

変動流出寄与域を考慮した分布型水文モデルの開発と検証

長岡工業高等専門学校 非会員 ○渡邊 夢仁
非会員 櫻井 楓真 正会員 山本 隆広

1. はじめに

分布型水文モデルにおいて、流域内の地形や含水状態などの空間的不均一性を考慮することは、流出過程を精度よく表現する上で重要である。降雨に伴い河川近傍から流出が生じ、その領域が時間的・空間的に変動していくことは変動流出寄与域として知られている¹⁾。変動流出寄与域を考慮しない場合、斜面内の水の移動過程が簡略化され、流出過程の再現性に影響を及ぼす可能性がある。しかし、本研究で対象とした星野ら²⁾の新安江モデルを用いた分布型水文モデルでは、土壌の貯留特性が流域一様に設定され、変動流出寄与域の形成過程が十分に表現されていなかった。

本研究では、一級水系信濃川上流の千曲川生田上流域を対象に、斜面格子間の流動過程の導入および容量パラメータの水平分布化により、変動流出寄与域を考慮したモデルを開発する。流域出口の流量が同程度に再現できても、流域内のどこが飽和して流出に寄与しているかはモデル構造によって異なり得るため、出口流量に加えて流域内部の水位や飽和度の分布からも、その有効性を検証することを目的とする。

2. 研究方法

2.1 新安江モデルの改良

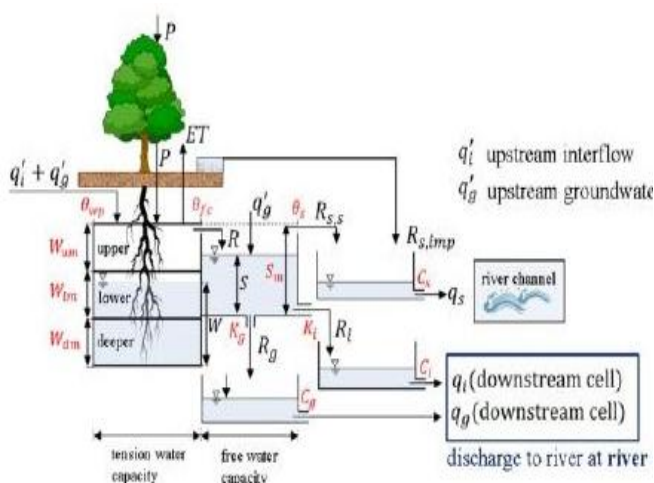


図1 改良した新安江モデルの構造（上流格子からの中間流・地下水流の流入と下流格子への流出を考慮）

図1に、改良した新安江モデルの構造を示す。新安江モデルは、格子ごとに降雨 P が張力水 W （張力水容量 W_m [mm]）に浸透・保持され、溢れた分が自由水 S （自由水容量 S_m [mm]）となり、表面流出 R_s 、中間流出 R_i および地下水流出 R_g に配分される降雨流出モデルである。また、格子内の非浸透域（面積率 imp ）に降った雨は、そのまま表面流出 $R_{s,imp}$ となる。

従来モデル²⁾では、各格子で発生した R_s 、 R_i 、 R_g が線形貯水池モデルにより時間遅れを伴ってそのまま河道へ流入する構造であり、斜面内部を通じた水の流下過程は考慮されていなかった。そこで改良モデルでは、Meng et al.³⁾の改良 Grid-Xinjiang モデルを参考に、格子を河川格子と斜面格子に分類し、線形貯水池モデルで求めた流出量 q_s 、 q_i 、 q_g [mm]の行き先を、下流側格子の種類によって変えることとした。下流側が斜面格子の場合、中間流 q_i と地下水流 q_g は河道には流入せず、下流側格子への流入量 q'_i 、 q'_g として斜面内を流下する。下流側が河川格子の場合は、 q_s 、 q_i 、 q_g が河道へ流入する。流出量は次式で算出する。

