水工学論文集,第53巻,2009年2月

流出モデルの確率応答特性評価に基づく集中化に関する基礎的研究

A STUDY ON LUMPING PROCESS OF RUNOFF MODEL BASED ON EVALUATION OF ITS STOCHASTIC RESPONSE

田中　岳
Gaku TANAKA

正会員　博士（工学）　北海道大学助教　大学院工学研究科（〒060-8628 札幌市北区北13条西8丁目）

In previous works, the lumping process of a runoff system for a large basin and its evaluation method are not established well. In this paper, the runoff system composed of hillslope runoff generation model and channel network is used, and theoretical differential equations to calculate the first- and second-order moments of discharge are derived. The results are as follows: t_c called the time of concentration and the variance of height of runoff, $\sigma_{q_n}{}^2$, are regarded as constant when the catchment area is smaller than one hundred and several tens kilometers square.

The results of this study can be applicable to the evaluation method of lumping process of models based on their stochastic response characteristics.

Key Words : *runoff model, lumping process, stochastic response*

1．はじめに

山地域から都市域に至る広い流域を対象とした流出解析の場合，降雨流出現象の時・空間変動を考慮した分布定数系モデル（物理モデル）によるのが望ましい．ただ，大容量で高速演算処理が可能な計算機が汎用化された昨今においても，洪水災害の防止や減災害を目的とした予測問題に関しては，“迅速”でかつ“高精度”な情報提供が求められるため，この物理モデルのみによる流出解析システムでは困難な場合もある．また，洪水災害が一度発生すると，その被害の拡大は，主にアジア地域に見られる水文観測の不十分な流域や，国内では地方自治体が管轄し河川整備が十分に行き届かない二級河川の流域に集中する傾向が見受けられるが[1]，このような予測の技術力が不足する地域では，一般に理解と運用が容易な流出解析システムが求められる．

広い流域での予測問題が抱える上記課題の解決策として，しばしば，流域の一部（サブ流域）を計算負荷の小さな集中定数系モデル（概念モデル）で表現した流出解析システムが用いられる．このような流出解析システムの構築手法の確立は，学術的に見て重要性が高いものの，以下に示す二つの課題が未解決のままである．

(A)　どのような大きさのサブ流域に対して，どのような集中定数系モデルを採用すべきか．

(B)　サブ流域に集中定数系モデルを採用した結果，流域末端での洪水予測とその誤差が，流域の全体を分布定数系モデルで表現した場合と比べて，どの程度異なるのか．

これらは，集中化が妥当な流域面積を制限する問題であり，従来から扱われてきた，流出モデルの集中化の妥当性を評価する問題（集中化の評価問題）を意味する．

流出モデルの集中化に関する研究は，Kinematic Waveモデルを基礎式として，永井，角屋[2]，平野，伊藤[3]，平野[4]，藤田[5]，星，山岡[6]らにより，また，浸透流式を基礎式として，高木，松林[7]，谷[8), 9)]ら，松林，高木ら[10]，Bodaghpur, Fujita and Shimizu[11]，八田，藤田ら[12]により行われてきた．何れの研究も，基礎式の分布定数系モデルを空間軸上で積分することで集中定数系モデル（貯留方程式）を得ている．これらは，降雨量の平均値の時系列を決定論的関数として，流出量の平均値により集中化を評価していることに相当する．一方，高棹，宝ら[13]は，基礎式を確率微分方程式として流出量の二乗平均誤差まで評価することで，初めて確率論を集中化の評価問題に導入した．その後，この確率論的評価は，藤田ら[14]を中心に流出モデルの確率応答特性に関する研究が展開された後，田中，藤田ら[15]による流出量の確率密度関数に基づく評価手法により一般化された．ただ，上記の集中化とその確率論的評価は，斜面モデルが対象である．田中[16), 17), 18)]は，これらを小・中流域に適用するため，斜面

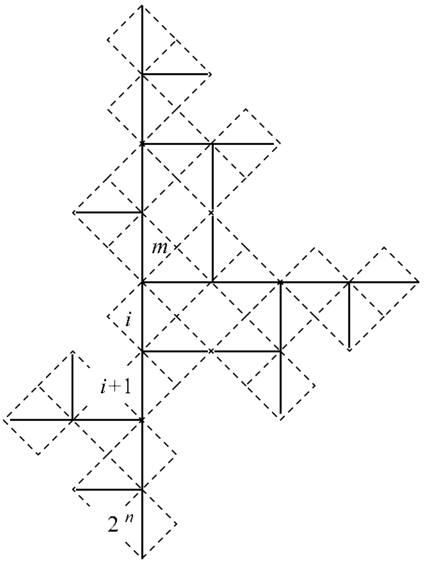

図-1　模擬された流域[22)]

表-1　パラメータnと流域面積

n	1	2	3	4	5	6	7
km^2	6.000	18.00	54.00	162.0	486.0	1458	4374

系と河道系とからなる流出モデルのそれぞれにKinematic Waveモデルを採用し，その確率応答特性を理論的に求めた．然しながら，これらは未だ，二斜面一河道からなる単位流域（小流域）に限定されている．

