

SCE-UA法を用いたTOPMODELパラメータの特性評価

田齋, 秀章
九州大学大学院生物資源環境科学府

平松, 和昭
九州大学大学院農学研究院

森, 牧人
九州大学大学院農学研究院

原田, 昌佳
九州大学大学院農学研究院

<https://doi.org/10.15017/8857>

出版情報 : 九州大学大学院農学研究院学芸雑誌. 61 (2), pp.261-272, 2006-10-27. 九州大学大学院農学
研究院
バージョン :
権利関係 :

SCE-UA 法を用いた TOPMODEL パラメータの特性評価

田 齊 秀 章¹・平 松 和 昭*
森 牧 人・原 田 昌 佳

九州大学大学院農学研究院生産環境科学部門地域環境科学講座水環境学研究室
(2006年5月8日受付, 2006年7月24日受理)

Evaluation of Characteristics of TOPMODEL Parameters using SCE-UA Method

Hideaki TASAI¹, Kazuaki HIRAMATSU¹, Makito MORI
and Masayoshi HARADA

Laboratory of Drainage and Water Environment, Division of Regional Environment Science,
Department of Bioproduction Environmental Sciences, Faculty of Agriculture,
Kyushu University, Fukuoka 812-8581, Japan

緒 言

洪水流出現象の解析には、従来様々な解析法が提案されてきた。これらのモデルは、貯留関数法のような集中定数型モデルと kinematic wave 法のような分布定数型モデルに大別される。前者はモデルの構造や流出計算は比較的簡便だが、パラメータの物理的意味が明確でない。一方、分布定数型モデルでは、ある程度の物理性は考慮されているが、計算が煩雑なことが多い。

近年、流域の地形特性が考慮され、集中定数型と分布定数型それぞれの特長が組み合わされたモデルとして、準分布定数型貯留モデルである TOPMODEL が注目されている。特に、近年の情報処理技術の向上によって様々な分野に応用されている GIS (Geographical Information System; 地理情報システム) を利用して流出解析を行える点が挙げられる。この TOPMODEL は、地下水貯留部の水収支は集中定数型として扱い、地表流出および地下水涵養までを含めた表層および土壌部分は分割されたグリッドごとの分布定数型として扱うという特徴を持つ。このことによ

り、地下水は集中定数型の特長である単純な構造で表し、流路網を形成する地形や時空間的に変動する流出寄与域については分布定数型モデルにより表現することが可能となる。しかし、TOPMODEL による山地小流域での流出解析では、乾燥期間後の出水が再現されないという問題が指摘された (田齊ら, 2004)。また、TOPMODEL に修正を加えることで流量再現精度の改善は見られたが、問題の解決には至らなかった (岡田ら, 2005)。両研究においてモデルパラメータの決定には遺伝的アルゴリズム (Genetic Algorithm; 以下 GA) が用いられたが、岡田らは、この問題の原因の一つに最適化手法を挙げている。

本研究では、このような問題の解決に GA に類似した進化の概念を取り入れ、新たに開発された集団混合の概念を組み合わせた最適値探索法である SCE-UA 法 (Duan *et al.*, 1992; 田中丸, 1995; 田中丸, 2000) による TOPMODEL パラメータの最適化を行い、さらにパラメータの感度分析も併用し、TOPMODEL パラメータの特性および流量再現性について検討した。パラメータ最適化の際には、比較のため単純 GA による探索も行った。

¹九州大学大学院生物資源環境科学府生産環境科学専攻地域環境科学講座水環境学研究室

¹Laboratory of Drainage and Water Environment, Division of Regional Environment Science, Department of Bioproduction Environmental Sciences, Graduate School of Bioresource and Bioenvironmental Sciences, Kyushu University

*Corresponding author (E-mail: hiramatsu@bpes.kyushu-u.ac.jp)

データと方法

1. 解析対象流域

解析の対象としたデータは、福岡市の東方約15kmに位置する九州大学農学部附属福岡演習林内に設置された御手洗水試験流域での観測値である。同試験流域は、流域面積0.095km²、河道長265mの山地小流域で、流出現象の主要な発生場となる山腹の斜面長分布はほぼ正規分布に従う（平松ら、1986）。流域の概略を図1に示す。この流域の植生は、低位部はヒノキ林、高位部はマツ類を中心とした雑木林で、これらが流域面積に占める割合はそれぞれ44%および56%である。また、この流域の基岩の大部分は三郡変成岩を構成する緑泥片岩より成り、基岩の上部に存在する表層土壌は黄褐色森林土壌より成っている。

2. 解析対象データ

流量測定用の堰は、図1に示される地点に設置された。この堰には高水位から低水位にわたり流量を精度良く測定するために、直角三角堰と四角堰を組み合わせた複断面の堰が用いられている。また、図1に示すように河道付近に雨量計が設置されている。解析には1983年9月のデータを用いた。この月は降雨量や蒸発散量が多く、乾燥状態から大規模出水まで様々な状態でのデータが得られていることから解析に適している

と考えたためである。なお、流出量と降雨量ともに10分間隔で記録され、解析にも10分間隔のデータを用いた。

3. 流出解析手法

(1) TOPMODEL の概要

Bevenらにより提案されたTOPMODEL（Beven, 2001；多田ら、2002）は準分布定数型流出モデルである。準分布定数型とは、地表流出および地下水涵養までを含めた表層および土壌部分は分割されたグリッドごとの分布定数型として計算するが、地下水貯留部（飽和域）の水収支は集中定数型として扱うことを意味している。このモデルの特長は、流域を二次元グリッドで分割し、各グリッド上の標高値から得られるDigital Elevation Map（DEM）から計算される地形指標（地形特性値, topographic index）をもとに、流域表層土壌の時空間的な乾湿状態を計算し、地表流の発生を空間的に算定できる点にある。なお、本研究では一辺10mの正方形グリッドを採用した。

