

地質特性と大気陸面過程を考慮した流出量と水温の推定に関する研究

Research on estimation of runoff and water temperature considering geological characteristics and atmospheric land surface process

室蘭工業大学

室蘭工業大学

(株)ドーコン

地方独立行政法人北海道立総合研究機構

○学生員

正 員

正 員

非正員

武田篤弥 (Atsuya Takeda)

中津川誠 (Makoto Nakatsugawa)

工藤啓介 (Keisuke Kudo)

石山信雄 (Nobuo Ishiyama)

1. はじめに

平成 25 年から平成 26 年にかけて公表された IPCC 第 5 次評価報告書 (AR5) では「気候システムの温暖化には疑う余地はない」と結論付けられており、気候変動の影響はすでに顕在化しつつある¹⁾。

今後、気温上昇により生じうる河川等での水温上昇やこれに伴う水中の有機物分解に係る酸素消費速度の増加等により、内水面漁業や生態系などに影響が出ることが懸念される。このような地球温暖化に伴う気候変動の影響は、緯度の高い積雪寒冷地で、より顕著に出るとの見解もある。例えば北海道を代表する貴重な水産資源であるサケ科魚類の生息環境が損なわれれば、健全な生態系はもとより地域経済にも影響が及ぶ可能性がある。

本研究は、北海道中央部に位置する空知川流域を対象に気候変動の影響を推定することを目的とする。ここでは、1km メッシュの統計的ダウンスケーリングデータ (Statistical Downscaling, 以下、1kmDS) を用いて、積雪寒冷地の地域レベルにおける気象水文分布特性を推定した。次に大気・陸面間の熱・水収支モデル (Long-term Hydrologic Assessment model considering Snow process, 以下、LoHAS)²⁾、分布型流出モデルを用いて流出量、水温の推定を行った。

工藤ら³⁾は、LoHAS と分布型流出モデルを用いて、空知川上流部、太平橋地点の集水域全体の流出量及び水温の推定を行い、気候変動によってイトウ (*Hacho perryi*) の生息域が河川源流部に限定されることを示している。しかし、地質特性に応じ、流出や水温がどのように変化するかを検証は十分でない。例えば、水温の安定している地下水が多ければ、気温上昇による影響をさほど受けないことも考えられるからである。

そこで、本研究では観測された結果をもとに、前述したモデルで流域面積 20km² 以下の小流域レベルで流出量、水温の推定を行い、地質特性や大気陸面過程を考慮した計算値の精査を行った。

2. 研究手法

2. 1 研究対象箇所の概要

対象河川は北海道の中央部に位置する石狩川水系空知川 (幹線流路延長 194.5km, 流域面積 2,618km²) とした。空知川上流はその源を上ホロカメトック山の南斜面に発しており、峻険な山間を経てルーオマンソラブチ川を合

