



## 気候変動が積雪寒冷地の河川水温に与える影響の研究

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 公開日: 2023-11-29 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 鈴木, 啓明 メールアドレス: 所属:
URL	<a href="https://doi.org/10.15118/0002000154">https://doi.org/10.15118/0002000154</a>

# 博士學位論文

題 目 気候変動が積雪寒冷地の河川水温に  
与える影響の研究

氏 名 鈴木 啓 明

提出年月日 令和 5 年 6 月 30 日

# 気候変動が積雪寒冷地の河川水温に与える影響の研究

## 目次

<b>第1章 序論</b> . . . . .	1
1.1 はじめに：本研究の目的と概要 . . . . .	1
1.2 関連先行研究と本研究の位置づけ . . . . .	2
1.3 論文の構成 . . . . .	9
1.4 参考文献 . . . . .	10
<b>第2章 対象地域</b> . . . . .	13
2.1 空知川流域の概観 . . . . .	13
2.2 金山ダム流域 . . . . .	15
2.3 追加流域 . . . . .	20
2.4 参考文献 . . . . .	21
<b>第3章 研究手法</b> . . . . .	22
3.1 流出・水温推定モデルの概要 . . . . .	22
3.2 大気・陸面過程モデル (LoHAS) による水文諸量の推定 . . . . .	24
3.3 流出モデルによる流量の推定 . . . . .	25
3.4 水温の推定 . . . . .	29
3.5 現況再現及びシミュレーションに用いる気象データ . . . . .	34
3.6 流量・水温の観測データ . . . . .	38
3.7 参考文献 . . . . .	41
<b>第4章 河川流量・水温モデルの現況再現</b> . . . . .	43
4.1 金山ダム湖流域における再現 . . . . .	43
4.2 追加流域における再現 . . . . .	53
4.3 本章のまとめ . . . . .	62
4.4 参考文献 . . . . .	63

第5章 河川流量・水温の将来予測	64
5.1 流量の将来予測	64
5.2 水温の将来予測	69
5.3 考察	78
5.4 本章のまとめ	83
5.5 参考文献	84
第6章 結論	85
謝辞	87

# 第 1 章 序論

## 1.1 はじめに：本研究の目的と概要

地球温暖化に伴う気候変動は、産業、自然生態系、自然災害、生活・健康など様々な分野に影響を及ぼすと予測される。積雪寒冷地の河川への影響の一つとして、水温上昇により、冷水性生物の成育適地が縮小すると予測されている。今後、河川生態系の保全に関して詳細な適応策を検討するためには、気候変動に伴う河川水温の将来変化について、流域の地質特性も考慮して解明することが必要である。

そこで本研究は、積雪過程及び流域の地質の違いを考慮できる河川流量と水温の推定モデルを開発し、気候変動に伴う水温の将来変化を定量的に示すことを目的とする。

研究の流れは次のとおりである。まず、対象地域とする空知川流域（第 2 章）の任意の地点（河川）において日ごとの河川流量及び水温を計算するため、大気・陸面過程、斜面流出過程及び河道網流出過程を考慮した流量・水温推定モデルを構築するとともに、現況再現及びシミュレーションに必要な気象データ及び流量・水温の観測データを整備する（第 3 章）。続いて、モデルを用いて近年、対象流域で観測された流量・水温を再現できるか検証する（現況再現：第 4 章）。さらに、温室効果ガスの排出抑制に向けた追加的な努力を行わない場合のシナリオである RCP8.5 シナリオ（IPCC 第 5 次報告書）における将来気候下（21 世紀末）で予測される流量及び水温を計算し、過去気候（20 世紀末）における値と比較する（第 5 章）。

## 1.2 関連先行研究と本研究の位置づけ

### (1) 気候変動による水環境・水資源分野への影響

1970年代から80年代にかけて地球温暖化が深刻な問題として注目されるようになり、1988年以降は気候変動に関する政府間パネル（IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change）によって、関連する学術的報告を集約して評価が行われるようになり、気候変化やその影響について知見が蓄積されてきた。IPCC第6次評価報告書では、地球温暖化の自然科学的根拠に関連して「人間の影響が大気、海洋、及び陸域を温暖化させてきたことには疑う余地がない。大気、海洋、雪氷圏、及び生物圏において、広範かつ急速な変化が現れている」とされ<sup>1)</sup>、気候変動がもたらす中期的～長期的なリスクに関連して「2040年以降、地球温暖化の水準によって、気候変動は自然と人間のシステムに対して数多くのリスクをもたらす（確信度が高い）。127の主要リスクが特定されており、それらについて評価された中期及び長期における影響は、現在観測されている影響の数倍までの大きさになる（確信度が高い）」とされている<sup>2)</sup>。

日本では、気温の上昇、大雨・短時間強雨の増加をはじめ、様々な気候要素について数十年以上にわたる変化が既に観測されており、気候モデルを用いた将来予測では、将来の温暖化の程度に応じて、大気及び海洋に関する多くの要素の変化がより顕著になると予測されている<sup>3)</sup>。気候要素の変化に伴い、産業、自然生態系、自然災害、国民生活、健康等への影響が予測され、その一部は既に現れ始めていると考えられている。環境省<sup>4)</sup>が整理した、気候変動により想定される水環境・水資源分野への影響の概略を図1-1に示す。降水パターンの変化、気温上昇、海面水位の上昇、水温上昇等が河川、湖沼やダム貯水池、沿岸域や閉鎖性海域の水温、水質等を変化させ、これらは農業生産基盤や自然生態系、国民生活等にも影響を及ぼすとされている。