(2) TOPMODEL の基礎式

TOPMODELでは、地下水の流れは次式で表現できるものとしている。

$$q_i = T \tan \beta_i \quad (1)$$

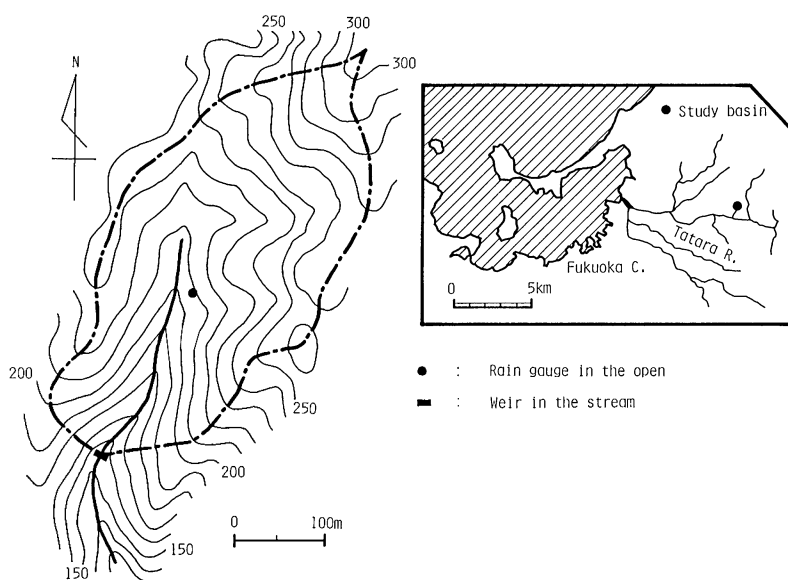


図1 御手洗水試験流域。

$$T = T_0 \times \exp\left(-\frac{S_i}{m}\right) \quad (2)$$

ここで、 q_i : 等高線単位長さあたりの飽和地中流の流量 [L^2T^{-1}], T_0 : 降下方向の飽和透水量係数 [L^2T^{-1}], $\tan \beta_i$: グリッド i の地表面勾配, S_i : グリッド i の飽和までの貯留不足量 [L], m : モデルパラメータ [L] である。(1) 式は地下水面が地表面と平行であること, また (2) 式は透水量係数が貯留不足量と指数関数の関係を持つことを仮定している。

各時間ステップ間で擬似的に定常状態が成立すると考え, 等高線単位長さあたりの集水面積を a_i [L], 空間的に均質な涵養速度を r_i [LT^{-1}] とすれば,

$$q_i = r_i \times a_i \quad (3)$$

となる。なお、 r_i は土層を通過し地下水帯へ流入する水の速度に相当する。(1) 式と (3) 式から次式が導かれる。

$$S_i = -m \log \frac{r_i \times a_i}{T_0 \tan \beta_i} \quad (4)$$

流域の平均貯留不足量 \bar{S}_i は, 上式を流域内の全グリッドで平均することで求められる。

$$\bar{S}_i = \frac{1}{A_T} \sum_{i=1}^{A_T} \left(-m \log \frac{r_i \times a_i}{T_0 \tan \beta_i} \right) \quad (5)$$

ここで、 A_T は流域内のグリッドの総数である。上式は湛水状態 ($S_i < 0$) でも成立すると仮定されている。 r_i は流域内で空間的に均一 ($r_i = r$) と仮定し, (4), (5) 式を用いて r を消去すると次式を得る。次式の成立することが TOPMODEL の前提条件である。

$$\bar{S}_i = S_i - m \left(\gamma - \log \frac{a_i}{T_0 \tan \beta_i} \right) \quad (6)$$

$$\gamma = \frac{1}{A_T} \sum_{i=1}^{A_T} \log \frac{a_i}{T_0 \tan \beta_i} \quad (7)$$

$\log (a_i / (T_0 \cdot \tan \beta_i))$ は土壌 - 地形指標 (soil-topographic index) であり, γ はその流域平均値である。また, T_0 の流域平均値 T_e は,

$$\log T_e = \frac{1}{A_T} \sum_{i=1}^{A_T} \log T_0 \quad (8)$$

で与えられる。上式を用いると, (6) 式は以下のように整理される。

$$\frac{\bar{S}_i - S_i}{m} = \left(\log \frac{a_i}{\tan \beta_i} - \lambda \right) - (\log T_0 - \log T_e) \quad (9)$$

$$\lambda = \frac{1}{A_T} \sum_{i=1}^{A_T} \log \frac{a_i}{\tan \beta_i} \quad (10)$$

ここで、 $\log (a_i / \tan \beta_i)$ は地形指標 (topographic index) と呼ばれ, λ は流域の平均地形指標である。上式は, S_i が地形指標の偏差と局所的な透水量係数の偏差で説明されることを示している。 T_0 が流域内で空間

的に均一ならば (9) 式の右辺第 2 項はキャンセルされ, $\log (a_i / \tan \beta_i)$ の分布がわかれば, \bar{S}_i の値からグリッド i における S_i が決定される。 $a_i / (T_0 \cdot \tan \beta_i)$ が同じ値の地点は, 水文学的に同質に機能するので, $\log (a_i / (T_0 \cdot \tan \beta_i))$ は水文学的類似度 (hydrological similarity) とも呼ばれている。

(3) TOPMODEL の計算手順

TOPMODEL では, 図 2 のように, 根群域 (root zone), 不飽和域 (unsaturated zone), 飽和域 (saturated zone) の 3 つの貯留部分を考慮する。これらの貯留部分内の水収支計算は以下のように行う。

<1>根群域の水収支計算

降水量, 実蒸発散量の水収支は根群域のみで考える。ここで過剰になった水分は不飽和域に瞬間的に供給され, 不飽和域の水分量 SUZ_i [L] に加えられる。根群域は集中定数型として扱われ, 水収支および実蒸発散量は次式で計算される。

$$SRZ_{t+\Delta t} = SRZ_t + (E_A - R)\Delta t \quad (11)$$

$$E_A = E_T \left(1 - \frac{SRZ_t}{SR_{MAX}} \right) \quad (12)$$

ここで、 Δt : 計算時間内ステップの間隔 [T], SRZ : 根群域貯留不足量 [L] (図 2 で地表から下向きが正), SR_{MAX} : 根群域水分利用可能量 [L], R : 降水量 [LT^{-1}], E_A : 実蒸発散量 [LT^{-1}], E_T : 蒸発散位 [LT^{-1}] である。 $SRZ_{t+\Delta t} > SR_{MAX}$ の時, 蒸発散は $SRZ_{t+\Delta t} = SR_{MAX}$ までとする。根群域に降雨余剰が発生すれば不飽和域に配分する。つまり, $SRZ_{t+\Delta t} < 0$ の時, $X_1 = |SRZ_{t+\Delta t}|$ を不飽和域に配分し, $SRZ_{t+\Delta t} = 0$ とする。