本研究の目的は，山地域の小・中流域を対象にして，降雨流出現象を物理的に記述した分布定数系モデル（物理モデル）と等価な特性を有し，かつ計算負荷の小さい新たな集中定数系モデル（概念モデル）を開発することにある．そこで，本論文では既発表研究[19)]にその後の研究成果を加え，自己相似性を有する模擬された流域において，降雨量の確率特性が既知の条件下で流出量の確率応答特性を理論的に推定し，流域面積とそれらの関係を議論する．なお，ここで得られた結果は，定常状態の仮定と線形理論に基づく従来の研究成果[20)] を含み，かつ非定常・非線形な条件下にまで拡張し得る．さらに，それらの結果は，集中化が妥当な流域面積の制限に対しても，その制限条件の提示に役立つと考えられる．

２．流出解析システム

実際の流域を斜面と河道とに分離して得られた河道網構造は，一般に自己相似性を持つことが知られている[21)]．**図-1**は，実際の流域と同様に，その河道網構造が自己相似性を持つ模擬された流域を表している．実線が河道を表し，各河道の両岸には，破線で示された三角形斜面が連結されている．本研究では，この模擬された流域を採用し，流域面積の変化と，流域末端での流出量の平均値，分散との関係を定量化する．

洪水予測を対象として山地域の小・中流域を考えると，斜面にも河道にも射流流れの等流近似が成立する．つまり，流出モデルとして斜面にも河道にもKinematic Waveモデルの採用が可能となる．然しながら以後の解析を容易にする観点から，斜面流れには，例えば藤田[23)]の研究成果から貯留型流出モデルを，河道流れには，Chezy則に従う集中化されたモデルを採用し，これらと模擬された流域（**図-1**）による流出解析システムを基本モデルとよぶことにする．何れの要素モデルもKinematic Waveモデルを集中化することで得られ，流域末端での流出量の時間変化に与える影響は小さいと考え得る．

斜面要素モデル：

$$s_h = k_h q_h^{\,p_h} \qquad (1) \qquad\qquad \frac{ds_h}{dt} + q_h = r \qquad (2)$$

s_h：貯留高(L)；q_h：流出高(LT^{-1})；r：降雨強度(LT^{-1})；t：時間(T)；k_h :貯留係数($L^{1-p_h}T$)；p_h：貯留指数(1)．また，流れに対してはManning則を仮定し，係数$p_h = 0.6$，k_hには次式を用いる．

$$k_h = 0.625\left(n_h / \sqrt{i_h}\right)^{\frac{3}{5}} \left(l_0 / 4\right)^{p_h} \qquad (3)$$

n_h：等価粗度($L^{-1/3}T$)；i_h：斜面勾配(1)；l_0：二つの三角形斜面が連結された河道の長さ(L)．

河道要素モデル：

$$s_i = k_i q_i^{\,p} \qquad (4)$$

$$\begin{cases} \dfrac{ds_{i+1}}{dt} + q_{i+1} = Aq_h + q_i + q_m \quad ,i = (2l-1)m \\ \dfrac{ds_1}{dt} + q_1 = Aq_h \end{cases} \qquad (5)$$

$$k_i = C^{-\frac{2}{3}} i_i^{-\frac{1}{3}} l_0 w_i^{\frac{1}{3}} \qquad (6) \qquad\qquad p = 2/3 \qquad (7)$$

s_i：貯留量(L^3)；q_i :流出量(L^3T^{-1})；k_i：貯留係数($L^{3(1-p)}T^p$)；p：貯留指数(1)；C：Chezy係数($L^{1/2}T^{-1}$)；i_i：河床勾配(1)；w_i：河幅(L)；$m = 2^{n-k}$；$k\ (\le n)$: 自然数; $l\ (\le 2^{k-1})$: 自然数．なお，添え字$i\ (\le 2^n)$は，河道（リンク）の位置を表す．例えば，$i=1$は上流端の河道（外部リンク）を，$i = 2^n$は下流端の河道（内部リンク）をそれぞれ意味する．**図-1**は，$n=3$として模擬された流域となっている．また，i（>2）番目の河道での河床勾配i_iおよび河幅w_iについては，これより上流側の流域面積A_iの関数として次式により与える．

$$i_i = i_1 (A_i / A)^{-0.5} \qquad (8) \qquad\qquad w_i = w_1 (A_i / A)^{0.5} \qquad (9)$$

ここで，二つの三角形斜面と河道からなる要素の面積AおよびA_iについては，

$$A = 0.5 l_0^{\,2} \qquad (10)$$

$$A_i = A \sum_{k=1}^{n} \left[\frac{\dfrac{i-1}{2^{n-k}} + 1}{2} \right] 3^{n-k} + iA, \quad [\ ]: \text{Gauss記号} \qquad (11)$$

