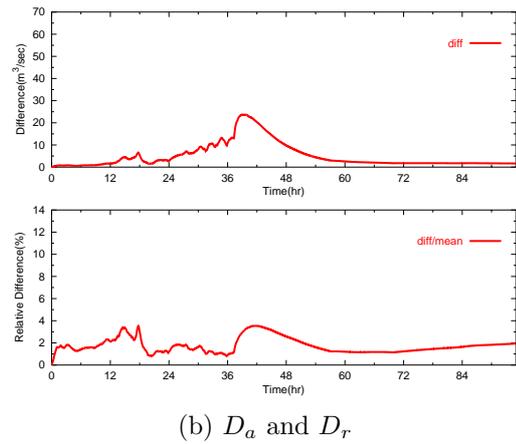
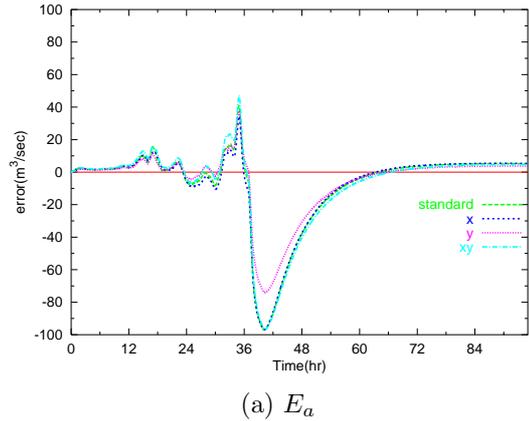
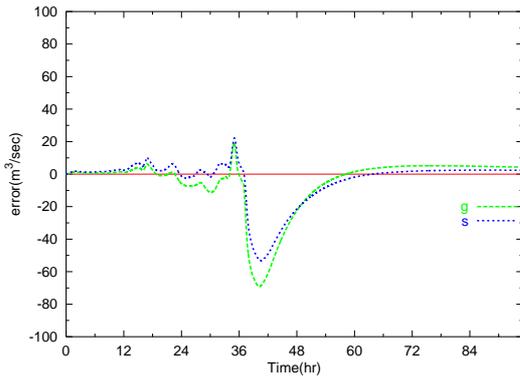


Fig. 7 Difference of simulated discharge in case ”standard”, ”x”, ”y” and ”xy” with basin averaged rainfall.

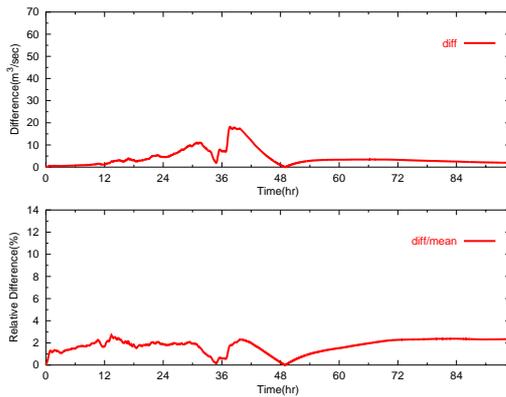
- 1)  $E_a = q_i(t) - q_a(t)$   
(一様なパラメータを与えた場合と分布パラメータを与えた場合の時刻ごとの計算流量の違い)
- 2)  $D_a = \max\{q_i(t)\} - \min\{q_i(t)\}$   
(分布パターンが異なることによって生じる計算流量の違いの時刻ごとの最大幅)
- 3)  $D_r = (\max\{q_i(t)\} - \min\{q_i(t)\})/\mu(t)$   
( $D_a$  の相対値)

ここでの  $t$  は時刻,  $i$  はパラメータの空間分布が異なることを示す番号,  $q_i(t)$  は時刻  $t$  での分布パターン  $i$  の計算流量,  $q_a(t)$  は時刻  $t$  での流域一様なパラメータを与えた場合の計算流量,  $\mu(t)$  は時刻  $t$  での異なる分布パターンの計算流量の平均値である。 $E_a$  は, パラメータを一様として与えるか分布して与えるかによる計算流量の違い,  $D_a$  と  $D_r$  はパラメータを分布して与えた場合の分布パターンの違いによる計算流量の違いを示すことになる。

これらの指標を Fig. 7, Fig. 8 に示す。平均パラメータと分布パラメータを設定したハイドログラフ



(a)  $E_a$



(b)  $D_a$  and  $D_r$

Fig. 8 Difference of simulated discharge in case "g" and "s" with basin averaged rainfall.

を比較すると、洪水ピークまでは多少分布パラメータを設定した方が流出の立ち上がり早いもののほとんど違いは現れず、ピーク後に分布パラメータを設定したハイドログラフの低減が早くなっていることがわかる。分布パラメータを設定した場合に低減部が早くなるのは、平均値より小さな透水係数を持つ斜面が多数存在するために、その斜面では地表面流が発生しやすくなり、ピーク直後の地表面流の急激な減少によって生ずると考えられる。しかし、ピーク直後以外はパラメータが一樣な場合と分布している場合との差はほとんどない。

透水係数の異なる分布パターンを持つハイドログラフ同士の違いはさらに小さく、Fig. 7にあるように、ピーク直後に最大  $25 \text{ m}^3/\text{sec}$  程度、相対値で最大 4% 程度であり、パラメータの配置を変えた場合の計算流量への影響はほとんど見られない。透水係数の分布パターンに一定の変化傾向を持たせた "g", "s" についても Fig. 8 に示すように、パラメータの配置の計算流量への影響は非常に小さい結果となった。

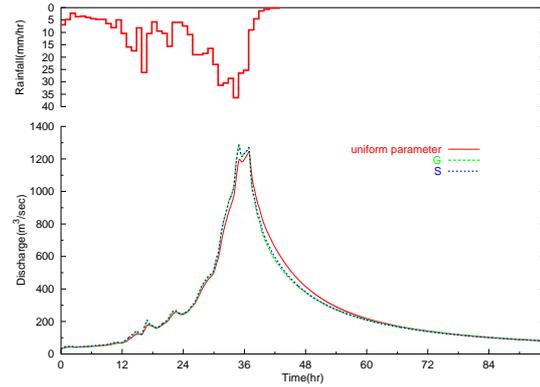


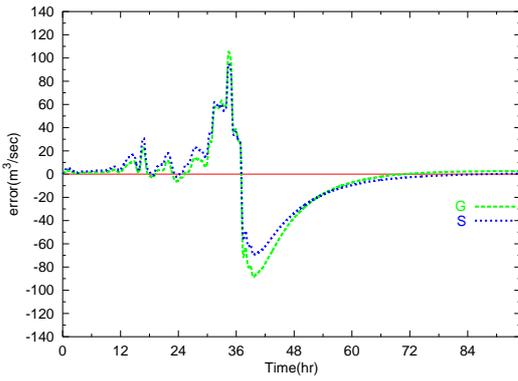
Fig. 9 Difference of hydrographs when giving basin averaged rainfall. Hydrographs were simulated with the different spatial patterns of hydraulic conductivity, "G" and "S".