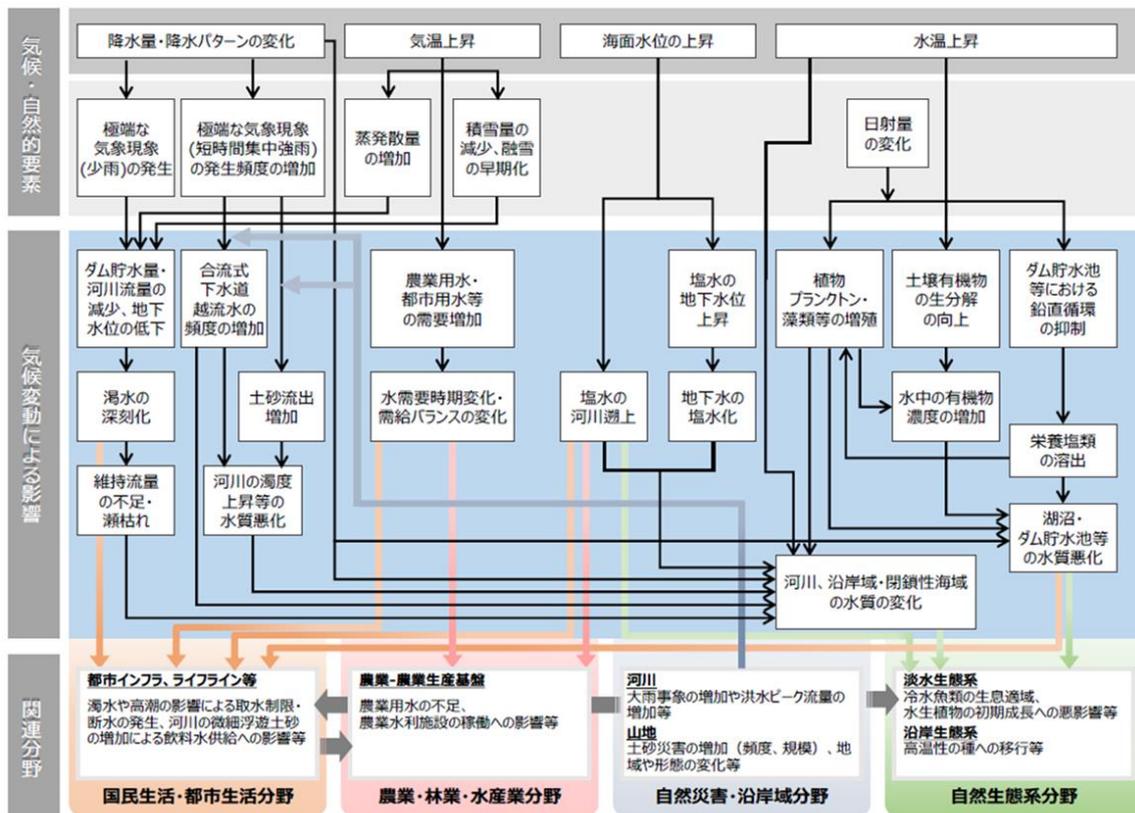


図 1-1 気候変動により想定される水環境・水資源分野への影響の概略図<sup>4)</sup>

## (2) 気候変動による積雪寒冷地の河川水温への影響と適応策

ここ数十年の間に、世界各地で河川水温の上昇を含む河川環境の変化が観測されており<sup>5) -9)</sup>、今後、気候変動に伴ってこれらの影響が進行することが懸念されている<sup>10) -14)</sup>。河川水温の変化は、下流の湖沼、ダム湖、湿地、沿岸域における水温や水質、水利用等に影響することが考えられるほか<sup>15)</sup>、特に積雪寒冷地では、冷水に生息する絶滅危惧種、漁業対象種を含めた、冷水性魚類の生息適地の縮小が想定される<sup>11), 14)</sup>。河川水温を中心にみた気候変動に伴う水域への影響は、**図 1-2**のようにまとめられる。

気候変動に対して人間社会が講じることのできる対策として、地球温暖化の原因物質である温室効果ガスの排出量を削減する、あるいは吸収量を増加させる「緩和」と、気候変化に対して自然生態系や社会・経済システムを調整することにより気候変動の悪影響を回避する、または好影響を増長させる対策である「適応」の両方が重要であるとされる。

河川生態系に関連した適応策については、主に国外において、冷水性魚類の生存に有利な場所として気候変動下でも夏の水温が低く保たれる場所を特定するなど、保全のための適応策が注目されている<sup>16) -18)</sup> (**図 1-3**)。日本における詳細な適応策の検討のためには、気候変動に対する河川水温の詳細な変化を明らかにすることが重要である。