により与えられる．**表-1**は，$l_0 = 2000$ (m)とした場合のパラメータnと流域面積A_{2^n}と関係を示している．なお，上述のように，各要素モデルの貯留指数，貯留係数には，例えば異なる平均流速公式が用いられている．ただ，これらの係数はパラメータであり，次章での理論的な基本モデルの確率特性（i番目の河道での流出量q_iの平均値

$\overline{q}_i$ と分散 $\sigma_{q_i}{}^2$ ）の推定法は，平均流速公式に依存しないことを付記しておく．

3．流出量の確率応答特性の推定

観測された降雨時系列データが確率的に変動することから，降雨流出現象は確率過程に属すると考えられる．ここでは，降雨強度の確率特性が既知の条件下で，基本モデルの確率特性を理論的に推定する．

これまでに藤田ら[14)]を中心に，非線形確率微分方程式の解法が示されてきた．本研究でも同様に，その手法を用いて基本モデルの確率特性を推定する．以下に，その誘導過程の概略を示す．

各変数（確率変数）を平均値（bar記号）とそれからの偏差（tilde記号）とに分離すると，降雨強度 r，貯留高 s_h および貯留量 s_i は，

$$r = \overline{r} + \widetilde{r}, \qquad \langle \widetilde{r} \rangle = 0 \tag{12}$$

$$s_h = \overline{s}_h + \widetilde{s}_h, \qquad \langle \widetilde{s}_h \rangle = 0 \tag{13}$$

$$s_i = \overline{s}_i + \widetilde{s}_i, \qquad \langle \widetilde{s}_i \rangle = 0 \tag{14}$$

のように表される．なお，$\langle \ \rangle$ は期待値演算子を意味する．さらに，基本モデルの非線形項（指数型の確率変数）に対して，Brasら[24)]の近似式を採用すると，

$$s_h{}^{m_h} = \alpha_h \overline{s}_h + \beta_h \widetilde{s}_h \quad (15) \qquad s_i{}^{m} = \alpha_i \overline{s}_i + \beta_i \widetilde{s}_i \quad (16)$$

$$m_h = p_h{}^{-1} \quad (17) \qquad m = p^{-1} \quad (18)$$

のように表される．パラメータ α_h，β_h，α_i および β_i については，原論文[24)]を参照されたい．式(12)から(16)を式(1)，(2)，(4)および式(5)に代入し，若干の計算を施すことで，基本モデルの確率特性と，斜面での流出高 q_h の確率特性（平均値 $\overline{q}_h$ と分散 $\sigma_{q_h}{}^2$ ）を与える微分方程式は，以下のように与えられる．

$$\begin{cases} \dfrac{d\overline{s}_{i+1}}{dt} + D_{i+1}\alpha_{i+1}\overline{s}_{i+1} = AD_h\alpha_h\overline{s}_h \\ \qquad\qquad + D_i\alpha_i\overline{s}_i + D_m\alpha_m\overline{s}_m & ,i=(2l-1)m \\ \dfrac{d\overline{s}_1}{dt} + D_1\alpha_1\overline{s}_1 = AD_h\alpha_h\overline{s}_h \end{cases} \tag{19}$$

$$\frac{d\overline{s}_h}{dt} + D_h\alpha_h\overline{s}_h = \overline{r} \tag{20}$$

$$\begin{cases} \dfrac{d\langle \widetilde{s}_{i_1+1}\widetilde{s}_{i_2+1}\rangle}{dt} + \left(D_{i_1+1}\beta_{i_1+1} + D_{i_2+1}\beta_{i_2+1}\right)\langle \widetilde{s}_{i_1+1}\widetilde{s}_{i_2+1}\rangle \\ \quad = AD_h\beta_h\left(\langle \widetilde{s}_{i_1+1}\widetilde{s}_h\rangle + \langle \widetilde{s}_{i_2+1}\widetilde{s}_h\rangle\right) & , \quad i_1 \ge i_2 \ge 1 \\ \quad + D_{i_1}\beta_{i_1}\langle \widetilde{s}_{i_1}\widetilde{s}_{i_2+1}\rangle + D_{i_2}\beta_{i_2}\langle \widetilde{s}_{i_1+1}\widetilde{s}_{i_2}\rangle \\ \quad + D_{m_1}\beta_{m_1}\langle \widetilde{s}_{m_1}\widetilde{s}_{i_2+1}\rangle + D_{m_2}\beta_{m_2}\langle \widetilde{s}_{m_2}\widetilde{s}_{i_1+1}\rangle \\ \dfrac{d\langle \widetilde{s}_{i_1+1}\widetilde{s}_1\rangle}{dt} + \left(D_{i_1+1}\beta_{i_1+1} + D_1\beta_1\right)\langle \widetilde{s}_{i_1+1}\widetilde{s}_1\rangle \\ \quad = AD_h\beta_h\left(\langle \widetilde{s}_{i_1+1}\widetilde{s}_h\rangle + \langle \widetilde{s}_1\widetilde{s}_h\rangle\right) & , \quad i_1 \ge 1 \\ \quad + D_{i_1}\beta_{i_1}\langle \widetilde{s}_{i_1}\widetilde{s}_1\rangle + D_{m_1}\beta_{m_1}\langle \widetilde{s}_{m_1}\widetilde{s}_1\rangle \\ \dfrac{d\langle \widetilde{s}_1\widetilde{s}_1\rangle}{dt} + 2D_1\beta_1\langle \widetilde{s}_1\widetilde{s}_1\rangle = 2AD_h\beta_h\langle \widetilde{s}_1\widetilde{s}_h\rangle \end{cases} \tag{21}$$