同様の検討を粗度係数  $n$ , 土層厚  $d$  について行ったが、今回設定したパラメータでは、いずれのケースもハイドログラフ間の違いは非常に小さく、 $D_a$  は最大  $10 \text{ m}^3/\text{sec}$  程度、 $D_r$  は最大 2% 程度であった。

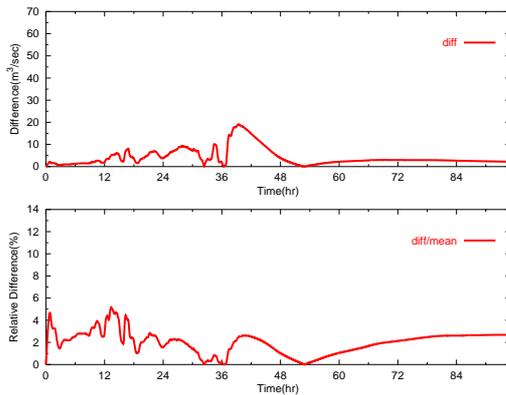
## (2) パラメータ分布を組み合わせた場合

さらにパラメータ分布の影響を把握するために、極端な例として透水係数  $k_a$ , 粗度係数  $n$ , 土層厚  $d$  すべてが流域内で一定の変化傾向を持つパターンを設定して計算流量への影響を調査した。空間パターン "G" は上記のパラメータすべてが流域最下端(上椎葉ダム地点)からの距離が近いほどパラメータの値が大きくなるように並べ替えたパターンであり、下端に近いほど地表面流が発生しにくいパターンである。逆に、空間パターン "S" はパラメータすべてが流域下端に近いほどパラメータの値が小さくなるように並べ替えたパターンであり、下端に近いほど地表面流が発生しやすいパターンである。

計算されたハイドログラフとハイドログラフ間の違いを示す指標を Fig. 9 と Fig. 10 示す。この場合は、パラメータが一樣な場合の流出計算結果と比べると立ち上がり部にも違いが現れ、ピーク付近で  $100(\text{m}^3/\text{sec})$  以上の差が現れている。これは透水係数のみを分布させた場合の 2 倍以上となっている。パラメータ分布の組み合わせの仕方によっては計算流量への影響が現れることが確認できた。しかし、分布パラメータの配置パターンが異なる "G" と "S" との違いは、透水係数のみを分布させた場合とさほど変わらず、パラメータ分布の配置の違いによる流出計算結果への影響は大きなものではなかった。



(a)  $E_a$



(b)  $D_a$  and  $D_r$

Fig. 10 Difference of simulated discharge in case "G", "S" with basin averaged rainfall.

### 3.3 空間的に分布する降雨を与えた場合の結果と考察

#### (1) それぞれのパラメータ分布のみを考えた場合

透水係数のみ空間的に分布させた場合のハイドログラフの違いを Fig. 11 に示す。空間的に分布するレーダー雨量を入力とした場合の計算結果であり、降雨の空間分布の程度を示すために、各時刻での空間分布の標準偏差を降雨強度に重ねて示している。図中には、流域全体に一様な透水係数を用いた場合、3.1(2) で述べた 6 通りの空間的な配置が異なる透水係数を設定した場合の流域下端でのハイドログラフを合わせて表示している。また、ハイドログラフの違いを示す指標を Fig. 12, Fig. 13 に示す。

空間的に分布する降雨を与えた場合も、パラメータを分布させることによる流出計算結果への影響の差はさほどみられない。しかし、一定の変化傾向を持たせた "g", "s" のパターンでは、他の分布パターンよりも、パラメータ配置の計算流量への影響が現れていることがわかる。"g", "s" の空間パターン

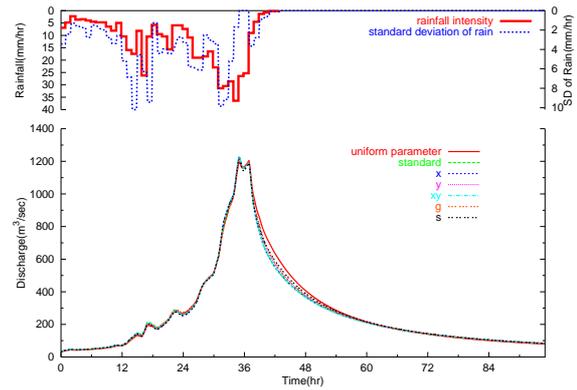


Fig. 11 Difference of hydrographs when giving spatially distributed rainfall. Each hydrograph was simulated with the different spatial patterns of hydraulic conductivity.

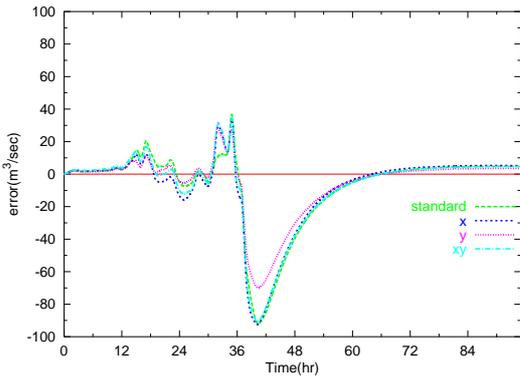
とそれ以外の空間パターンとの違いは空間相関の違いである。"g", "s" 以外の空間分布は、相関長さを 1km に設定して発生させており、"g", "s" の空間パターンよりも空間相関は小さい。今回対象とした降雨の相関距離の時間変化を Fig. 14 に示す。相関距離は 3~7km で変化していることがわかる。したがって、流域全体から見ると "g", "s" 以外のパターンはランダムな配置となっており、個々の配置は下端での計算流量に影響を及ぼしていない。しかし、"g", "s" の場合は、パラメータの空間分布と降雨分布との組み合わせによって流出の仕方がそれぞれの場合で異なるためにパラメータ分布の流出に対する効果がより大きく現れたものと考えられる。

同様の検討を粗度係数  $n$ , 土層厚  $d$  について行ったところ、一様降雨の場合はハイドログラフ間の違いが極めて小さかったが、分布降雨を入力とする場合は変化が現れ、"standard", "x", "y", "xy" の場合、"g", "s" の場合とも、 $E_a$ ,  $D_a$ ,  $D_r$  は Fig. 12, Fig. 13 と同程度の違いが現れた。

