

流出モデルの基準面積に関する研究

佐山敬洋・立川康人・寶 馨

要 旨

洪水を予測するうえで、水文学の空間分布をどの程度の分解能で流出予測に反映すべきかを検討する。水文学の空間分布を統計的に取り扱うことができる最大の流域面積を基準面積と定義し、分布型流出モデルを用いた数値シミュレーションによりその定量化を行う。基準面積に影響する要素として、降雨の空間分布、流域特性の空間分布、河道網の効果に着目し、それらが相互に関連して基準面積を決定づける内実を明らかにする。分析の結果、流域面積が 150 km² から 1,500 km² の範囲では、基準面積は流域面積に関わらず絶対的な大きさで決まり、河道網の効果が主にその大きさを規定していることが分かった。また、わが国の実流域を対象とした洪水予測の例では、降雨分布の位置を陽に取り扱わないことによるピーク流量の差異を 5 %許容すると基準面積は 300 km² になることが明らかになった。

キーワード：基準面積，流出モデル，スケール，降雨分布

1. はじめに

空間的に分布する水文学をどの程度の分解能で流出予測に反映する必要があるのか。この問いに対する明確な答えを得ないまま、分布型流出モデルの開発は進められてきた。一方、実務の場面では、モデルの構築が比較的容易で、計算負荷も小さい集中型流出モデルを適当な大きさの部分流域に適用して河川の流量を予測することが多い。その際、モデルを構築する基本構成要素の大きさは、雨量データの入手条件に応じて経験的に決定しているのが現状である。気象や流域の条件と水文予測の目的に応じて、流出予測に反映する水文学の空間分解能と流出予測の不確実性との関係を明らかにし、それに基づいた流出モデリングを行うことが重要である。

標題の基準面積という概念は、モデルを構築するための基本構成要素の大きさとして高棹 (1967) が提唱した概念である。空間分布情報を集中化して取り扱える面積として基準面積の概念を提案するとともに、その面積を定量的に評価することが重要であると指摘した。

椎葉 (1995) は同様の概念を Geographically Dis-

tributed と Statistically Distributed という言葉を用いて説明している。ある領域内で水文学の空間分布を統計的に取り扱うことができれば、その領域内部の空間分布は Statistically Distributed であるという。そして、その領域では、内部の空間分布を位置を伴う情報として陽に取り扱う必要が無いため、流出モデルの基本構成要素となり得ると考えた。一方、流域内部の空間分布が Statistically Distributed でない場合は、その領域がどこに位置するかという情報を陽に取り扱う必要があり、そのような水文学の空間分布は Geographically Distributed という。そして、Statistically Distributed と Geographically Distributed の境界を見出すことが重要であると指摘した。

Wood ら (1988, 1990, 1995) は流出モデルの基本構成要素の大きさとして、Representary Elementaly Area (REA) を提唱し、その大きさを定量化している。17 km² の流域を対象に、各単位流域からの流出量を TOPMODEL で計算し、1 km² 以上の領域で流出量を平均化した場合に、流出計算結果のばらつきが小さくなることを示した。そして、1 km² 以

上では地形効果によるローカルな不均一性を陽に取り扱うことなく、統計的に取り扱うことが可能であることから、REAは 1 km^2 であると結論付けた。ただし、モデルの構成要素を考えるうえではREAの上限値を知ることが重要であるが、これに関しては言及されていない。

一方、Fan & Bras(1995)は、平均化のサンプリング数を増やすことによって流出量のばらつきが小さくなるのは大数の法則でも説明できるとして、WoodらがREAを分析した手法を批判するとともに、流域面積が大きくなればなるほど流域内の降雨の不均一性が大きくなることに着目し、REAには上限があり、その上限は降雨の空間分布に依存することを定性的に説明した。

本論で議論する基準面積は、Fan & BrasがいうREAの上限と同義である。水文量の統計情報を入力とする理想的な集中型モデルが仮に存在するとすれば、基準面積はそうした集中型モデルを適用できる最大の流域面積である。また、流域面積が基準面積より大きい場合は、基準面積に相当する部分流域にそれぞれ集中型モデルを適用し、各部分流域がどこに位置するかということを陽に取り扱えば、流域下流端での流出予測が可能となる。

近年、こうした流出モデルのスケールに関する研究は、分布型流出モデルの有効性評価 (Reed *et al.*, 2004) という観点から、また、降雨の空間分解能が及ぼす流出予測の不確実性評価 (市川ら, 2002; Shrestha *et al.*, 2006) という観点から、ますますその重要性を増している。例えば、空間分解能の大きな気象モデルによる降雨予測値を統計的にダウンスケーリングし、分布型流出モデルに入力することを考える。その場合の降雨予測値の空間分解能はどの程度細くしなければならないか。流出モデルの基準面積を明らかにすることは、こうした問いに答えることでもある。

例えば、立川ら (2003) は 211 km^2 の流域を対象に、レーダで観測された降雨をそのまま分布型流出モデルに入力した場合と、降雨の位置をあえてランダムに入れ替えて入力した場合のそれぞれの hidrograph の計算結果がほぼ一致することにもとづき、 211 km^2 の流域では流域平均雨量とその分散が重要であり、降雨がどこに位置するかという情報は重要ではないことを示した。同様の結論は、Obled *et al.*(1994) が 71 km^2 の流域を対象に検討した結果や Bell & Moore(2000) が 135 km^2 の流域を対象に検討した結果でも得られている。つまり、 200 km^2 程度の流域面積が基準面積以内であり、その内

部の降雨分布は Statistically Distributed として取り扱ってもよいことを示唆している。

分布型流出モデルに入力する降雨の空間分解能を変化させて、計算結果の違いを分析した研究はこれまでも少なからず行われている。例えば、Zhang *et al.*(2004) は $1,232\text{ km}^2$ の流域を対象にサクラメントモデルを適用し、流域全体で集中化した場合と、流域を8個の部分流域に分割して部分的に集中化した場合の流出 hidrograph の結果を比較し、流域を分割することの有効性を示している。また、Liang *et al.*(2004) は同じ流域に VIC モデルを適用し、降雨の空間分解能を変えて日流量を計算した。その結果、降雨の空間分解能を $1/8$ 度以上に (流域を20分割より粗く集中化) した場合に計算精度が低くなることを示している。こうした研究結果は、対象としている流域面積が基準面積より大きく、その内部の降雨分布は Geographically Distributed として扱わなければならないことを示唆している。ただし、それぞれの研究は通常ひとつの流域を対象に分析しており、基準面積が流域面積に関わらず絶対的な大きさで決まるのか、あるいは、流域面積に対して相対的な大きさで決まるのかは明らかでない。また、基準面積に影響を及ぼしている降雨や流域の分布、河道の効果を考慮し、それらの要素の相互関係に基づいて基準面積が決まる内実を明らかにした研究はいまだない。

こうした背景のもと、本論は流域面積の異なる7つの流域 (156 km^2 から $6,558\text{ km}^2$) を対象に分布型流出モデルを用いた数値シミュレーションを行い、基準面積の決定方法について議論するとともに、我が国の流域で洪水の予測を目的とした場合の流出モデルの基準面積を定量的に評価することを試みる。本論で議論する内容は以下の4点にまとめられる。

1. 内部の水文量を統計的に取り扱うことができる流域面積の面積として、基準面積は存在するか。
2. 基準面積が存在するとすれば、その大きさは流域面積に関わらず絶対的な大きさで決まるか、あるいは流域面積に応じて相対的な大きさで決まるか。
3. 降雨の分布、流域の分布、河道網の効果が、どのように相互に関連して基準面積を決定付けているか。
4. 洪水の予測を目的とした場合に、流出モデルの基準面積はどの程度の大きさか。

本論の構成は次の通りである。2. で基準面積の考え方と検討の方針を明らかにした後、3. で具体的な分析の方法を示す。4. では基準面積の分析に応用し

た雨水移動の時空間履歴追跡手法について説明し、5. で数値シミュレーションの結果にもとづいて基準面積について考察する。6. は本論の結論である。

2. 基準面積の考え方と検討の方針

2.1 基準面積の定義

本論では流出モデルの基準面積を「空間分布する水水量がその内部でどこに位置するかという情報を陽に考慮することなく、その空間分布特性を統計的に取り扱うことができる最大の流域面積」と定義する。

流域全体で水水量の空間分布がどこに位置するかという情報を陽に取り扱っても、統計的に取り扱っても両者の流出量の推定結果がほとんど同じであれば、水水量の空間分布特性を統計的に取り扱うことが可能となる。その場合は、対象とする流域の面積は流出モデルの基準面積以下であると考ええる。一方、対象とする流域全体では水水量の位置を陽に取り扱う必要があるが、流域を適当な大きさに分割し、その内部の水文情報を統計的に取り扱ってもよい場合には、その分割域の最大の面積を流出モデルの基準面積と考える。

2.2 分析の方針

流出モデルの基準面積は、流出現象を1つのブロックとして取り扱える面積として提案されたサイズである。このサイズをもとに流域を分割し流出モデルを構成するためには、次の二つの条件を満足する必要がある。

1. 分割した流域内部では空間分布する水文情報を統計的に取り扱うことができる。
2. 水文情報を統計的に取り扱うことができる集中型流出モデルがある。

本論では1. を満足する面積を基準面積と定義して議論の対象とする。2. を満足するかどうかは流出モデルの集中化に関する問題であり、1. が明らかになれば、モデルの集中化とそれに伴う不確実性を評価すること(高棹・椎葉, 1985)に議論は帰着する。つまり、基準面積に集中型モデルを適用して流量を正しく計算できるかどうかはここでは対象とせず、理想的な集中型のモデルを適用した場合に、流量を正しく計算できる面積はどのように決まるかを議論の対象とする。

本論の分析には、空間分布する水水量を陽に取り扱うことができる分布型流出モデルを用いる。分布型流出モデルを面積の異なる複数の流域に適用し、

観測降雨を入力した場合と、降雨の分布を流域内で一様にして入力した場合、降雨の位置を流域内でランダムに入れ替えて入力した場合の流出計算結果を比較する。降雨の位置をランダムに入れ替えることを本論では、「雨をシャッフルする」と呼ぶことにする。雨をシャッフルすることは、流域内部で降雨分布の平均値と分散値を保存しつつ、雨がどこに降ったかという情報をあえて失うことを意味する。つぎに、流域を異なる面積に分割し、その分割した内部で降雨の分布を一様にした場合、分割した内部で雨をシャッフルした場合の流出計算を行う。細かく流域を分割する場合は、粗く流域を分割する場合よりも、もとの降雨分布の情報をより詳細に保存していることになる。