$$\begin{cases} \dfrac{d\langle \widetilde{s}_{i_1+1}\widetilde{s}_h\rangle}{dt} + \left(D_{i_1+1}\beta_{i_1+1} + D_h\beta_h\right)\langle \widetilde{s}_{i_1+1}\widetilde{s}_h\rangle \\ \qquad = AD_h\beta_h\langle \widetilde{s}_h\widetilde{s}_h\rangle + D_{i_1}\beta_{i_1}\langle \widetilde{s}_{i_1}\widetilde{s}_h\rangle & , \quad i_1 \ge 1 \\ \qquad + D_{m_1}\beta_{m_1}\langle \widetilde{s}_{m_1}\widetilde{s}_h\rangle \\ \dfrac{d\langle \widetilde{s}_1\widetilde{s}_h\rangle}{dt} + \left(D_1\beta_1 + D_h\beta_h\right)\langle \widetilde{s}_1\widetilde{s}_h\rangle \\ \qquad = AD_h\beta_h\langle \widetilde{s}_h\widetilde{s}_h\rangle \\ \dfrac{d\langle \widetilde{s}_h\widetilde{s}_h\rangle}{dt} + 2D_h\beta_h\langle \widetilde{s}_h\widetilde{s}_h\rangle = c\sigma_r{}^2 \end{cases} \tag{22}$$

$$\overline{q}_i = D_i\alpha\overline{s}_i \tag{23}$$

$$\overline{q}_h = D_h\alpha_h\overline{s}_h \tag{24}$$

$$\sigma_{q_i}{}^2 = \left(D_i\beta_i\right)^2\langle \widetilde{s}_i\widetilde{s}_i\rangle \tag{25}$$

$$\sigma_{q_h}{}^2 = \left(D_h\beta_h\right)^2\langle \widetilde{s}_h\widetilde{s}_h\rangle \tag{26}$$

ここで，c：大きさ1の定数(T); $\sigma_r{}^2$：降雨強度 r の分散(L^2T^{-2})を表し，m_1 および m_2 は，それぞれ i_1，i_2 に対応した m の値を意味する．ただし，

$$D_i = \left(\frac{1}{k_i}\right)^m$$

$$D_h = \left(\frac{1}{k_h}\right)^{m_h}$$

を表す．なお，これらを誘導する際，降雨強度 r の二次のキュムラント関数が必要となる．本論文では r が互いに独立な確率変数として次式を用いた．

$$\langle \widetilde{r}(\tau_1)\widetilde{r}(\tau_2)\rangle = \sigma_r{}^2\delta(\tau_1 - \tau_2)$$

δ：Diracのデルタ関数

上記の式(19)から(26)を解くことにより，基本モデルの確率特性を求めることが可能となる．次章では，これらの妥当性について検証する．

4．シミュレーションによる検証[19)]

式(19)から(26)の妥当性については，シミュレーション法に基づいて評価する．シミュレーション法の概要は，以下のとおりである．まず，連続的に変化する降雨強度 r の時系列に代わりに，離散的な観測降雨強度 $r_d(t)$ の時系列を模擬的に発生させる．これらは，以下の関係式を満足する．

$$r_{d,i} = \frac{1}{\Delta t}\int_{(i-1)\Delta t}^{i\Delta t} r(\tau)d\tau \tag{27}$$

$$r_d(t) = \sum_i r_{d,i}\left(u(t-(i-1)\Delta t) - u(t - i\Delta t)\right) \tag{28}$$

$u(t)$：ステップ関数; Δt：観測間隔．式(28)を直接式(1)，(2)，(4)および式(5)に代入し流出量（ハイドログラフ）を推定した後，標本平均により時間変化する流出量の確率特性を求める．ここで，確率変数としての $r_{d,i}$ は，観測された降雨時系列データの統計解析に基づき，その平均値 $\overline{r}_{d,i}$ からの偏差 $\widetilde{r}_{d,i}$ が指数分布に従い，次式で表さ