<2>飽和域の水収支計算

飽和域の水分貯留は流域単位の集中量として扱われ

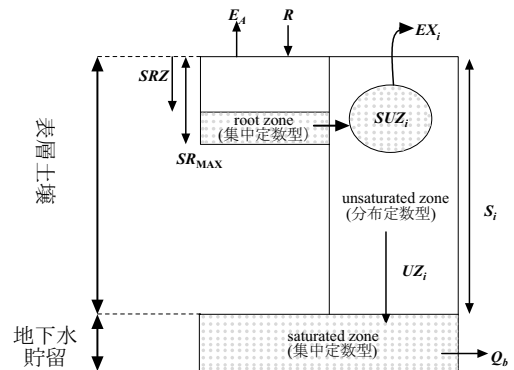


図 2 TOPMODEL の構成。

る。流域全体からの地下水流出量 Q_b [LT^{-1}] については (1) 式を流域全体にわたり積分することで、次式を得る。

$$Q_b = T_e \exp(-\lambda) \exp\left(-\frac{\bar{S}_i}{m}\right) \quad (13)$$

<3>不飽和域の水収支計算

不飽和域は根群域と飽和域を結ぶ領域で一時的な水の貯留場となる。図2の S_i は貯留不足量 [L] (図中下向きが正), UZ_i は不飽和域から飽和域への水分供給量 [LT^{-1}], i はグリッド番号を表す添え字である。この領域は分布定数型として計算される。計算開始時点の流域平均貯留不足量 \bar{S}_i は (13) から、初期観測流量を Q_0 とすると次式で得られる。

$$\bar{S}_i = -m \times \log \frac{Q_0}{T_e \exp(-\lambda)} \quad (14)$$

上式と (9) 式から、地形指標をもとに各グリッドの S_i が計算され、 S_i が0または負であればそのグリッドは飽和と見なされ、根群域からの超過の流入水量は復帰地表流 $EX_i = X_1$ [LT^{-1}] となる。 S_i が正の場合には、根群域からの超過流入水分はいったん SUZ_i に加えられる。 UZ_i については、

$$UZ_i = \frac{SUZ_i}{S_i \times t_d} \quad (15)$$

$$UZ_i = K_0 \exp(-f \times z_i) \quad (16)$$

の2式が提案されている。ここで、 t_d : 遅れ (滞留) 時間を意味するパラメータ [LT^{-1}], K_0 : 飽和透水係数 [LT^{-1}], f : スケーリングパラメータ [L^{-1}], z_i : 局所的な地下水面までの深さ [L] である。 f , z_i , S_i , m の間には、次の関係がある。

$$\frac{S_i}{m} = f \times z_i \quad (17)$$

本研究では、(15) 式を採用し、 $S_{i,t}$ が0または負ならば復帰地表流を考慮し、

$$SUZ_{i,t+\Delta t} = SUZ_{i,t} - UZ_{i,t} \times \Delta t \quad (18)$$

とし、 $S_{i,t}$ が正ならば、

$$SUZ_{i,t+\Delta t} = SUZ_{i,t} + X_1 - UZ_{i,t} \times \Delta t \quad (19)$$

とした。なお、 UZ_i の最大値である $UZ_{i,MAX}$ [LT^{-1}] を定める必要がある。

以上の計算を流域内の全グリッドについて行う。なお、計算時間短縮のため、適当な階級に $\log(a_i / \tan \beta_i)$ を分類し、 $\log(a_i / \tan \beta_i)$ の階級ごとにまとめて計算を行う方法もあるが、本研究ではモデルの将来の拡張性を考慮して、以上の不飽和域の計算は各グリッドごとに行った。

<4>復帰地表流の計算

TOPMODEL における重要なモデルユニットの一

つとして復帰地表流が挙げられる。復帰地表流の追跡計算は、次式で行う。

$$t_{lag} = \sum_i^{ND} \frac{x_{ik}}{RV \times \tan \beta_{ik}} \quad (20)$$

ここで、 t_{lag} : 地表流が発生したグリッドから流域末端までの洪水到達時間 [T], x_{ik} : 流下経路に含まれているグリッド i での最大傾斜方向への距離 [L], RV : 地表流流速 [LT^{-1}], k : グリッド i における最大傾斜方向, $\tan \beta_{ik}$: グリッド i の最大局所勾配, ND : 流域口までの流下グリッド数である。

<5>流域平均土壌水分不足量の計算

以上のように根群域、飽和域、不飽和域の計算を時刻 t で行い、飽和域の水収支から次の時刻 $t + \Delta t$ における流域平均土壌水分不足量を次式で計算する。

$$\bar{S}_{i,t+\Delta t} = \bar{S}_{i,t} - \frac{1}{A_T} \sum_{i=1}^{A_T} UZ_{i,t} \times \Delta t + Q_{b,t} \times \Delta t \quad (21)$$

なお、計算開始時の \bar{S}_i は (14) 式で求める。また、計算開始時として SUZ_i が0と見なせるような低水時を選ぶ必要がある。

以上により、TOPMODEL における未知パラメータは、 m , T_0 , t_d , SR_{MAX} , RV , SRZ の初期値 SRZ_0 および $UZ_{i,MAX}$, 以上の7個となる。

(4) 地形指標

地形指標の計算には、multiple flow direction アルゴリズム (多田ら, 2002) を用いた。以下にその概略を説明する。

このアルゴリズムでは、DEM の各正方形グリッドは直交および対角方向に8方向の流下方向を持ち、そのうち当該グリッド i より標高が低い隣接グリッドに水は流下するものとする。まず、2つのグリッド間の標高差を ΔE , 正方形グリッドの辺長を DX とし、グリッド i の k 流下方向への局所勾配 $\tan \beta_{ik}$ を次式で与える。

$$\tan \beta_{ik} = \frac{\Delta E}{DX} ; (\text{直交方向}) \quad (22)$$

$$\tan \beta_{ik} = \frac{\Delta E}{\sqrt{2} DX} ; (\text{対角方向}) \quad (23)$$

k 流下方向への流下成分の集水面積 $\Delta A_{i,k}$ [L^2] は、グリッド i における全集水面積 A_i [L^2] を用いて次式で定義する。

$$\Delta A_{i,k} = A_i \times \frac{\tan \beta_{ik} L_k}{\sum_j (\tan \beta_{ij} L_j)} \quad (24)$$

ここで、 j : 流下方向を示す添え字, L_j : j 流下方向への重みである。 L_j は流下方向の等高線幅に相当し、

次式で定義する.

$$L_j = \frac{DX}{2} ; (\text{直交方向}) \quad (25)$$

$$L_j = \frac{\sqrt{2}}{4}DX ; (\text{対角方向}) \quad (26)$$

以上を用いると, 当該グリッド i における平均勾配 $\tan \beta_i$ は次式で与えられる.

$$\tan \beta_i = \frac{\sum_j (\tan \beta_{ij} L_j)}{\sum_j L_j} \quad (27)$$

この局所勾配 $\tan \beta_i$ から, 地形指標は次式で計算される.