2.3 前提条件

基準面積の議論を進めるうえで本論が前提とする条件を以下に示す。

(1) 流出モデルの目的

流出モデルは水・物質循環を計算する手段として様々な目的で使用される。目的に応じてモデルの評価基準は異なり、それに伴って基準面積も変わるはずである。本論では流出モデルの使用目的を洪水流出予測とし、以後の議論を進める。

(2) 流量推定の評価基準

水水量の空間分布を陽に取り扱う場合と統計的に取り扱う場合の推定流量の比較をもとに基準面積を議論する。観測降雨分布を入力した場合の推定流量を真値と見なし、水水量を統計的に取り扱うことによって生じるピーク流量の差異を相対誤差で評価する。また、ハイドログラフ全体の再現性を評価する指標として Nash Sutcliffe 効率性指標 (Nash 指標) を用いる。

(3) 対象とする水水量

流域水循環に影響を及ぼす水水量には降雨量、蒸発散量、積雪量などがある。本論では、洪水予測をモデルの目的とし、取り扱う水水量の空間分布は降雨量とする。数値シミュレーションの条件については3.3でその詳細を記述するが、入力降雨は淀川流域において1987年から1993年に観測された顕著な10パターンの降雨イベントとし、それらが代表的な出水時の降雨の空間分布をカバーするものとする。

(4) 水水量の時間分布

降雨量の時間分布は、降雨流出の空間分布と密接に関係する(砂田・木村, 1991; Woods and Sivapalan, 1999)。従って、流出モデルの時間分解能を

どの程度にとるかという基準時間 (高棹, 1985) は基準面積にも関係する。ただし, 基準面積と基準時間のそれぞれを独立してまず明確にし, 両者が明らかになってはじめてその相互関係がわかってくるものと著者らは考える。そこで, 本論の数値シミュレーションでは, 現業の降雨レーダが提供する最も細かい時間分解能である 5 分のデータを利用し, 上述の 10 パターンの降雨イベントが代表的な出水時の時間分布をカバーするものと仮定する。

3. 分析方法

3.1 分布型流出モデル

淀川全流域を対象とした広域分布型流出予測システム (佐山ら, 2005) を用いて数値シミュレーションを行う。この予測システムは, 国土数値情報の河道網位置データをもとにする河道流追跡モデル, 全流域を 250 m のグリッドセルで覆う落水線型の分布型部分流域モデル, 湖沼の水収支を計算する湖沼モデル, およびダム の操作過程を再現するダムモデルで構成される。本論の目的は降雨流出予測の空間スケールの問題を議論することであるため, ダムモデルはこの数値シミュレーションでは考慮しない。広域分布型流出予測システムの構成とその再現性については文献 (佐山ら, 2005) にその詳細を記述しているので省略し, ここでは本論の数値シミュレーションで重要となる河道流追跡モデルと分布型部分流域モデルについて述べる。

(1) 河道流追跡モデル

国土数値情報の河道網位置データ (W15-52L) をもとに約 3 km の長さをもつ河道区分データを作成する。それぞれの河道区分内の洪水流出はキネマティックウェーブモデルで計算する。河道の単位幅流量 q [m²/s] と水深 h [m] の関係は式 (1) で表され, 連続式 (2) との組み合わせで河道内の流量を計算する。

$$q = \alpha h^m \quad (1)$$

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

ここに, α : パラメータ ($\alpha = \sqrt{i}/n$, i : 勾配 [rad], n : 粗度係数 [m^{-1/3}s]), m : 無次元定数 (= 5/3), q_L : 単位長さあたりの側方流入量 [m/s] である。

(2) 分布型部分流域モデル

国土数値情報の標高データ (空間分解能: 250 m) をもとに最急勾配方向で落水方向を決定し, 各河道区分に流入する部分流域を抽出する (市川ら, 2001)。

部分流域は勾配, 落水方向, 面積の情報をもつ矩形斜面の集合であり, それぞれの矩形斜面に不飽和・飽和中間流・表面流モデル (立川ら, 2004) を適用する。このモデルは土壌中のマトリクス部を流れる不飽和流, 土壌中の空隙部を重力水として流れる飽和中間流, そして地表を流れる表面流の三種類の流れを流量流積関係式の中で表現している。土層厚を D [m], 土壌中の最大水分量に対応する水深高さを d_s [m], マトリクス部の最大水分量に対応する水深高さを d_c [m] とする。 k_c をマトリクス部の飽和透水係数 [m/s], k_a を大空隙での飽和透水係数 [m/s] とし, $v_c = k_c i$, $v_a = k_a i$ とすれば, 単位幅流量 q [m²/s] と水深 h [m] の関係は以下のように表される。

$$q = \begin{cases} v_c d_c \left(\frac{h}{d_c}\right)^\beta, & (0 \leq h \leq d_c) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c), & (d_c < h \leq d_s) \\ v_c d_c + v_a (h - d_c) + \alpha (h - d_s)^m, & (d_s < h) \end{cases} \quad (3)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r(t) \quad (4)$$

ここに, β はマトリクス部において含水率の減少に伴う透水係数の減少の大きさを表すパラメータである。マトリクス部と大空隙部の流量流積関係の連続性から $\beta = k_a/k_c$ となる。式 (3) と連続式 (4) を組み合わせると矩形斜面からの降雨流出を計算する。なお, 式 (4) において $r(t)$ [m/s] は降雨強度である。

(3) モデルパラメータ

国土数値情報の土地利用データをもとにして流域全体を森林域, 農地域, 都市域に分割し, それぞれ異なる流出パラメータを使用した。使用したパラメータの値は, 森林域において $n = 0.6 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$, $D = 1.0 \text{ m}$, $d_s = 0.2 \text{ m}$, $d_c = 0.1 \text{ m}$, $k_a = 0.015 \text{ m/s}$, $\beta = 8.0$, 農地域において $n = 1.0 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$, 都市域において $n = 0.3 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$ である。農地域と都市域は土層を考慮せず式 (3) の d_c と d_s をゼロとした表面流モデルを用いた。また, 河道の n は $0.03 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$ とした。

3.2 対象流域

数値シミュレーションで対象とする流域は, 淀川流域内に位置する 7 つの流域とする。Fig. 1 に各流域の位置と面積を示す。C1 は淀川流域全域であり, 琵琶湖流域を含む。琵琶湖からの放流は瀬田川洗堰で制御されるが, この数値シミュレーションでは, 山地流域の自然流況をもとに流出モデルの構成

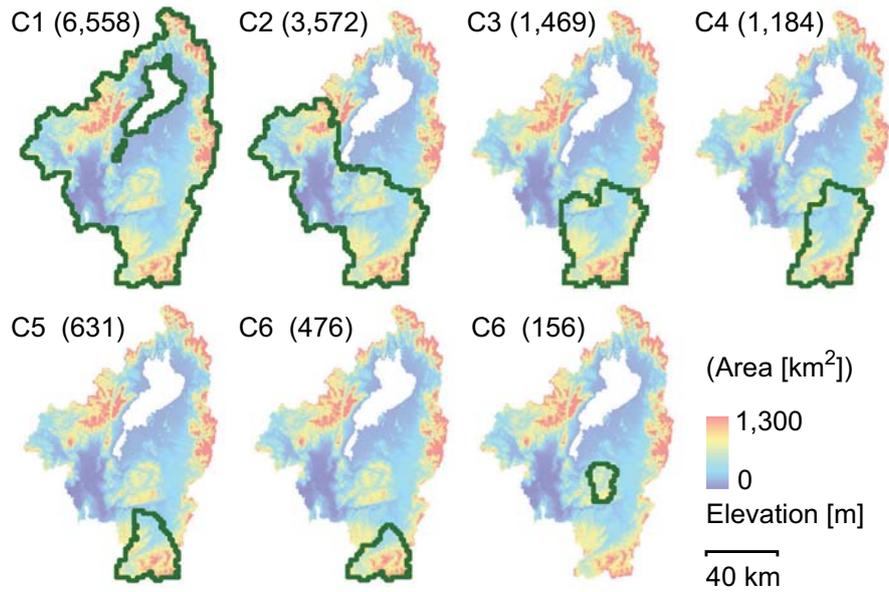


Fig. 1 Seven catchments used for the numerical simulations. The numbers in the brackets show the catchment areas [km²]

Table 1 Input rainfall events

Event	Year	Periods	Type of rain	Rainfall* [mm]
R1	1987	7/16 0:00 - 7/20 16:00	Typhoon	108
R2	1988	7/14 0:00 - 7/16 0:00	Baiu front	92
R3	1989	8/26 0:00 - 8/28 21:00	Typhoon	104
R4	1990	9/19 0:00 - 9/21 0:00	Typhoon	140
R5	1990	11/29 0:00 - 12/1 12:00	Typhoon	115
R6	1991	9/18 12:00 - 9/20 12:00	Typhoon	45
R7	1991	11/27 12:00 - 11/30 0:00	Low pressure	80
R8	1992	8/18 0:00 - 8/20 22:00	Typhoon	136
R9	1993	6/19 0:00 - 7/2 0:00	Baiu front	114
R10	1993	9/8 0:00 - 9/11 0:00	Typhoon	91

* Total rainfall on C1 during the event.