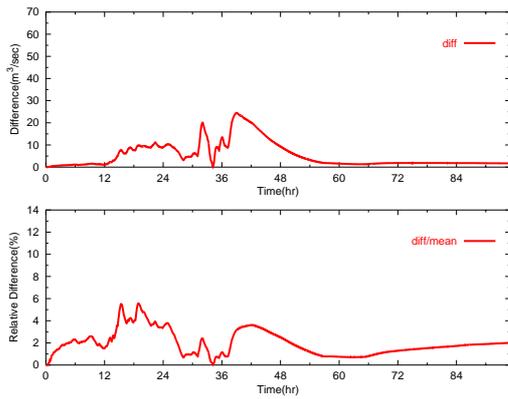
#### (2) パラメータ分布を組み合わせた場合

さらに降雨が分布する場合のパラメータ分布の影響を把握するために、極端な例として透水係数  $k_a$ , 粗度係数  $n$ , 土層厚  $d$  すべてが流域内で一定の変化傾向を持つ "G" と "S" のパターンを設定して計算流量への影響を調査した。計算されたハイドログラフとハイドログラフ間の違いを示す指標を Fig. 15 と Fig. 16 示す。

Fig. 15 をみるとパラメータの配置が "S" のパターンでは、パラメータを一様に設定した場合よりもより立ち上がりが早くなっていることがわかる。

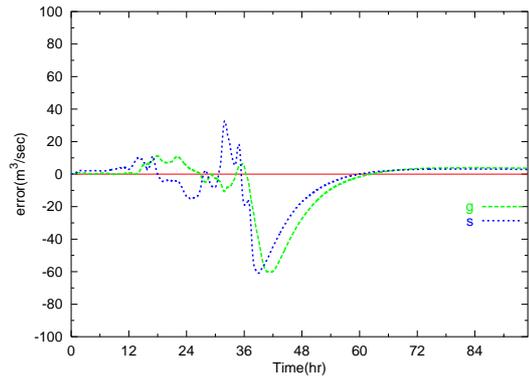


(a)  $E_a$

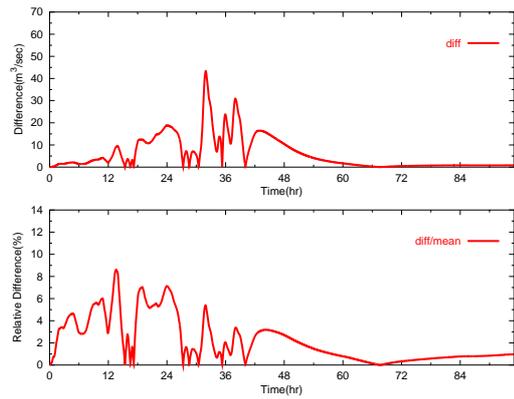


(b)  $D_a$  and  $D_r$

Fig. 12 Difference of simulated discharge in case "standard", "x", "y", and "xy" with spatially distributed rainfall.



(a)  $E_a$



(b)  $D_a$  and  $D_r$

Fig. 13 Difference of simulated discharge in case "g", "s" with spatially distributed rainfall.

これは "S" のパターンのパラメータ配置では、最下端に近づくにつれて早い流出の起こりやすいパラメータの組み合わせになっているため、下流側に供給される降雨がすぐに流出するためであると考えられる。一方、"G" のパターンは、ハイドログラフの立ち上がりの部分はパラメータが一樣な場合とほとんど差がないものの、ピーク流量が大きくそれが維持されているのがわかる。これは "G" のパターンでは河口に近づくにつれて早い流出の発生しにくいパラメータの組み合わせになるために、前半抑えられた流出がピーク生起時刻付近で流出するためと考えられる。この場合、"G" と "S" の計算流量の差は最大  $130(\text{m}^3/\text{sec})$ 、割合にするとその時刻の計算流量の 15(%) 程度となった。

### 3.4 まとめ

空間的に平均化した降雨が入力となる場合はパラメータの空間分布が計算流量の与える影響は小さく、次の結果が得られた。

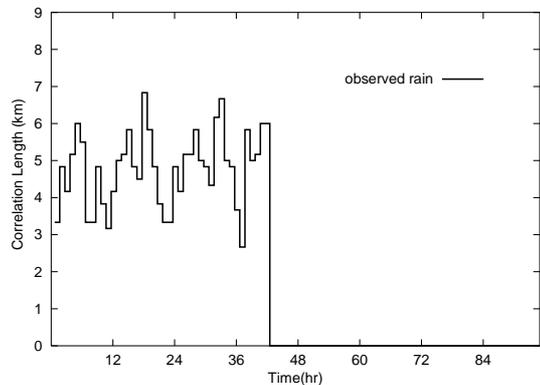


Fig. 14 Spatial correlation length for event1.

- 透水係数、粗度係数、土層厚それぞれが空間的に異なるパターンを設定する場合、ここで設定した条件では、透水係数の空間パターンが計算流量にもっとも影響した。ただし、その影響は小さなものであった。
- 一樣なパラメータを設定して得られたハイドログラフと分布パラメータを設定して得られたハイドログラフの違いはピーク後の低減時にもつ

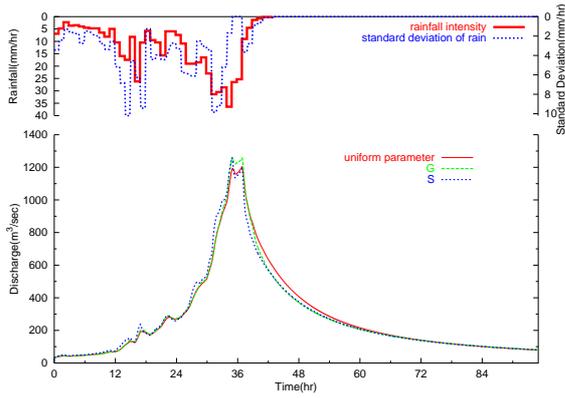


Fig. 15 Difference of hydrographs when giving spatially distributed rainfall. Hydrographs were simulated with the different spatial patterns of hydraulic conductivity, "G" and "S".

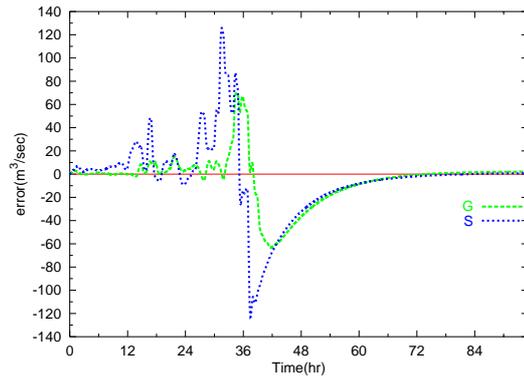
とも大きく現れた。

- パラメータの空間分布パターンが異なるもの同士のハイドログラフの違いは非常に小さかった。
- パラメータの空間分布パターンが組み合わさることにより、流域一様にパラメータを設定した場合と比較して、計算流量に違いが出ることを確認した。ただし、この場合もパラメータの配置の違いによる流出計算結果への影響はほとんど見られなかった。