$$q_s(t) = C_s q_s(t - \Delta t) + (1 - C_s) R_s(t) \quad (1)$$

$$q_i(t) = C_i q_i(t - \Delta t) + (1 - C_i) R_i(t) \quad (2)$$

$$q_g(t) = C_g q_g(t - \Delta t) + (1 - C_g) R_g(t) \quad (3)$$

ここで、 C_s 、 C_i 、 C_g は各成分の線形貯水池パラメータ、 Δt は計算時間間隔である。

下流側の斜面格子では、上流側格子から流入した q'_i と q'_g を、降雨と同様にその格子の張力水 W への供給として扱う。図2に示すように、格子内の地点張

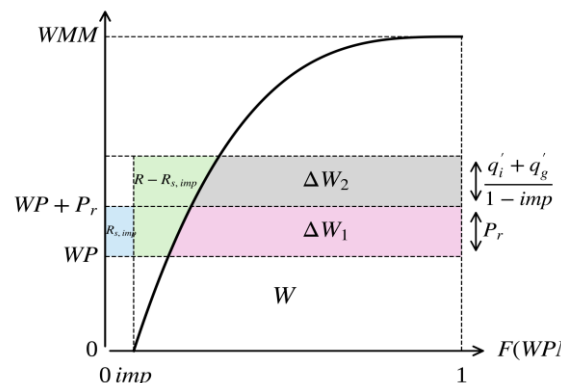


図2 上流格子からの流入を考慮した張力水の増分と流出の評価

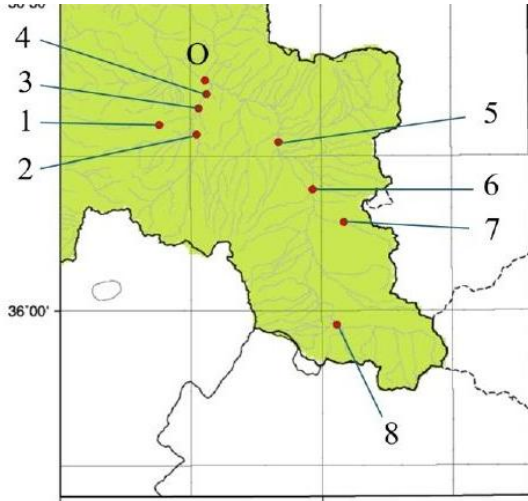


図3 生田上流域内の水位観測地点の位置

力水容量 WPM の分布曲線 (F : 容量が WPM 以下となる面積率, WMM : WPM の最大値) 上で, 降雨 P_r による増分 ΔW_1 に上流側からの流入による増分 ΔW_2 が加わり, 張力水容量を超えた分 ($R - R_{s,imp}$) は自由水 S へ移って R_s , R_i , R_g に再配分される. 地下水流 q'_g も張力水に加えることで, 地下水量の過度な増大を抑えつつ, その一部を表面流出に寄与させることができる. これにより, 土壤に浸透した水が斜面内をゆっくりと下流側へ移動し, 下流側の格子ほど張力水, 自由水の順に飽和しやすくなるため, 河川近傍を中心に谷から斜面に向かって流出寄与域が拡大していく挙動を表現できる.

2.2 容量パラメータ (W_m , S_m) の算出

Yao et al.³⁾の定義に基づき, 張力水容量 W_m および自由水容量 S_m を格子ごとに次式により算出した.

$$W_m = (\theta_{fc} - \theta_{wp}) \times L_a \quad (4)$$

$$S_m = (\theta_s - \theta_{fc}) \times L_h \quad (5)$$

ここで, θ_s , θ_{fc} , θ_{wp} はそれぞれ飽和含水率, 圃場含水量, 永久しおれ点であり, 込山ら⁴⁾による日本全国の土壤特性値データを用いた. L_a は不飽和帯土壤厚, L_h は腐植層厚である.

L_a は, 次式の地形指数 TI を用いて算出した.

$$TI = \ln \frac{\alpha}{\tan \beta} \quad (6)$$

$$L_a = \xi_a TI + \xi_b \quad (7)$$

ここで, α は上流集水面積, β は斜面勾配, ξ_a , ξ_b は係数である. 集水面積が大きく勾配が小さい河川近傍では TI が大きく, L_a は薄くなる. ξ_a , ξ_b は, 最小の地形指数 TI_{min} ($= 7.35$) で最大土壤厚 $L_{a,max}$ を, 最大の地形指数 TI_{max} ($= 27.81$) で最小土壤厚 (0 mm)

表1 水位観測所の集水面積と集水域内の容量パラメータの平均値

No.	観測所名	集水面積 [km ²]	W_m [mm]	S_m [mm]
1	霊泉寺橋	49.9	110	77
2	立岩	195.3	119	117
3	内村橋	61.5	109	74
4	依田橋	370.5	115	101
5	塩名田	1156.2	116	90
6	下越	749.7	117	93
7	平河原	42.8	115	79
8	樋沢	189.1	121	88

をとるという境界条件から定めた. $L_{a,max}$ は, 信濃川上中流域を対象に, 新安江モデルの流域平均土壤水分容量を湿潤地域の目安である 100 mm, 形状係数 $b = 0.4$ として $W_{m,max} = 140$ mm, $W_{m,min} = 0$ mmとなるように定め, $\xi_a = -24.012$, $\xi_b = 667.797$ を得た.