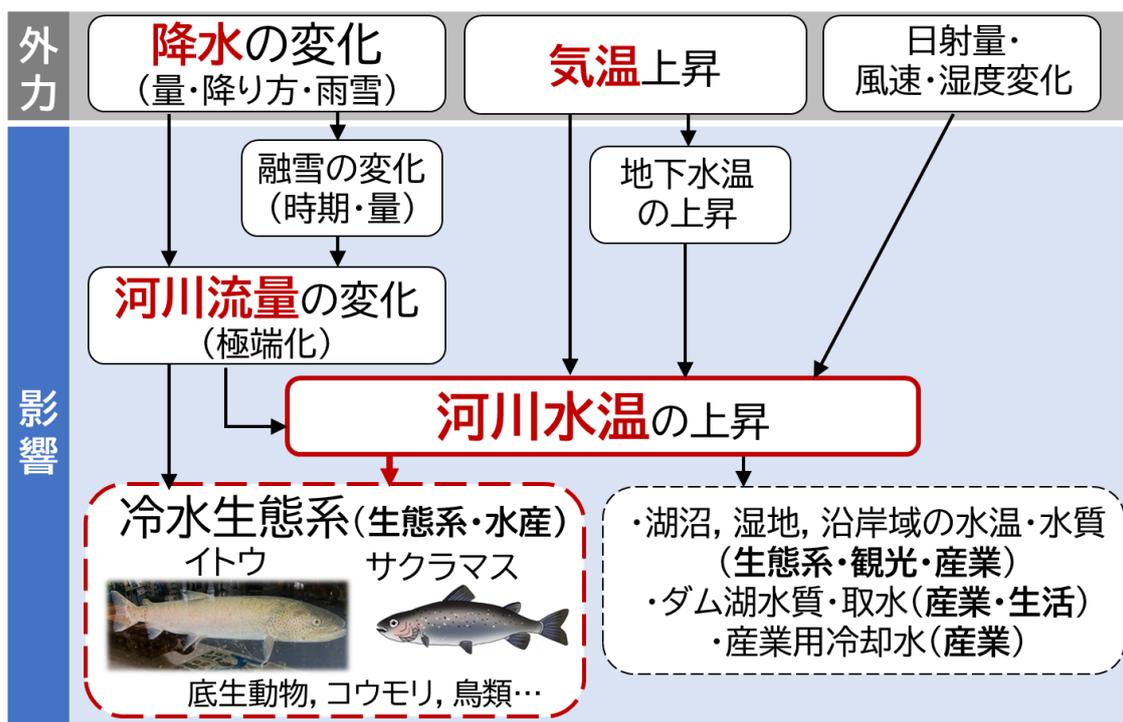


図 1-2 河川水温を中心にみた気候変動に伴う水域への影響

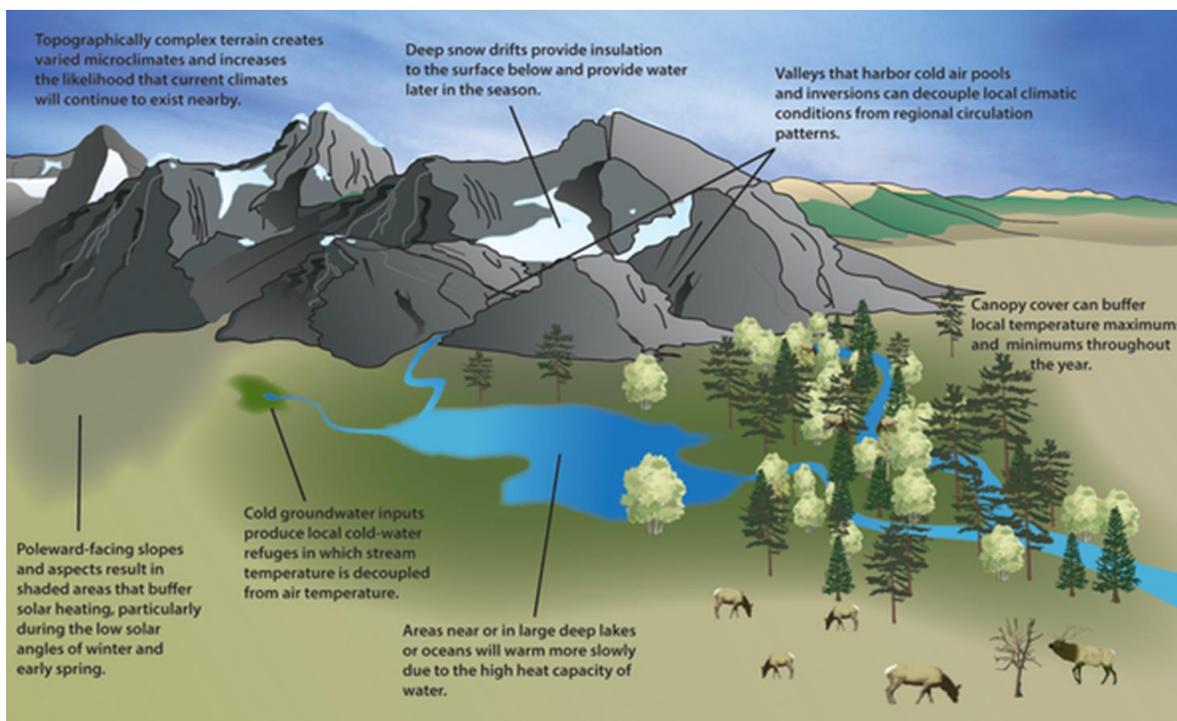


図 1-3 気候変動の影響を受けにくい地理的条件の例<sup>16)</sup>

### (3)河川水温推定の研究(特に地質に着目して)

河川水温は大気条件，地形，流量，河床に関する様々な要因に依存する（図 1-4）<sup>19) 20)</sup>．日本では 1957 年設立の河川水温調査会等により河川水温に関する調査研究が進展し，熱収支方程式を用いた水温の推定手法が佐渡<sup>21)</sup>，近藤<sup>22)</sup>，新井<sup>23)</sup>等によって示されてきた．近年は気象要素と流出モデルから算出される水理要素を用いて熱収支方程式を解き，将来の気候変化に伴う河川水温変化が推算されている（例えば白岩ら<sup>24)</sup>，徳田ら<sup>25)</sup>等）．

河川水温を左右する要因の一つに地下水が挙げられる．例えば週ごと及び月ごとのデータを用いた研究<sup>19)</sup>では，地下水が卓越する河川では地下水が卓越しない河川に比べ，気温の変化に対する水温の変化が小さいことが示されている．さらに，地下水の河川への寄与は流域の地質条件によって大きく左右されることが知られており<sup>20)26)</sup>，Ishiyama *et al.*<sup>27)</sup>は，地下水供給量の多い流域の地質は現在の気候条件だけでなく，将来の気候条件においても冷水性生物種のための寒冷な気候変動に対する避難場所（リフュージア）を形成することを，過去のデータの統計解析に基づく予測から示している．Ishiyama *et al.*<sup>27)</sup>の知見をもとに，想定される地質の違いと河川水温の関係を図 1-5 に示す．

ただし，将来の気候変動の影響は，必ずしも統計的な分析で完全に説明できるものではない．特に積雪寒冷地では将来積雪がなくなると，それまで冷たかった河川の水温が上昇するが，過去のデータの統計解析に基づく研究ではこの効果を必ずしも適切に説明できない<sup>28)</sup>．従って，将来予測をより厳密に議論するためには，物理過程を可能な限り考慮したモデルによる将来予測の導入が期待される．しかし，熱収支を基礎とした手法では，流域地質に応じて河川水温を推定する手法の開発は進んでいなかった．

第 1 節で述べたとおり，本研究は以上のような既存研究をふまえ，地質条件の違いが将来の水温変化の違いに与える影響に着目し，その違いを，物理過程を可能な限り考慮したモデル（プロセスベースのモデル）によって評価しようとするものである．