サイズを分析しようとしているので、琵琶湖に流入した流量が瞬時に下流の瀬田川から流出すると仮定した。また、湖沼への降雨は考慮しないものと仮定した。したがって C1 流域の面積には琵琶湖の面積を含めない。C2 は淀川流域全体から琵琶湖と琵琶湖へ流入する地域を除いた流域であり、木津川流域、宇治川・瀬田川流域、桂川流域、淀川本川流域を含む。その他の 5 つの流域は、降雨量が比較的多い木津川流域を中心に、面積が約 150 km² から 1,500 km² の間で選定した。

3.3 入力降雨

数値シミュレーションで使用する入力降雨は、1987年から1993年に旧建設省深山レーダで観測された降雨の時空間分布情報とし、淀川流域全域で流域平均雨量の大きいものを10降雨イベントを選んだ。レーダ雨量はそのままではバイアスが大きいので、共変量クリギング型逐次ガウシアンシミュレーション法(佐山ら, 2005)を用いて地上観測雨量をもとに補正を行った。なお、旧深山レーダによって観測された降雨の空間分解能は3 kmであり、補正後の空間分解能は1.5 kmとなる。また、降雨の時間分解

能は5分である。Table 1に本論で用いた降雨イベントの詳細を示す。上記の観測降雨イベントをもとに、以下の要領で「シャッフル降雨」と「一様降雨」を作成する。

(1) シャッフル降雨

流域の内部で雨のグリッドセルの位置をランダムに入れ替えた降雨分布をシャッフル降雨と呼ぶことにする。ただし、各グリッドセルにおける降雨の時間分布は維持するため、シャッフルした降雨グリッドセルの配置は降雨イベント中一定とする。なお、降雨の空間分解能(1.5 km)は流出モデルのそれ(250 m)より粗いため、上記の方法で雨の位置をシャッフルすると、流域の境界に位置した降雨のグリッドセルと流域内部に位置した降雨のグリッドセルを置き換えたときに流域平均雨量がわずかに変化する。そこで、観測降雨とシャッフル降雨の流域平均雨量が各時間ステップで完全に一致するように、シャッフル後の降雨場に係数を掛けて調節した。

(2) 一様降雨

観測降雨分布を空間的に一様化したものを一様降雨と呼ぶことにする。この場合は、(1)のシャッフル降雨の特別な場合であり、降雨分布の分散をゼロにした場合に相当する。

4. 雨水移動の時空間履歴追跡手法

4.1 概要

河道網追跡モデルや分布型流域流出モデルで計算される流水が、いつ・どこに降った雨水で構成されているのかを分析する手法を開発し、本論の基準面積の検討に応用する。手法の概念図をFig. 2に示す。この手法の目的は、図中の”Temporal Hydrograph Separation”に示すように流量ハイドログラフを雨水の生起時刻に応じて分離すること、図中の”Spatial Hydrograph Separation”に示すように流量ハイドログラフを雨水の空間的な起源に応じて分離すること、さらに場合によってはその両者を併せてハイドログラフを時空間的な起源に応じて分離することである。

この手法を開発するにあたり、図中の”Temporal and spatial water record matrix”に示すような流水の時空間履歴構成比マトリクスという新たな概念を導入する。このマトリクスの要素は、いつ・どこに降った雨が何%含まれているかを示しており、横軸には時間のクラスを、縦軸には空間のクラスをとる。0の時間クラスの要素は、対象降雨イベントの前から流域に貯留していた水が占める割合を示す。

Fig. 2の例では、ある時刻 t の四角で示した地点において、時間クラス2にCの領域に降った雨水が流水の6%を占めていることを意味している。このマトリクスは、分布型流出モデルにおいて単位斜面や河道区分でそれぞれ定義し、時間の経過とともに後述する方法で更新していく。このマトリクスを流域の下流端で計算することができれば、ハイドログラフの分離が可能となる。

本論では、この手法を河道網追跡モデルのキネマティックウェーブモデルに適用し、流域下流端のハイドログラフがどの分割域からの流出水で構成されているかを定量的に把握する。河道網追跡モデルに適用する場合には、流域からの降雨流出が河道網に流入した時刻と場所を時空間履歴マトリクスの要素にとることになる。

4.2 河道網追跡モデルへの適用

Fig. 3は3つの河道区分と3つの単位斜面から構成される単純化した流域を示している。ここでは、ある時刻 t に河道区分(3)を流下する水がどの単位斜面を起源としているかを考える。図中の \mathbf{R} は空間履歴の構成比マトリクスである。構成比マトリクスの要素には、起源とする単位斜面の占める割合を格納する。例えばFig. 3では、時刻 t の貯留水 S_3 のうち3割は単位斜面(1)を起源とし、6割は単位斜面(2)を起源とし、1割は単位斜面(3)を起源としている。各河道区分の下流端から流下する水はその貯留水と同じ構成比を持つので、 Q_3 の構成比を計算するためには、 \mathbf{R}_3 を時々刻々計算すればよい。 \mathbf{R}_3 の時間変化は、連続の関係から以下のように記述できる。

$$\frac{d(\mathbf{R}_3 S_3)}{dt} = Q_1 \mathbf{R}_1 + Q_2 \mathbf{R}_2 + q_3 \mathbf{R}_3^{in} - Q_3 \mathbf{R}_3$$

これを書き直すと、

$$\frac{d\mathbf{R}_3}{dt} = \frac{1}{S_3} \left(Q_1 \mathbf{R}_1 + Q_2 \mathbf{R}_2 + q_3 \mathbf{R}_3^{in} - Q_3 \mathbf{R}_3 - \mathbf{R}_3 \frac{dS_3}{dt} \right)$$

河道区分(3)の貯留水の連続関係、

$$\frac{dS_3}{dt} = Q_1 + Q_2 + q_3 - Q_3$$

を上式に代入すると、以下の常微分方程式を得る。

$$\frac{d\mathbf{R}_3}{dt} = \frac{-Q_1 - Q_2 - q_3}{S_3} \mathbf{R}_3 + \frac{Q_1 \mathbf{R}_1 + Q_2 \mathbf{R}_2 + q_3 \mathbf{R}_3^{in}}{S_3}$$

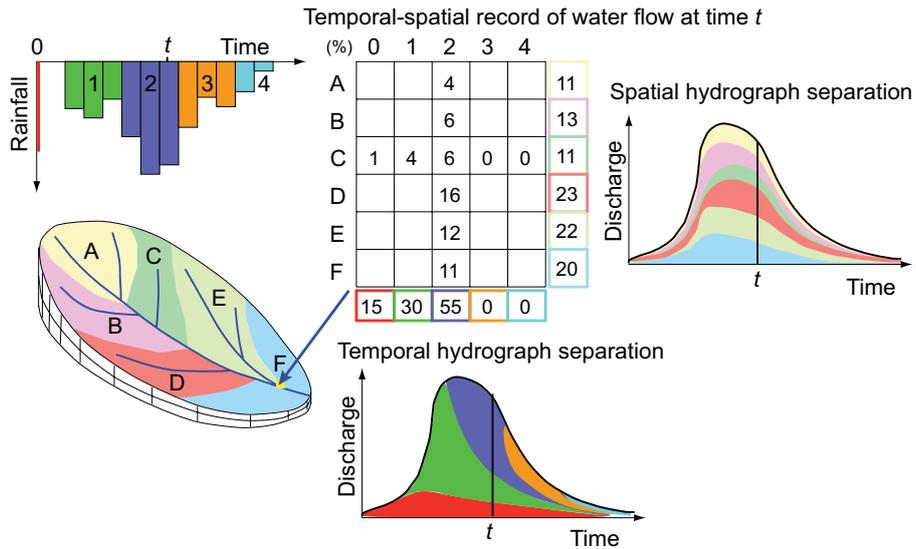


Fig. 2 Schematic diagram of Tracing Method of Temporal and Spatial Water Record

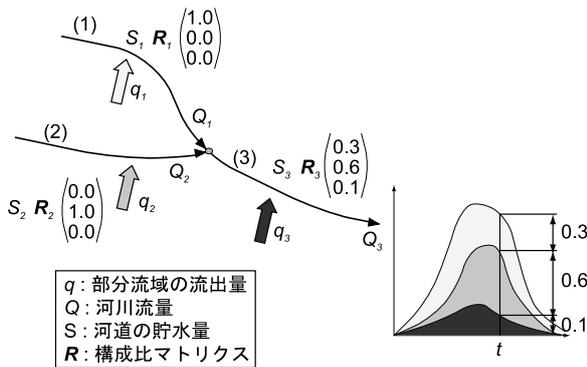


Fig. 3 Application of the tracing method to a river channel routing model

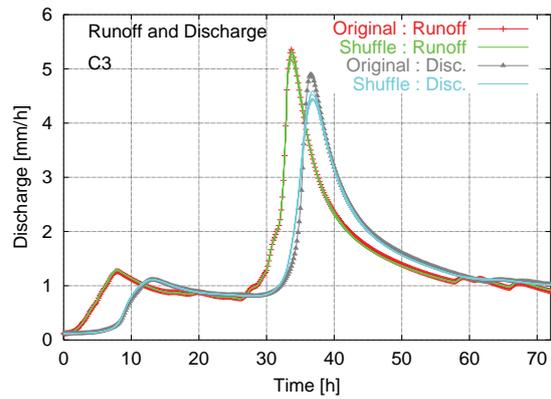


Fig. 4 Total runoff and river discharge from C3 (1,469 km²) by Original rainfall and Shuffle rainfall.

ここで、 R_3^{in} は単位斜面 (3) から河道区分 (3) に流入する水の構成比マトリクスであり、(3) の河道区分に対応する要素が 1 で、その他の要素はすべてゼロの値をもつ。各河道区分の流量 Q と各単位斜面の流出量 q は河道モデル、流出モデルでそれぞれ別途計算するので既知の値であり、河道区分に流入する水の構成比マトリクス R_1 、 R_2 も上流から追跡すれば既知の値となるので、上式のなかで R_3 だけが未知数となり、これを求めることができる。 R_3 の時系列が求まると、Fig. 3 に示すようにハイドログラフを流出起源の場所ごとに分離することが可能となる。

5. 数値シミュレーションの結果

5.1 基準面積に関する空間分布の三要素

分布型流出モデルを用いて数値シミュレーションを実行し、流出モデルの基準面積について考察する。基準面積は「流域特性の空間分布」、「水文量（降雨）の空間分布」、「河道網の効果」によって影響を受けると考えられる。