L_h について, Yao et al.³⁾は次式により推定している.

$$L_h = g_{lc} \times L_a \quad (8)$$

ここで, g_{lc} は植生の種類によって変わる調節係数であるが, 具体的な算出方法は示されていない. そこで本研究では, Yamashita et al.⁶⁾により整備された日本の土壤厚データ (A 層厚) を L_h として採用した. ただし, 平地部には土壤厚データが存在しないため, 土壤厚データが存在する地点での g_{lc} の平均値 (0.56) を式(8)に用いて L_a から補完した. その結果, 信濃川上中流域全体で $L_a = 412 \pm 69$ mm, $L_h = 231 \pm 38$ mm, $W_m = 109 \pm 24$ mm, $S_m = 34 \pm 12$ mmであった.

2.3 評価指標とパラメータチューニング

再現性の評価には, Nash-Sutcliffe 効率係数 NS (式(9)), ピーク到達時間差, ピーク流量の相対誤差 RE (式(10)) の3指標を用いた.

$$NS = 1 - \frac{\sum \{Q_o(i) - Q_c(i)\}^2}{\sum \{Q_o(i) - Q_{av}\}^2} \quad (9)$$

$$RE = \frac{Q_{c,peak} - Q_{o,peak}}{Q_{o,peak}} \quad (10)$$

ここで, Q_o , Q_c は観測・計算流量, Q_{av} は観測流量の平均値, $Q_{o,peak}$, $Q_{c,peak}$ は観測・計算ピーク流量である.

千曲川生田流量観測所上流域を対象に, 改良モデルが従来モデルと同程度の計算精度となるよう, マニングの粗度係数, 線形貯水池パラメータおよび自由水容量 S_m の調整を行った. S_m は空間分布の形状を保持したまま全格子に共通の倍率を乗じることとし, 生田観測所における NS 等が従来モデルと同程度とな

るよう試行錯誤的に決定した結果、倍率は 2.4 とした。

2.4 流域内部における計算精度の確認

生田上流域内には流量観測データがほとんど存在しないため、図 3 に示す 8 地点（図中の番号 1～8 は表 1 の観測所に対応）の水位観測データを用いた。観測水位と分布型モデルによる計算水深（広幅長方形断面を仮定）は、それぞれピーク値が 1 となるよう正規化した上で、増水・減水の傾向やピーク到達時間の一致度を比較した。各観測所のモデル上の集水面積を表 1 に示す。対象 8 地点は、集水面積 42.8 km² から 1156.2 km² まで規模の異なる流域を含んでいる。

3. 結果

パラメータチューニング後の生田上流域における容量パラメータの水平分布を図 4 に示す。 W_m は 17 ～ 162 mm（平均 115 mm）、 S_m は 11 ～ 254 mm（平均 94 mm）となり、集水面積が小さく勾配が大きい山地部で大きく、河川近傍の緩勾配域で小さい値を示した。これは、地形指数 TI が大きい河川近傍ほど L_a を薄く与えたため、式(4)、(5)、(7)、(8)より W_m 、 S_m も小さくなったことによる。

12 個の洪水イベントを対象に評価したところ、改良モデルの NS は 0.711 ～ 0.964 であり、従来モデル（0.639 ～ 0.984）と同程度であった。 RE およびピーク到達時間差についても両モデル間で顕著な差は見られず、12 イベントの絶対値による平均は、 NS が 0.890 と 0.895、 RE が 11.1 % と 11.6 %、ピーク到達時間差は両モデルとも 1.83 時間であった。

