融雪期における高濁度水発生機構と細粒土砂輸送

HIGH SUSPENDED SEDIMENT CONCENTRATION DUE TO SNOWMELT AND TRANSFER OF SUSPENDED SEDIMENT

| 北見工業大学 | ○学生員 | 夏井皓盛 | (Kouse | i Na | tsui) | |
|--------|---------|-------|--------|------|-----------|--------|
| 北見工業大学 | 正会員 | 中山恵介 | (Keisu | ke N | Jakayama) | |
| 北見工業大学 | 学生員 | 大西健史 | (Kiyof | umi | Onishi) | |
| 国土交通省 | 北陸地方整備周 | 哥 正会員 | 石田村 | 哲也 | (Tetsuya | Isida) |
| 北海道開発局 | 正会員 | 大森未音 | (Mio | Om | ori) | |

1. はじめに

常呂川は、北海道オホーツク地方を流れる網走管内最 大の流域面積を誇る河川である.流域内に管内最大の人 口(13万人)を持つだけでなく、鮭やマスが遡上し、 上流域では貴重な生物の生息が認められており、環境面 から考えても重要な河川であるといえる.さらに、陸域 における栄養を沿岸域に与える役割を持ち、河口部周辺 ではホタテの養殖が盛んである.市民の生活にも大きな 影響を与えており、周辺市民の水源としての重要な役割 を持っている.しかし、そのような重要な役割を持つ一 方、平成13年9月の洪水時における河口から発生した 濁水・土砂流出によるものと考えられている大量のホタ テの斃死や、平成19年6月の常呂川第一頭首工付近に おける濁水の取水による断水など、社会的に大きなダメ ージを与える可能性が大きい河川であると言える.

前述の事故は、濁水・土砂の発生によるものであるが、 水質環境の面からみて、鮭が遡上する河川であるにもか かわらず大腸菌群数が大きく、決して水質環境が良い河 川とは言えず、改善すべき点が存在する.それらの問題 を解決するためには、河道内における濁水・土砂・水質 環境の流動を把握し再現するだけでなく、それらの発生 源である流域全体を対象とした対策を検討・提案する必 要があると言える.また、寒冷地域に位置する常呂川で は、融雪期における細粒土砂の発生、それによる生態系 への影響が大きいと考えられる.

そこで本研究では、流域における総合的な土砂の把握, 水質環境の維持・改善を目的とし、常呂川で最大の問題 であると考えられている高濁度水の発生要因を検討する ため、融雪モデル^{1),2)}および分布型流出モデルを適用し た.具体的には、土地利用の状態、表層土壌の状態など が数 km 単位で分布していることから、詳細な表層の空 間分布を考慮するため、流域面積 29.3km²、流路 9.7km, 平均河床勾配 1/43 である、常呂川流域の小河川である オロムシ川流域を研究対象とした(図-1).

2. モデル概要

(1)分布型流出モデル

これまでの研究で、物理過程に基づいた分布型流出モ デルが、流域からの流出、細粒分の土砂輸送、および水 質を再現できることが示されている^{3),4),5),6)}. そこで本研



図-1 研究対象流域(オロムシ川)の河道と標 高の関係

究においても、過去の論文で示されたモデルと同様な仕 組みのモデルを作成し、利用することとした.表面流と 河道流にはキネマティック方程式、氾濫流には浅水方程 式、浸透流にはリチャーズの方程式に基づく不飽和浸透 流方程式²⁾を用いた.河道の流れの再現には、山地河川 の再現性が高い Hey の式⁷⁾を利用した.計算に用いた流 域モデルは 100m メッシュ、計算時間間隔は 10 秒間隔 とし、融雪モデルで計算された時間融雪量を与えた.

(2)融雪モデル

融雪を扱う場合,簡単な手法として Degree-hour 法が 挙げられる⁸⁾.しかし,本研究では山地の地形勾配を考 慮した融雪状況を把握するため,地球の自転・公転や地 形勾配を考慮できる融雪モデルを用いることにした.積 雪面における熱収支方程式は以下の式で表わされる.

$$Q_{G} = R - \varepsilon \sigma T_{S}^{4} - H - lE + Q_{B} + Q_{R}$$
(1)

$$R = (1 - ref)S + \varepsilon L$$
 (2)



図-2 アメダス気象観測所(北見)での積雪深の 観測結果と融雪モデルによる積雪深変化のシミュ レーション結果

ここで、 Q_{G} :積雪面が表面および底面から得る正味の エネルギー(融雪に使われるエネルギー),R:入力放 射量, ϵ :積雪の射出率、 σ :ステファン・ボルツマン 定数、 T_{S} :積雪表面温度(K),H:顕熱,IE:潜熱, Q_{B} :積雪底面からの地中伝導熱、 Q_{R} :雨の熱量、S:水 平面日射量、L:下向き大気放射量、ref:積雪面のアル ベードである.

