

分布型水文モデルを用いた立ヶ花上流域の洪水流出解析

長岡工業高等専門学校 非会員 ○佐藤雅生
非会員 田邊 真奈 正会員 山本 隆広

1. 背景及び目的

令和元年東日本台風による甚大な被害を受け、千曲川流域では堤防整備や強化が進められている。将来、同等な大雨が降った場合に信濃川中流域の水害リスクの増大が懸念される。将来的に氾濫戻し流量を考慮した分布型水文モデルにより信濃川中流域の水害リスクを評価することを念頭に、本研究では星野ら²⁾の分布型水文モデルを用いて千曲川の洪水波形の再現性を検証した。河川流追跡モデルに運動波法を用いたモデルで、千曲川上流から順に観測流量を基にパラメータを同定した。しかし、この設定では立ヶ花地点の洪水ピークの再現性が低いことが明らかになった。これは、同地点の地形に起因する背水効果を運動波法では表現できないためだと考えられる。本研究では、杭瀬下、小市下流の本川において背水効果を考慮できる拡散波法を導入したハイブリッドモデルを構築し、従来手法と比較して洪水波形の再現性を評価した。

2. 解析方法

2.1 解析モデルの概要

本研究では星野ら²⁾の分布型水文モデルを用いた。本研究の流出解析では、モデルの入力データとして、降水量、気温、日照時間を用いた。これらのデータは、信濃川流域内外に位置する気象庁アメダスの70観測所および国土交通省の108観測所である。また、2006年以降の降水量には、気象庁が提供する水平解像度1kmの解析雨量を優先的に使用した。計算にあたり、まずモデルの状態変数を安定させるための助走期間を1995～2001水文年とした。その上で、2002水文年から2022水文年までを解析対象期間とした。ただし、本研究における1水文年とは11月1日から翌年10月31日までの期間である。このモデルは、対象流域を水平解像度250m程

度の格子に分割し、各格子で降雨流出計算と河川流追跡計算を行う。降雨流出計算には、蒸発散を鉛直3層の土壌モデルで、流出を3成分（表面流、中間流、地下水流）で表現する新安江モデルを適用している。河川流追跡計算には運動波法または拡散波法を用いた。

2.2 河川流追跡計算の理論

本モデルでは、一次元河川流追跡計算手法として、計算区間の特性に応じて運動波法と拡散波法を使い分けるハイブリッド方式を実装した。

2.2.1 運動波(Kinematic Wave)

河川流の追跡計算に一次元の St. Venant 方程式を基礎とした運動波 (Kinematic Wave) 法を用いた。方程式は次式の連続

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad (1)$$

と次式の運動方程式から構成される。

$$\frac{1}{A} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{A} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + g \frac{\partial h}{\partial x} - g(S_o - S_f) = 0 \quad (2)$$

ここで、 A は流水断面積、 Q は流量、 q は単位長さあたりの横流入量、 x は流下方向の距離、 t は時間、 h は水深、 S_o は河床勾配、 S_f は摩擦勾配である。運動波近似では、運動方程式における局所慣性項、対流慣性項および圧力項を無視し、重力項と摩擦項のつり合い ($S_o - S_f$) を仮定する。さらに、対象河道は広幅長方形断面であると仮定し、径深は水深に等しい ($R \approx h$) とみなした。これらの条件下では、マンニングの式

$$Q = \frac{1}{n} A h^{\frac{2}{3}} S_o^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

より、流量と流積の関係は一意に定まり、 $Q = Q(A)$ が得られる。 n はマンニングの粗度係数である。これにより運動学的波速

$$C_k = \frac{dQ}{dA} \quad (4)$$

が定義でき、連続式は以下の形に変換される。

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{1}{C_k} \frac{\partial Q}{\partial t} = q \quad (5)$$