$$\log\left(\frac{a}{\tan \beta_i}\right) = \log \frac{A_i}{\sum_j (L_j \times \tan \beta_{ij})} \quad (28)$$

(5) 蒸発散位

ペンマン法を用いて (12) 式の蒸発散位 E_T (mm/d) の計算を行った (丸山・三野, 1999; 近藤, 1999).

$$E_T = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n^* + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (29)$$

ここで, Δ : 温度 T_a に対する飽和水蒸気圧の変化率 (hPa/°C), γ : 乾湿計定数 (hPa/°C), R_n^* : 正味放射量 (mm/d), E_a : 乾燥力 (mm/d) である.

$$\Delta = \frac{6.1078 \times (2500 - 2.4 T_a)}{0.4615 \times (273.15 + T_a)^2} \times 10^{\frac{7.5 T_a}{237.3 + T_a}} ; (-30^\circ\text{C} \sim 100^\circ\text{C}) \quad (30)$$

$$\gamma = \frac{C_p \times P}{0.622 \times (2.50 \times 10^6 - 2366.8 \times T_a)} \quad (31)$$

$$P = P_0 \exp\left\{-\frac{g}{R_d(T_a + 273.15)}z\right\} \quad (32)$$

$$R_d = 287.0 \quad (33)$$

ここで, T_a : 日平均気温 (°C), P : 平均現地気圧 (hPa), P_0 : 平均海面気圧 (hPa), g : 地上の重力加速度 (m/s^2), C_p : 空気の定圧比熱 ($\text{J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$), R_d : 乾燥空気の気体定数 ($\text{J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$), z : 標高 (m) である. なお, 正味放射量は気象官署においても測定されていないことから, 次の推定式を使用した.

$$R_n^* = 0.035 \times \left\{ (1 - \alpha) \left(0.18 + 0.55 \frac{n}{N} \right) R_A - \sigma T_a^4 (0.56 - 0.08 \sqrt{e_a}) \left(0.1 + 0.9 \frac{n}{N} \right) \right\} \quad (34)$$

$$R_A = \frac{R_0 \times (\cos \phi \cos \delta \sin \omega_0 + \omega_0 \sin \phi \sin \delta)}{\pi \{1 + 0.01676 \times \cos(0.01721(DOY - 186))\}^2} \quad (35)$$

$$\delta = 0.4093 \times \cos\{0.01689(DOY - 173)\} \quad (36)$$

$$\omega_0 = \cos^{-1}(-\tan \phi \tan \delta) \quad (37)$$

$$N = 24 \times \left(\frac{\omega_0}{\pi} \right) \quad (38)$$

$$R_0 = 1365 \quad (39)$$

ここで, α : 森林のアルベド (=0.15), σ : ステファンボルツマン定数 ($=5.67 \times 10^{-8}$ ($\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K}^4)$), e_a : 日平均水蒸気圧 (hPa), R_0 : 太陽定数 (W/m^2), DOY : 元旦からの日数 (d), ϕ : 緯度 (rad), δ : 赤緯 (rad), ω_0 : 時角 (rad), N : 日照時間 (h), n : 日照時間 (h) とする. また, 乾燥力の計算には次式を用いた.

$$E_a = 0.26(1 + 0.54u_2)(e_{sa} - e_a) \quad (40)$$

$$e_{sa} = 6.1078 \times 10^{\frac{7.5 T_a}{237.3 + T_a}} \quad (41)$$

$$e_a = \frac{H_a}{100} e_{sa} \quad (42)$$

ここで, u_2 : 高度 2 m の風速の日平均値 (m/s), e_{sa} : 日平均気温に対する飽和水蒸気圧 (hPa), H_a : 日平均相対湿度 (%) である.

4. モデルパラメータの感度分析

本研究では各パラメータの変動が計算出力に与える影響度を評価するために感度分析を利用する. ここで, m 個のパラメータ α_i ($i = 1, \dots, m$) をもつモデルから n 個の計算出力 f_k ($\alpha_1, \dots, \alpha_m$) ($k = 1, \dots, n$) が得られているとする. j 番目のパラメータ値の変化を $\Delta \alpha_j$ とすると, 相対感度 $S_{k,j}$ を次式で定義する (平松ら, 2000).

$$S_{k,j} = \frac{\alpha_j \times \left\{ f_k \left(\alpha_1, \dots, \alpha_j + \frac{\Delta \alpha_j}{2}, \dots, \alpha_m \right) - f_k \left(\alpha_1, \dots, \alpha_j - \frac{\Delta \alpha_j}{2}, \dots, \alpha_m \right) \right\}}{\Delta \alpha_j \times f_k(\alpha_1, \dots, \alpha_j, \dots, \alpha_m)} \quad (43)$$

すなわち, $S_{k,j}$ はパラメータの変化率に対する計算出力の変化率の比で, $S_{k,j} = 0$ は計算出力に変化が生じないこと, $S_{k,j} > 0$ はパラメータが増加すると計算出力も増加することを意味している.

5. 最適化手法

最適化手法は大きく 2 つに大別される. 1 つ目はシンプレックス法やパウエル法といった局所的探索法, 2 つ目は GA や SCE-UA 法といった大域的探索法である. 前者は, 探索点近傍の関数応答面の勾配などを調べながら, 関数値が小さくなる方向に探索点を逐次移動させていくものである. この方法では, 探索点が応答面の窪みの底に到達すれば, それが求めるべき最

小点か極小点かに関係なく探索が打ち切られる。このため、複数の極小点が存在する問題では、必ずしも最小点が求められるとは限らない。これに対して後者は、全探索空間の方々を調べることによって大域的な最小点を探索することができ、このような問題にも対処することができる。本研究では、大域的探索法の一つである GA (田齊ら, 2004) と SCE-UA 法を用いて最適値探索を行った。

(1) SCE-UA 法のアルゴリズム

SCE-UA 法は GA に類似しており、集団混合の概念を組み合わせた大域的探索の一種である。GA のように各個体を遺伝子型で表現するのではなく、探索すべきパラメータが n 個であるとすれば、各個体をそれぞれのパラメータを座標値として持つ n 次元空間上の点とみなす。この n 次元空間上に初期点群を発生させ、評価関数順に並べる。その後、全点群を集団に分割し、CCE (Competitive Complex Evolution) アルゴリズムによって進化させ収束判定を行う。評価関数値の小さい点ほど最適解に近い点であるとみなし、後述する鏡像ステップ、収縮ステップおよび突然変異ステップのオペレータを行う確率が少ない。逆に評価関数値の大きい点はこのようなステップを行う確率が高く、実行することで最適解に近づけて行く。このような作業を繰り返し行うことで、与えられた問題の実用解あるいは最適解を求める。