一つ目の要素は流域特性の空間分布である。地形や土地利用は流域内部で空間的に分布しているので、降雨が空間一様であっても流出量は場所によって異なる。

二つ目の要素は降雨の空間分布である。降雨の分布は、どの程度それがばらついているかという統計

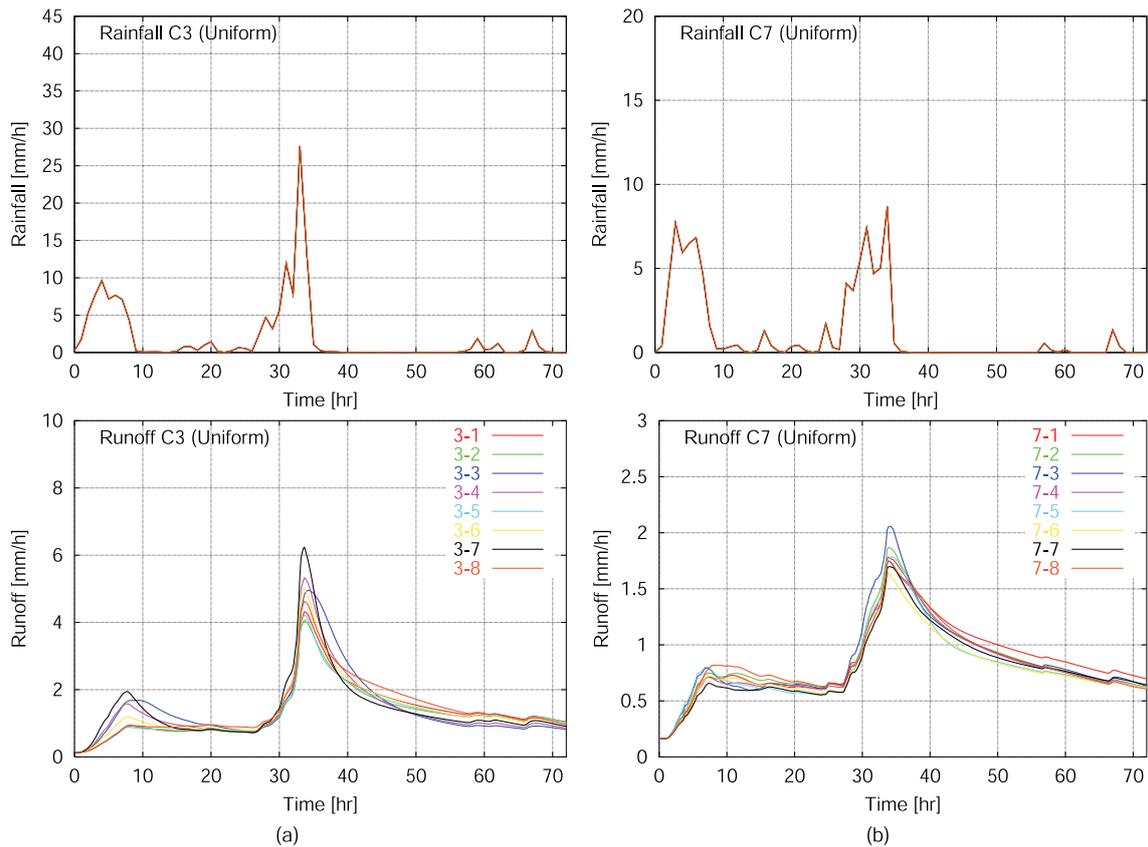


Fig. 5 Runoff from the eight subcatchments in (a) C3(1,469 km²) and (b) C7(156 km²) by Uniform rainfall

的分布 (Statistically Distributed) と降雨がどこに分布しているかという地理的分布 (Geographically Distributed) とにわけて考える。本論の基準面積の定義では、その内部では地理的分布を陽に考慮しないが、統計的分布は流出計算に反映してもよいことになる。ここでは降雨の統計的性質 (平均と分散) を保存する場合の基準面積について検討するとともに、その特殊な場合として分割域内で分散をゼロにした一様降雨を入力する場合の基準面積についても議論する。

三つ目の要素は河川が降雨流出の発生位置を流量に反映する効果である。流域の特性や降雨が空間的に分布すれば降雨流出の発生位置も空間的に分布する。降雨流出発生位置の空間分布が流域下流端の河川流量にどのように伝播するかは基準面積を考えるうえで重要である。たとえば、Fig. 4 は C3 流域 (1,469 km²) を対象に観測降雨 (Original) を入力した場合と流域全体で雨の位置をシャッフルした降雨 (Shuffle) を入力した場合の、C3 流域全体からの斜面流出量 (Runoff) と C3 流域の下流端における河川流量 (Discharge) を示している。ここで、斜面流出量 (Runoff) とは河川に流入する流量を意味し、各

流域の下流端における河川流量 (Discharge) と区別して議論する。なおシャッフル降雨については、5回のシャッフルのパターンで繰り返し計算を行い、その全ての斜面流出量と河川流量を Fig. 4 に示している。斜面流出量 (Runoff) に着目すると観測降雨によるものとシャッフル降雨によるものとの差は小さいが、河川流量 (Discharge) に着目すると観測降雨によるものとシャッフル降雨によるものとの差は大きくなっている。つまり、降雨がどこに位置するかという情報を陽に考慮する場合と考慮しない場合とでは流域全体からの斜面流出にはそれほど影響がなくても、流域下流端での河川流量には影響する場合があることを示唆している。このように河川が流出の位置を流量に反映する効果を河道の流出位置反映効果と呼ぶことにする。ちなみに、観測降雨・シャッフル降雨に関わらず Runoff から Discharge に変換される過程でピーク流量の生起時刻が遅れてピーク流量が低減している。これは河川の洪水低減効果であり、流出位置反映効果と同義ではない。

以降、これらの三要素が基準面積にどのように影響を及ぼしているかを明らかにしつつ基準面積の定量化を試みる。5.2 と 5.3 では河川の影響を考慮

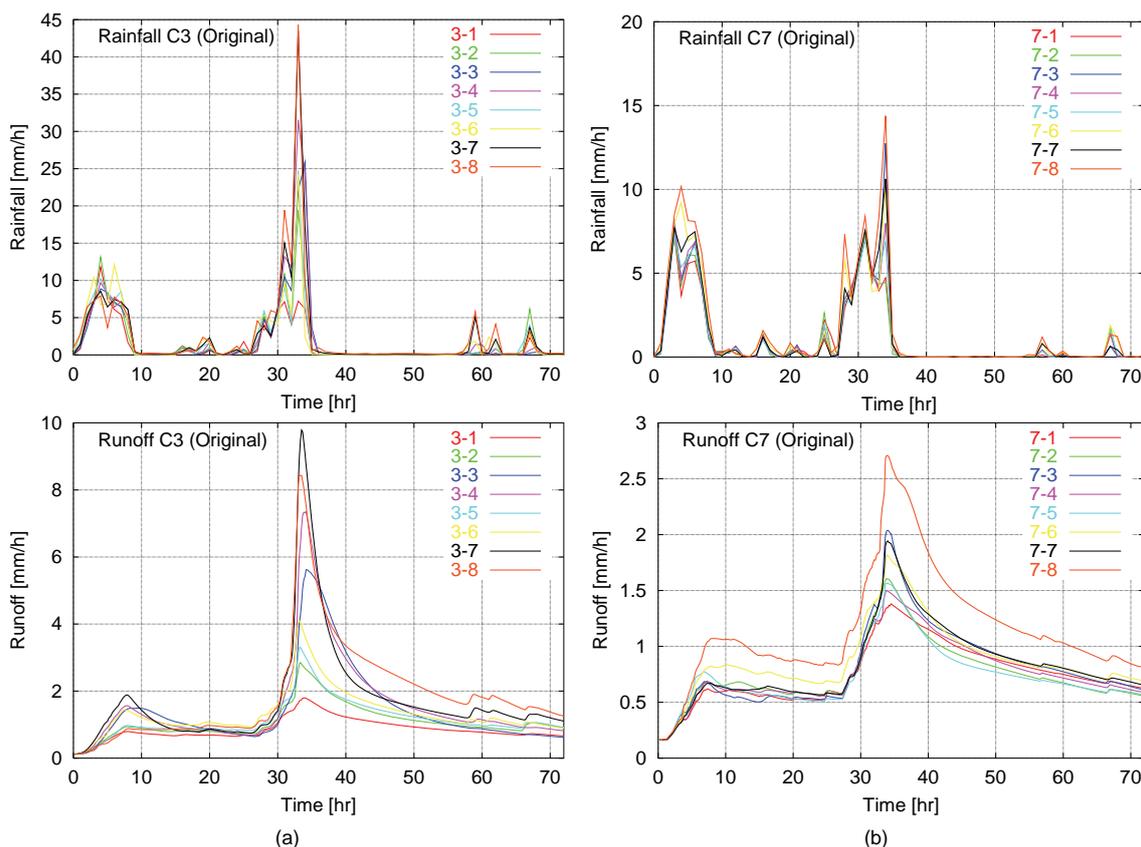


Fig. 6 Runoff from the eight subcatchments in (a) C3(1,469 km²) and (b) C7(156 km²) by Original rainfall

せず斜面流出量 (Runoff) に着目する。5.4 から 5.7 では河川の効果を考慮し、流域下流端の河川流量 (Discharge) に着目して基準面積の定量化を試みる。

5.2 降雨の空間分布と流出との関連

Fig. 5 は C3 流域 (1,469 km²) と C7 流域 (156 km²) に、流域一様の降雨 (Uniform) を入力した場合の同じ流域面積を持つ 8 つの分割域における斜面流出量を表している。一様降雨を入力した場合でも 8 つの分割域からの斜面流出量にばらつきが生じるのは、山腹斜面の勾配や土地利用が空間的に分布していることに起因する。

Fig. 6 は C3 流域と C7 流域を対象に、観測降雨 (Original) を入力した場合のそれぞれ 8 つの分割域の斜面流出量を表している。一様降雨を入力した場合に比べて、観測降雨を入力した場合は各部分流域からの斜面流出量のばらつきはさらに大きくなる。流域面積の小さな C7 流域は、C3 流域に比べて、分割域毎の降雨のばらつきが小さいが、C7 流域においても、最大のピーク流出量は最小のピーク流出量より約 2 倍大きく、156 km² の流域においても斜面流出の発生位置は空間的にばらついていることが分

かる。

Fig. 7 は C3 流域全体 (1,469 km²) を対象に、観測降雨 (Original) とシャッフル降雨 (Shuffle) を入力した場合の流域全体からの斜面流出量である。この場合、河道に入る全ての斜面流出量を足し合わせて表示している。シャッフル降雨は流域全体で 1.5 km² のグリッドセルの位置をランダムに入れ替えた場合の降雨分布であり、シャッフルのパターンを変えて 5 回の繰り返し計算を行いその全ての結果を示している。

