

米代川流域におけるピーク流量評価と分布型流出モデルの改善

東北大学 学生会員 ○高 雷
東北大学大学院 正 会 員 風間 聡
東北大学大学院 正 会 員 小森 大輔
東北大学大学院 学生会員 菊池 秀哉

1. はじめに

降雨・降雪により河川に流出した水は下流地域において大変重要な水資源となるが、自然災害をもたらす場合もある。これより、河川の流量予測は治水や利水の両面において重要であることがわかる。既往の研究¹⁾では、対象流域が幾度なく融雪洪水の被害がでている点を踏まえ、精度が低い融雪量評価に同化手法を導入した流量予測モデルなどが構築された。

さらに、近年の将来気候予測²⁾研究では日本海側を中心に降雪量減少が予測され、全国的に降水強度が増加傾向にあると予測されている。したがって、今後は豪雨の際にいち早く流量を推定することが治水の面において重要である。しかし既往研究¹⁾ではピーク流量の精度に問題があり、治水上重要な問題である。よって、本研究は融雪の影響がない夏季のピーク流量の誤差の原因を特定し、分布型流出モデルの改善を目的とする。

2. 対象地域・データセットの概要

対象地域は秋田県北部に位置する米代川流域である。水源は中岳および八幡平から発し幹川流路延は136km、流域面積4100km²の一級河川である。

解析に使用した標高データは国土数値情報から、気温データ、降水量データ、風速データ、は地域気象観測(AMeDAS:Automated Meteorological Data Acquisition System)データから、日照時間は国立天文台から取得した。また AMeDAS の降水量データの検証としてレーダー・アメダス解析雨量(RAP:Radar-AMeDAS composite precipitation)を利用した。さらに流域の流量の比較のため実測の流量データを水文水質データベースより取得した。解像度は250m×250m を基本メッシュとし、米代川流域周辺を含む328×328個に分割し計算を行った。

3. 降水量の補正

降水量計は、降水が風の影響によりすべて受水口に捕捉されず、実際の降水量よりも低く測定される場合がある。そこで、AMeDAS に使用されている降水量計ごとの降水捕捉特性について、風速を用いて捕捉率を推定した横山ら³⁾の手法を用いて補正をした。降水量補

正式を以下に示す。

$$P = (1 + mV)P' \quad (2)$$

ここで、 P : 降水量の真値(mm/h)、 P' : 降水量計の降水量の測定値(mm/h)、 V : 時間平均風速(m/s)、 m : 風の影響の度合いを表す係数($m=0.0192$)である。

4. 流出計算

流出解析は斜面部の流出成分を直接流出と基底流出に分け、直接流層を kinematic wave 法、基底流層は貯留関数法を用いて算出した。河道部は kinematic wave 法を用いて算出した。

3-1. kinematic wave 法

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = (r_e + SM)B \quad (3)$$

$$Q = \frac{1}{n} B h^{5/3} I^{1/2} \quad (4)$$

ここで、 A は流水断面積(m²)、 B はメッシュ幅(m)、 Q は流量(m³/s)、 r_e は効降雨量(m/s)、 t は時間(s)、 x は流下方向の距離(m)、 h は水深(m)、 n はマンニングの粗度係数(m^{-1/3}・s)、 I は流路勾配である。

3-2. 貯留関数法

$$\frac{ds}{dt} = r' - q \quad (5)$$

$$s = kq^p \quad (6)$$

ここで、 s は見かけの貯留高(m)、 r' は浸透量(m/s)、 q は基底流の流出高(m/s)、 k 、 p はモデル定数($k=150.0$ 、 $p=0.5$)である。浸透量 r' は以下の式により求めた。

$$r' = k_a \times h \quad (7)$$

ここで k_a はモデル定数($k_a=5.55 \times 10^{-6}$)である。

3-3. 蒸発散: Hamon の式

本研究では夏季に蒸発散現象が盛んに生じることから流量計算に Hamon 式を導入した。

$$E_p = 0.14 D_0^2 p_t \quad (8)$$

キーワード 風速補正, 蒸発散, AMeDAS データ, レーダー・アメダス解析雨量

連絡先 〒980-8579 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉 6-6-06 TEL:022-795-7459

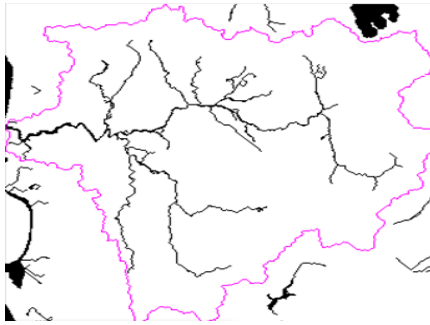


図 1

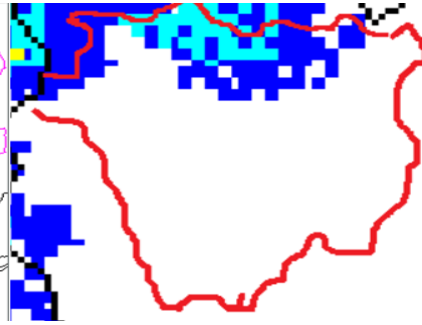


図 2

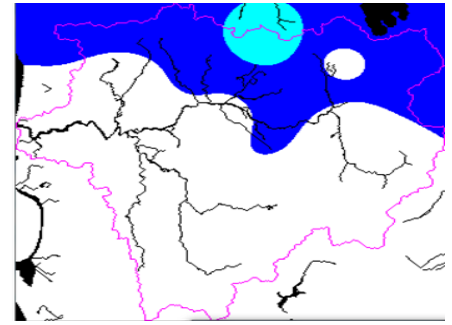


図 3

図 1：重み付き距離平均法を用いた AMeDAS 観測値(6 地点)による降雨分布，図 2：RAP による降雨分布，図 3：重み付き距離平均法を用いた AMeDAS 観測値(12 地点)による降雨分布