(2) SCE-UA 法の処理手順

n 個のモデルパラメータを最適化する処理手順は、次のようである。なお、処理手順の流れを図 3 に示す。

- ① 集団の個数 p 、各集団における点の個数 m を $p \geq 1$ および $m \geq n+1$ を満たすように選択する。
- ② 対象とする探索空間の最適解の存在範囲などについて予備知識がない通常の場合、探索空間 $\Omega \subset R^n$ から s 個 ($s = pm$) の点 x_i , $i = 1, \dots, s$ をランダムに抽出し、各点 x_j における評価関数値 f_j を計算する。 s 個の点を評価関数値が最小の点を 1 位として小さいものから順に並べる。
- ③ これらの点を p 個の集団 A^1, \dots, A^p に分割する。各集団 A^k , $k = 1, \dots, p$ は、 m 個の点 $x_{k+p(j-1)}$, $j = 1, \dots, m$ を含むものとする。
- ④ 各集団を後述する CCE アルゴリズムによって進化させる。
- ⑤ すべての集団に含まれる点を混ぜ合わせ、 s 個の点を評価関数値が最小の点を 1 位として小さいものか

ら順に並べ、収束判定をする。収束判定基準が満たされれば終了し、そうでなければ手順③に進む。

手順④において、各集団を進化させる、すなわち集団 A^k , $k = 1, \dots, p$ に含まれる m 個の点をそれらの関数値が小さくなるように修正する CCE アルゴリズムは次のようである。なお、処理手順を図 4 に示す。

- <1> 点数 q 、反復回数 α , β を選択する。ここで、 $2 \leq q \leq m$, $\alpha \geq 1$, $\beta \geq 1$ である。
- <2> A^k に含まれる各点に次の台形分布で与えられる選択確率 ρ_j を割り当てる。

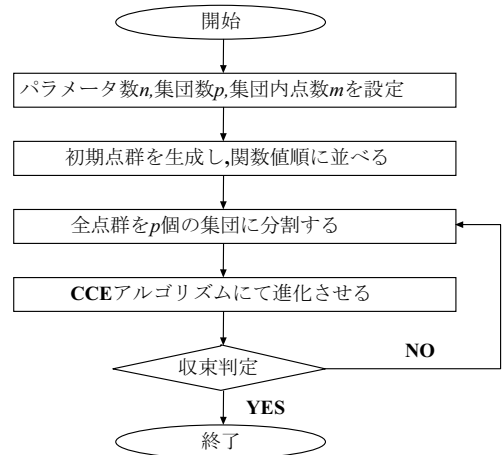


図 3 SCE-UA 法の処理手順。

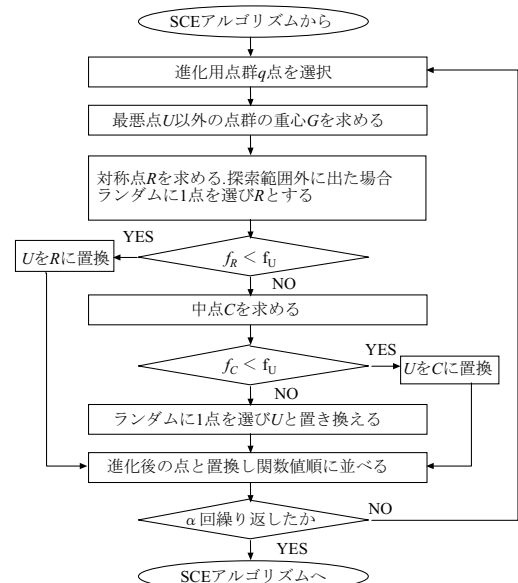


図 4 CCE アルゴリズムの処理手順。

$$\rho_j = \frac{2(m+1-j)}{m(m+1)}, j = 1, \dots, m \quad (44)$$

<3> A^k から異なる q 個の点を先に定めた選択確率に従ってランダムに選び、それぞれの関数値を求める。なお、これらの点および関数値を配列として記憶させる。この配列に含まれる点を親として次の手順に従い子孫を生成する。

(i) 選ばれた q 個の点の中から、最も関数値が大きい点 U を除いた $(q-1)$ 個の点の重心 G を求める。

(ii) 重心 G に関する点 U の対称点 R を次式で求める (鏡像ステップ)。

$$R = 2G - U \quad (45)$$

ここで、点 R が探索空間 Ω に含まれているならば、点 R の関数値 f_R を計算して手順 (iii) に進む。

そうでなければ、 A^k のすべての点を含む最小の多面体を計算し 1 点をランダムに選び、その点を点 R とする (突然変異ステップ)。

(iii) $f_R < f_U$ ならば点 U を点 R で置き換え、手順 (v) に進む。そうでなければ、点 U と重心 G の中点 C を求め、中点 C の関数値 f_C を計算する (収縮ステップ)。

(iv) $f_C < f_U$ ならば点 U を点 C で置き換え、手順 (v) に進む。そうでなければ、 A^k のすべての点を含む最小の多面体を計算し 1 点をランダムに選び、その点を点 U とする (突然変異ステップ)。

(v) 手順 (i) ~ (iv) を α 回繰り返す。

<4> A^k から選び出した親としての点を修正後の点 (子孫) に置き換え、 A^k に含まれる m 個の点に関数値の小さいものから順に並べる。

<5> 手順 <2> から手順 <4> までを β 回繰り返す。

(3) 未知パラメータのコーディング

TOPMODEL で最適値探索の対象となる未知パラメータは、 m , T_0 , t_d , SR_{MAX} , RV , SRZ の初期値 SRZ_0 および $UZ_{i, MAX}$ の 7 個である。SCE-UA 法のパラメータとしては、 $m = 2n+1$, $q = n+1$, $\alpha = 1$, $\beta = 2n+1$ が推奨されており (Duan *et al.*, 1992), 本研究においてもこれらを採用した。また、集団数 p について大きければ探索点の総数が大きくなり、広い範囲を探索できるが、評価回数も多くなる。このため、問題に応じた集団数を設定しなければならないが、ここでは $p = 20$ を採用した。なお、表 1 に本研究の最適値探索に使用した 7 個の未知パラメータの上限値と下限値を示す。また、評価関数の計算には、SCE-UA 法を用いて得たパラメータを TOPMODEL に適用し、