Fig. 6 より、C3 流域における斜面流出の発生位置は空間的にばらついていることが分かったが、Fig. 7 における観測降雨とシャッフル降雨の流出計算結果がほぼ重なっていることから、降雨の位置をランダムに移動させても流域全体の斜面流出量に与える影響は小さいことが分かる。つまり、この例では、1,469 km² の面積をもつ流域全体からの流出量を予測するうえで、降雨がどこに位置するかという位置の情報はそれほど重要でないことになる。

このことは異なる流域面積を有する流域でも観察することができる。Fig. 8 は C1 流域 (6,558 km²) から C7 流域 (156 km²) の 7 流域を対象に、観測降

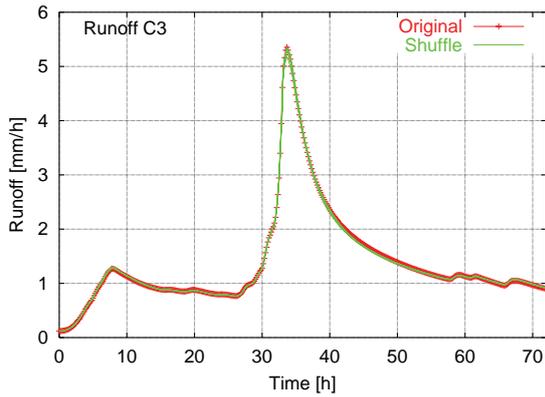


Fig. 7 Runoff from C3(1,469 km²) by Original rainfall and Shuffle rainfall

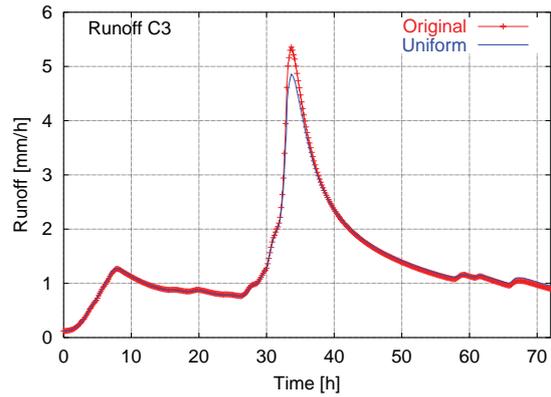


Fig. 9 Runoff from C3(1,469 km²) by Original rainfall and Uniform rainfall

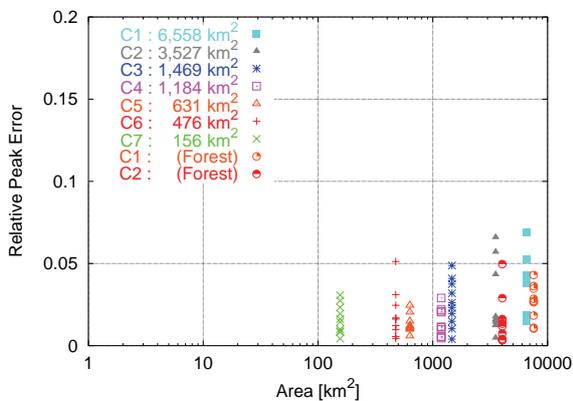


Fig. 8 Differences in peak runoff between by Original rainfall and Shuffle rainfall from the seven catchments. "Forest" are the results when the landuses are assumed to be forest.

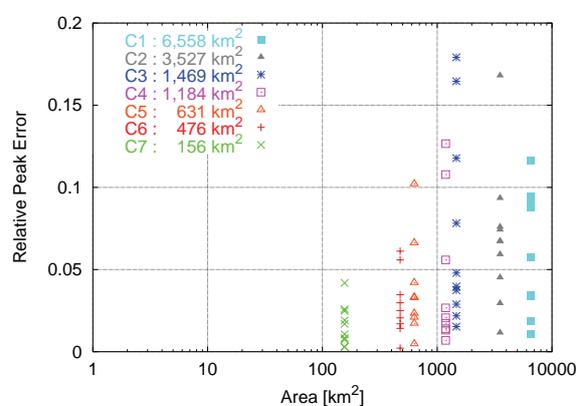


Fig. 10 Differences in peak runoff between by Original rainfall and Uniform rainfall from the seven catchments

雨を入力した場合とシャッフル降雨を入力した場合の流域全体からの斜面流出量の差異 (以降、この差異をピーク相対誤差と呼ぶことにする) を示す。横軸は各流域の面積である。各流域でプロットが10個ずつあるのは、10降雨イベントでそれぞれの観測降雨とシャッフル降雨の斜面流出量のピーク相対誤差を計算したためである。なお、各流域・各イベントに対し、それぞれ5回の異なるシャッフルパターンで繰り返し計算を行い、その平均値を一つのプロットとする。各プロットのピーク相対誤差の標準偏差は平均で0.008であり、シャッフルのパターンによる計算結果の違いは小さい。また、C1流域とC2流域については、流域の土地利用を森林で一様と仮定して計算した結果を併せて示している。

まず、流域面積が156 km²(C7) から1,469 km²(C3)の結果をみると、降雨の位置をシャッフルすることによる流域全体からの斜面流出量推定の

ピーク相対誤差は約5%以下であり、その大きさは流域面積に依存しないことが分かる。C1流域とC2流域については、誤差が大きくなるケースが見受けられるが、これは、他の流域がほとんど森林に覆われているのに対し、この二つの流域は都市域と農地を比較的広く含むためであると考えられる。仮に、C1流域とC2流域の土地利用を一様に森林と仮定すれば、ピーク相対誤差は約5%以下となる。つまり、斜面流出量の発生位置は空間的に分布しているが、流域全体の斜面流出量を推定するうえでは、流域内部で降雨の位置をシャッフルさせても流出量のピーク相対誤差は5%以内に収まる。

5.3 降雨分布の分散が流出に与える影響

5.2の検討結果は、ピーク流量で5%の差異を許容するならば、流域全体からの斜面流出量を予測するうえで水文学の位置を陽に考慮しなくてもよい可

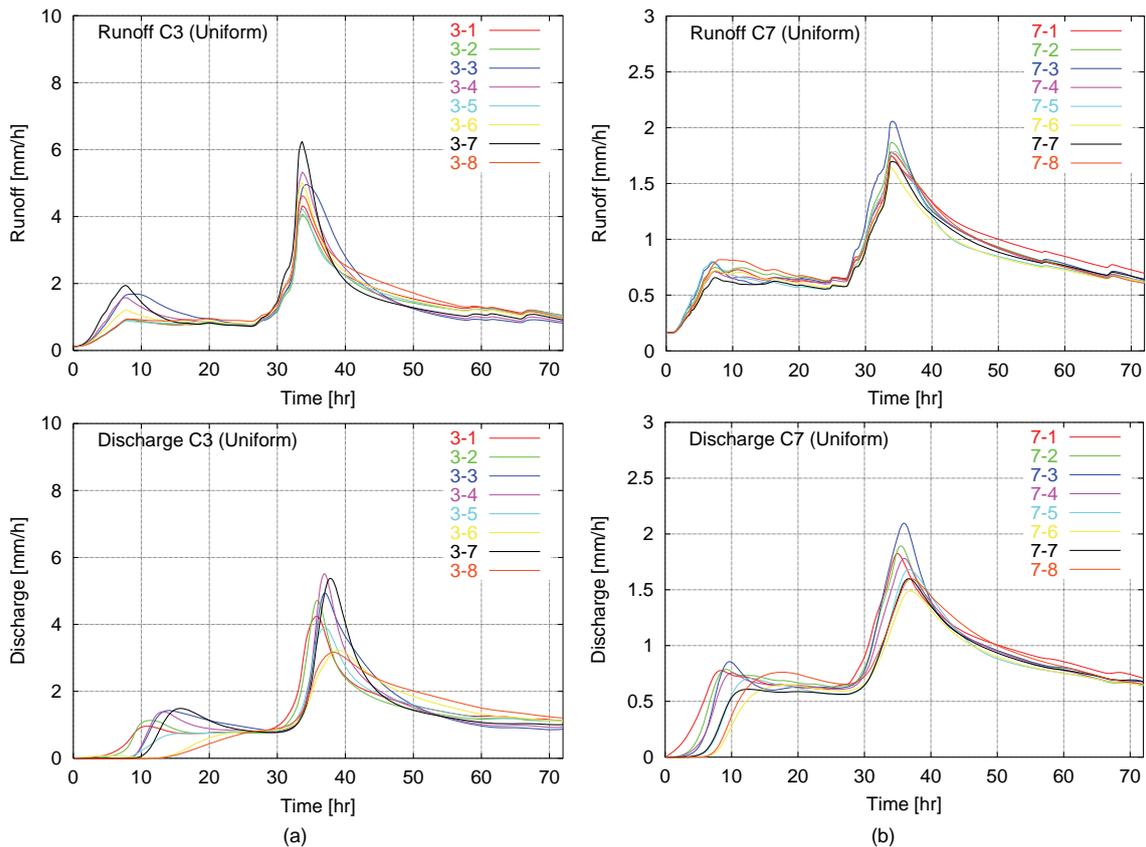


Fig. 11 Runoff (top panel) from each eight subcatchment and discharge originated from the subcatchments (bottom panel) at the outlet of (a) C3(1,469 km²) and (b) C7 (156 km²) by Uniform rainfall

能性を示唆している。ただし、降雨をシャッフルすることと降雨を流域内で平均化することとは違う。前者は観測降雨の平均と分散を保存しているのに対し、後者は観測降雨の平均のみを保存する。ここでは、降雨の分散を陽に考慮しないことによる流出量推定の誤差について考察する。

Fig. 9にはC3流域(1,469 km²)を対象に、観測降雨(Original)と流域一様の降雨(Uniform)を入力した場合の流域全体からの斜面流出量を示している。一様降雨を入力した場合は、観測降雨やシャッフル降雨を入力した場合に比べてピーク流量が低減している。

Fig. 10はC1流域からC7流域の7流域を対象に、観測降雨を入力した場合と一様降雨を入力した場合の流域全体からの斜面流出量のピーク相対誤差を示している。シャッフル降雨の場合とは対照的に、156 km²から1,469 km²にかけて、降雨を一様化することによるピーク相対誤差は流域面積とともに大きくなっている。これは、流域面積が大きくなるほど降雨のばらつきがより大きくなり、流出の発生を平滑化するためである。