本研究で用いる運動波法の数値解法には、Wang *et al.*³⁾に基づき線形陰的スキームを用いて差分化を行った。このスキームでは、洪水波の伝播速度である運動学的波速 C_k の計算方法が、計算の安定性と精度を担保する上で重要となる。 C_k は流量や水深によって変化するため、計算ステップごとに適切に評価する必要がある。本研究で仮定している広幅長方形断面の場合、マニングの式から導かれる以下の式を用いて C_k を算出する。

$$C_k = \frac{5}{3} \frac{1}{n} h^{\frac{2}{3}} S_o^{\frac{1}{2}} \quad (6)$$

水深 h は、計算の安定性を確保するため、上流端における次の時刻の水深と下流端における現在の時刻との水深の平均値として求められる。この h から算出された C_k を用いることで、ある計算格子における次の時間ステップ($j+1$)の下流端($i+1$)の流量 Q_{j+1}^{i+1} を、同時間ステップの上流端の流量 Q_j^{i+1} と前時間ステップの下流端の流量 Q_{j+1}^i を用いて次式より求めた。

$$Q_{j+1}^{i+1} = \frac{\frac{\Delta t}{\Delta x} Q_j^{i+1} + \frac{1}{C_k} Q_{j+1}^i + \Delta t q}{\frac{\Delta t}{\Delta x} + \frac{1}{C_k}} \quad (7)$$

Q_j^i は位置 i 、時刻 j における流量、 Δx と Δt はそれぞれ空間ステップと時間ステップである。この計算を河道網の最上流端から下流に向かって逐次的に解くことで、全領域の流量と水深を算定した。陰解法である本手法は、CFL条件による時間刻みの制約が緩和され、安定した計算が可能となる利点を持つが、下流からの水位影響（背水効果）は表現できない。

2.2.2 拡散波(Diffusion Wave)

拡散波法は、運動波法では無視されていた圧力項を運動方程式に加えることで、より多様な流れの状態を表現する手法である。これにより、下流の水位が上流に影響を及ぼす背水効果をモデル内で再現することが可能となる。拡散波法も、連続の式(1)は運

動波法と共通である。一方、運動方程式は、St.Venantの式において慣性項（局所加速度項と移流項）が他の項に比べて十分に小さいと仮定して無視し、圧力項、重力項、摩擦項の3つの力が釣り合っていると考える。この仮定に基づき、摩擦勾配は、河床勾配と水面勾配の差として、次式で表現される。

$$S_f = S_o - \frac{\partial h}{\partial x} \quad (8)$$

式(8)に含まれる水面勾配項の存在が、運動波法との違いである。この項を通じて、狭窄部や合流点などで生じる下流端の水位変化が、上流側の流れの計算に物理的に影響を及ぼすことになる。

本研究では、運動波法で用いたWang *et al.*³⁾の線形陰的スキームを、拡散波法に適用できるように独自に拡張した。基本的な計算の枠組みは運動波法で用いた式(7)と同様であるが、拡散波の有効波速 C_e および摩擦勾配 S_f の決定方法が異なる。広幅長方形断面を仮定した場合、 C_e は次式で与えられる。

$$C_e = \frac{5}{3} \frac{1}{n} h^{\frac{2}{3}} S_f^{\frac{1}{2}} \quad (9)$$

式(9)から明らかなように、有効波速 C_e は摩擦勾配 S_f に依存し、その S_f は式(8)で示される通り下流端の水深に依存するという非線形な関係性を持つ。

この問題を解くため、本モデルでは1ステップ前の既知の水深を用いた半陰的なアプローチと、ピカール反復法を組み合わせた数値計算を行う。各時間ステップの計算では、まず1ステップ前の既知の水深を用いて、その時間ステップにおける水面勾配および摩擦勾配 S_f を決定する。この S_f を当該時間ステップ内では固定値として扱い、これを用いて有効波速 C_e を計算する。次に、これらの係数を基に線形陰的スキームを適用して流量 Q を計算し、マニング式からそれに対応する水深 h を求める。この際、計算された Q と h が互いに物理的に矛盾しない安定した解となるよう、流量と水深の計算を反復する（ピカール反復）。この反復計算は、更新される水深の変化量が設定した許容誤差 $\varepsilon = 10^{-5} \text{ m}$ を下回った時点で収束させる。この手法により、1ステップ前の状態から背水効果を考慮しつつ、各時間ステップ内での計算の安定性を確保した。