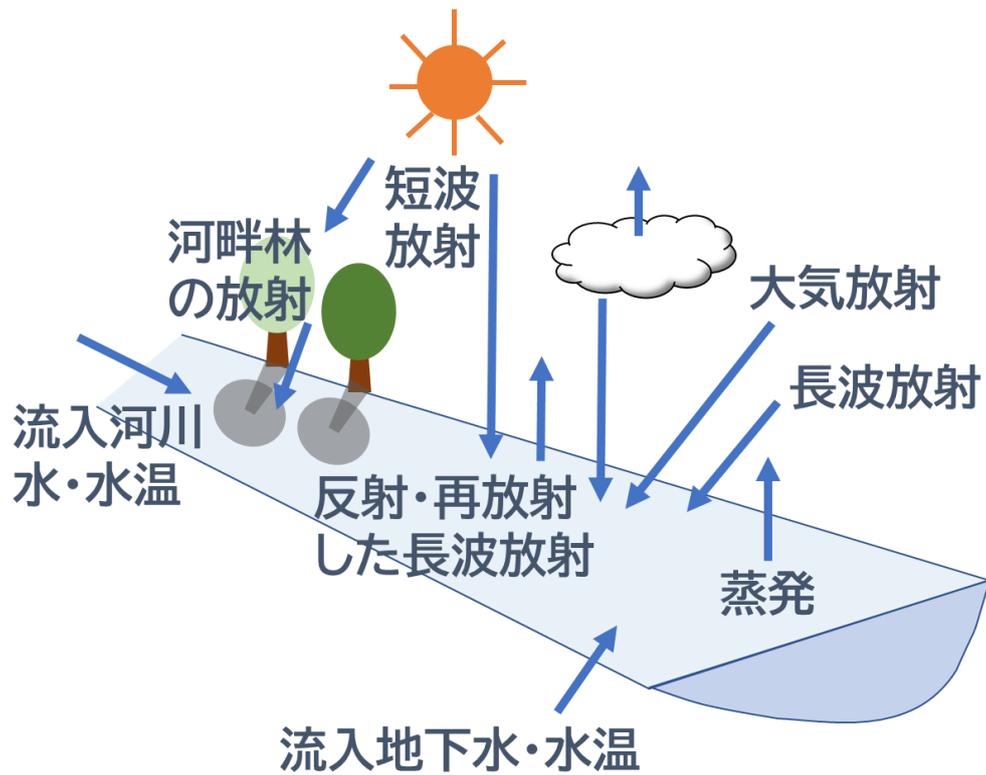


図 1-4 河川水温に影響を与える主要因  
 (Tague et al<sup>20</sup>) の図を、本研究で扱う対象に絞って簡略化し和訳)

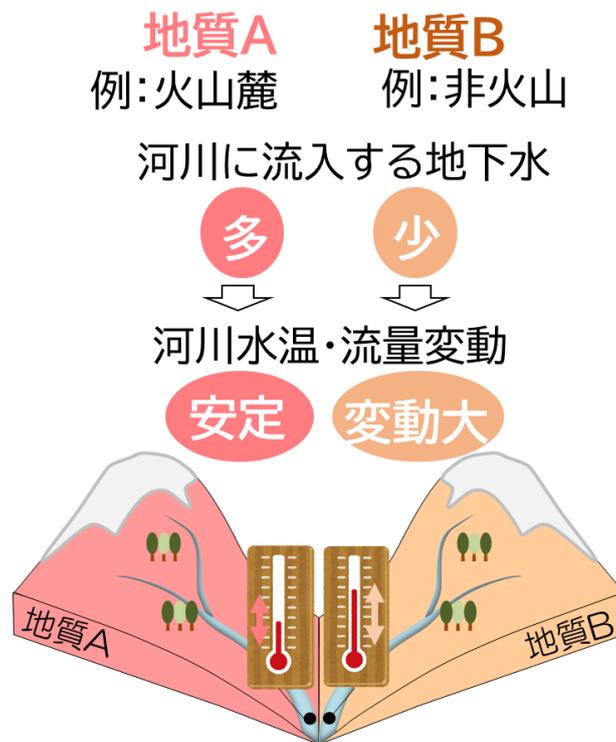


図 1-5 地質の違いと河川水温の関係の模式図

#### (4) 本研究の新規性

本研究の新規性は以下の 2 点である。第一に、流域の特性，特に積雪寒冷地の地質の違いに応じた水温の違いを，プロセスベースのモデルによって再現することである。水文学・河川工学・気象学・地形学・地質学など，様々な学問分野の知見を統合したプロセスベースのモデルを用い，複数の流域における長期観測データに基づいて検証を行い，地質の異なる小流域ごとの流量，水収支及び水温を統合的に再現できるモデルを構築する。

第二に，優先的に保全すべき河川の選定，冷水性種の逃げ場を確保するための方策など，冷水性種の生息環境の保全・再生に応用できるモデルや予測情報を作ることである。将来気候下における小流域ごとの水温特性を詳細な時間スケール・空間スケールで把握できるようにし，今後の水域生態系への影響評価に応用できるものとする。

### 1.3 論文の構成

本論文は6つの章から構成する（図 1-6）。

第1章では、本研究の目的・概要を記し、関連する先行研究の知見について述べた。

第2章から第5章で本論を展開する。第2章では、モデルの構築及び試験を行う対象地域について述べる。第3章では研究手法として、流出・水温推定モデル、モデルを用いた現況再現及びシミュレーション（将来予測）、及び現況再現に用いた観測データについて述べる。第4章では現況再現の結果について述べる。第5章では将来予測の結果について述べ、考察を行う。