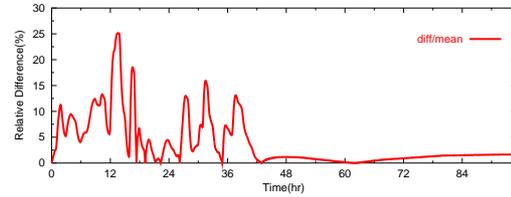
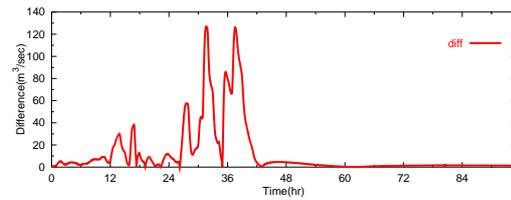
以上から、空間的に平均化された降雨が入力となる場合は、パラメータの空間分布が計算流量に与える影響は小さく、少なくとも、空間分布の配置の情報はほとんど重要ではないことがわかった。

次に、空間分布する降雨を入力として、同様の流出シミュレーションを行った。その結果、降雨が分布する場合は、いずれのケースも一様降雨の場合よりも大きな違いが計算流量に現れ、次の結果が得られた。

- パラメータの空間分布パターンのうち、空間相関の小さい"standard", "x", "y", "xy" のケースでは、降雨が空間的に一様な場合と降雨を分布させた場合とを比べると、計算流量の違いは多少大きくなる程度であった。
- しかし、流域全体で一定の変化傾向を持つ "g", "s" のケースでは、降雨が一様な場合と比べて降雨が分布する場合には、パラメータが空間分布することの計算流量への影響が大きく現れた。
- 分布するパラメータを組み合わせた "G", "S" のケースでは、さらにパラメータの空間分布が



(a)  $E_a$



(b)  $D_a$  and  $D_r$

Fig. 16 Difference of simulated discharge in case "G", "S" with spatially distributed rainfall.

流出計算結果に与える影響が大きくなり、パラメータが一様な場合の流出計算結果との差が顕著に現れた。

このように、降雨が空間的に分布する場合にはパラメータの空間分布の仕方によって流出計算結果に大きな違いが出る可能性があることがわかった。違いが現れるのは降雨の空間分布スケールよりもパラメータの空間分布スケールの方が大きい場合、つまりパラメータ分布の空間相関スケールが降雨分布の空間相関スケールよりも大きい場合である。

パラメータ分布の空間変動スケールが降雨分布の空間変動スケールよりも小さい場合、言い換えればパラメータ分布の空間変動スケールが降雨の空間分解能よりも小さい範囲内ではパラメータの空間分布は計算流量に影響せず、特にパラメータ分布の配置情報はほとんど影響しない。一方、パラメータの空間スケールが降雨の変動スケールよりも大きい場合、パラメータの空間分布の仕方によっては流出計算結果に大きな違いが現れる可能性がある。

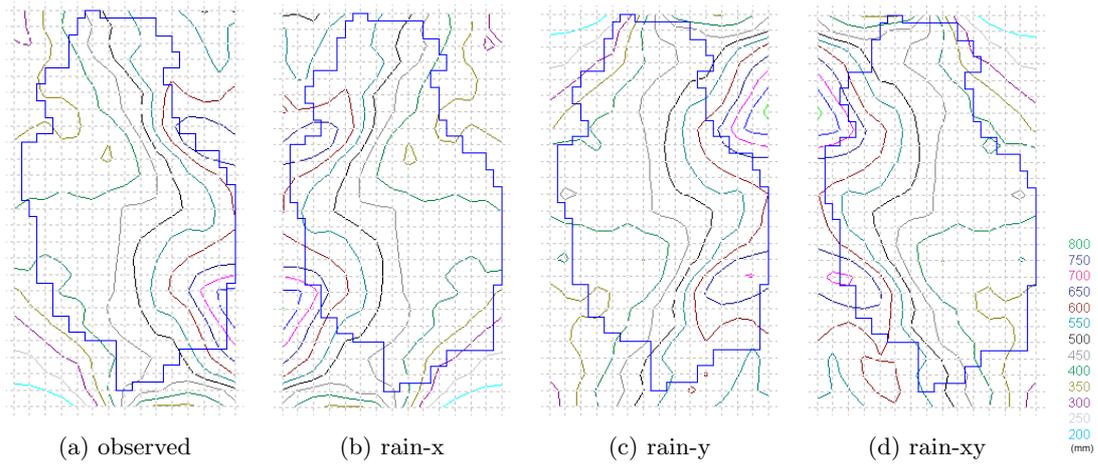


Fig. 17 Contour map of accumulated rainfall for event1 shown in Table 1 and the ones for generated rainfall based on event 1.

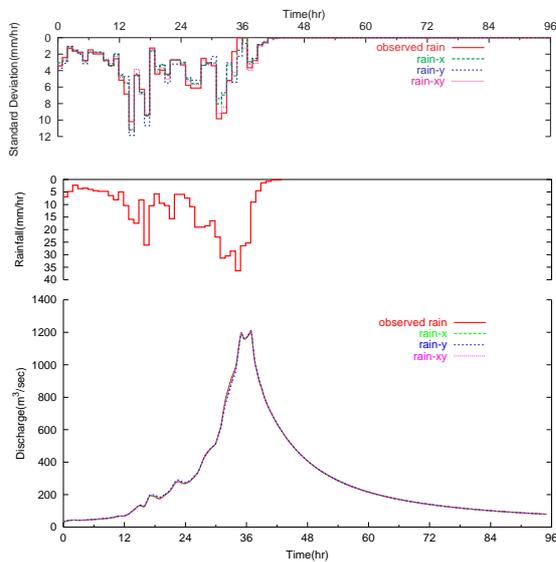


Fig. 18 Comparison of hydrographs for different spatial rainfall distributions based on event1.

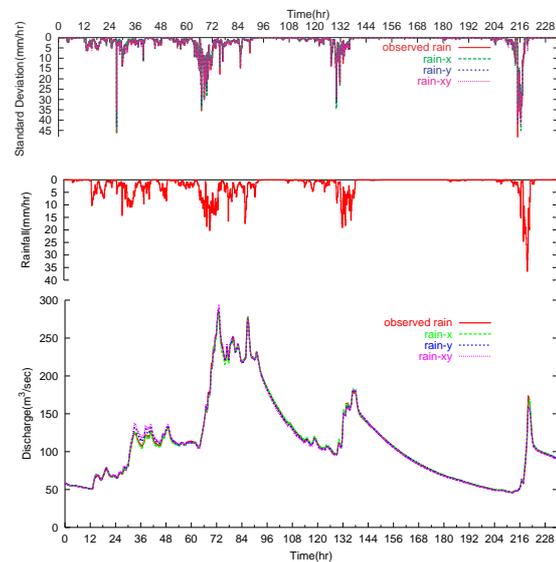


Fig. 19 Comparison of hydrographs for different spatial rainfall distributions based on event2.