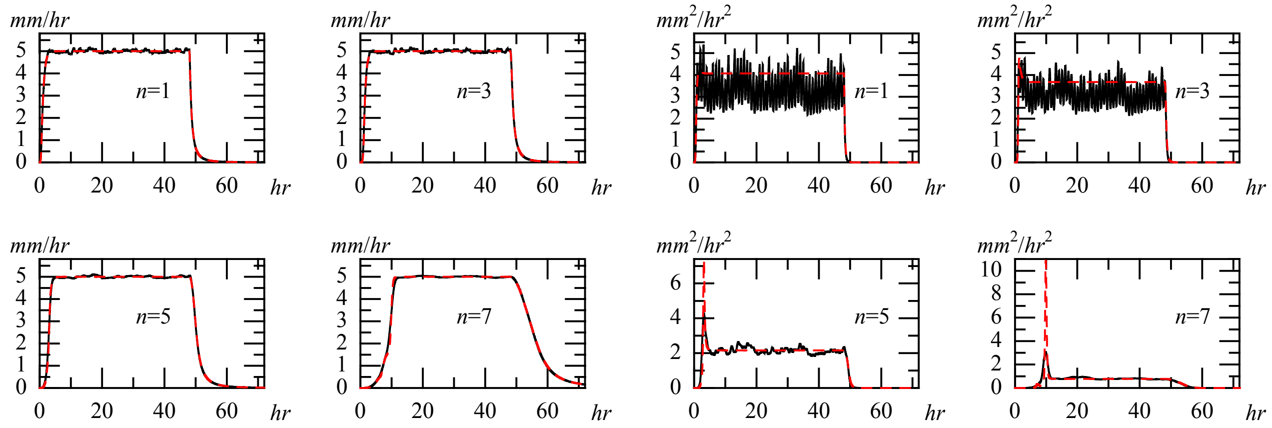

図-2　シミュレーション結果（参考文献[19]の結果の一部を流域面積により基準化）

れた確率密度関数を満足するとした．

$$f\left(\tilde{r}_{d,i}\right) = \lambda e^{-\lambda\left(\tilde{r}_{d,i}+\frac{1}{\lambda}\right)} \tag{29}$$

λ：定数．また，r が互いに独立な確率変数である場合，$r_{d,i}$ の確率特性（平均値 $\bar{r}_{d,i}$ と分散 $\sigma_{r_d}{}^2$）と r のそれらと間には，以下の関係が成立する．

$$\bar{r}_{d,i} = \frac{1}{\Delta t}\int_{(i-1)\Delta t}^{i\Delta t} \bar{r}(\tau)\,d\tau\,, \qquad \sigma_{r_d}{}^2 = \frac{c\sigma_r{}^2}{\Delta t}$$

図-2（$n \le 7$）は，式(19)から(26)を解くことにより求められた基本モデルの確率特性（破線）と，シミュレーション法により推定されたそれら（実線）との比較を示している．左の四つの図は平均値を，右の四つは分散の計算結果である．なお，計算条件として，継続時間24(hr)の矩形降雨（$\bar{r} = 5$ (mm/hr)），観測間隔 $\Delta t = 1$ (hr)，式(29)の定数 $\lambda = 0.4$ と，以下の条件を用いている．

$n_h = 0.10$,　　$i_h = 0.05$,

$l_0 = 2000$ (m),　　$i_1 = 0.05$,

$w_1 = 1$ (m),　　$C = 40$

また，式(19)から(26)を解く際，式(15)，(16)のパラメータ α_h，β_h，α_i および β_i については，

$\alpha_h = \bar{s}_h{}^{m_h-1}$,　　$\beta_h = \bar{s}_h{}^{m_h-1}$,

$\alpha_i = \bar{s}_i{}^{m-1}$,　　$\beta_i = m\bar{s}_i{}^{m-1}$

により与えた．**図-2**が示すように，n が増加，つまり流域面積が大きくなっても，両者の適合度は良好であり，式(19)から(26)の妥当性が示されたといえる．

5．基本モデルの確率応答特性と流域面積

ここでは，式(19)から(26)を解いて得られた基本モデルの確率特性と，流域面積との関係に焦点を当て考察する．

図-3は，流域末端での流出量の平均値を流域面積にて除すことで基準化し，つまり流出高としてその平均値の時間変化を図示したものである．(A)から(C)の各図は，それぞれ平均降雨強度 $\bar{r}$ を1, 5, 10(mm/hr)，式(29)の定数 $\lambda = 2/\bar{r}$ として与え，r の変動係数 $\sigma_r/\bar{r} = 0.5$ に保ち，流域面積（n）を変化させた結果を併記している．例え