第6章では論文をまとめ、結論を記す。

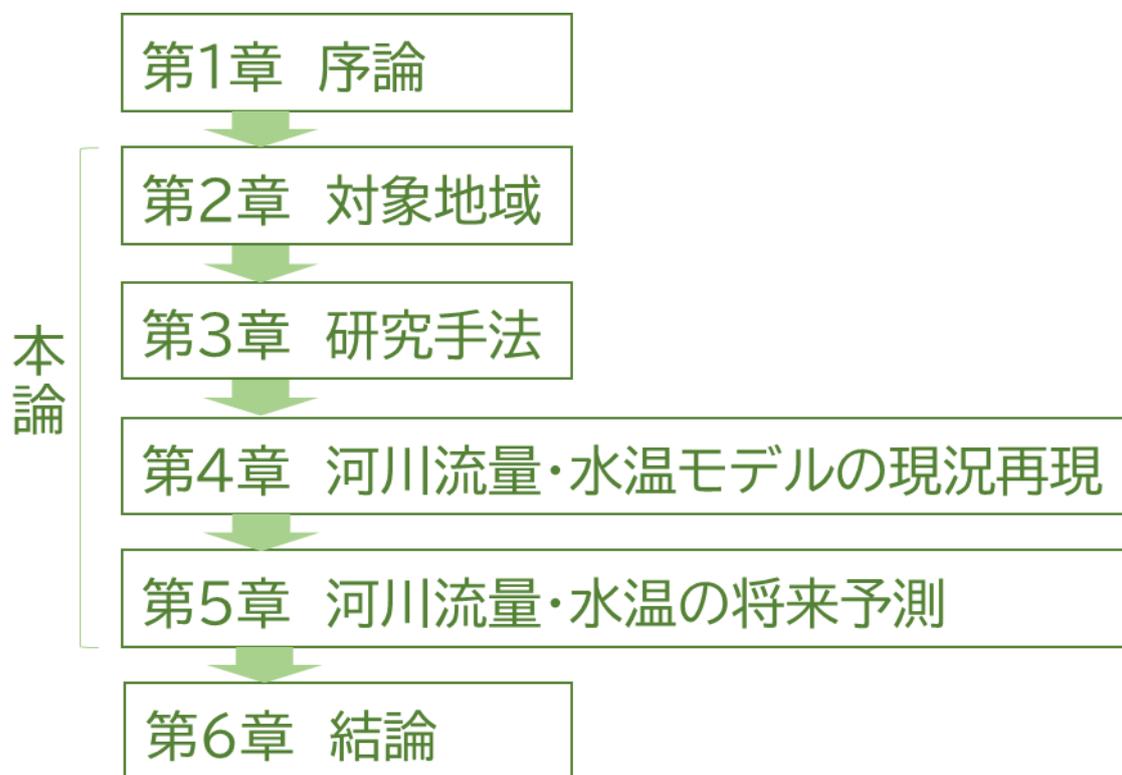


図 1-6 論文の構成

## 1.4 参考文献

- 1) 文部科学省及び気象庁：IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書 政策決定者向け要約 暫定訳, 2022.  
[https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ipcc/ar6/IPCC\\_AR6\\_WGI\\_SPM\\_JP.pdf](https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ipcc/ar6/IPCC_AR6_WGI_SPM_JP.pdf) (2023 年 6 月 29 日閲覧) .
- 2) 環境省：IPCC 第 6 次評価報告書第 2 作業部会報告書 政策決定者向け要約, 2023. <https://www.env.go.jp/content/000138044.pdf> (2023 年 6 月 29 日閲覧) .
- 3) 文部科学省・気象庁：日本の気候変動 2020 — 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 — (詳細版) , 2020.  
<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ccj/index.html> (2023 年 6 月 29 日閲覧) .
- 4) 環境省：気候変動影響評価報告書 (総説) , 2020.  
<https://www.env.go.jp/press/108790.html> (2023 年 6 月 29 日閲覧) .
- 5) Michel, A., Brauchli, T., Lehning, M., Schaepli, B., Huwald, H. : Stream temperature and discharge evolution in Switzerland over the last 50 years: Annual and seasonal behaviour. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 24, Issue 1, pp. 115-142, 2020.
- 6) Webb, B.W., Nobilis, F. : Long-term changes in river temperature and the influence of climatic and hydrological factors. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 52, Issue 1, pp. 74-85, 2007.
- 7) Orr, H.G., Simpson, G.L., des Clers, S., Watts, G., Hughes, M., Hannaford, J., Dunbar, M.J., Laizé, C.L.R., Wilby, R.L., Battarbee, R.W., Evans, R. : Detecting changing river temperatures in England and Wales. *Hydrological Process*, Vol. 29, Issue 5, pp. 752-766, 2015.
- 8) Isaak, D.J., Wollrab, S., Horan, D., Chandler, G. : Climate change effects on stream and river temperatures across the northwest U.S. from 1980–2009 and implications for salmonid fishes. *Climatic Change*, Vol. 113, pp. 499-524, 2012.
- 9) Yao, Y., Tian, H., Kalin, L., Pan, S., Friedrichs, M.A.M., Wang, J., Li, Y. : Contrasting stream water temperature responses to global change in the Mid-Atlantic Region of the United States: A process-based modeling study. *Journal of Hydrology*, Vol. 601, pp. 126633, 2021.
- 10) van Vliet, M.T.H., Franssen, W.H.P., Yearsley, J.R., Ludwig, F., Haddeland, I., Lettenmaier, D.P., Kabat, P. : Global river discharge and water temperature under climate change. *Global Environmental Change*, Vol. 23, Issue 2, pp. 450–464, 2013.
- 11) 工藤啓介, 中津川誠, 千田侑磨：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), 74 巻 5 号, pp.I\_37-I\_42,

- 2018.
- 12) Michel, A., Schaefli, B., Wever, N., Zekollari, H., Lehning, M., Huwald, H. : Future water temperature of rivers in Switzerland under climate change investigated with physics-based models. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 26, Issue 4, pp. 1063-1087, 2022.
  - 13) Ficklin, D.L., Barnhart, B.L., Knouft, J.H., Stewart, I.T., Maurer, E.P., Letsinger, S.L., Whittaker, G.W. : Climate change and stream temperature projections in the Columbia River basin: Habitat implications of spatial variation in hydrologic drivers. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 18, Issue 12, pp. 4897-4912, 2014.
  - 14) Lee, S.-Y., Fullerton, A.H., Sun, N., Torgersen, C.E. : Projecting spatiotemporally explicit effects of climate change on stream temperature: A model comparison and implications for coldwater fishes. *Journal of Hydrology*, Vol. 588, 125066, 2020.
  - 15) 環境省 : 気候変動影響評価報告書 (詳細) , 2020.  
<https://www.env.go.jp/press/108790.html> (2023年6月29日閲覧) .
  - 16) Morelli, T.L., Daly, C, Dobrowski, S.Z, Dulen D.M., Ebersole J.L., Jackson S.T., Lundquist J.D., Millar C.I., Maher S.P., Monahan W.B., Nydick K.R., Redmond K.T., Sawyer S.C., Stock S, Beissinger S.R. : Managing climate change refugia for climate adaptation. *PLOS ONE*, 12(1), e0169725, 2016.
  - 17) Fullerton, A.H. , Torgersen, C.E., Lawler, J.J., Steel, E.A., Ebersole, J.L., Lee, S.Y. : Longitudinal thermal heterogeneity in rivers and refugia for coldwater species: Effects of scale and climate change. *Aquatic Sciences*, Vol. 80, pp. 3, 2018.
  - 18) Isaak, D.J., Young, M.K., Nagel, D.E., Horan, D.L., Groce, M.C : The cold-water climate shield: Delineating refugia for preserving salmonid fishes through the 21st century. *Global Change Biology*, Vol. 21, pp. 2540–2553, 2015.
  - 19) Caissie, D. : The thermal regime of rivers: A review. *Freshwater Biology*, Vol. 51, pp. 1389–1406, 2006.
  - 20) Tague, C., Farrell, M., Grant, G., Lewis, S. and Rey, S. : Hydrogeologic controls on summer stream temperatures in the McKenzie River basin, Oregon, *Hydrological Processes*, Vol. 21, Issue 24, pp. 3288-3300, 2007.
  - 21) 佐渡公明 : 河川水の熱収支に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 330号, pp. 69-79, 1983.
  - 22) 近藤純正 : 河川水温の日変化 (1) 計算モデル 異常昇温と魚の大量死事件. *水文・水資源学会誌*, 8巻2号, pp. 184-196, 1995.
  - 23) 新井正 : 地域分析のための熱・水収支水文学. 古今書院, pp. 112-139, 2004.
  - 24) 白岩淳一, 風間聡, 沢本正樹 : 気候変動による河川水温の影響, *水工学論文集*, 50巻, pp.1063-1068, 2006.