#### 4. 降雨の空間分布が流出計算結果に与える影響

前章では、パラメータの空間分布を降雨の空間分布との関連で分析し、降雨が分布する場合にはパラメータの空間分布が分布の仕方によっては計算流量に影響を及ぼすことがあり得ることを述べた。次に、降雨の空間分布がどのように計算流量に影響を及ぼすかを分析し、空間的に分布する降雨を考慮することがどういった場合にどの程度必要であるかを明らかにする。

##### 4.1 降雨の空間的位置情報が流出計算結果に及ぼす影響

降雨の分布特性のうち空間的な位置情報に着目する。まず、空間的な位置情報の異なる 4 種類の降雨

データを生成する。次に、それらを入力データとして計算流量を比較し、降雨の空間的な位置情報が流出計算結果に与える影響を分析して、降雨の空間分布を考慮することの効果を明らかにする。

##### (1) 分析手法

モデルパラメータは流域で一様とし、3.1 の Table 2 に示す値を用いる。分析手順は以下の通りである。

- 1) Table 1 の降雨ごとに、観測レーダー雨量データを用いて流出計算を行う。この観測レーダ雨量データを "observed" とする。
- 2) レーダー雨量データを東西方向、南北方向、東西方向・南北方向に反転させる。それぞれの降雨データを "rain-x", "rain-y", "rain-xy" とする。これらのデータは、流域内の面積雨量は

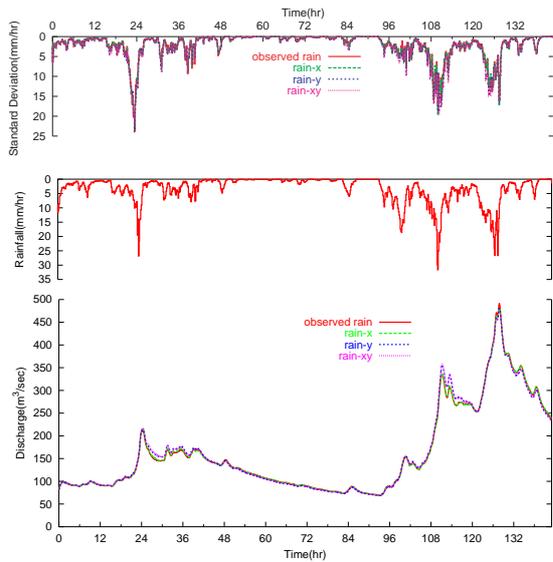


Fig. 20 Comparison of hydrographs for different spatial rainfall distributions based on event3.

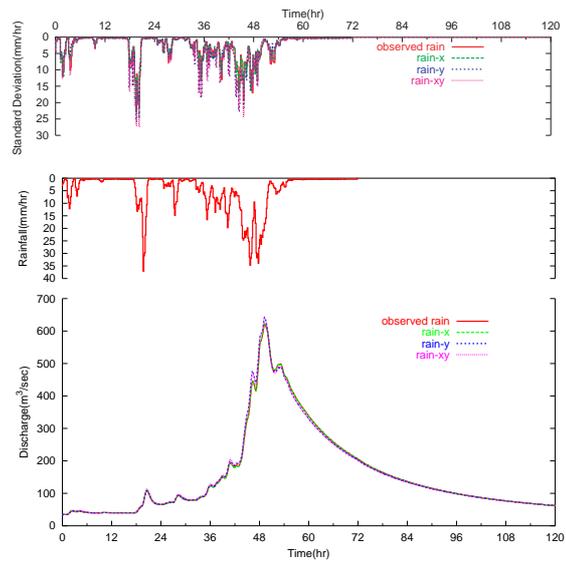


Fig. 21 Comparison of hydrographs for different spatial rainfall distributions based on event4.

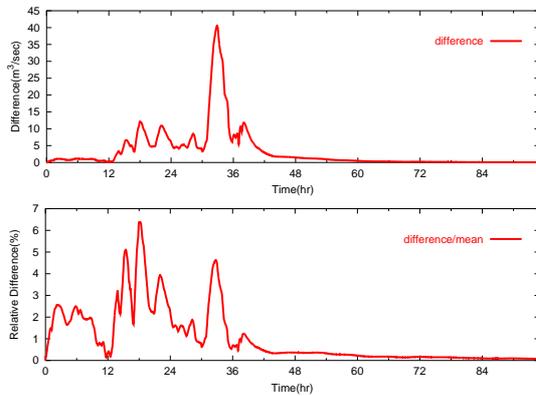


Fig. 22  $D_a$  and  $D_r$  for event1.

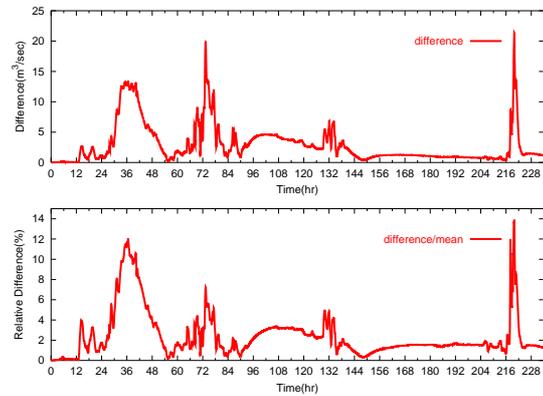


Fig. 23  $D_a$  and  $D_r$  for event2.

同じにはならないので、時刻ごとに”observed”の面積雨量と同じになるようにそれぞれに適当な比率を乗じて降雨データの面積雨量を保つ。生成した降雨データの積算雨量の等値線を Fig. 17 に示す。

- 3) 2) で作成した空間的な位置の異なる降雨データを用いて流出計算を行う。
- 4) 計算流量を比較し、降雨の空間的な位置情報が流出計算結果に与える影響を分析する。

## (2) 結果と考察

流出計算を行った結果を Fig. 18 ~ Fig. 21 に示す。これらはそれぞれ Table 1 に示す event 1, event 2, event 3, event 4 について ”observed”, ”rain-x”, ”rain-y”, ”rain-xy” の降雨データを用いて得られた 4 種のハイドログラフを重ねて示している。また、それぞれの図の上部にはそれぞれの分布パターンごとに各時刻での降雨の空間分布の標準偏差を示

している。

3.2(1) で示した降雨分布パターンの違いによる計算流量の違いを示す  $D_a$ ,  $D_r$  の値をイベントごとに求めた結果を Fig. 22 ~ Fig. 25 に示す。空間的な配置の異なる降雨パターンを用いた場合の計算流量の同一時刻での最大差は高々  $40 \text{ m}^3/\text{sec}$  程度、比率にして洪水ピーク以外の時刻で最大 10% 程度、ピーク流量に生じる差は数%にすぎない。

それぞれのイベントに対して、ピーク流量・ピーク生起時刻の差の最大値を調査した結果を Table 3 に示す。ピーク流量の差は最大で  $21.3 \text{ m}^3/\text{sec}$  であり、この時刻の流量に対する割合は 3% 程度でしかなく、降雨の空間的な位置を変えたことによる影響はほとんどみられない。ピーク生起時刻も最大で 10 分しか違いがなかった。今回対象としている流域面積 ( $211 \text{ km}^2$ ) では、降雨の空間的な位置情報は計算流量に及ぼす影響は小さいことがわかる。