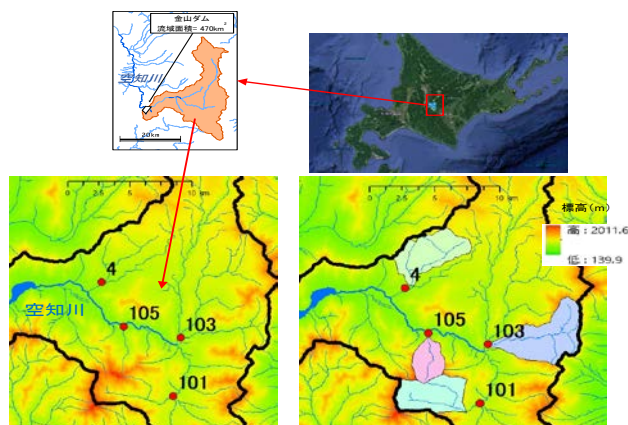


図-1 検証流域の概要

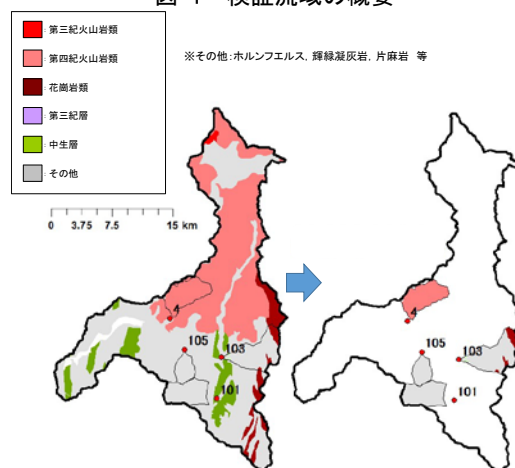


図-2 検証流域の地質構成

流し、太平橋 (流域面積 380.62km²) を経て金山ダム貯水池 (かなやま湖) に流入している。

本研究では、空知川上流におけるイトウ (*Hacho perryi*) の主な生息域であり、上流に農業等の土地利用がない二次支川の 4 流域を対象とした。以降、それぞれの地点を図-1 に示すように、St.4 (流域面積=15.33km²)、St.101 (流域面積=14.25km²)、St.103 (流域面積=20.19km²)、St.105 (流域面積=7.02km²) と称する。また、図-2 の地質分類図に示すように各小流域は、火山性地質 (St.4)、非火山性地質 (St.101, St.103, St.105) で特徴づけられる。

2. 2 水温・水位データ

分布型流出モデル計算値の再現性を確認するため、石山らが検証流域で観測している 1 時間ごとの水位及び水

温データ（2017年7月～2018年10月）を利用した。

2. 3 観測流量の推定

本研究では石山らが計測した水位データ（2017年7月～2018年10月）を基に、以下の方法で流量を推定した。

- 2019年10月11日に現地測量を行い、現況流量の推定に必要な水理諸量（水深、河道幅等）を計測した。
- 測量の際に法肩のポイントを基準高とし、図-4に示す各断面で水深に対して、図-5のように潤辺長 S と流積 A を推定できる関係式を構築する。
- 2019年10月11日の各地点の計測時刻及び水位データと測量で得た基準高からの比高を照合して、水位に対する各点の水深が算出できるようにする。
- c) で算出された水深を b) で構築した式に与え、流積 A 、潤辺長 S の時系列（時間値）を算出する。
- 以下のマニング式より、流量 Q を算出する。

$$Q = \frac{1}{n} AR^{2/3} i^{1/2} \quad (1)$$

ここで、 R ：径深（m）、 i ：河床勾配（表-1）、 n は河道を「非常に不整正な断面」と分類し⁴⁾、0.085とした。

2. 4 1kmDS データ

本研究では、解析期間を2016年7月1日から2018年12月31日として、検証流域4箇所の流出量、河川水温の推定を行う。この解析のため、1kmDS データを使用した。これは空知川流域の降水量、気温、気圧、全総雲量、風速、相対湿度を対象に、解析雨量、メソ客観解析データ、局地客観解析データ、SYNFOS-5をDS-JRA55（気象庁55年解析モデル）でバイアス補正し、距離重み法で空間内挿して作成したものである。

2. 5 大気陸面過程考慮した水文諸量の推定

積雪寒冷地では、水循環に雪が大きく関わるため、本研究では降雪－積雪－融雪の水文過程を再現できるLoHASを用いて水文諸量を算出する。最初に、1kmDSデータをLoHASに入力する。LoHASでは標高、緯度経度、LAI、バルク輸送係数、蒸発効率、アルベド、受光係数比、降雪密度、積雪密度をなどの要因を考慮し、降雨量、融雪量、蒸発散量を推定する。

2. 6 分布型流出モデルによる水文諸量の流出計算

流出量の推定には、臼谷ら⁵⁾の提案する斜面流出・河道追跡を組み合わせた分布型流出モデルを適用する。前述のLoHASで算出した1km×1kmメッシュ降雨量、降雪水量、融雪量、蒸発散量と検証流域の地質情報を勘案し、図-3右上に示す直列3段タンクを用いて各メッシュの流出量を計算した。図-3に示すタンクモデルのパラメータのうち、地質条件に関連する表面・中間流出孔 a_3 と地下水流出孔 a_4 は、臼谷ら⁵⁾の提案する回帰式を検証流域に適用した。回帰式は下記のとおりである。

$$a_3 = 0.32 - 0.185g_1 - 0.261g_2 - 2.769g_3 - 0.334g_4 - 0.076g_5 \quad (2)$$

$$a_4 = -0.053 + 0.130g_1 + 0.075g_3 + 1.970g_3 + 0.106g_4 + 0.076g_5 \quad (3)$$