- 25) 徳田大輔, 山崎大, 沖大幹 : 河川水温モデルを用いた河川水温形成に氾濫原が果たす役割の解明, 土木学会論文集 B1 (水工学) , 73 巻 4 号, pp. I\_1213-I\_1218, 2017.
- 26) 長坂晶子, 杉山 (杉本) 幸穂 : 北海道内の小河川における夏期最高水温の推定と河畔林の効果. 北海道林業試験場研究報告, 47 巻, pp. 35-43, 2010.
- 27) Ishiyama, N., Sueyoshi, M., Molinos, J.G., Iwasaki, K., Negishi, J.N., Koizumi, I., Nagayama, S., Nagasaka, A., Nagasaka, Y. and Nakamura, F. : Underlying geology and climate interactively shape climate change refugia in mountain streams, *Ecological Monographs*, Vol. 93, Issue 2, e1566, 2023.
- 28) Leach, J.A., Moore, R.D. : Empirical stream thermal sensitivities may underestimate stream temperature response to climate warming. *Water Resources Research*, Vol. 55, pp.5453-5467, 2019.

## 第2章 対象地域

### 2.1 空知川流域の概観

北海道の石狩川水系空知川（幹線流路延長 194.5km，流域面積 2,618 km<sup>2</sup>）<sup>1)</sup>（図 2-1，図 2-2）のうち，金山ダム流域をモデル構築の主な対象流域，その下流側の各流域をモデルの汎用性の検証流域（以下，追加流域と記す.）とした. 空知川はその源を上ホロカメトック山の南斜面に発し，峻険な山間を経



図 2-1 空知川流域，金山ダム流域及び追加流域の位置図  
国土地理院<sup>2)</sup>に加筆して作成した. なお，右上の石狩川流域図は  
国土交通省北海道開発局<sup>1)</sup>に加筆して作成した.

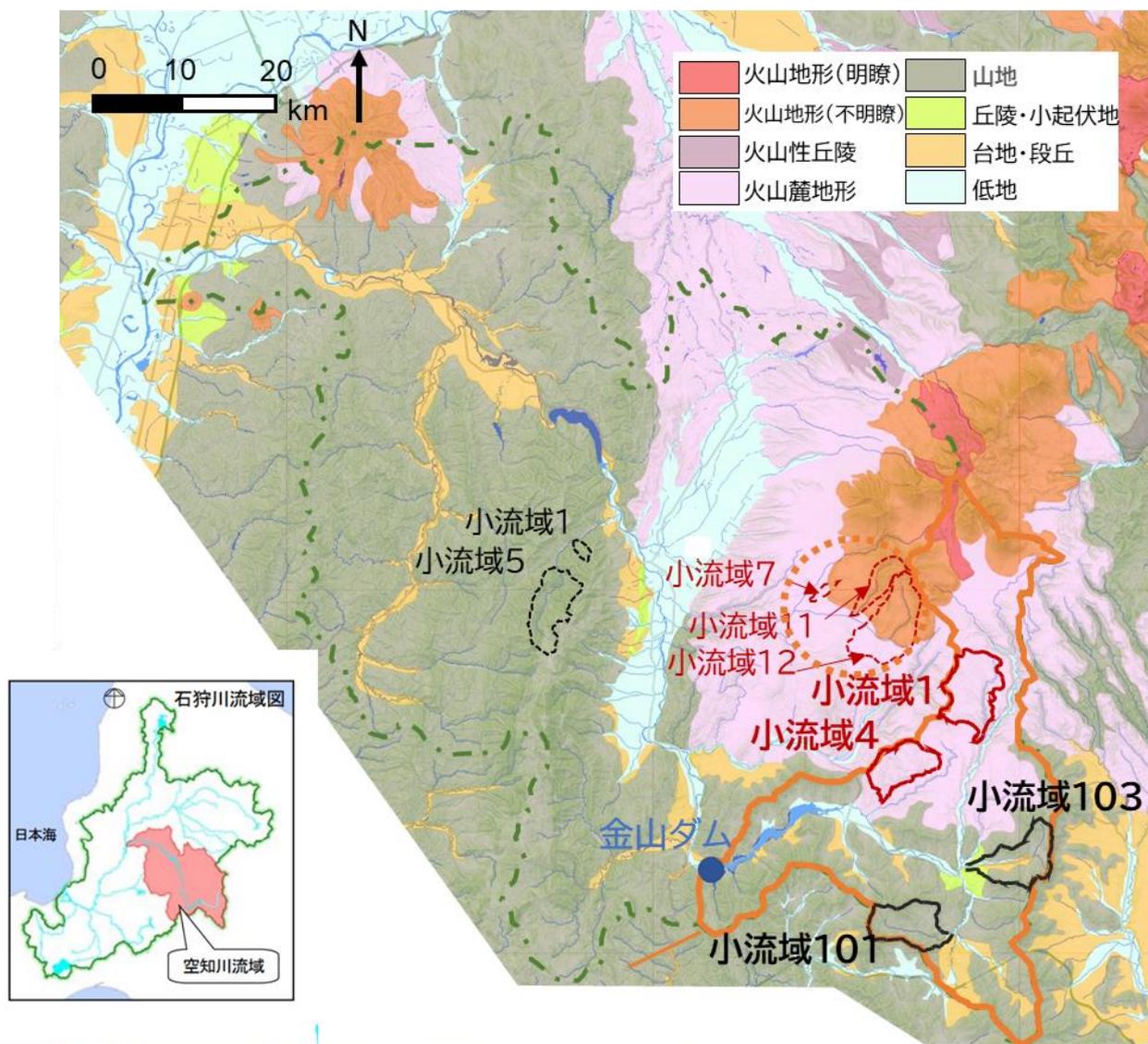


図 2-2 空知川流域，金山ダム流域及び対象小流域の大地形区分  
 国土地理院<sup>2)</sup>に加筆して作成した。なお，左下の石狩川流域図は国土交通省  
 北海道開発局<sup>1)</sup>に加筆して作成した。