2.3 解析条件

本研究では、過去に観測された13の主要な洪水イベントを対象とし、河川流追跡計算手法の違いが立ヶ花地点の洪水波形再現性に与える影響を比較評価した。比較に用いた2つの計算ケースの概要は以下の通りである。ケース1は運動波法を全河道区間に適用した従来モデルである。ケース2は犀川との合流や狭窄部の影響が卓越すると考えられる杭瀬下、小市より下流の本川に拡散波法を適用し、その他の上流区間では運動波法を用いるハイブリッドモデルである。

本研究の目的は、背水効果の違いを評価することにあるため、両ケースで用いるパラメータ（新安江モデルの各種パラメータ、マニングの粗度係数、川幅など）は全て同一とした。各パラメータは、まず上流の杭瀬下および小市地点までの観測流量を良好に再現するようにキャリブレーションされた。このアプローチにより、上流では適合するパラメータ設定を用いても、下流の立ヶ花では運動波法に基づく計算結果が観測値から異なるという事を明確にし、物理モデルの変更（拡散波法の導入）の必要性を検証した。

2.4 再現性評価の指標

本研究では、計算された洪水ハイドログラフの再現性を評価するため、以下の3つの指標を用いる。1つ目は洪水ピーク到達時間差を用いる。観測された洪水波形のピーク流量が記録された時刻と、計算された洪水波形のピーク流量が現れた時刻との差を算出する。これにより、モデルが洪水波の伝播速度をどの程度正確に再現できているかを評価する。2つ目はNash-Sutcliffe 効率係数(以下NS)を用いる。観測値の平均値を予測値とした場合と比較して、モデルによる予測値がどの程度優れているかを示す。式(10)によって算出される。

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N \{Q_o(i) - Q_c(i)\}^2}{\sum_{i=1}^N \{Q_o(i) - Q_{av}\}^2} \quad (10)$$

ここで N は計算時間数、 $Q_o(i)$ は i 時の実測流量、 $Q_c(i)$ は i 時の計算流量、 Q_{av} は実測流量の平均値を示す。3つ目はピーク流量の相対誤差 (以下RE)を用いる。REは、観測された洪水ピーク流量に対し

て、計算されたピーク流量がどの程度ずれているかを割合で示す指標である。式(11)によって算出され、0に近いほどピーク流量の再現性が高いことを意味する。

$$RE = \frac{Q_{c,peak} - Q_{o,peak}}{Q_{o,peak}} \quad (11)$$

ここで、 $Q_{c,peak}$ はモデルで計算されたピーク流量[m³/s]、 $Q_{o,peak}$ は観測されたピーク流量[m³/s]を示す。

3.解析結果

運動波を使用したモデルと拡散波を使用したモデルのそれぞれを観測値と比較したハイドログラフの一例を図1に示した。

3.1 運動波による洪水波形の再現計算

運動波法を適用した結果、図1より、計算による洪水波形のピークは、観測値よりも約4時間早いピークを示しており、ピーク時の流量が観測値よりも大きくなっていることが分かる。また、ピークになる直前での立ち上がりが観測値では緩やかなのに比べ急であることが分かる。

3.2 拡散波による洪水波形の再現計算

拡散波法を適用した結果、図1より、運動波法の結果とは対照的に、洪水ピークの到達時刻が観測値とほぼ一致しており再現性が著しく改善されたことが確認できた。ピーク流量も全体的に低下し観測値に近づく傾向がみられた。しかし、運動波法と同様にピークになる直前での立ち上がりが観測値に比べ急であることが分かる。