ここで、 g_1 、 g_2 、 g_3 、 g_4 、 g_5 は、それぞれ第三紀火山岩、第四紀火山岩、花崗岩、第三紀層、中生層の面積率である。その他に分類された場合はすべての面積率を0

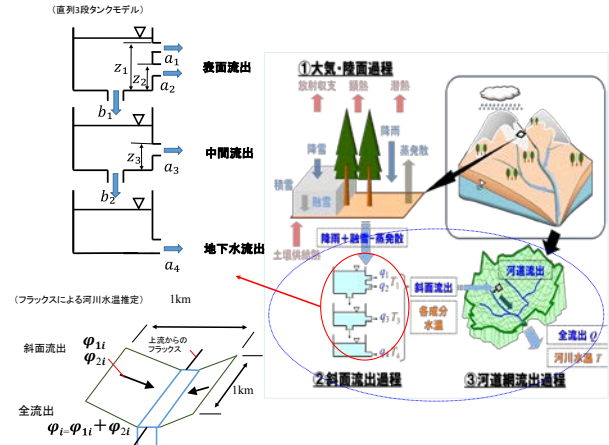


図-3 流出量、水温推定モデルの換式図

表-1 検証地点の河道幅と河床勾配

	河道幅(m)	河床勾配
St.4	9.8	1/78
St.101	6.4	1/46
St.103	8.1	1/400
St.105	9.0	1/85

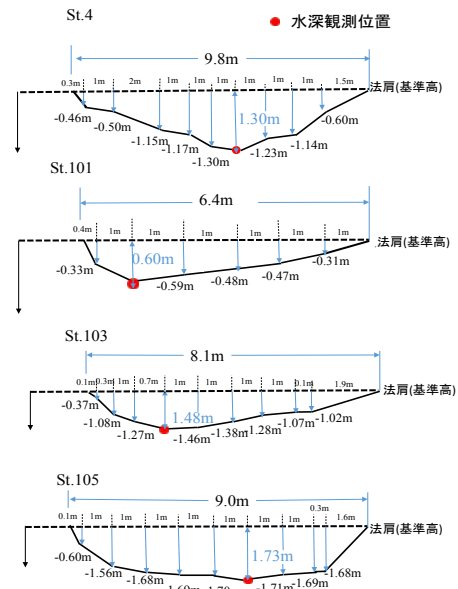


図-4 検証地点の河道断面図の概要

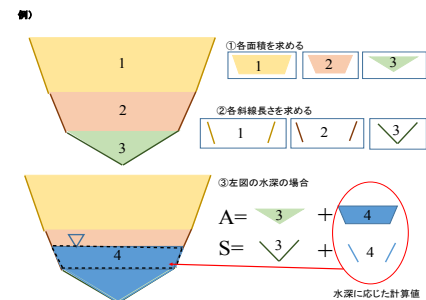


図-5 潤辺長(S)、断面積(A)の算出方法の概要

表-2 流出量及び水温推定に用いたパラメータ

	a_1	a_2	a_3	a_4	b_1	b_2	z_1	z_2	z_3
金山ダム流域	0.115	0.086	0.059	0.095	0.155	0.096	84.830	11.530	42.530
火山性地点	0.115	0.086	0.015	0.144	0.155	0.096	84.830	11.530	40.430
非火山性地点	0.115	0.086	0.050	0.040	0.155	0.048	84.830	11.530	60.430