求めた計算流量と実測流量の相対基準を用いた。

適用結果と考察

1. 模擬発生流量を用いた適用結果

適当な値を TOPMODEL モデルパラメータの真値と仮定し、これと降雨量および蒸発散位を用いて TOPMODEL で計算した流量を実測流量と想定する。次にモデルパラメータを未知とし、これらの最適値探索を SCE-UA 法および GA で行った。SCE-UA 法では集団数が 20 で各集団に含まれる点数が 15 点であり、個体数に相当する探索点は 300 点となり、繰り返し回数 100 回、GA では個体数が 50 個、世代交代数 100 回とし、乱数の種を変えた 20 回の独立した試行を行った。図 5 に SCE-UA 法、GA を用いた場合の評価関数値と累加評価回数の関係を示す。SCE-UA 法では、評価関数値が評価回数の増加に伴い減少しており探索効率は良好である。それに対して、GA では、早い段階で評価関数値がほぼ一定の値をとり、探索出発点の良否に依存しており、探索効率が良いとはいえない。

(1) 個体数および探索点について

GA では個体数が 50 個であるのに対して、SCE-UA 法では探索点が 300 点であり、SCE-UA 法の方が GA よりも 6 倍多い。そこで、GA においても個体数 300 個とし、SCE-UA 法と比較してみたところ、大きな改善は見られなかった。図 5 に個体数 300 個、世代交代数 100 回とし、評価関数値と評価関数の累加評価回数の関係を示す。

(2) 計算時間について

GA の世代交代数を 100 回、SCE-UA 法の繰り返し回数を 100 回とした場合、SCE-UA 法の計算時間は GA の約 9 倍となる。そこで、GA の世代交代数を 900 回にし、乱数の種を変えた 20 回の独立した試行を行った。その結果、こちらもほとんど改善が見られなかった。図 5 に個体数 50 個、世代交代数 900 回とし、評価関数値と評価関数の累加評価回数の関係を示す。

また、図 6 に SCE-UA 法、GA を用いた場合の 7 個のモデルパラメータの最適値探索結果を次式で基準化して示す。なお、図中の丸印が真値を表す。

$$x_i = \frac{P_i - P_{i, \min}}{P_{i, \max} - P_{i, \min}} \quad (46)$$

ここに、 x_i : 基準化したモデルパラメータ、 P_i : モデルパラメータ、 $P_{i, \min}$: モデルパラメータの最小値、 $P_{i, \max}$: モデルパラメータの最大値である。

$P_{i, \min}$, $P_{i, \max}$ には表 1 の値を用いた.

SCE-UA 法では試行ごとのばらつきが小さく, 探索出発点の設定に影響を受けにくい. それに比べ, GA では, 試行ごとのモデルパラメータ値のばらつきが著しく, 探索出発点の設定にかなり影響を受けている.

また, GA を用いた個体数300個, 世代交代数100回とした場合および, GA を用いた個体数50個, 世代交代数900回とした場合での基準化したモデルパラメー

タの変動も合わせて図 6 に示す.

ここで, (46) 式を用い, $\Delta\alpha_j/\alpha_j = 1/10$ とした場合の全パラメータの相対感度の計算結果を図 7 に示す. $UZ_{i, \max}$ の相対感度の絶対値が際だって大きく, このような相対感度の絶対値が大きなモデルパラメータでは SCE-UA 法, GA ともにはば真値に収束している. しかし, 相対感度の絶対値が小さいモデルパラメータでは, 特に GA で探索結果にばらつきが大きい. 一方,

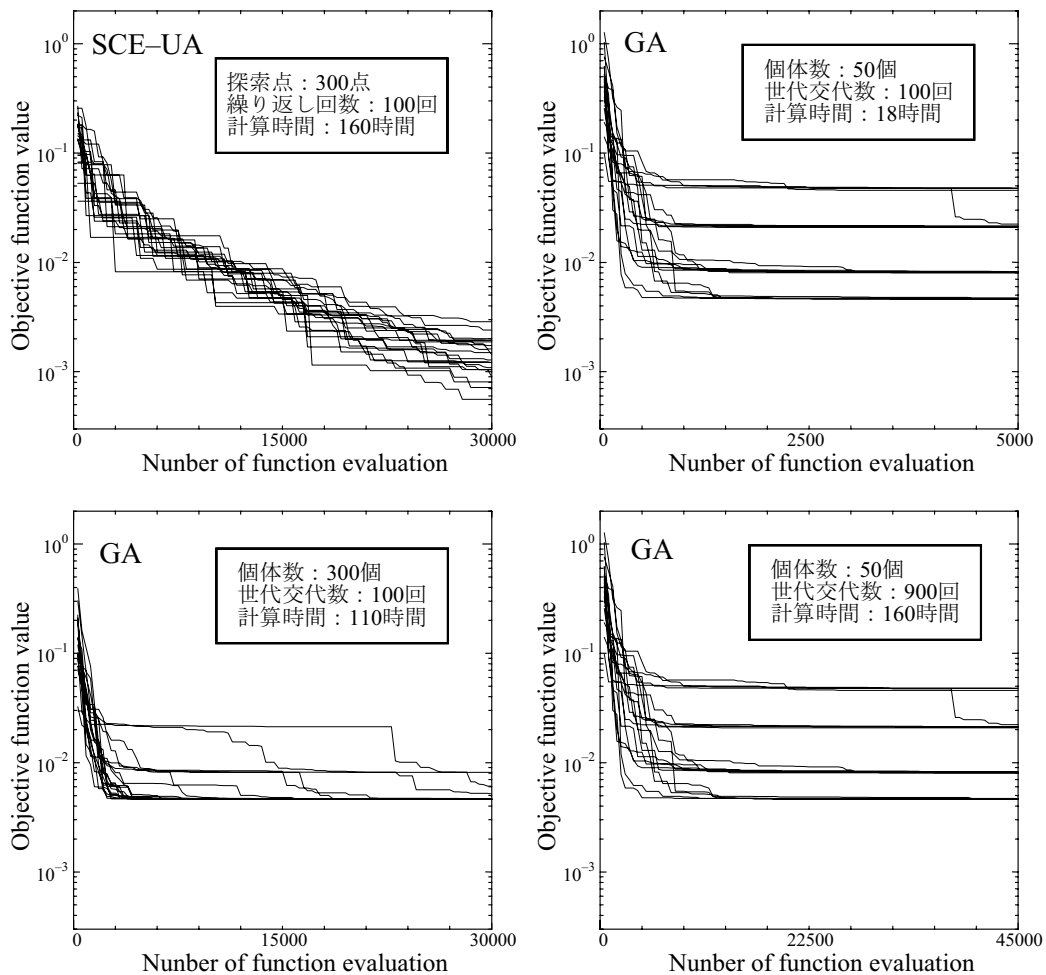


図 5 評価関数値と累加評価回数.