図 5 に、二つのピークをもつ流量波形が観測されたイベントのハイドログラフを示す。両モデルとも

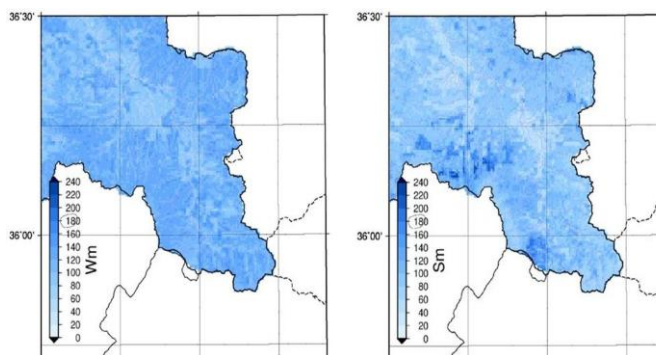


図 4 張力水容量 W_m (左) および自由水容量 S_m (右) の水平分布 [mm]

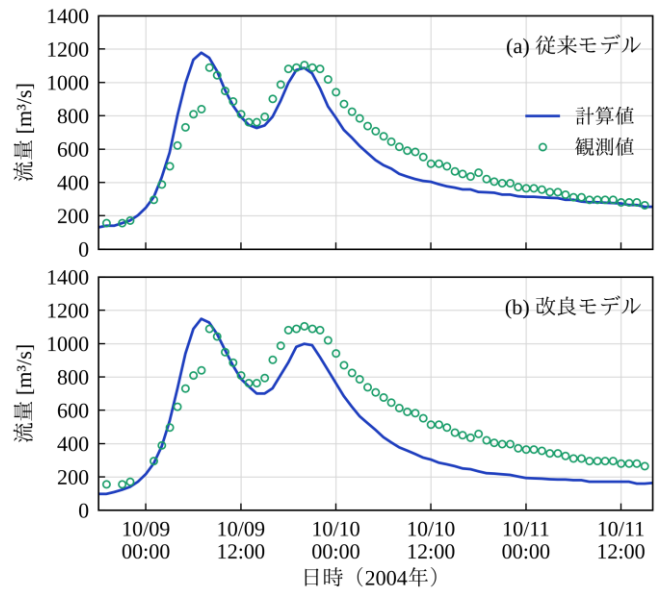


図 5 二峰性の洪水イベント（2004 年 10 月）におけるハイドログラフ

洪水波形の全体形状は概ね再現できているが、計算では第 1 ピーク、観測では第 2 ピークが最大となったため、ピーク到達時間差は両モデルとも -13 時間と他のイベントより大きくなった。このイベントの NS は改良モデルで 0.711、従来モデルで 0.871 であり、改良モデルでやや低下した。

図 6 に、降雨ピーク時（2019/10/12 12:00）における自由水の飽和度 S/S_m の分布を示す。従来モデルでは降雨の分布に応じて流域全体に比較的均一な分布となったのに対し、改良モデルでは容量パラメータの空間分布を反映して、格子ごとに飽和度の異なる分布となった。

上流域 8 地点における観測水位と計算水深の比較では、両モデルとも増水期・減水期の波形形状は概ね一致し、ピーク到達時間差は最大で -9 時間（霊泉寺橋）であった。流量と同様に、両モデル間に顕著な差は見られなかった。

4. 考察

容量パラメータを格子ごとに与えると、場所によって飽和のしやすさが異なり、主に洪水に寄与する表面流出（ S_m が飽和すると発生）の発生する場所や時刻が変わるため、増水・減水の波形やピーク到達時間にも差が現れると想定していた。しかし、流域出口である生田地点の流量、上流 8 地点の水位のいずれにおいても、両モデル間に顕著な差は確認されなかった。