・金山ダム流域は既往研究²⁾で採用したパラメータ
・赤字は既往研究²⁾から変更したパラメータ

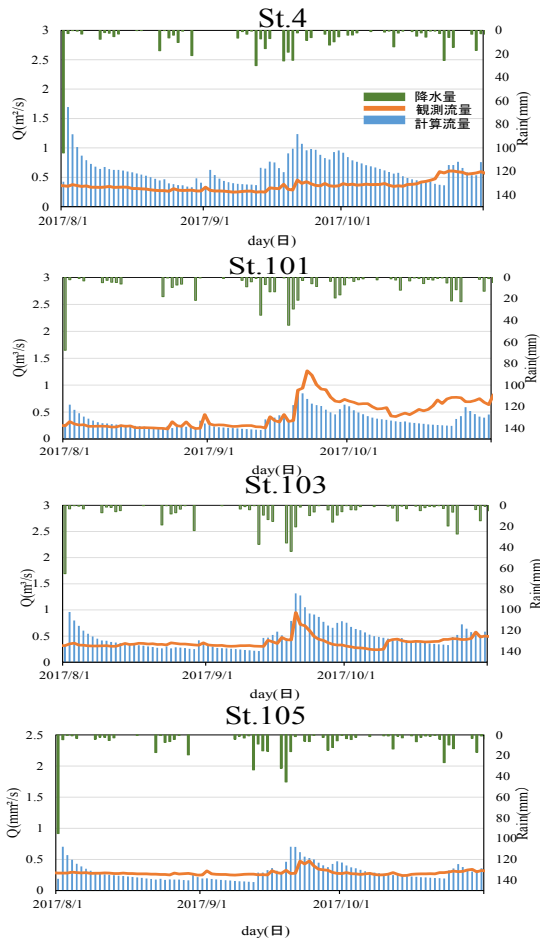


図-6 流量再現結果 (2017年8月～2017年10月)

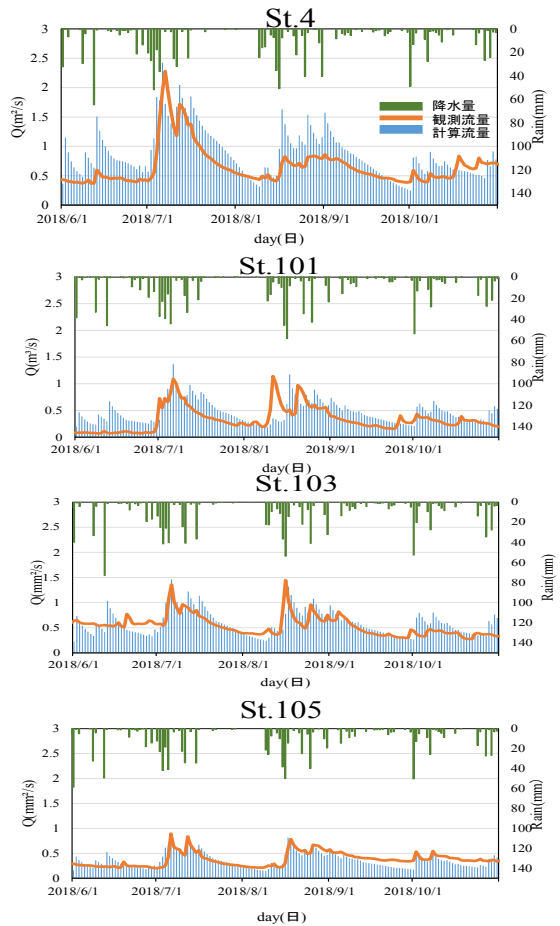


図-7 流量再現結果 (2018年6月～2018年10月)

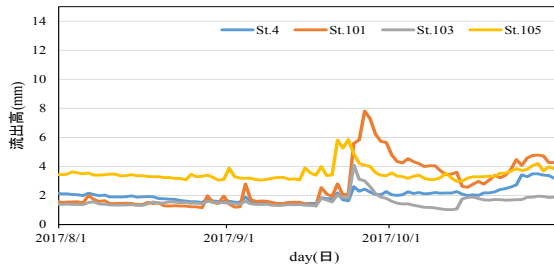


図-8 流出高変動 (2017年8月～2017年10月)

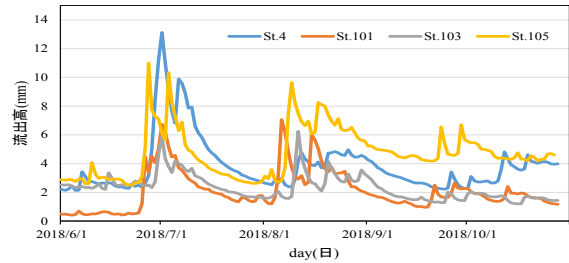


図-9 流出高変動 (2018年6月～2018年10月)