また, H, lEは以下の式で与えられる^{1),2)}.
H =
$$c_P \rho C_H U(T_S - T)$$
 (3)

$$\begin{split} & \mathsf{IE} = \mathsf{I}\rho\mathsf{C}_{\mathsf{E}}\mathsf{U}[\mathsf{q}_{\mathsf{sat}}(\mathsf{T}_{\mathsf{S}}) - \mathsf{q}] \\ & \cong \mathsf{I}\rho\mathsf{C}_{\mathsf{E}}\mathsf{U}[(1 - \mathsf{rh})\mathsf{q}_{\mathsf{sat}}(\mathsf{T}) + \Delta \cdot (\mathsf{T}_{\mathsf{S}} - \mathsf{T})] \quad (4) \end{split}$$

$$\Delta = \frac{dq_{sat}}{dT}$$
(5)

ここで、 c_P :空気の定圧比熱、 ρ :空気密度、 C_H 、 C_E : それぞれ顕熱および潜熱に対するバルグ輸送係数、U: 風速、T:気温(K)、l:水の気化潜熱、 $q_{sat}(T)$ 、 $q_{sat}(T_s)$:それぞれ気温および積雪表面温度に対する飽 和比湿、q:比湿、rh:相対湿度である.本研究での計 算対象期間は無降雨であったため、式(1)において $Q_R = 0$ とした.

ここで $Q_G = 0$ と仮定し T_S について解くと式(6)が得られる(ただし $C_H = C_E$ とした).

$$T_{S} = \frac{R - \varepsilon \sigma T^{4} - l\rho C_{H} U(1 - rh)q_{sat}(T) + Q_{B}}{4\varepsilon \sigma T^{3} + (l\Delta + c_{p})\rho C_{H} U} + T \quad (6)$$

式(6)において $T_{s} < 0^{\circ}$ Cの場合は融雪が起こらず, $T_{s} \ge 0^{\circ}$ Cの場合は融雪が生じる.融雪が生じる場合は $T_{s} = 0^{\circ}$ Cと置き換え式(3),式(4)に代入しH, IEを求める. あとは入力放射量 R が得られれば Q_{G} を求めることがで きる.これにより次の式から融雪深 M_{s} を求めることが できる.

$$M_{\rm S} = Q_{\rm G} / (\rho_{\rm S} \, l_{\rm f}) \tag{7}$$

ここで, ρ_s:雪の密度, l_f:氷の融解熱である.

アメダス気象観測所(北見市)において観測された積 雪深は32cmであり,およそ2日間で消滅した(図-2). 平地において融雪モデルによる積雪深の再現を行ったと ころ,ほぼ一致した再現結果を得ることができた(図-2).そこで本モデルをオロムシ川流域に適用し,積雪 深の空間分布の時間変化を計算した(図-4).山地にお



図-3 オロムシ川河口地点での 2009 年 4 月 29 日から 5 月 4 日までの観測結果とシュミレーション計算結果 (a:SS 濃度の変化, b:流量の変化)

ける融雪のパラメータは、平地におけるものと異なることから、山地での融雪計算は斜面の向きを考慮した入力 放射量 R や、山地の地形による融雪係数を与えて計算 した.また、積雪深は、アメダス観測所(北見)の値を 流域に一様に与えた.

本モデルで与えた計算条件での結果,ほぼ一様に融雪 が進行していたが,東側に傾斜している地域よりも西側 に傾斜している地域のほうが,ほんのわずかだが融雪の 進行が早かった(図-4).これは,傾斜した地域に対す る日射の影響によるものだと推測される.しかし,地形 による融雪量の差がわずかだったのは,流域全体に一様 に気温・風速・アルベードの値を与えたためだと考えら れる.今後,標高差や植生等を考慮したパラメータを与 えた計算を行っていく予定である.

高濁度水の再現計算を行う前に、流量に関するモデル の再現性の検討を行った.融雪の入力は空間分布を考慮 して行い、再現計算は、2009年4月29日から5月4日 における融雪による流量に対して行った(図-3).その 結果、細かな変動については検討の余地があるが、流量 のピークの再現が出来ており、良好な結果を得ることが できた.今後、より再現性を向上するための工夫として は、流域規模に比べてゆっくりとした融雪出水の形態を 示していることから、浸透モデルのパラメータの最適化 を行うことが考えられる.

3. 融雪による高濁度水の再現と検討

前節において、オロムシ川流域における再現性が確認 された分布型流出モデルを用いて、高濁度水発生の再現 計算を行った. SS 濃度の計算には、流域表面からの細 粒土砂の発生量として SS 濃度を与えることにより、そ の地点での流量に応じた土砂量を算出することができる. それらの土砂量がすべて下流端まで運搬されるものと仮 定し、キネマティック方程式を利用して表面および河道 における輸送を計算した.また、本研究では、SS 濃度



図-4 融雪モデルによるオロムシ川流域における積雪深の変化



図-5 オロムシ川での細粒土砂の発生量として流域 に一様に与えた SS 濃度の計算条件と融雪モデルに よる流域中心での積雪深のシミュレーション結果 (a:SS 濃度の計算発生量として流域に一様に与え た SS 濃度の計算条件, b:流域中心での積雪深のシ ミュレーション結果)

が極端に高い場合においても流体の性質は変化しないも のとして計算を行った.