5.4 斜面流出の発生位置が河川流量に与える影響

5.2と5.3の検討結果より、流域全体からの斜面流出量を予測するうえで、降雨の平均と分散を反映することは重要であるが、降雨の位置を陽に取り扱う効果はそれと比較して重要度が低いことが分かった。ただし、Fig. 6の結果は流域内で斜面流出の発生位置が空間的にばらついていることを示しており、流出が河道のどこに流入するかという位置の情報を陽に取り扱わない場合に、河川流量の予測にどの程度誤差が生じるのかを明らかにしておく必要がある。

Fig. 11はC3流域(1,469 km²)とC7流域(156 km²)を対象に、流域一様の降雨(Uniform)を入力した場合のそれぞれ8つの分割域からの斜面流出量(Runoff)と、C3流域とC7流域の下流端において各分割域を起源とする河川流量(Discharge)を示している。流域下流端での河川流量は通常ひとつのハイドログラフで表現されるが、本論では、4.で述べたハイドログラフを流水の空間起源に応じて成分分離する手法によって、各分割域を起源とする流域下流端での流量を計算した。

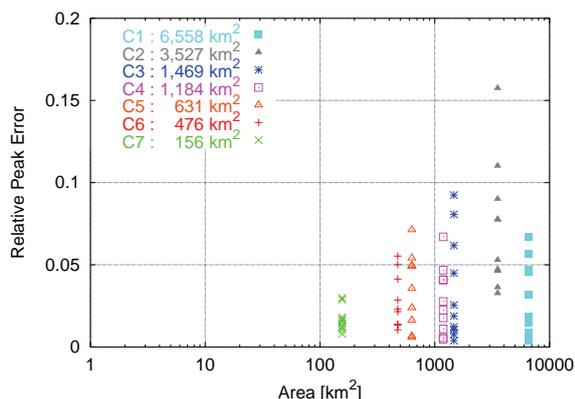


Fig. 12 Differences in peak discharge between by Original rainfall and Shuffle rainfall from the seven catchments.

流域面積が 156 km^2 の C7 流域でも、分割域の場所に応じて河川流量 (Discharge) のピーク生起時刻にずれが生じる。流域面積が $1,469 \text{ km}^2$ の C3 流域では、その傾向がさらに顕著であり、かつ、Runoff から Discharge へのハイドログラフの変化が分割域ごとに大きく異なる。C3 流域においては、斜面流出が河道のどこに流入するかということが、C7 流域よりもより顕著に河川流量に影響するといえる。

Fig. 12 は C1 流域 ($6,558 \text{ km}^2$) から C7 流域 (156 km^2) の 7 流域を対象に、観測降雨を入力した場合とシャッフル降雨を入力した場合のそれぞれの流域下流端での河川流量のピーク相対誤差を示している。Fig. 8 は河道モデルを考慮せず斜面流出量 (Runoff) を対象としているのに対し、Fig. 12 は河道モデルを考慮して河川流量 (Discharge) を対象としている。各プロットは異なるシャッフルパターンで繰り返し計算を行った場合の平均値であり、その 5 回のピーク相対誤差の標準偏差は平均で 0.0076 と十分に小さい。Fig. 12 の結果から、C7 流域から C2 流域にかけて、流域面積が大きくなればなるほど降雨を流域内でシャッフルすることによるピーク流量の相対誤差は大きくなるのが分かる。Fig. 8 で雨をシャッフルすることによる流域全体からの斜面流出量のピーク相対誤差は約 5% で、流域面積に依存しないことを示したが、河川流量を対象にした Fig. 12 の結果は、ピーク相対誤差の大きさは流域面積に依存している。これは、斜面流出が流域内のどこで発生したかということが河川流量に影響し、その効果の大きさは流域面積に応じて大きくなることを意味している。

5.5 基準面積の大きさ

流域全体をひとつの構成要素として取り扱えない場合に、どの程度の大きさを流域を分割すべきかを検討する。ここでは、流域を Fig. 13 のように面積が等しくなるよう最大 5 段階まで分割し、その内部で雨をシャッフルした場合の流出計算結果をもとに議論を進める。まず分割する二つの面積が等しくなるよう、東西方向 (または南北方向) に区分線を引き流域を分割する。これを Div : 1 と呼ぶことにする。2 段階分割 (Div : 2) は、Div : 1 で分割された二つの領域をさらに面積が等しくなるよう南北方向 (または東西方向) に区分線を引いたものである。このように、東西方向と南北方向で交互に分割を繰り返す、流域を 32 分割する 5 段階分割まで行う。なお、これまでの議論で示してきた流域全体で雨をシャッフルする場合は Div : 0 と呼ぶことにする。

Fig. 14 は Div : 0 から Div : 5 までの分割域の面積 (以降、分割面積と呼ぶことにする) とその内部で雨をシャッフルすることによる流域下流端での河川流量のピーク相対誤差の関係を示す。同じ分割面積に対してそれぞれ 10 個のプロットがあるが、これは 10 個の降雨イベントに対する計算結果を示しているためである。なお、ひとつのプロットは同じ条件でシャッフルのパターンを変えて 5 回の繰り返し計算を行い、その平均値を示している。各プロットでピーク相対誤差の標準偏差を求めてその平均値を計算すると 0.0063 となり、標準偏差は分割域の面積に依存しないことを確認している。

Fig. 14 より分割面積が小さくなるほどピーク相対誤差が小さくなるのがわかる。また、C3 流域 ($1,469 \text{ km}^2$) では Div : 0 から Div : 5 まで 5 種類のプロットがあり、その上限値を包絡する線を描ける。同様に、C4 流域 ($1,184 \text{ km}^2$) から C7 流域 (156 km^2) に対しても包絡線を描くことができる。そして、それぞれの包絡線は 2% 以下の幅で重なっている。つまり、流域面積が約 150 km^2 から $1,500 \text{ km}^2$ の範囲では、流域面積に関わらず、同様の包絡線を用いてピーク相対誤差の上限値を表現することができる。この結果は、ある許容誤差を設定すれば、その内部で降雨の位置情報を陽に取り扱う必要がない面積、すなわち基準面積を、対象とする流域面積に関わりなく決定できることを意味する。また、対象とする流域面積がその基準面積よりも小さい場合には、降雨分布の統計的性質を反映する限りにおいて、流域全体で集中化することによって生じるピーク流量の相対誤差はその許容誤差を越えないことを意味する。

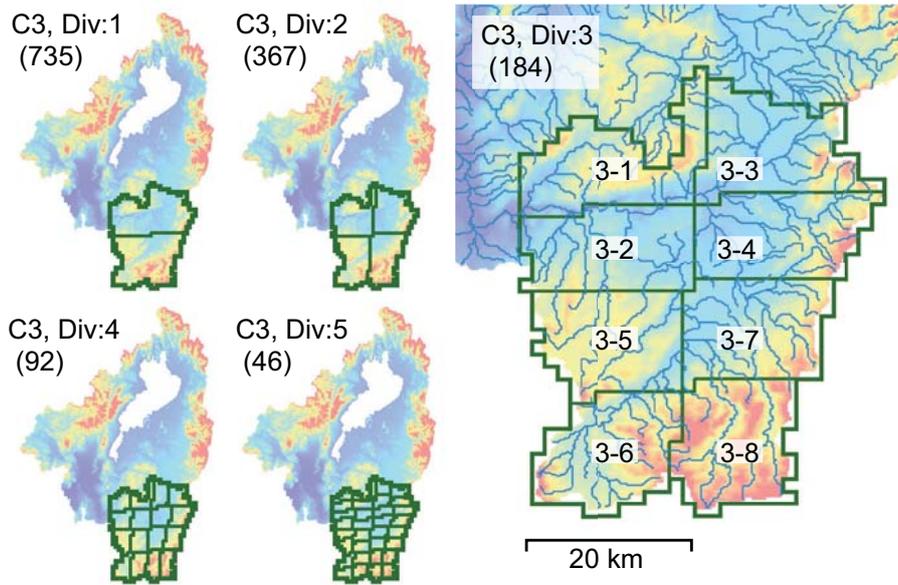


Fig. 13 Examples of catchment subdivisions in C3(1,469 km²). Div : n means a catchment is divided into 2^n . 3-1 to 3-8 represent the subcatchment numbers.

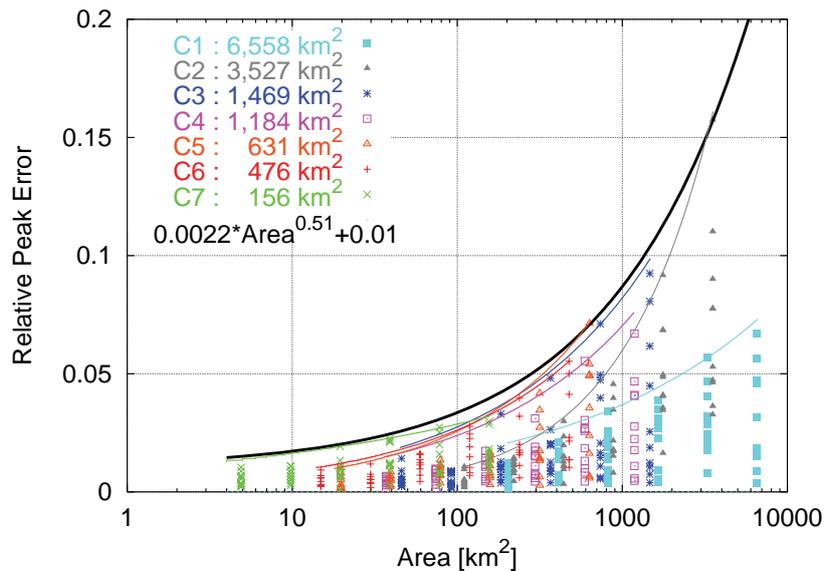


Fig. 14 Relationship between the areas of subdivisions and relative peak errors caused by shuffling the locations of rainfall inside subcatchments

Fig. 14のすべてのプロットに対する包絡線の式は

$$PE = 0.0022 \times MBU^{0.51} + 0.01 \quad (5)$$

となり、ピーク相対誤差 (PE) と基準面積 (Model Building Unit : MBU [km²]) の関係を得ることができた。これにより、例えば、ピーク相対誤差の許容誤差を5%とすると基準面積は約300 km²、10%とすると約1,500 km²となる。