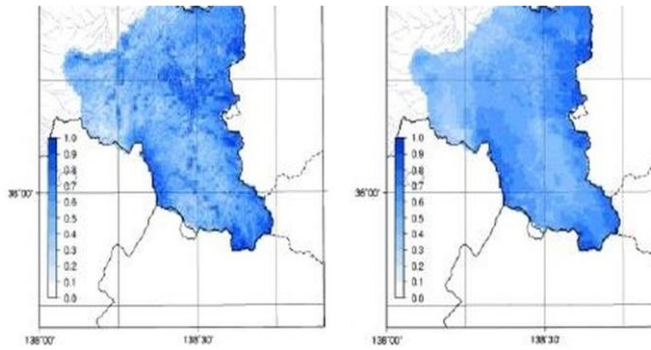


図6 降雨ピーク時（2019/10/12 12:00）における自由水の飽和度 S/S_m の分布（左：改良モデル，右：従来モデル）

その要因として、各観測地点上流の集水域で容量パラメータを平均すると、 $W_m = 109 \sim 121 \text{ mm}$ 、 $S_m = 74 \sim 117 \text{ mm}$ となり（表1）、従来モデルの一様設定値（80 mm）に比較的近い値となったことが挙げられる。すなわち、格子単位では W_m 、 S_m に空間的なばらつきがあっても、観測地点の集水域スケールでは平均化されるため、変動流出寄与域の影響は流量や水位には現れにくいと考えられる。一方、より局所的なスケールでは、変動流出寄与域の影響が大きくなる可能性がある。

また、生田上流域には佐久盆地・上田盆地などの緩勾配域が含まれる。緩勾配域では地形指数 TI の差がつきにくく、 L_a 、 L_h 、ひいては W_m 、 S_m の空間的な差も小さくなりやすい。緩勾配域が少なく、より起伏に富んだ流域を対象とすれば、容量パラメータの空間的なばらつきが大きくなり、改良モデルの効果がより明確に現れる可能性がある。ただし、流域に占める緩勾配域の割合は定量的に確認しておらず、今後確認する必要がある。

さらに、本研究で用いた L_a と TI の関係式や境界条件は信濃川上中流域を対象に設定したものであり、 L_h の補完に用いた係数も土壌厚データが存在する地点の平均値である。したがって、変動流出寄与域の表現として概念的には妥当であっても、各格子の容量パラメータが物理的にどの程度妥当な値であるかは検証できていない。容量パラメータの推定精度自体の検証は今後の課題である。

5. まとめ

本研究では、計算格子ごとに容量パラメータを算出し、格子間の水の流動過程を導入することで、変動流出寄与域を考慮した分布型水文モデルを開発した。改良モデルは容量パラメータの空間分布に応じた飽和度分布を示したが、流量・水位の計算結果には従来モデルとの大きな差は見られなかった。

この結果が生田上流域の地形条件に起因するものか、モデルの一般的な傾向であるかを明らかにするため、今後は生田の下流域を含む他の流域でも同様の検証を進め、どの程度の規模の集水域であれば両モデルに明確な違いが現れるかを確認する必要がある。また、本研究では河道のデジタイズ結果に基づいて河川格子を設定したが、実際にはそれ以外にも水が流れる小河川が存在するため、河川格子と斜面格子の区分方法とその影響を検討する必要がある。さらに、 S_m の調整には全格子共通の倍率を用いたが、空間分布の形状に応じた調整方法についても、その根拠とあわせて検討していく必要がある。

参考文献

- 1) Dunne, T. and Black, R. D.: Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed, *Water Resources Research*, Vol. 6, No. 5, pp. 1296–1311, 1970.
- 2) 星野大雅・平沢勇之助・戸倉駿人・山本隆広：年最大流量の非超過確率を用いた洪水危険度指標の開発の試み，土木学会論文集 B1（水工学），Vol. 71, No. 4, pp. I_1489–I_1494, 2015.
- 3) Yao, C., Li, Z., Yu, Z. and Zhang, K.: A priori parameter estimates for a distributed, grid-based Xinjiang model using geographically based information, *Journal of Hydrology*, Vol. 468–469, pp. 47–62, 2012.
- 4) 込山晃市・藤田祐樹・山本隆広・小椋崇弘・陸旻皎：日本全国を対象にした3次元メッシュ土壌水分特性値の推定のための基礎的検討，第77回土木学会年次学術講演会講演概要集，II-23, 2022.
- 5) Meng, C., Zhou, J., Zhong, D., Wang, C. and Guo, J.: An improved Grid-Xinjiang model and its application in the Jinshajiang basin, China, *Water*, Vol. 10, 1265, 2018.
- 6) Yamashita, N., Ohnuki, Y., Iwahashi, J. and Imai, A.: National-scale mapping of soil-thickness probability in hilly and mountainous areas of Japan using legacy and modern soil survey, *Geoderma*, Vol. 446, 116896, 2024.
- 7) 長野県：河川課オープンデータ，<https://www.pref.nagano.lg.jp/kasen/infra/kasen/kanri/monitor/kasenk.html>（参照 2025.12.9）