表 1 未知パラメータの最大値と最小値.

| | m | T_0 | t_d | SR_{\max} | RV | SRZ_0 | $UZ_{i, \max}$ |
|---------|------|-------------|-------|-------------|---------|---------|----------------|
| | (mm) | (m^2/h) | (h/m) | (mm) | (m/h) | (mm) | (mm) |
| Maximum | 20.0 | 60.0 | 2.0 | 400.0 | 20000.0 | 4.0 | 10.0 |
| Minimum | 1.0 | 1.0 | 0.1 | 10.0 | 1000.0 | 0.1 | 0.1 |

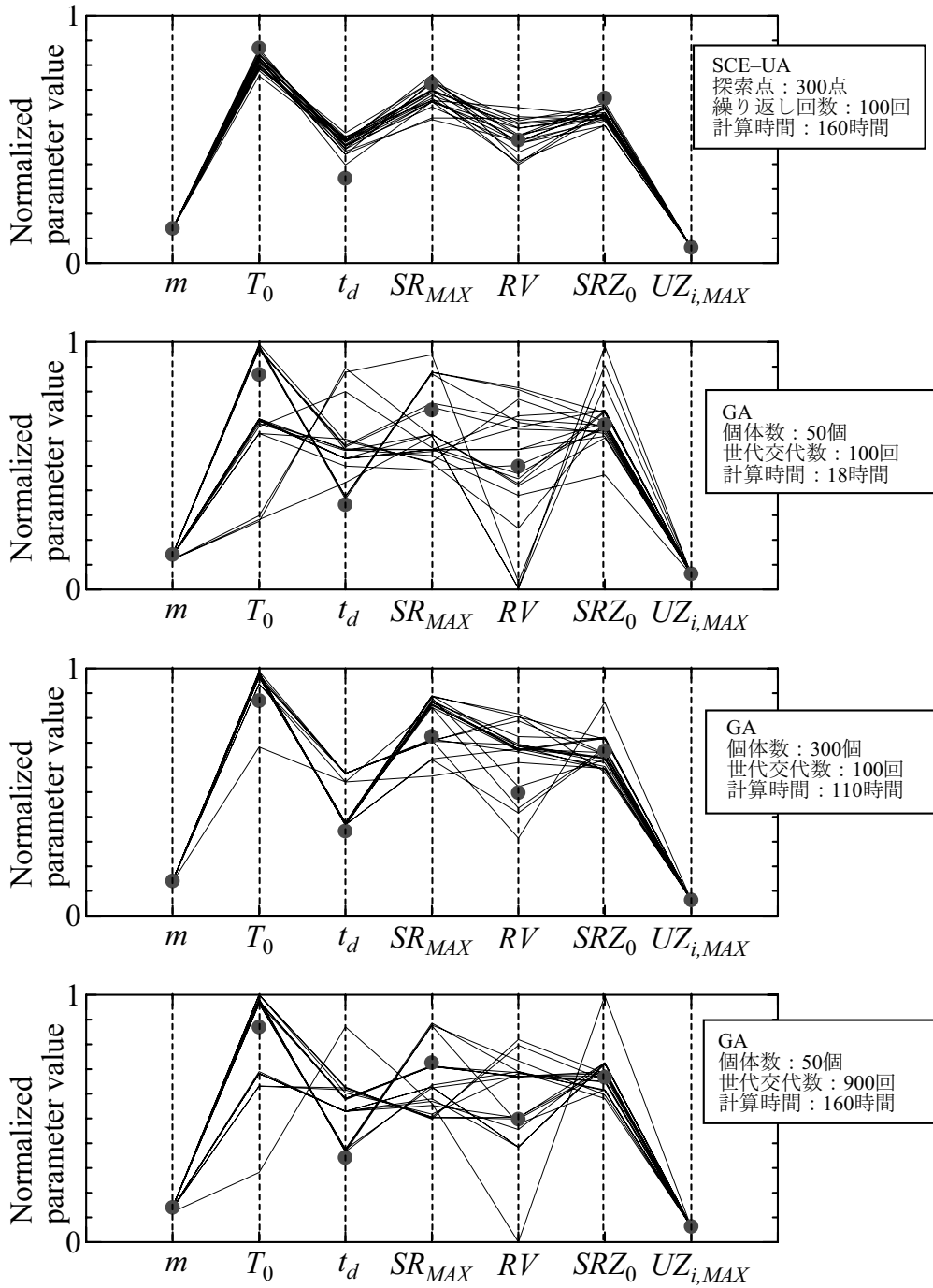


図6 基準化したモデルパラメータの変動.

SCE-UA 法では、若干のばらつきがあるものの真値近くに集まっている。

2. 実測流量を用いた適用結果

実測流量を用い、SCE-UA 法および GA による最適値探索を行った。SCE-UA 法では、探索点は300点、繰り返し回数100回、GA では、個体数が50個、世代交代数100回とし乱数の種を変えた20回の独立した試行を行った。図8に SCE-UA 法、GA を用いた場合の7個の基準化したモデルパラメータの探索結果を示す。前節の仮定流量を用いた検討結果と同様に、SCE-UA 法では良好な探索結果となっているが、GA を用いると相対感度の絶対値が小さなモデルパラメータでばらつきが大きくなっている。

3. TOPMODEL による再現性

GA, SCE-UA 法によって最適化されたモデルパラメータを TOPMODEL に入力し、得られた計算流量と実測流量の関係を示したハイドログラフおよびハイエトグラフを図9に示す。SCE-UA 法を用いることでも、図9の矢印に示される乾燥期間後の出水が十分に再現されないという問題の解決には至らなかった。

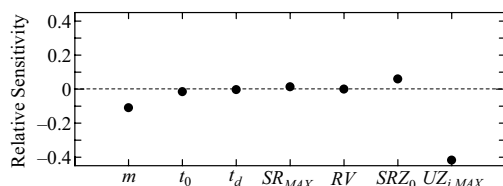


図7 モデルパラメータの相対感度.

この原因として、河道降雨の影響や復帰地表流発生プロセスなどが考えられる。

要 約

近年、流域の地形特性が考慮され、集中定数型と分布定数型それぞれの特長が組み合わされたモデルとして、準分布定数型貯留モデルである TOPMODEL が注目されている。特に、近年の情報処理技術の向上によって様々な分野に应用されている GIS (Geographical Information System; 地理情報システム) を利用して流出解析を行える点が挙げられる。この TOPMODEL は、地下水貯留部の水収支は集中定数型として扱い、地表流出および地下水涵養までを含めた表層および土壌部分は分割されたグリッドごとの分布定数型として扱うという特徴を持つ。このことにより、地下水は集中定数型の特長である単純な構造で表

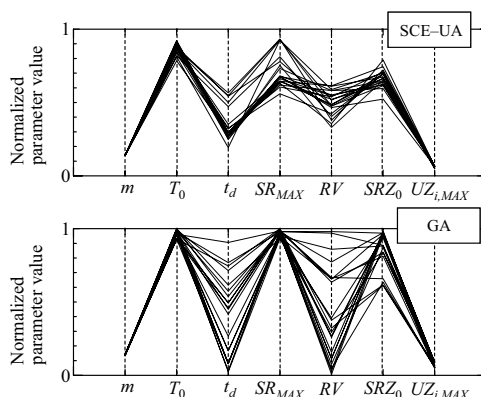


図8 基準化したモデルパラメータの変動.