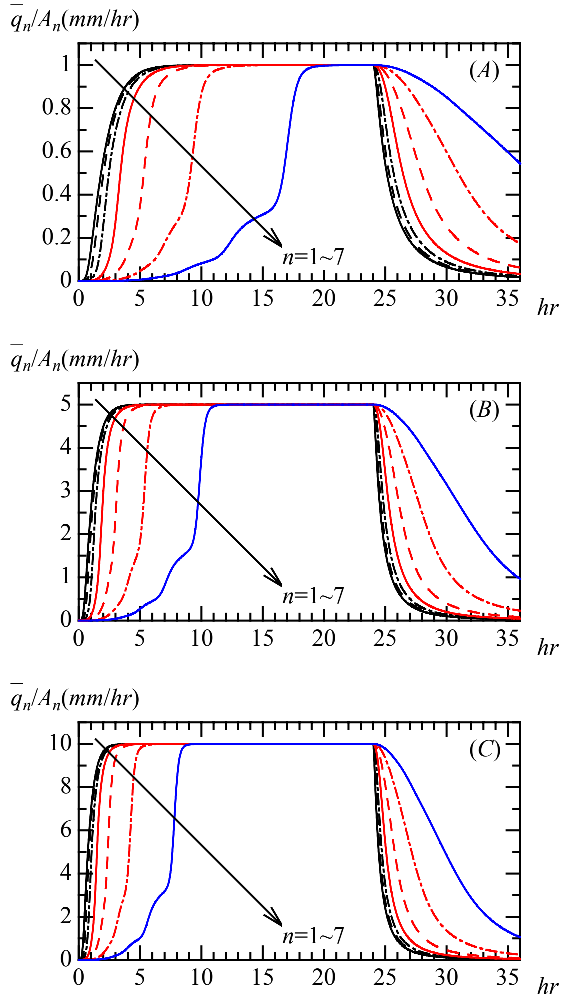

図-3　流出高の平均値の時間変化

ば $\bar{r} = 1$ (mm/hr)の場合には，$\sigma_r{}^2 = 0.25$ (mm²/hr²)となることに注意されたい．なお，他の計算条件は前章と同じものを用いている．図より，流出高の平均値が一定となる時間，つまり最上流端に与えられた降雨による擾乱が流域末端に到達するまでの時間 t_c は，$\bar{r}$ の増加，流域面積の減少に伴い減少することがわかる．**図-4**は，この t_c と $\bar{r}$ の関係を図示したものである．$\bar{r}$ の増加に伴い，t_c が指数関数的に減少することがわかる．このため，$\bar{r}$ がさらに増加すると，流域面積に関わらず t_c は一定

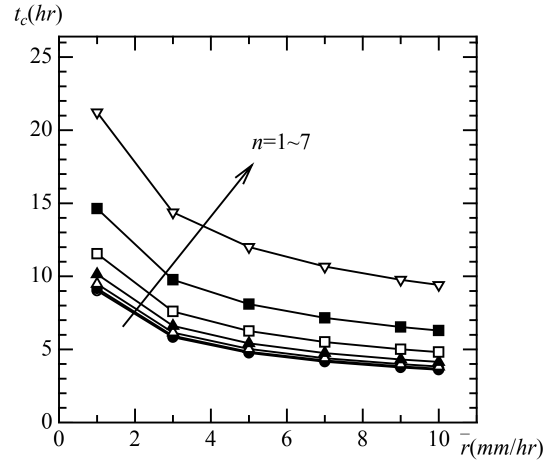

図-4　到達時間と平均降雨強度

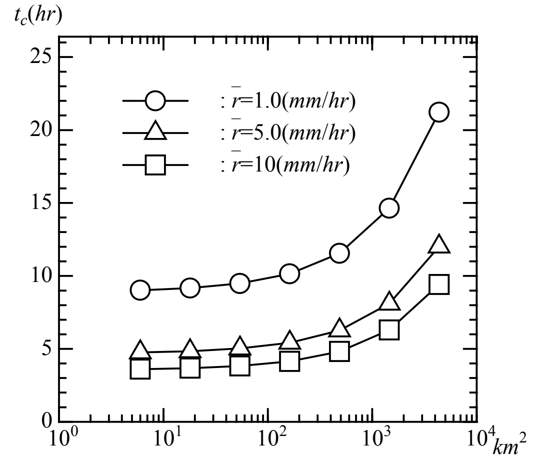

図-5　到達時間と流域面積

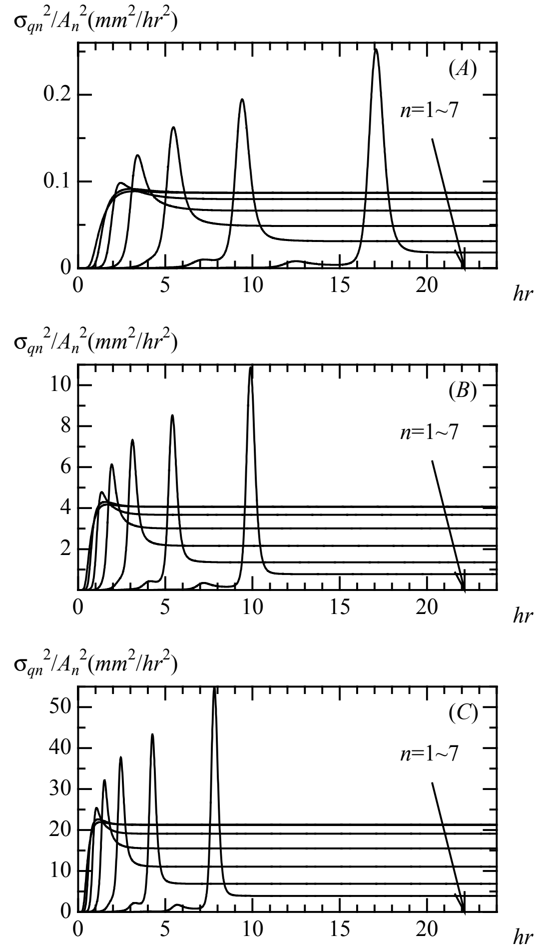

図-6　流出高の分散の時間変化(1)