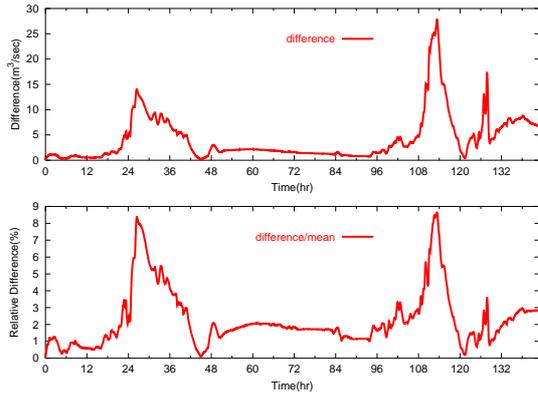


Fig. 24  $D_a$  and  $D_r$  for event3.

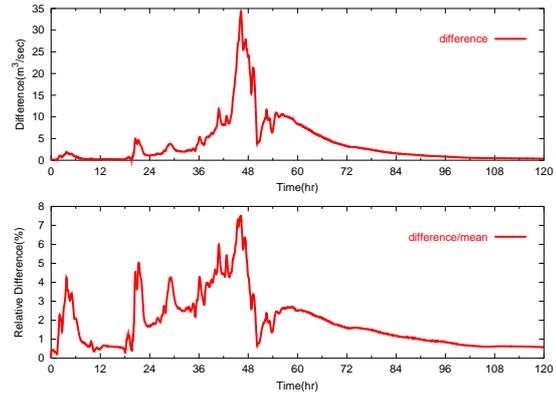


Fig. 25  $D_a$  and  $D_r$  for event4.

Table 3 Difference in peak discharge and time.

event	Maximum difference	
	Peak discharge(m <sup>3</sup> /sec)	Peak time(min)
event1	8.3	1
event2	13.3	10
event3	17.3	3
event4	21.3	3

#### 4.2 降雨分布の違いが流出計算結果に与える影響

前節では降雨の空間的な位置を変えても計算流量にほとんど影響しないという結果を得た。ただし、降雨の空間的な分布が流出計算結果にどの程度影響するかはもともとの降雨がどの程度空間的に分布しているのかに依存する。そこで本章では観測レーダデータをもとに空間的な分布パターンが異なりさらにばらつきがより大きくなるような降雨データを生成し、それらの降雨データを用いて流出計算を行う。その計算結果を比較し、降雨の分布の違いが流出計算結果に与える影響を分析する。

##### (1) 分析手法

- 1) レーダ雨量データは対象流域を覆う 15 km × 25 km の領域のみが利用可能であるため、その領域の外側は領域の境界に対して対称の降水があると仮定して、仮想的な降雨データを作成する。そのデータの雨域をずらして分布の異なる降雨データを作成する。この降雨データを "rain-b" とする。新たに生成した降雨データの積算雨量の等値線を Fig. 26 に示す。
- 2) それぞれの降雨データの降雨強度を時刻ごとに  $n$  乗する。その後、流域面積雨量と観測値とが等しくなるように適当な係数を乗じて補正する。これにより、降雨強度のばらつきのより大きな降雨データが生成される。

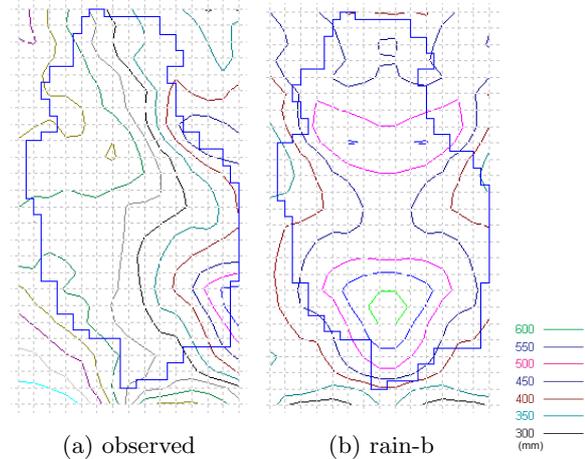


Fig. 26 Contour map of accumulated rainfall for newly generated rainfall based on event 1 (rain-b)

以下、手順 2) で対象とする降雨は、観測レーダデータ "observed" ,"rain-xy" ,"rain-b" の 3 パターンとし、 $n=1.25$  の場合を対象とする。 $n=1.5$  および  $n=2.0$  とすると、ばらつきのより大きなデータを生成することが可能であるが、event3 の降雨を対象とした場合、約 6 日間で 7000mm 以上降る地域や 10 分間雨量が 100mm 近くになる地域が発生し、地点雨量での日本記録や世界記録を超えてしまうことになり非現実的である。その他の降雨イベントでも  $n=1.5$ ,  $n=2.0$  の場合では同様の結果が見られたため  $n=1.25$  とした。この手順で作成した降雨データを observed<sup>1.25</sup>, rain-xy<sup>1.25</sup>, rain-b<sup>1.25</sup> と記述することにする。

##### (2) 結果と考察

生成した降雨データを用いて流出計算を行った結果を Fig. 27 ~ Fig. 30 に示す。図中には、それぞれ event1, event2, event3, event4 について、"averaged" ,"observed<sup>1.25</sup>" ,"rain-xy<sup>1.25</sup>" ,"rain-b<sup>1.25</sup>"

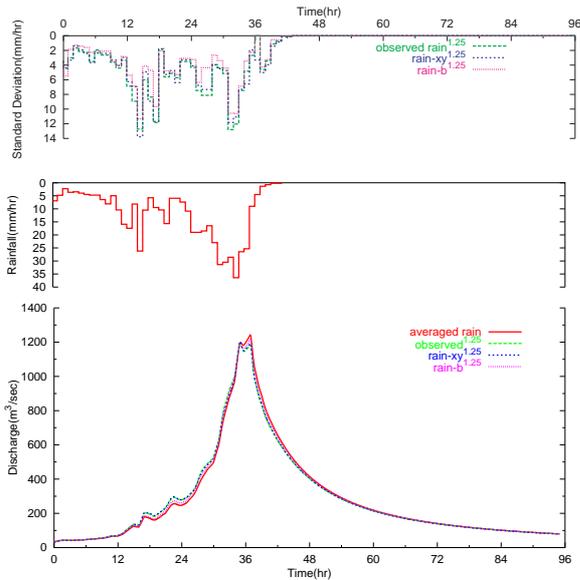


Fig. 27 Comparison of hydrographs with the rainfall of "observed<sup>1.25</sup>", "rain-xy<sup>1.25</sup>" and "rain-b<sup>1.25</sup>" for event1.