Fig. 15は分割域の内部で雨を平均化することに

よるピーク相対誤差と分割面積の関係を示している。Fig. 14に示したシャッフル降雨を入力する場合に比べてピーク相対誤差は全体的に大きくなるが、流域面積が150 km²から1,500 km²の範囲において、分割面積に応じてピーク相対誤差の上限値をひとつの包絡線で表現できることは共通している。一様降雨を入力する場合の基準面積を MBU_U (Model Building Unit for Uniform Rainfall) とすれば式 (6)

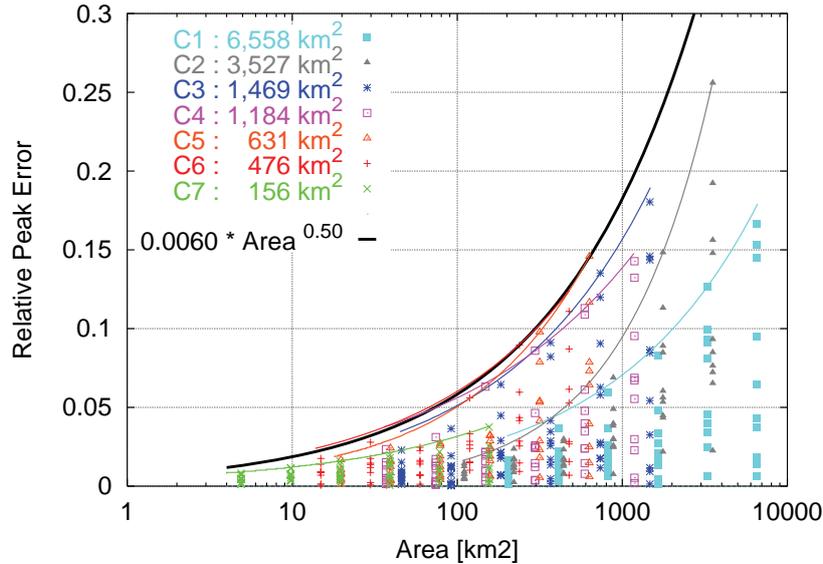


Fig. 15 Relationship between the areas of subdivisions and relative peak errors caused by averaging rainfall distributions inside subcatchments

を得る。

$$PE = 0.0060 \times MBU_U^{0.50} \quad (6)$$

これにより、例えば、ピーク相対誤差の許容誤差を5%とすると一様降雨を入力する場合の基準面積は約70 km²、10%とすると約300 km²となり、統計的性質を反映する場合に比べてそのサイズを小さくとらなければならぬことがわかる。

5.6 基準面積が絶対的な大きさで規定できなくなる理由

Fig. 14において横軸の分割面積が100 km²から1,000 km²の範囲に着目すると、C1流域とC2流域を対象にした数値シミュレーションの結果を包絡する線は、式(5)で表されるすべてのプロットを包絡する線に比べて、縦軸の値(ピーク相対誤差)が約半分に小さくなっている。これは、C1流域(6,558 km²)やC2流域(3,527 km²)のように流域面積が1,500 km²を超える場合に、必ずしも式(5)で計算される基準面積で流域を分割する必要はなく、それより大きな面積で分割してもよいことを示唆している。大流域を対象とする場合には、集中化してもよい面積が流域面積に依存するという結果はこれまでの研究(Shrestha *et al.*, 2006)でも得られており、本研究の検討から、流域面積が1,500 km²から3,500 km²程度の範囲で、基準面積が流域面積に依存するようになることが示唆された。

基準面積が絶対的な大きさで規定できなくなる理

由を考察するため、C3流域(1,469 km²)とC1流域(6,558 km²)を対象に、シャッフル降雨(Shuffle Div:0)を入力した場合の8つの分割域からの斜面流出量(Runoff)とそれぞれの分割域を起源とする各流域の下流端での河川流量(Discharge)をFig. 16に示す。また、Fig. 17には同じ流域を対象に、観測降雨(Original)を入力した場合の同様のハイドログラフを示す。

斜面流出量(Runoff)から河川流量(Discharge)へのハイドログラフの変化傾向に着目する。まず、1,469 km²のC3流域においては、シャッフル降雨を入力した場合には、ピーク流量の生起時刻が分割域ごとにずれる(Fig. 16(a))。一方、観測降雨を入力した場合には、ピーク流量の生起時刻がより集中している(Fig. 17(a))。観測降雨を入力した場合にピーク生起時刻が集中するか分散するかは、降雨の時空間分布に依存するが、いずれにしても降雨をシャッフルすることにより、ピーク流量が生起する時刻を陽に考慮できなくなるため、河川流量の推定に差異が生じる。

一方、Fig. 16(b)とFig. 17(b)に示す6,558 km²のC1流域に着目すると、観測降雨・シャッフル降雨いずれの場合も、ピーク流量がC3流域の場合に比べてより平滑化されている。つまり、降雨の位置をシャッフルしてピーク流量の生起時刻がずれたとしても、その影響はC3の流域に比べると小さい。これがC1・C2流域において集中化してもよい面積が式(5)より大きくなる理由である。

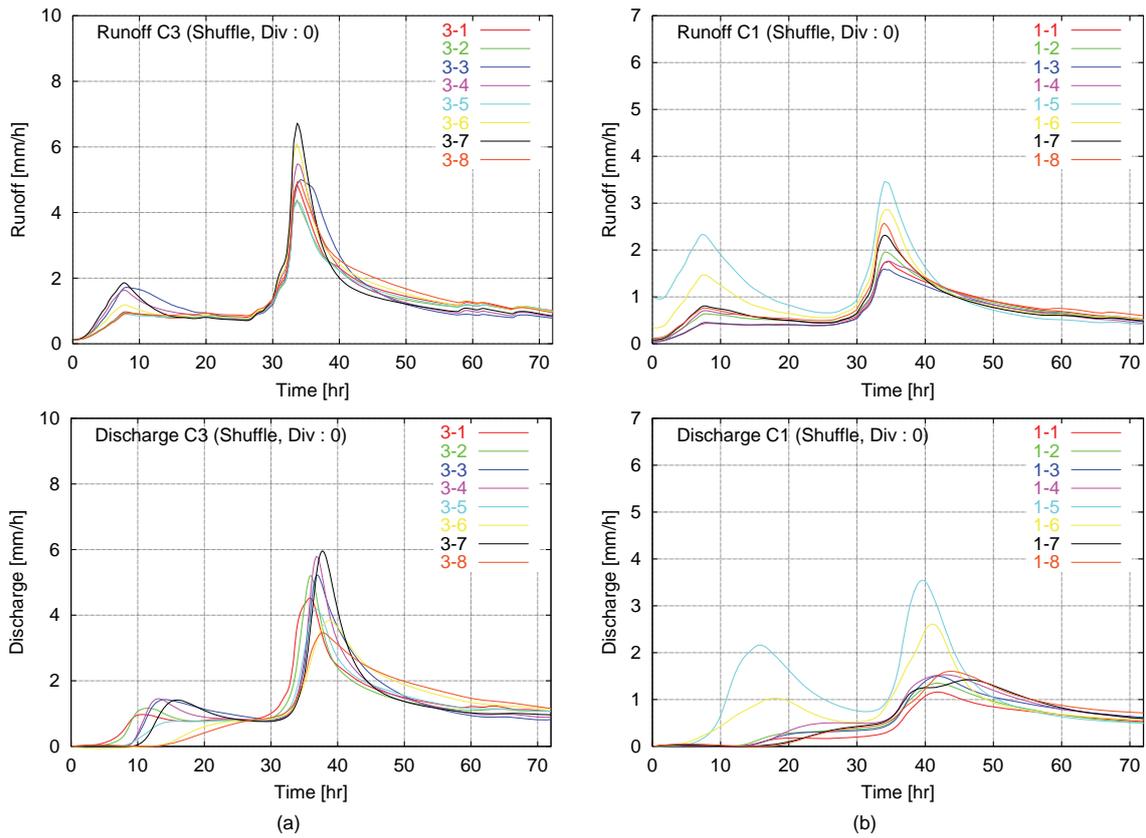


Fig. 16 Runoff (top panel) from each eight subcatchment and discharge originated from the each subcatchment (bottom panel) at the outlet of (a) C3 (1,469 km²) and (b) C1 (6,558 km²) by Uniform rainfall

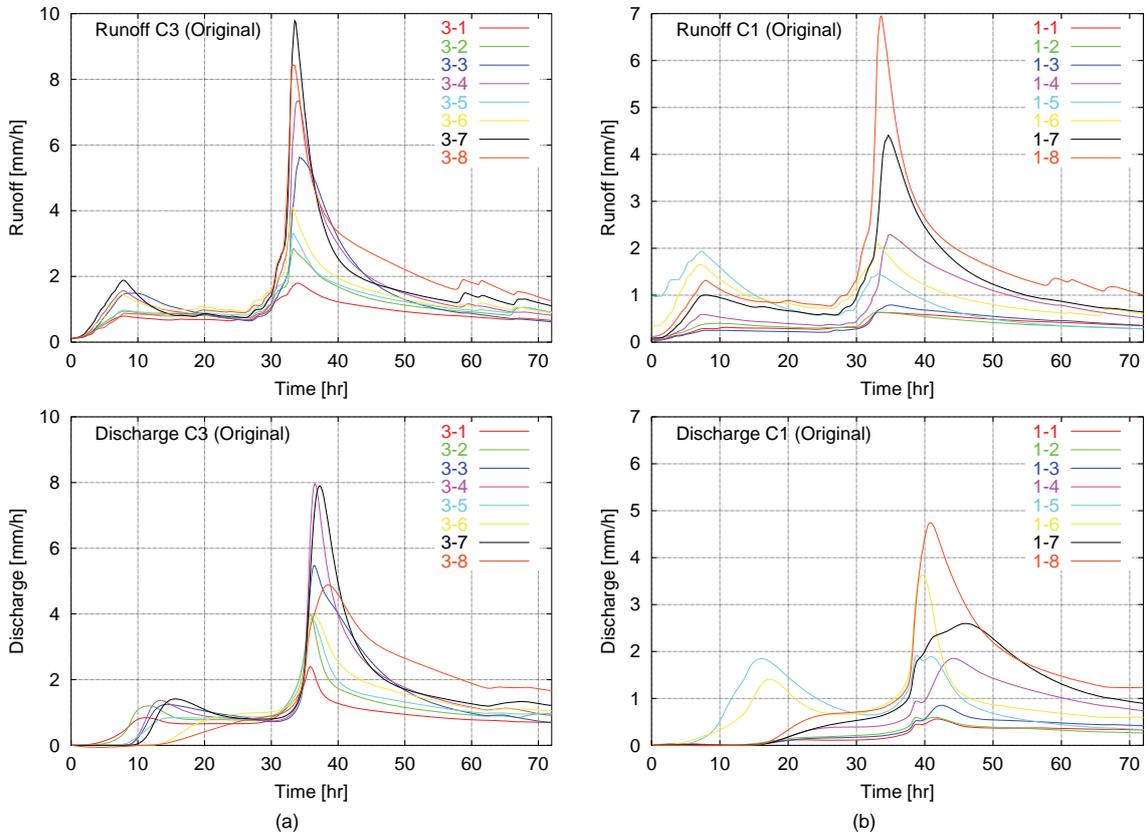


Fig. 17 Runoff (top panel) from each eight subcatchment and discharge originated from the each subcatchment (bottom panel) at the outlet of (a) C3 (1,469 km²) and (b) C1 (6,558 km²) by Original rainfall