ここで， P_t ：月平均気温に対する飽和絶対湿度 (gm/m^3)， E_p ：日平均蒸発散能(mm/day)， D_o ：可照時間(12h/day を 1 とする)である。

Hamon 式は月平均気温と可照時間のみから蒸発散能すなわち可能最大蒸発散量を与える式である。

5. 解析結果

推定流量の再現性を検討するために誤差評価関数として，Nash-Sutcliffe 係数を用いた．Nash-Sutcliffe 係数の式を以下に示す。

$$\varepsilon = 1 - \frac{\sum_{j=1}^{N'} (Q_{oj} - Q_{sj})^2}{\sum_{j=1}^{N'} (Q_{oj} - N' \sum_{j=1}^{N'} Q_{oj})^2} \quad (9)$$

ここで， Q_{oj} は j 時間目の実測流量(m^3/s)， Q_{sj} は j 時間目の推定流量(m^3/s)， N' は解析した時間数， ε は Nash-Sutcliffe 係数である．値が 1.0 に近いほど観測値と計算値の適合度が近いことを表し，一般には 0.8 程度を超えていれば良好な再現結果が得られたものと判断される。

蒸発散及び降水量風速補正を 2002 年のモデル計算に導入した結果，推定流量と実測流量との Nash-Sutcliffe 係数が 0.78 から 0.85 に精度が向上し，流量の推定は十分な精度となったと判断される．また，蒸発散及び風速が流量推定に重要な要素であることが判明した。

次に，入力降雨分布と実際の降雨分布に近いと考えられる RAP を比較した．モデルの入力降雨分布は AMeDAS 観測雨量値(流域内の 6 地点観測所)に重み付き距離平均法を用いて分布させた．モデルの入力降雨分布を図 1 に，同時刻の RAP を図 2 に示す．図 1 と図 2 を比べると，北部における降雨を AMeDAS 観測点が補足できず降雨分布に反映できていないことが分かる．そこで，AMeDAS 観測点を 12 箇所に増やした．その結果を図 3 に示す．図 2 と図 3 を比較すると降雨分布が再現できていることが分かる．図 4 に従来の算出方法に蒸発散・風速導入した場合の推定流量と，さらに

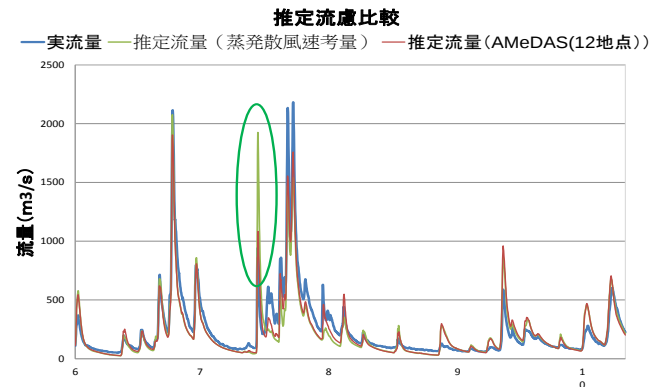


図 4 実測流量と各推定流量の比較

AMeDAS 観測点を増やした場合の推定流量と，実測流量を示す．観測点を増やした場合の流量推定結果では最大で $800(\text{m}^3/\text{s})$ の違いが出た(図 4: 緑で囲んだ範囲)．Nash-Sutcliffe 効率係数は 0.9 を超えるなど高い精度を表し，降雨分布がピーク流量に大きな誤差原因であったことが判明した。

6. 結論

- (1) 蒸発散及び風速補正をモデル計算に導入することによって流量予測精度を上げることができる．
- (2) 局地的降雨の場合，AMeDAS 雨量計の補足具合によってはモデル入力降雨分布と実際の降雨分布には大きな差があり，ピーク流の差に繋がることが判明した．

謝辞：本研究は科学研究費補助金 (25241024，代表：竹門康弘)，環境研究総合推進費 (S-8)，三井共同建設コンサルタンツの助成を受けたものである．ここに記して謝意を示します．

参考文献

- 1) 柏俊輔，朝岡良浩，風間聡：同化手法を用いた流出解析による山岳域の積雪分布推定，土木学会東北支部論文集，2012.
- 2) 気象庁，異常気象レポート2005
- 3) 横山宏太郎，大野宏之，小南靖弘，井上 聡，川方俊和：冬期における降水量の捕捉特性，日本雪氷学会誌，65巻3号，pp.303-316，2003