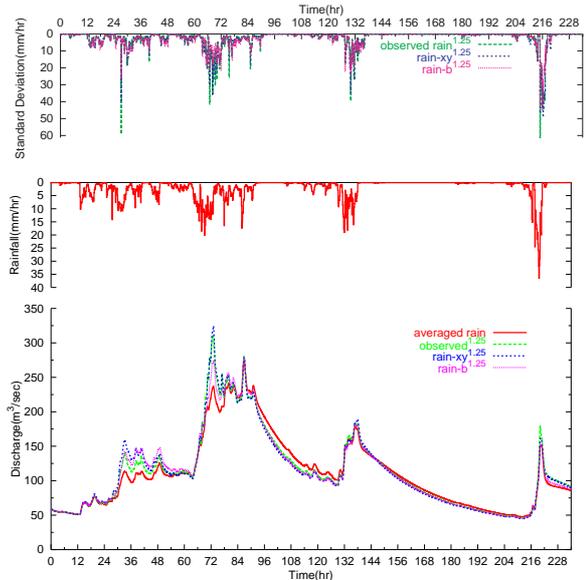


Fig. 28 Comparison of hydrographs with the rainfall of "observed<sup>1.25</sup>", "rain-xy<sup>1.25</sup>" and "rain-b<sup>1.25</sup>" for event2.

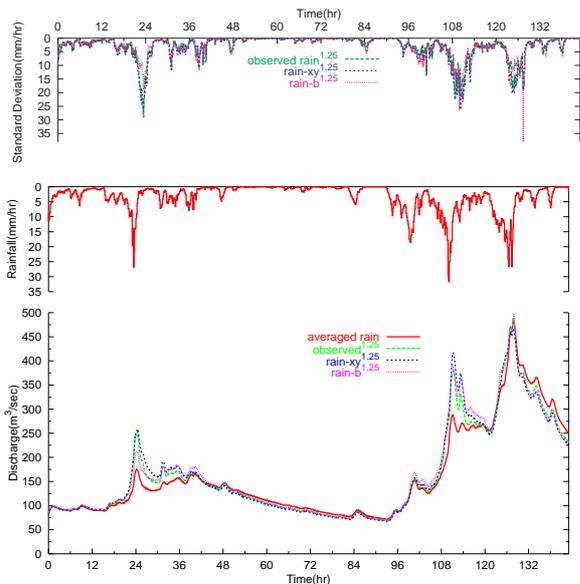


Fig. 29 Comparison of hydrographs with the rainfall of "observed<sup>1.25</sup>", "rain-xy<sup>1.25</sup>" and "rain-b<sup>1.25</sup>" for event3.

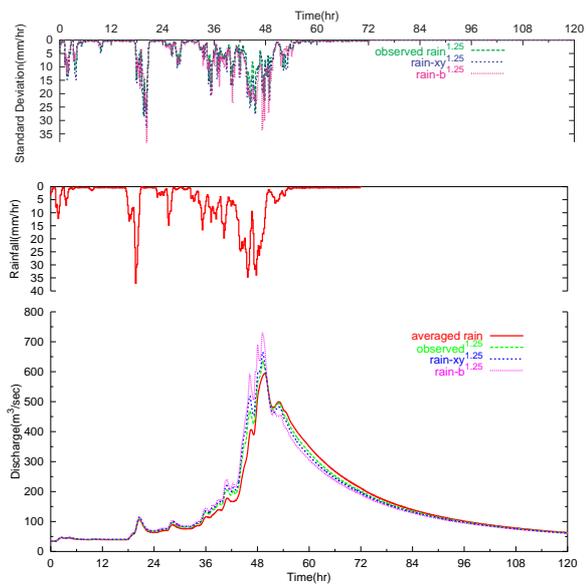


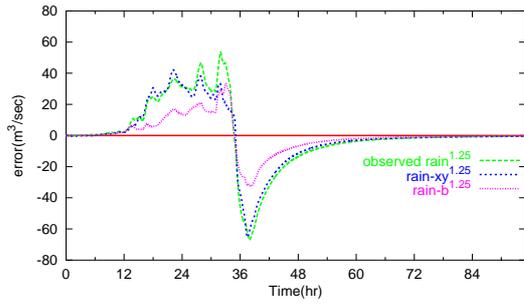
Fig. 30 Comparison of hydrographs with the rainfall of "observed<sup>1.25</sup>", "rain-xy<sup>1.25</sup>" and "rain-b<sup>1.25</sup>" for event4.

を入力データとして得られた流出量を示している。また、3.2(1)で示した  $E_a$ ,  $D_a$ ,  $D_r$  の値をそれぞれのイベントについて求めた結果を Fig. 31 ~ Fig. 34 に示す。

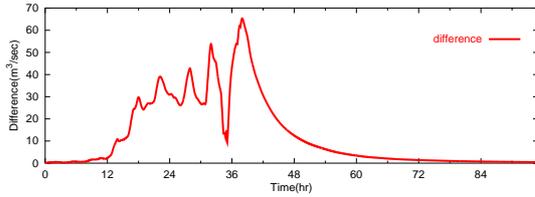
"observed<sup>1.25</sup>", "rain-xy<sup>1.25</sup>" による計算流量の違いはそれほど大きくない。これは "rain-xy<sup>1.25</sup>" が "observed<sup>1.25</sup>" をもとに反転させて作成した降雨パターンであり、降雨の具体的な位置情報はさておき、流域内での降雨強度分布がよく似た形状をしているためと考えられる。一方で、これらと "rain-b<sup>1.25</sup>"

による計算流量の違いは大きい。これは、流域面積雨量は同じものの、流域内の降雨強度分布が異なっているためと考えられる。また、event1, event2, event3, event4 を比べると、降雨の空間的なばらつきの大きい event2, event3, event4 でのハイドログラフの違いが大きい。

この程度の大きさの流域 (210km<sup>2</sup>) では、流域内部での個々の位置での降雨強度よりも、流域全体での降雨強度の分布と空間的なばらつきの度合いが重要であることがわかる。

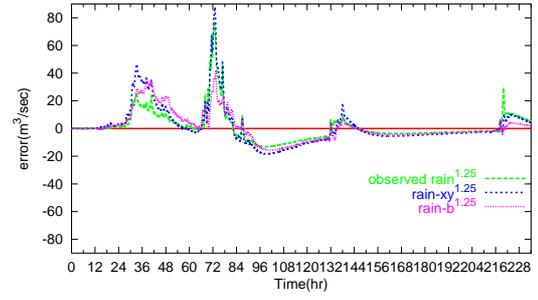


(a)  $E_a$

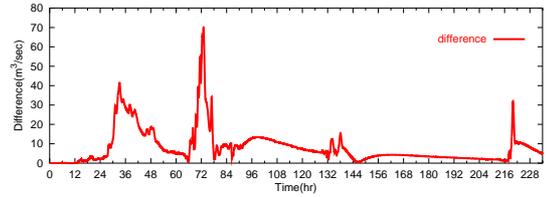


(b)  $D_a$  and  $D_r$

Fig. 31 Difference of simulated discharge in case "observed<sup>1.25</sup>", "rain-xy<sup>1.25</sup>" and "rain-b<sup>1.25</sup>" for event1 with spatially distributed rainfall.