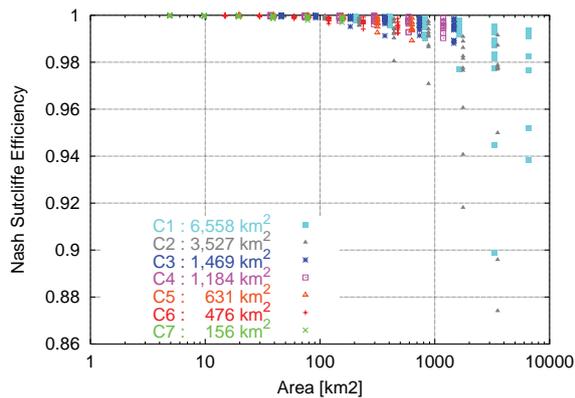


Fig. 18 Relationship between the areas of subdivisions and Nash Sutcliffe Efficiency

5.7 ハイドログラフ全体の再現性について

ここまではピーク相対誤差を指標として基準面積の議論を進めてきた。これは、ピーク流量を精度よく予測することが河川計画や洪水予測にとって最も重要であるからである。ただし、基準面積内で入力情報を集中化した場合に、洪水の立ち上がりや低減部など、ハイドログラフ全体をどの程度の精度で再現できるかを確認しておくことも重要である。

Fig. 18は、C1流域からC7流域の7流域を対象に、シャッフル降雨 (Shuffle, Div : 0 ~ Div : 5) を入力した場合のNash指標の値を示している。横軸は分割面積、縦軸はNash指標をとり、10洪水イベントで計算した結果である。各プロットは5回のシャッフルパターンの平均値であり、それぞれのNash指標の標準偏差は平均で0.0020であった。流域面積が1,500 km²以下のC3流域からC7流域の場合、流域全体で雨の位置をシャッフルしてもNash指標は0.98以上を保つことが分かる。流域面積が3,500 km²以上のC1とC2の場合でも、分割面積を1,500 km²以下にすれば、数値シミュレーションで用いたすべての降雨パターンでNash指標が0.95以上になる。これまでの議論で、流域面積が150 km²から1,500 km²の範囲で基準面積が絶対的な大きさを規定できることを明らかにしたが、その範囲ではNash指標は0.95以上となることが分かった。

6. おわりに

空間分布する水水量を統計的に取り扱うことができる流域の面積として基準面積を定義し、その大きさを数値シミュレーションにより定量化した。以下に本論の結論をまとめる。

1. 流域面積が150 km²から1,500 km²の範囲では、流域特性の空間分布、降雨の空間分布、河道網の効果のうち、主に河道網の流出位置反映効果が基準面積の大きさを規定している。
2. 河道の効果を検討せず流域全体からの斜面流出に着目した場合、降雨の位置をシャッフルすることによるピーク流量の差異は約5%以内に収まる。そして、この大きさは土地利用や土壌特性が同じであれば、流域面積には依存しない。ただし、分割域内の降雨の分散をゼロとし、流域平均値をモデルに与える場合には、分散を保持する場合に比べてこの差異は大きくなり、さらに流域面積が大きいほどこの差異は大きくなる。
3. 河道の効果を検討して流域下流端の河川流量に着目した場合、降雨分布の平均・分散を保持して降雨の位置を陽に取り扱わないことによるピーク流量の差異 (PE) は分割面積 (MBU [km²]) の関数として表現することができる。流域面積が150 km²から1,500 km²の範囲では流域面積に関わりなく $PE = 0.0022 \times MBU^{0.51} + 0.01$ の関係がある。
4. 分割域内の降雨分布の分散をゼロとする場合には、 $PE = 0.0060 \times MBU^{0.50}$ の関係がある。これは、分割域の降雨を空間一様として取り扱う場合には、流域をより細かく分割する必要があることを示している。
5. 流域面積が1,500 km²よりも大きい場合で、流域下流端の河川流量のみに着目する場合、上式で表される面積よりも、粗い面積で流域を分割してもよい。これは、流域面積が大きくなると河道網の洪水流量低減効果がより顕著に発現し、基準面積を規定していた降雨流出位置の反映効果を打ち消すためである。

参考文献

- 市川 温, 立川康人, 堀 智晴, 寶 馨, 椎葉充晴 (2002) : 流出計算で考慮すべき降水空間分布スケールに関する基礎的研究, 水工学論文集, 第46巻, pp. 133 - 138.
- 市川 温, 村上将道, 立川康人, 椎葉充晴 (2001) : 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. 42 - 52.
- 佐山敬洋, 立川康人, 寶 馨 (2005) : 不確実性を考慮する地上・レーダ雨量の合成法, 土木学会論文集, No. 803 / II - 73, pp. 1 - 11.

- 佐山敬洋, 立川康人, 寶 馨, 市川 温 (2005) : 広域分布型流出予測システムの開発とダム群治水効果の評価, 土木学会論文集, No. 803 / II - 73, pp. 13 - 27.
- 椎葉充晴 (1995) : 分布型流出モデルの現状と課題, 京都大学防災研究所水資源研究センター研究報告, pp. 31 - 41, 1995.
- 砂田憲吾, 木村真章 (1991) : 水文量評価のための最適空間スケールに関する基礎的研究, 水工学論文集, 第 35 巻, pp. 675 - 678.
- 高棹琢馬 (1967) : 流出機構, 水工学に関する夏期研修会講義集 (A 河川コース), 土木学会水理委員会, pp. 3-1 - 3-43.
- 高棹琢馬, 椎葉充晴 (1985) : 雨水流モデルの集中化に関する基礎的研究, 京都大学防災研究所年報, 第 28 号 B-2, pp. 213 - 220.
- 立川康人, 永谷 言, 寶 馨 (2003) : 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, 京都大学防災研究所年報, 第 46 号 B, pp. 233 - 248.
- 立川康人, 永谷 言, 寶 馨 (2004) : 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, 水工学論文集, 第 48 巻, pp. 7 - 12.
- Bell, V. A. and Moore, R. J. (2000) : The sensitivity of catchment runoff models to rainfall data at different spatial scales, *Hydrol. and Earth System Sci.*, Vol. 4(4), pp. 653 - 667.
- Fan, Y. and Bras, R. L. (1995) : On the concept of a representative elementary area in catchment runoff, *Hydrol. Process.*, Vol. 9, pp. 821 - 832.
- Liang, X., Guo, J., and Leung, R. (2004) : Assessment of the effects of spatial resolutions on daily water flux simulations, *J. of Hydrol.*, Vol. 298, pp. 287 - 310.
- Obléd, C., Wendling, J. and Beven, K. (1994) : The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data, *J. of Hydrol.*, Vol. 159, pp. 305 - 333.
- Reed, S., Koren, V., Smith, M., Zhang, Z., Moreda, F. Seo D-J and DMIP Participants (2004) : Overall distributed model intercomparison project results, *J. of Hydrol.*, Vol. 298, pp. 27 - 60.
- Shrestha, R., Tachikawa Y. and Takara, K. (2006) : Input data resolution analysis for distributed hydrological modeling, *J. of Hydrol.*, Vol. 319, pp. 36 - 50.
- Wood, E. F. (1995) : Scaling behaviour of hydrological fluxes and variables: empirical studies using a hydrological model and remote sensing data, *Hydrol. Process.*, Vol. 9, pp. 331 - 346.
- Wood, E. F., Sivapalan, M. and Beven, K. (1990) : Similarity and scale in catchment storm response, *Rev. of Geophysics*, Vol. 28, 1, pp. 1 - 18.
- Woods, R. and Sivapalan, M. (1999) : A synthesis of space-time variability in storm response: Rainfall, runoff generation, and routing, *Water Resour. Res.*, Vol. 35, No. 8, pp. 2469 - 2485.
- Wood, E. F., Sivapalan, M., Beven, K. and Band, L. (1988) : Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling, *J. of Hydrol.*, Vol. 102, pp. 29 - 47.
- Zhang, Z., Koren, V., Smith, M., Reed, S. and Wang D. (2004) : Use of next generation weather radar data and basin disaggregation to improve continuous hydrograph simulations, *J. of Hydrol. Eng.*, Vol. 9, No. 2, pp. 103 - 115.

Model Building Unit for rainfall-runoff simulation

Takahiro SAYAMA, Yasuto TACHIKAWA and Kaoru TAKARA

Synopsis

This paper investigates the appropriate spatial resolution to reflect hydrologic variabilities for flood simulation with rainfall-runoff models. It defines Model Building Unit (MBU) as a maximum catchment area in which statistical representation of the input variables is acceptable. Interactions among rainfall distributions, catchment distributions, and river channel effects determine the size of MBU. This paper clarifies the interactions and quantifies MBU by numerical simulations with a distributed rainfall-runoff model. The simulation results showed that MBU is restricted mainly by river channel effects and it is quantified as absolute size regardless the catchment scale if it is between 150 km² and 1500 km². MBU is 300 km² for 5 % of allowable relative peak error.

Keywords : model building unit, rainfall-runoff model, scale, rainfall variability