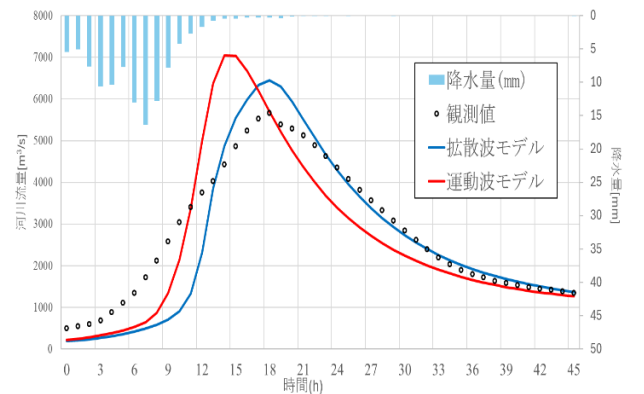


図1 立ヶ花地点におけるそれぞれのモデルを用いた計算ハイドログラフと観測値の比較

3.3 両モデルの比較概要

13 の洪水イベントに対する再現性評価結果を整理した。運動波を用いた計算ではピーク到達時間差の平均値は-4 時間であり、モデルが洪水の伝播を速く計算していることが示された。また、 RE の平均値は 0.18, NS の平均値は 0.70 であったが拡散波を用いた計算ではピーク到達時間差の平均値は-1 時間まで大幅に改善された。さらに、 RE の平均値も 0.15 に減少したほか、ハイドログラフ全体がよりなだらかな形状となった。以上の結果から、立ヶ花近辺の河川流追跡計算に拡散波法を適用することで、運動波法における最大の課題であった洪水ピークの早期到達を解消できることが明らかになった。一方で、波形全体の適合度を示す NS の平均値は 0.70 から 0.66 へとわずかに低下した。

4.考察

本研究の結果は、運動波法では再現が困難であった立ヶ花地点の洪水ピーク到達時刻が、拡散波法の導入により平均洪水ピーク到達時間差-4 時間から-1 時間へとかなり改善された点である。この改善は、パラメータの調整のみでは解決不可能であった課題に対して拡散波を用いたモデルが運動波法では無視される背水効果を捉えたためである。これは、立ヶ花狭窄部による背水効果と、それに伴い上流の長野盆地で生じる河道貯留効果であると考えられ、これにより洪水波の伝播が遅延したのではないかと考えられる。本研究で示唆された河道貯留効果を視覚的に確認するため、田端ら⁴⁾を参考に iRIC の Nays2DH を用いて非定常平面二次元解析を実施した。その結果を図 2 に示した。境界条件として杭瀬下と小市を上流端として観測流量を与えている。下流は戸狩狭窄部までとしている。立ヶ花狭窄部へと流れが集中する手前の長野盆地において、流速が著しく低下し、河川水が広範囲にわたって滞留する様子が確認された。これは盆地部の河道幅が 1,000 m 程度と長いものに対して、狭窄部で河道幅が短くなるためだと考えられる。今回適用した分布型水文モデルの拡散波モデルは立ヶ花での川幅が現実よりも大きく設定され実際の河川形状を再現できていないことが今後の課

題である。

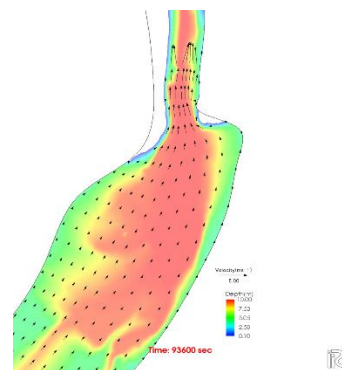


図 2 立ヶ花狭窄部周辺における平面二次元解析結果

また、ハイドログラフ全体の適合度を示す NS の平均値がわずかに低下したのは、本研究で用いたパラメータが運動波法を前提に最適化されていたためと考えられる。そのため拡散波法には、既存のパラメータが完全には適合していなかったためと考えられる。

5.まとめ

本結果は、立ヶ花地域のような盆地や狭窄部が連続的に変化する地域では、物理モデルの選択がパラメータ調整以上に重要であることを強く示唆している。今後はより現実に即した詳細な河川横断情報を導入するとともに拡散波法を前提としたパラメータの再同定を行い、氾濫戻し流量を考慮した令和元年台風 19 号における信濃川中流の水害リスク評価という課題へと研究を発展させていく予定である。

参考文献

- 1)土木学会水工学委員会，令和元年台風 19 号豪雨災害調査団報告書（中部・北陸地区），土木学会，pp.1-7，2020.
- 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，I_1489-I_1494，2015.
- 3) Wang, Y., Chen, Y., and Shao, Q.: Quantitative estimation of the impact of climate change on actual evapotranspiration in the arid region of Northwest China, *Hydrological Processes*, 2010.
- 4) 田端幸輔・堀内崇志・福岡 捷二：狭窄部と盆地部が連続する千曲川における大規模洪水流下時の河道貯留・堤防浸透破壊危険性の評価と今後の治水整備のあり方，河川技術論文集，Vol.25，No.4，pp.553-558，2019.