とみなし得る．**図-5**は，$\bar{r}$ を一定として，t_c と流域面積との関係をまとめたものである．**図-4, 5**から判断すると，今回の計算条件下では，平均降雨強度 $\bar{r}$ が5mm/hr以上，流域面積が数百km^{2}以下の場合には，到達時間 t_c が一定であると十分にみなし得る．上記の t_c は，実際の洪水予測を行う場合に，洪水ピーク発生時刻と関係するため，上述の結果は，基本モデルを集中化する上で有用であると考えられる．

一方，**図-6**は，**図-3**を得た場合と同一条件において，流出高の分散の時間変化を図示したものである．**図-4**と合わせて判断すると，到達時間 t_c の近傍で流出高の分散がピーク値をとる．これは，Kinematic Waveモデルにて田中ら[15]が指摘した現象と同一で，流域の全ての場所に与えられた降雨による擾乱の全てが，流域末端に到達したためと考えられる（詳細は原論文[15] を参照されたい）．**図-6**が，r の変動係数が0.5であるのに対して，**図-7**は，$\sigma_r{}^2 = 0.25\,(\mathrm{mm^2/hr^2})$に保ち，$\bar{r}$ を変化させた場合を示している．(A)，(B)の各図は，それぞれ $\bar{r}$ を5, 10(mm/hr)とした結果である．**図-6**と合わせて判断すると，流出高の分散のピーク値を与える時間は，平均降雨強度 $\bar{r}$ に強く依存していることが明らかである．**図-8**は，**図-6**および**図-7**の結果において，流出高の分散の定常解と流域面積との関係を図示したものである．なお，各流出高の分散の定常解については，計算に用いた r の分散 $\sigma_r{}^2$ で除すことで基準化している．中空のシンボルは，変動係数を0.5とした場合，中塗りのシンボルは $\sigma_r{}^2 = 0.25\,(\mathrm{mm^2/hr^2})$とした場合を示す．**図-8**が示すように，流出高の分散の定常解は，$\sigma_r{}^2$ に比例し，流域面積（n）の増加に伴い減少している．流域面積が百数十km^{2}以下の場合には，その値が一定値とみなし得ることがわかる．

６．おわりに

本論文では，小・中流域での洪水予測を対象とした流出析システム構築を前提に，流域の流出特性を集約化した基本モデルの確率特性（i 番目の河道での流出量 q_i の平均値 $\bar{q}_i$ と分散 $\sigma_{q_i}{}^2$）を与える理論式を与え，その妥当性をシミュレーション法に基づいて検証した．

小・中流域に対する流出モデルを集中化する観点から，基本モデルの確率特性と流域面積との関係を検討し，以下の知見を得た．

- 降雨によって流域に一様に与えられた擾乱が流域末端にまで到達する時間 t_c は，平均降雨強度 $\bar{r}$ に強く依存し，$\bar{r}$ が5mm/hr以上，流域面積が数百

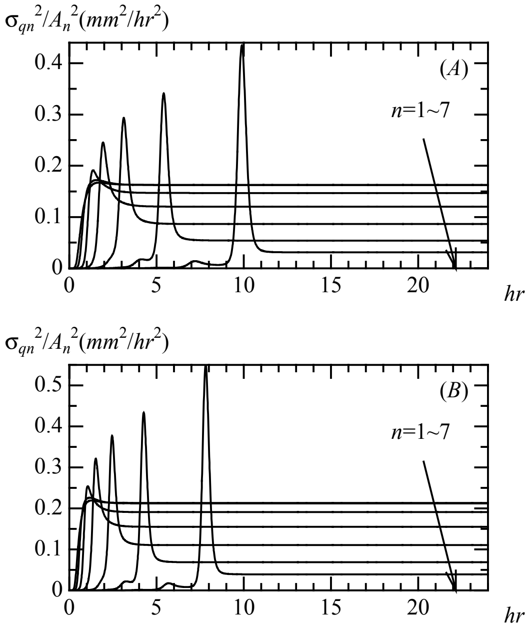

図-7　流出高の分散の時間変化(2)

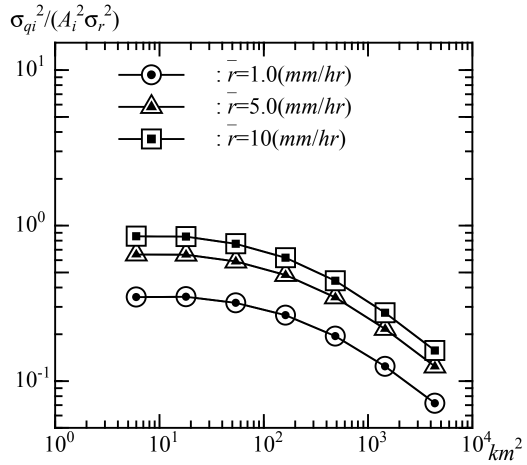

図-8　基準化された流出高の分散の定常解と流域面積

km^{2}以下の場合には一定とみなし得る．

・　流出高の分散の定常解は，σ_r^2 に比例し，流域面積が百数十km^{2}以下の場合には，その値が一定となると考えられる．

上記の結果のように，流出モデルの確率応答特性は，流出モデルを集中化する際の流域面積に関する制限を確率論的に説明し，本論文での検討範囲においては，その値が百数十km^{2}であると考えられる．ただし，本論文では，降雨量のみを取りあげ，それが定常確率過程である場合の解析に止まっている．今後は，流出特性を規定する他の物理量が確率的に変動する影響や，降雨量の非定常性も考慮した上で，集中化する際の流域面積に関する制限を検討し，小・中流域を対象とした新たな集中定数系モデルを提案する予定である．