てルーオマンソラプチ川を合流し，太平橋（流域面積 381 km<sup>2</sup>）を経て金山ダム貯水池（かなやま湖）に流入する。

## 2.2 金山ダム流域

金山ダム流域は空知川最上流部に位置する，集水面積 470 km<sup>2</sup>の流域である．本研究では，主として森林に覆われた 4 つの空知川支川の小流域（以下，小流域 1，小流域 4，小流域 101，小流域 103 と記す．），金山ダム（河川流量のみ）及びダム湖から約 12 km 上流に位置する太平橋（水温のみ）を河川流量及び水温の計算対象地点とした．対象地域の概要と地質構成を図 2-3 に，対象とする小流域及び地点の概要を表 2-1 に，また 4 つの小流域及び太平橋周辺の概観を表す写真を図 2-4～図 2-8 に示す．

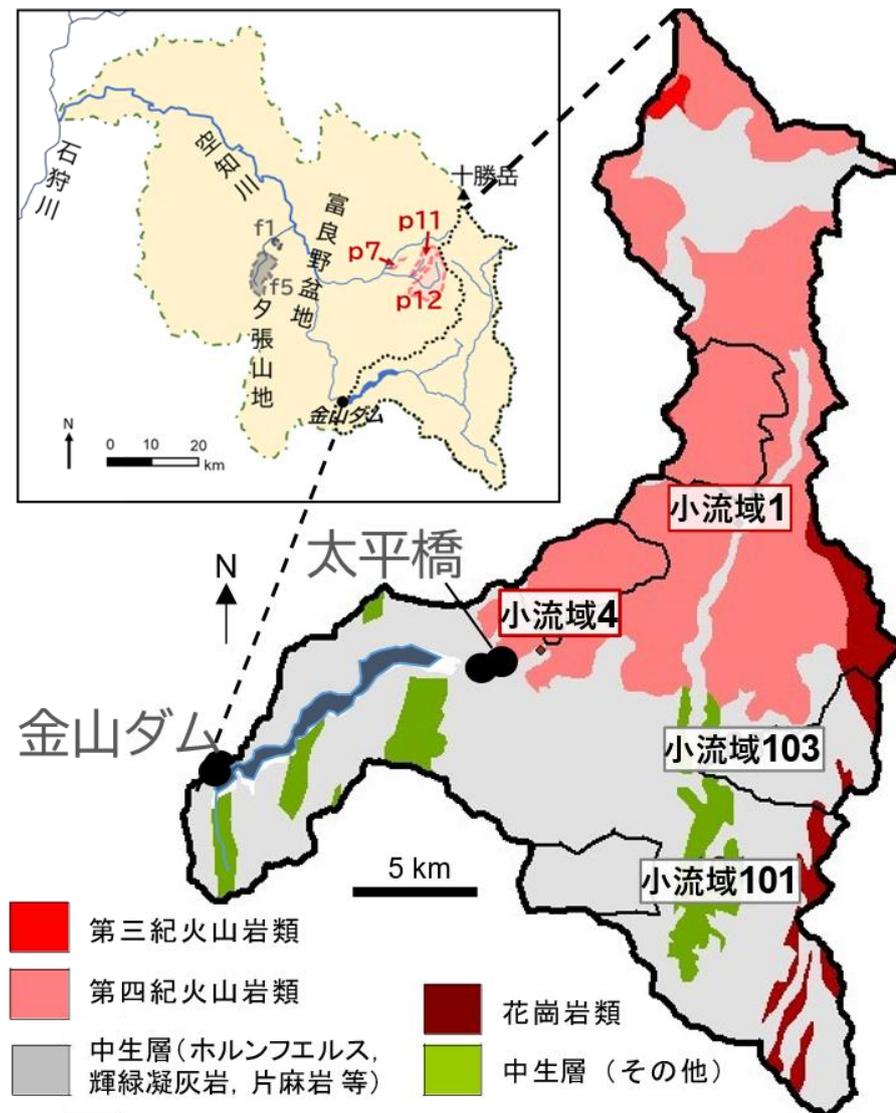


図 2-3 金山ダム流域の概要と地質構成.

地質分類については虫明ら<sup>3)</sup>の区分に基づき，臼谷ら<sup>4)</sup>の方法で整理した情報を使用した．

表 2-1 金山ダム流域の対象小流域・地点の概要

小流域名 (河川名)	主要な構成地質	流域面積 (km <sup>2</sup> )
小流域 1 (エホロカアンベツ川 <sup>a</sup> )	第四紀火山岩類 (十勝火砕流堆積物 <sup>6)</sup> )	21.9
小流域 4 (熊の沢川)	同上	16.4
小流域 101 (金の沢川)	中生界 (日高層群, 日高変成・ 深成岩類 <sup>6)</sup> )	17.1
小流域 103 (ペイユルシエペ川)	同上	20.4
金山ダム	同上	470
太平橋	第四紀火山岩類 及び中生界	381

小流域 1 及び小流域 4 は主に第四紀火山岩類の十勝火砕流堆積物<sup>6)</sup> (以下, 「火山岩」と呼ぶ.) で覆われる一方, 小流域 101 及び小流域 103 は主に中生界 (日高層群または日高変成・深成岩類<sup>6)</sup> : 以下, 「中生界」と呼ぶ.) の分布域にある.

金山ダム周辺では, 環境省レッドリストの絶滅危惧種IB 類 (近い将来における野生での絶滅の危険性が高い種) に指定された冷水性のサケ科魚類であるイトウ *Parahucho perryi* 及び北海道レッドリストに記載されたサクラマス (ヤマメ) *Oncorhynchus masou* の生息が確認されている<sup>1)</sup>. イトウは, 金山ダム流域の源流部で生まれ, 成魚は貯水池と源流部の間を回遊移動する. 金山ダム流域を抱える自治体である南富良野町は「イトウ保護管理条例」を制定し, イトウの採捕の自粛区域・期間を定めるなど, まちのシンボルとして資源保護に取り組んでいる<sup>1)</sup>. また, 金山ダム流域は魚の移動を妨げる工作物が少なく, モデル再現の検証に適するとともに適応策検討が有効な地域である.

幾寅アメダスにおける気温, 降水量, 最深積雪及び金山ダムの流出高の月別推移を図 2-9 に示す. 北海道は夏季には南東からの季節風により北太平洋の暖気が流入する一方, 冬季には優勢な北西風によってシベリアからの寒気が北海道に移流し, 夏と冬で気温の差が大きい. 対象地域は内陸部にあるため, 北海道のなかでも冬の低温が著しい地域である. 降水は, 前線や台風の影響を受けやすい夏季から秋季にかけて相対的に多い. 冬季の降水はほとんどが雪であり, 最深積雪は 65cm (1991 年~2020 年の幾寅アメダスの平均<sup>7)</sup>), 積雪期間は概ね 11 月から 4 月に及ぶ<sup>7)</sup>. 冬季の積雪が融けて流出する影響により, 流出高の月別平均値は春季の 5 月に最大となる.