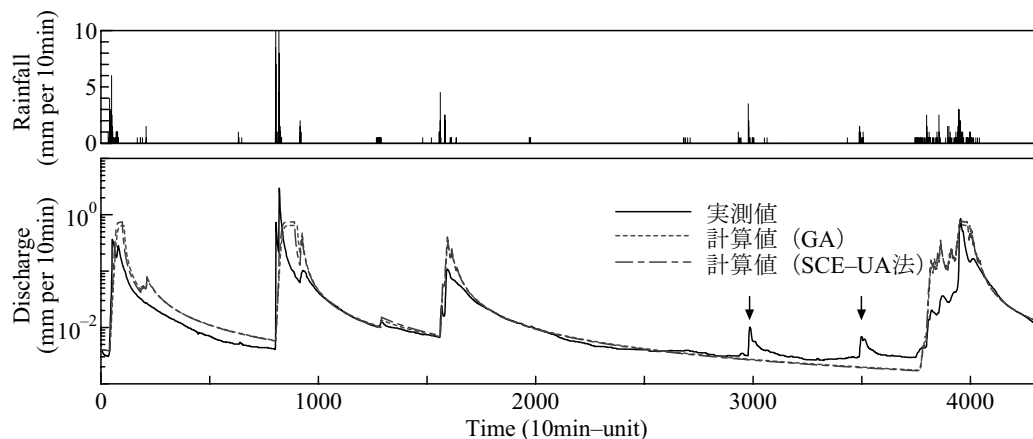


図9 ハイドログラフとハイエトグラフ (1983年9月).

し、流路網を形成する地形や時空間的に変動する流出寄与域については分布定数型モデルにより表現することが可能となる。しかし、TOPMODEL による山地小流域での流出解析では、乾燥期間後の出水が再現されないという問題が指摘された。本研究では、問題の原因の一つに挙げられている最適化手法に GA に類似した進化の概念を取り入れ、新たに開発された集団混合の概念を組み合わせた最適値探索法である SCE-UA 法を用い TOPMODEL パラメータの最適化を行うとともに、TOPMODEL の流量再現性について検討した。

検討の結果、相対感度の絶対値が大きいパラメータについては、SCE-UA 法、GA ともに良好な結果を得ることができた。それに対して、相対感度の絶対値が小さいパラメータでは、SCE-UA 法では良好な結果が得られたが、GA を用いると探索結果にばらつきが大きかった。モデルパラメータの最適化には、SCE-UA 法が有効であるといえる。しかしながら、TOPMODEL の再現性はほとんど変わらず、最適化手法に原因があるのではなく、河道降雨などの影響であることが分かった。今後は、修正 TOPMODEL (岡田ら, 2005) に SCE-UA 法を適用した場合や、TOPMODEL の内部構造を検討することで、流量再現精度の改善が期待される。

文 献

- Beven, K. J. 2001 *Rainfall-Runoff Modeling, The Primer*. John Willey & Sons, West Sussex, pp.179-216
- Duan, Q., Scrooshian, S. and Gupta, V. 1992 Effective and efficient global optimization for conceptual rain-fall models. *Water Resour. Res.*, **28**(4): 1015-1031
- 平松和昭・田中宏平・四ヶ所四男美・森 健 1986 山腹斜面特性量の確率統計的特性. 九大農学芸誌, **41**(1・2): 35-45
- 平松和昭・四ヶ所四男美・森健・井上英 2000 有明海における有機スズ化合物の環境動態の数値実験. 九大農学芸誌, **55**(1): 37-38
- 近藤純正 1999 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—. 朝倉書店, 東京, 26-27頁
- 丸山利輔・三野 徹 1999 地域環境水文学. 朝倉書店, 東京, 36-37頁
- 岡田裕子・平松和昭・四ヶ所四男美・森牧人 2005 TOPMODEL による山地小流域における降雨流出のモデリング. 九大農学芸誌, **60**(2): 151-163
- 多田明夫・浪平 篤・田中丸治哉・畑 武志 2002 山林小流域の長短期流出解析への TOPMODEL の適用—長短期流出両用モデルとの比較—. 水文・水資源学会誌, **15**(4): 339-412
- 田中丸治哉 1995 タンクモデル定数の大域的探索. 農業土木学会論文集, **63**(4): 103-112
- 田中丸治哉 2000 河川流出, 土木工学における逆問題入門. 土木学会, 東京, 105-117頁
- 田齊秀章・平松和昭・四ヶ所四男美・森牧人 2004 TOPMODEL による山地小流域の長短期流出解析. 九大農学芸誌, **59**(2): 173-183

Summary

TOPMODEL is a storage-type semi-distributed-parameter model with advantages existing in each of the distributed-parameter and lumped-parameter models. It can consider the physical characteristics in the rainfall-runoff process in mountainous basins to some extent and has lately attracted considerable attention in the research field of rainfall-runoff analysis. In the TOPMODEL, water balance in groundwater storage is calculated by a simple lumped-parameter model. A basin area is horizontally divided into small square grids and phenomena in surface soil layers, such as surface runoff and groundwater recharge, are expressed by distributed-parameter models on each square grid. Time-varying runoff-contributing area during flood events can also be calculated in the distributed-parameter models by judging the generation of surface runoff from the soil moisture deficit in each square grid.

In this paper, the characteristics of TOPMODEL parameters and the ability of TOPMODEL to estimate the observed discharge were discussed using a parameter optimization and a sensitivity analysis of parameters. Firstly, TOPMODEL parameters were optimally searched by SCE-UA method that is relatively new optimization method, and together by Simple Genetic Algorithm in order to comparing with. The SCE-UA method is the optimal search method that combines the concept of group mixture and is similar to genetic algorithms. The relative error was used in the parameter optimizations. The sensitivity analysis was then calculated using the relative sensitivity.

The results indicated that the parameter optimization was successfully executed for the TOPMODEL parameters that had a relatively large value of the relative sensitivity and that the SCE-UA method was effective for the optimization of the TOPMODEL parameters.