として算出するが、地下水流出孔 a_4 は負となるので、金山ダム流域の地下水流出孔 $a_4=0.095$ を与えた。これを初期値に、流域の流出量がよく再現できるパラメータを試行錯誤的に求めた。結果を表-2に示す

2. 7 水温フラックス河道追跡による河川水温の推定

本研究では、既往研究³⁾を参考に LoHAS から得られる水文諸量を適用して、河川流量と水温の積を水温フラックスとして考える。以下に i メッシュの表面・中間流出水温フラックス ϕ_{1i} 、地下水流出水温フラックス ϕ_{2i} 及び全水温フラックス ϕ_i の推定方法を示す。

$$\phi_{1i} = \alpha_1 \times T_{ai} \times q_{1i} \quad \phi_{2i} = T_{gi} \times q_{2i} \quad (4)$$

$$\phi_i = \phi_{1i} + \phi_{2i} \quad (5)$$

ここで、 T_{ai} : 任意 i のメッシュ気温 (K), q_{1i} : 任意の i メッシュ表面・中間流出量 (m^3/s), α_1 : 補正係数 (=0.995), T_{gi} : 任意 i のメッシュ年平均気温 (K), q_{2i} : 任意 i のメッシュ地下水流出量 (m^3/s) である。上

記の水温フラックス ϕ_i についても流量と同様に図-3 左下のような河道追跡計算を行い、流域末端任意地点における総フラックス Φ を総流出量 Q で除し、河川水温を推算する。誤差指標には RMSE (平均二乗誤差) を用いた。

3. 解析結果と考察

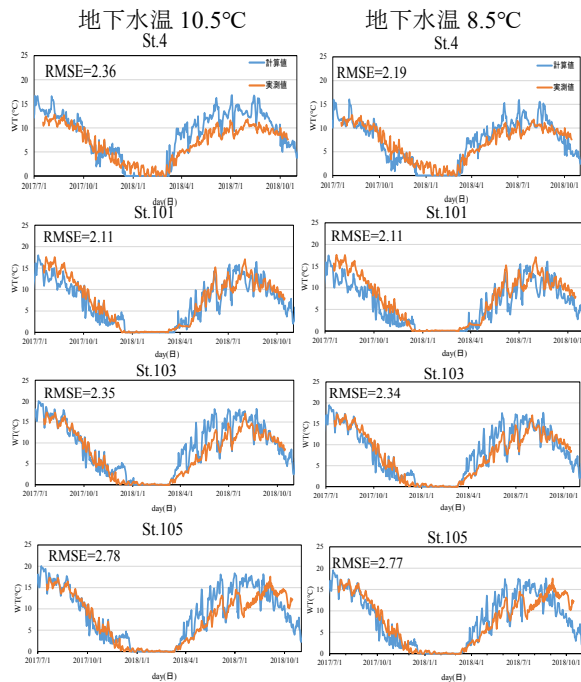
3. 1 LoHAS による水文諸量の推定

LoHAS による解析では、2017 年の金山ダムの年降雨量が 938mm、年降雪水量が 573mm、年蒸発散量が 456mm となり、その差し引きから年流出高は 1,055mm と推定された。なお、この結果に関しては工藤ら³⁾による 2014 年の計算値 (年降雨量 860mm、年降雪水量 663mm、年蒸発散量 477mm、年流出高 1,045mm) と同程度であった。以上の結果を 2017 年度の金山ダム流域の観測年間流出高 1,071mm と比較すると、極めて近い値となっていることが確認できた。よって、LoHAS で

表－3 検証流域の水収支 (2017 年 8 月～10 月, 2018 年 6 月～10 月)

	2017	流出量		流出量	
	降水量(mm)	観測値(mm)	計算値(mm)	観測流出量/降水量	計算流出量/降水量
St.4	404	186	339	0.46	0.84
St.101	521	245	201	0.47	0.39
St.103	458	144	192	0.31	0.41
St.105	428	352	359	0.82	0.84