上述のとおり,再現計算には流域表面における発生量 として SS 濃度を与えなくてはならない.しかし,土地 利用状態や表層土壌の状態を考慮した細粒分土砂発生量 に関する現地実験を行っておらず,発生量は未知数であ る.本研究では,観測により下流端での細粒分土砂によ る SS 濃度の測定に成功している.そこで,流域におけ る細粒土砂の発生量は、融雪がほぼ一様に進んでいたという計算結果から、流域表面から一様に発生すると仮定して推定し、下流端で観測された SS 濃度の再現が最も良くなるパターンをみつけ、それを細粒土砂の発生量とすることとした(図-5).本研究では細粒土砂の発生と輸送は SS 濃度として与えたため、粒径による発生量や輸送の違いは評価していない.計算時間間隔は 10 秒間隔で実施した.

オロムシ川流域での積雪深はアメダス観測所(北見) での積雪深の変化と比較すると、流域の中心における積 雪深の変化はかなりゆっくりと進行していたことがわか る(図-2,図-5).これは、アルベードの違い、森林の 存在による風の影響の違いが原因である.SS 濃度の再 現結果をみると、高精度に再現を行うことが出来ている ことがわかる(図-3).空間的に一様にSS 濃度が発生 していたという仮定は妥当である.流域に一様に与えた SS 濃度の発生量をみてみると、4月29日の融雪開始直 後に、1時間ほど1,000,000pmという超高濁度の表面 流が発生していたことが推測される.その他の時間は急 激にその値が減少し、最大でも10,000pm 程度であっ た.

表面流における SS 濃度の発生量の時間変化は,発生 直後から時間に反比例して減少していたことも分かった. この関係が,どの程度の普遍性をもつものであるか,よ り多くの観測データを集め検討してゆく必要がある.ま た,融雪初期における流量がまだ小さく,ピークを迎え る前の段階において高濁度が発生していたことから,超 高濁度水の発生については,融雪期初期に注意して監視 しておく必要があることが分かった.

4. まとめ

- (1) 積雪深とSS 濃度の観測結果から、山地斜面が雪で 覆われている間は雪が土砂の発生を抑制し、融雪が 開始すると表層の土壌をはがし、出水ピーク直前に 高濁度水を発生させる場合があることが分かった.
- (2) 融雪モデルの適用により,対象流域での積雪深変化 を再現することが出来た.
- (3) 適用可能であると判断した融雪モデルを用いて, 2009年4月29日から5月4日までの期間を対象に 分布型流出モデルにより流量の再現計算を行った結 果,良い再現性を示すことが出来た.
- (4) 研究対象とした流域での下流端における SS 濃度の 観測結果から推定した SS 濃度の発生量を与えて分 布型流出モデルを用いて SS 濃度の再現計算を行っ た結果, 十分な再現性を示すことが出来た.

謝辞

本研究を進めるにあたり,網走開発建設部治水課から 観測データを提供して頂きました.ここに感謝の意を記 します.また,河川環境管理財団からの助成を受けて実 施されました.記して感謝の意を表します.

参考文献

1) 近藤純正:水環境の気象学,朝倉書店,1994.
 2) 中山恵介,伊藤哲,藤田睦博,斎藤大作:融雪を考慮

した山地流出モデルに関する研究,土木学会論文集,No.691/II-57, pp.25-41, 2001.

- V'azquez RF, Feyen L, Feyen J, Refsgaard JC, Effect of grid size on effective parameters and model performance of the MIKE-SHE code. Hydrological Processes 16: 355–372., 2002.
- 4) Alam M. J., D. Dutta and K. Nakayama, A catchment based approach of nutrient modelling in a river basin, the 12th International Conference on Integrated Diffuse Pollution Management (IWA DIPCON 2008), 2008.
- 5) Dutta D., Nakayama K. Effects of Spatial Grid Resolution on River Flow and Surface Inundation Simulation by Physically Based Distributed Modeling Approach, Hydrological Processes, in press., 2009.
- 6) Alam Md. J., D. Dutta, K. Nakayama, Modelling Nutrient Dynamics and Transport Process in River Basin: A Case Study – Saru River, Japan, the 7th Eco-Hydraulics, Topic 13
 - Solute and Nutrient Transport and Exchange, no.30, pp.1-10, 2009.
- 7) 長谷川和義:山地河川の形態と流れ,水工学シリーズ, 88-A-8, 1988.
- 8) 山崎剛,田口文明,近藤純正:積雪のある森林小流 域における熱収支の評価,天気,41,pp.121-126, 1994.