参考文献

1) 長谷川和義ら: 平成15年台風10号による北海道日高豪雨災害の概要について，水工学論文集，第49巻，pp. 427-432, 2005.
2) 永井明博, 角屋睦: 洪水流出モデルの比較 -丘陵山地流域及び市街地流域を対象として-, 京都大学防災研究所年報, 第21号, pp. 235-249, 1978.
3) 平野宗夫, 伊藤尚規: 到達時間の分布を考慮した流出解析, 第22回水理講演会論文集, pp. 197-202, 1978.
4) 平野宗夫: 山地河川における流出過程について, 土木学会論文報告集, 第308号, pp. 69-76, 1981.
5) 藤田睦博: 斜面長の変動を考慮した貯留関数法に関する研究, 土木学会論文報告集, 第314号, pp. 75-86, 1981.
6) 星清, 山岡勲: 雨水流法と貯留関数法との相互関係, 第26回水理講演会論文報告集, pp. 273-278, 1982.
7) 高木不折, 松林宇一郎: 流域内での流出特性の平均化過程と流出モデル, 土木学会論文報告集, 第312号, pp. 73-81,1981.
8) 谷誠: 一次元鉛直不飽和浸透流によって生じる水面上昇の特性, 日本林学会誌, No. 64, pp. 409-418, 1982.
9) 谷誠: 山地流域の流出特性を考慮した一元鉛直不飽和浸透流の解析, 日本林学会誌, No. 67, pp. 449-460, 1985.
10) 松林宇一郎, 高木不折, 吉田直: 不飽和浸透流理論に基づく斜面流出の集中化について, 土木学会論文集, No. 497/II-28, pp. 11-20, 1994.
11) Budaghpur, S., Fujita, M.and Shimizu, Y.: Lumping Process Based on Unsaturated Infiltration Theory, Annual J. of Hydraulic Eng., JSCE, Vol. 39, pp. 209-266,1995.
12) 八田茂実, 藤田睦博, 山梨光訓: 損失を考慮した不飽和浸透流理論の集中化, 土木学会論文集, No. 600/II-44, pp. 11-21, 1998.
13) 高棹琢馬, 宝馨, 楠橋康広: 洪水流出モデルの確率過程的評価に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第28号B-2, pp. 221-235, 1985.
14) 藤田睦博, 工藤睦信, 中尾隆, 橋本識秀: 貯留型流出モデルの確率応答に関する研究 -降雨量が時間的に独立な確率過程の場合-, 土木学会論文集, No. 515/II-31, pp. 1-11, 1995.
15) 田中岳, 藤田睦博, 工藤睦信, 内島邦秀: Kinematic Waveモデルと貯留型流出モデルの比較 -周波数特性と確率特性-, 土木学会論文集, No. 614/II-46, pp. 21-36, 1999.
16) 田中岳: Kinematic Waveモデルの確率応答特性に関する基礎的研究, 水工学論文集, 第47巻, pp. 229-234, 2003.
17) 田中岳: 斜面長分布を考慮したKinematic Waveモデルの確率応答特性-降雨量が独立な確率変数の場合-, 水工学論文集, 第48巻(1), pp. 49-54, 2004.
18) 田中岳: 降雨流出システムの確率応答特性, 水工学論文集, 第49巻, pp. 175-180, 2005.
19) 田中岳: 流出モデルの集中化に関する研究, 土木学会北海道支部論文報告集, 第64号CD-ROM, B-33, 2008.
20) I. Rodrigez-Iturbe and J. B. Valdes: The geomorphologic structure of hydrologic response, Water Resources Research, Vol. 15，No. 6. pp. 1409-1420, 1979.
21) 高安秀樹: フラクタル, 朝倉書店, pp. 1-181, 1986.
22) Mandelbrot B and Viscek T.: Directed recursive models for fractal growth, J. of Physics A, Vol. 22, L377-383, 1989.
23) 藤田睦博: 斜面長の変動を考慮した貯留関数法に関する研究, 土木学会論文報告集, 第314号, pp. 75-86, 1981.
24) Bras, R. L. and Georgakakos, K. P.: Real Time Nonlinear Filtering Techniques in Streamflow Forecasting -A Statistical Linearization Approach-, Third International Symposium on Stochastic Hydraulics, pp. 95-105, 1980.

(2009.9.30受付)