	2018	流出量		流出量	
	降水量(mm)	観測値(mm)	計算値(mm)	観測流出量/降水量	計算流出量/降水量
St.4	934	579	684	0.62	0.73
St.101	966	316	383	0.33	0.40
St.103	1,020	351	341	0.34	0.33
St.105	930	674	658	0.72	0.71



図－10 水温推定結果 (2017 年 7 月～2018 年 10 月)

表－4 観測水温及び計算水温の詳細
(2017 年 7 月～2018 年 10 月)

	観測値		計算値	
	平均水温(°C)	最高水温(°C)	平均水温(°C)	最高水温(°C)
St.4	6.9	12.7	7.6	16.3
St.101	7.2	17.6	5.9	16.0
St.103	7.5	17.3	7.9	17.7
St.105	7.7	17.6	7.7	17.6

の水文諸量の推定は妥当であることがわかった。

3. 2 流出モデルによる流量計算

各検証流域の流量の推定結果は、2017 年 8 月から 10 月を図-6、2018 年 6 月から 10 月を図-7 に示す。2017 年夏期は計算値と観測値の誤差が大きかったが、2018 年夏期では変動傾向が推定できていた。

また、図-8、図-9 に各検証流域の観測値の流出高 (mm/h) の変動を示す。これらより、2018 年 7 月の大雨時を除き、火山性地点 (St.4) の降雨に対する流出量のピークはさほど大きくなく、波形も全体的に緩やかに変化する傾向があることが確認された。また、表-3 に示す期間中の流出量の集計結果から、観測値と同様の値を推定できていることが確認できた。

3. 3 フラックスの河道追跡による河川水温の推定

2017 年 7 月から 2018 年 10 月の水温の推定結果を図-10 に示す。流出量の推定に用いた火山性、非火山性地点のパラメータ (表-2) をそのまま適用して河川水温

を推算した。結果として、表-4 に示す期間中の集計結果から、観測値と同程度の計算値が算出された。

当初、工藤ら³⁾の設定した初期地下水温 10.5°C (富良野、上富良野、南富良野の地下水温観測データの平均値) で推定したが、さらに精度を上げるため、地下水温の設定を 1°C ずつ下げて感度分析を行った。その結果、地下水温を 8.5°C とした場合、最も良好な再現結果となった。特に、地下水流出の多い火山性地点 (St.4) では地下水温を変更すると他地点よりも計算値の感度が大きかった。

また、観測値では、火山性地点 (St.4) で積雪、融雪期において 0°C 付近でのプラスの水温が確認され、全体的に水温変動が小さく、最高水温も低かった、これは、火山性地質は地下水の影響で、気温の影響を受けにくいのに対し、非火山性地質では地表面に近い深さにある表面・中間流出成分が多いため、気温の影響を受けやすいことが理由に考えられる。

4. まとめ

本研究より得られた結果を以下に示す。

- 1) 観測水位から流量を推定し、それを検証材料に再現検証を行うことで夏期の流出量、水温変化のモデル化ができた。
- 2) 地質の違いによる流出の違いを反映した流出量及び水温の推定手法が提案された。

謝辞：本研究は文部科学省 (MEXT) の事業である気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT) 及び野 (河川生態) の助成を受けたものである。ここに記して感謝の意を表する。

参考文献

- 1) 環境省：日本国内における気候変動による影響の評価のための気候変動予測について (お知らせ) 別途資料, 2014.
- 2) 口澤寿, 中津川誠：熱・水収支を考慮した流域スケールの積雪と蒸発散の推定, 北海道開発土木研究所月報第 588 号, pp.19-38, 2002.
- 3) 工藤啓介ら：地球温暖化シナリオに基づく寒冷地河川における水温変化の評価, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.74, No.5, I_37-I_42, 2018.
- 4) 土木学会：水理公式集, 昭和 60 年版, pp.11, 1980.
- 5) 臼谷友秀, 中津川誠, 松岡直基：流域貯留量推定方法のためのモデルパラメータの一般化に関する研究, 土木学会論文集 B1 (水工学) V01.70, No.4, I_355-I_360, 2014.