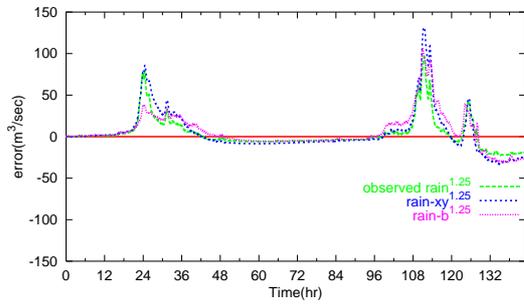


(a)  $E_a$

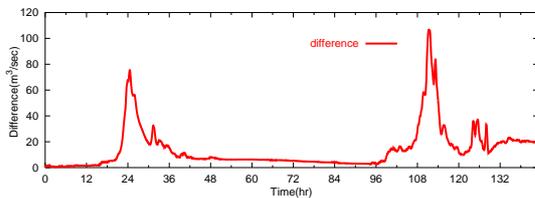


(b)  $D_a$  and  $D_r$

Fig. 32 Difference of simulated discharge in case "observed<sup>1.25</sup>", "rain-xy<sup>1.25</sup>" and "rain-b<sup>1.25</sup>" for event2 with spatially distributed rainfall.

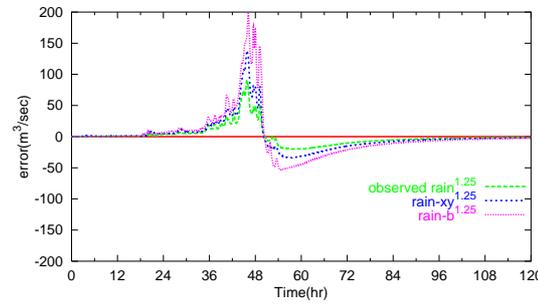


(a)  $E_a$

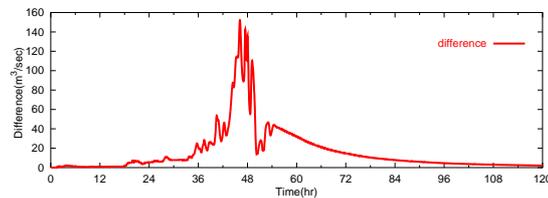


(b)  $D_a$  and  $D_r$

Fig. 33 Difference of simulated discharge in case "observed<sup>1.25</sup>", "rain-xy<sup>1.25</sup>" and "rain-b<sup>1.25</sup>" for event3 with spatially distributed rainfall.



(a)  $E_a$



(b)  $D_a$  and  $D_r$

Fig. 34 Difference of simulated discharge in case "observed<sup>1.25</sup>", "rain-xy<sup>1.25</sup>" and "rain-b<sup>1.25</sup>" for event4 with spatially distributed rainfall.

#### 4.3 まとめ

本章で得られたことをまとめる。

- 空間的な配置の異なる降雨場から得られる計算流量同士の差は非常に小さい。
- 降雨の空間分布の標準偏差が大きいほど、計算される流量が大きくなる傾向にあり、面積平均降雨を与えた場合との差が大きくなる。
- 今回対象とした流域 (211km<sup>2</sup>) では、流域内部での個々の位置での降雨強度よりも、流域全体での降雨強度の分布と空間的なばらつきの度合いが重要であり、この程度の大きさの流域では、降雨場の空間的な位置情報はあまり重要ではない。

#### 5. おわりに

本研究では分布型流出モデルに空間的な分布状況の異なるモデルパラメータおよび降雨を与えて流出計算を行い、それぞれの空間分布の違いが流出計算結果に及ぼす影響を分析した。その結果、パラメータ分布に関して、降雨の変動スケール、あるいは空間分解能よりも狭い領域では、モデルパラメータの空間分布情報は計算流量にほとんど影響を及ぼさず、降雨の変動スケールよりも大きなスケールでモデルパラメータが変化する場合に、パラメータの空間分布情報が有効となることを示した。また、降雨の空間分布に関して、今回対象とした流域 (211km<sup>2</sup>) では、流域内部での個々の位置での降雨強度よりも、流域全体での降雨強度の分布と空間的なばらつきの

度合いが重要であり、この程度の大きさの流域では、降雨場の空間的な位置情報はあまり重要ではないことを示した。

#### 謝辞

本研究で用いたレーダー雨量データ、河川流量データは (株)九州電力より提供していただきました。流出モデルは椎葉充晴教授・市川温助手 (京都大学地球環境学堂) によって開発された計算機プログラム (<http://fmd.dpri.kyoto-u.ac.jp/~flood/geohymos>) を利用し助言を得ました。また、科学研究費基盤研究 (B)(2)12450199 (京都大学: 實 馨 代表) の補助を受けました。ここに謝意を表します。

#### 参考文献

- 市川 温・村上将道・立川康人・椎葉充晴：流域地形の新たな数理表現形式に基づく流域流出系シミュレーションシステムの開発，土木学会論文集，no. 691/II-57, pp. 43-52, 2001.
- 椎葉充晴・立川康人・市川温・堀 智晴・田中賢治：圃場容水量・パイプ流を考慮した斜面流出モデルの開発，京都大学防災研究所年報，第 41 号，B-2, pp. 229-235, 1998.
- 立川康人・椎葉充晴：共分散行列の平方根分解をもとにした正規確率場および対数正規確率場の発生法，土木学会論文集，第 656 号，II-52, pp. 44-45, 2000.

## ASSESSMENT OF EFFECTIVENESS OF SPATIALLY DISTRIBUTED INPUT INFORMATION IN DISTRIBUTED HYDROLOGICAL MODELLING

Yasuto TACHIKAWA, Gen NAGATANI\* and Kaoru TAKARA

\*Graduate School of Civil Engineering, Kyoto University

### Synopsis

A distributed hydrological model aims to improve the hydrologic prediction accuracy by incorporating the spatially distributed watershed information. The idea of distributed modeling exceeds the framework of lumped modeling, while in what situations distributed models show higher performances than lumped models is unknown. In this study, sensitivity analyses of spatially distributed model parameters and rainfall on runoff simulations in a distributed hydrological model are conducted, and the effectiveness of spatially distributed input information in distributed hydrological models is assessed. The study area is the Kamishiiba dam catchment (211 km<sup>2</sup>) in Kyushu Japan. The spatially distributed rainfall observed by the Eshiroshima radar system with 10 min time interval and 1km spatial resolution is used for the analyses.

**Keywords:** distributed rainfall-runoff model, spatiotemporal distribution of model parameter, spatial rainfall distribution