<sup>a</sup> 山田<sup>5)</sup> に基づく表記. なお, 国土地理院の地図では「エホロアカンベツ川」と表記されている.



図 2-4 小流域 1 (エホロカアンベツ川) の調査地点付近の写真 (2021 年 9 月 29 日撮影).



図 2-5 小流域 4 (熊の沢川) の調査地点付近の写真 (2021 年 8 月 1 日撮影).



図 2-6 小流域 101(金の沢川)の調査地点付近の写真(2021年8月1日撮影).



図 2-7 小流域 103(ペイユルシエペ川)の調査地点付近の写真(2021年8月1日撮影).



図 2-8 太平橋観測所(空知川)付近の写真.

右下のパイプは水温計 (2021 年 8 月 1 日撮影. 水中にセンサーがあり, パイプに入ったコードによりロガーと接続)

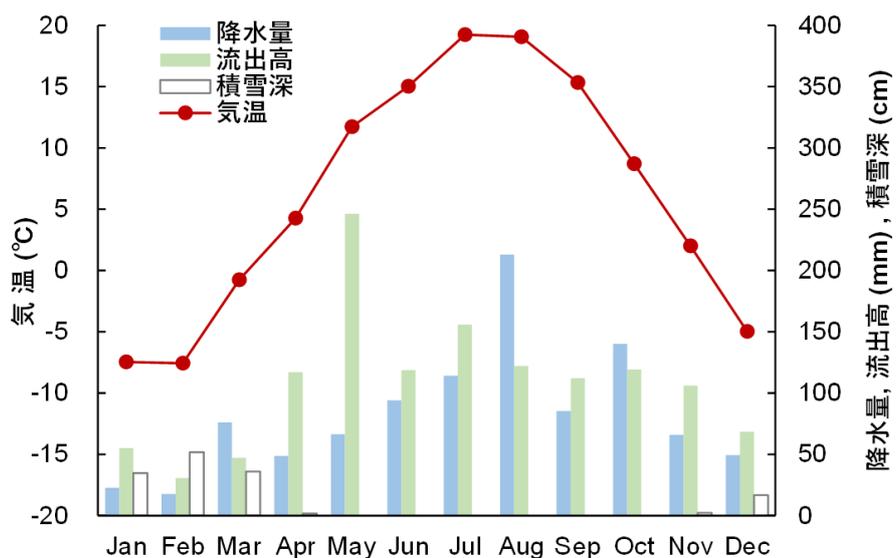


図 2-9 対象地域の月平均気温, 降水量, 流出高及び平均積雪深.

気温, 降水量及び積雪深は気象庁幾寅アメダスの 2018-2020 年の月別平均<sup>7)</sup>, 流出高は空知川太平橋における 2018-2020 年の月別平均<sup>8)</sup>を示す.

## 2.3 追加流域

空知川水系の布部川流域の3つの小流域（以下，小流域 p11，小流域 p12，小流域 p7 と記す．），及び尻岸馬内川流域の2つの小流域（以下，小流域 f5，小流域 f1 と記す．）を対象とした．対象とする小流域及び地点の概要を表 2-2 に示す．小流域 p11，p12 及び p7 は主に新第三紀あるいは第四紀の火山岩類及び火山麓扇状地堆積物<sup>6)</sup>に覆われる．火山麓扇状地堆積物は直径数 cm～数十 cm の火山岩円礫と，同質の基質（砂～粘土サイズ）からなり<sup>6)</sup>，火山岩と同様の性状をもつと考えられることから，小流域 p11，p12 及び p7 の計算では火山岩のパラメータを適用した．一方，小流域 f5 及び小流域 f1 は主に中生界（空知層群・蝦夷累層群<sup>6)</sup>）の分布域にある．

表 2-2 追加流域の概要

小流域名（河川名）	主要な構成地質	流域面積 (km <sup>2</sup> )
小流域 p11（中白鳥川）	新第三紀～第四紀火山岩類 及び火山麓扇状地堆積物 <sup>6)</sup>	7.8
小流域 p12（ボン布部川）	同上	25.0
小流域 p7（東布礼別川）	同上	2.8
小流域 f5（尻岸馬内川）	中生界（空知層群・蝦夷累層群） <sup>6)</sup>	19.5
小流域 f1（中の沢川）	同上	3.2

## 2.4 参考文献

- 1) 国土交通省北海道開発局：石狩川水系空知川河川整備計画【変更】，2018.
- 2) 国土地理院：地理院地図 Vector  
<https://maps.gsi.go.jp/vector/#7/36.104611/140.084556/&ls=vstd&disp=1&d=1>  
(2023年4月22日閲覧)
- 3) 虫明功臣，高橋裕，安藤義久：日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質の効果．土木学会論文報告集，Vol. 309，pp.51-62，1981.
- 4) 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），70巻4号，pp.I\_355-I\_360，2014.
- 5) 山田秀三，北海道の地名．北海道新聞社，1984.
- 6) 北海道立地質研究所編，上川支庁管内の地質と地下資源I 上川地方南部．2008.
- 7) 気象庁，過去の気象データ検索，  
<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>（2023年4月28日閲覧）
- 8) 国土交通省，水文水質データベース，<http://www1.river.go.jp/>（2023年2月13日閲覧）

### 第3章 研究手法

#### 3.1 流出・水温推定モデルの概要

本章では、大気・陸面過程、斜面流出過程及び河道網流出過程を表現するモデルを組み合わせ、対象流域の1 km メッシュごと・日別の流量及び水温が計算されるまでの一連の手法（図 3-1, 図 3-2）について説明する。まず流出計算について大気・陸面過程モデル (3.2), 斜面流出過程及び河道網流出過程 (3.3) の順に説明したあと、流出計算と同時進行で行う水温計算について述べる (3.4)。その後、第4章で扱う現況再現に用いる気象データ及び第5章で扱う将来予測期間のシミュレーションに用いる気象データについて説明し (3.5), 最後にこれらのモデルで計算した流量・水温の検証 (第4章) を行うために取得した流量及び水温の観測データについて述べる (3.6)。

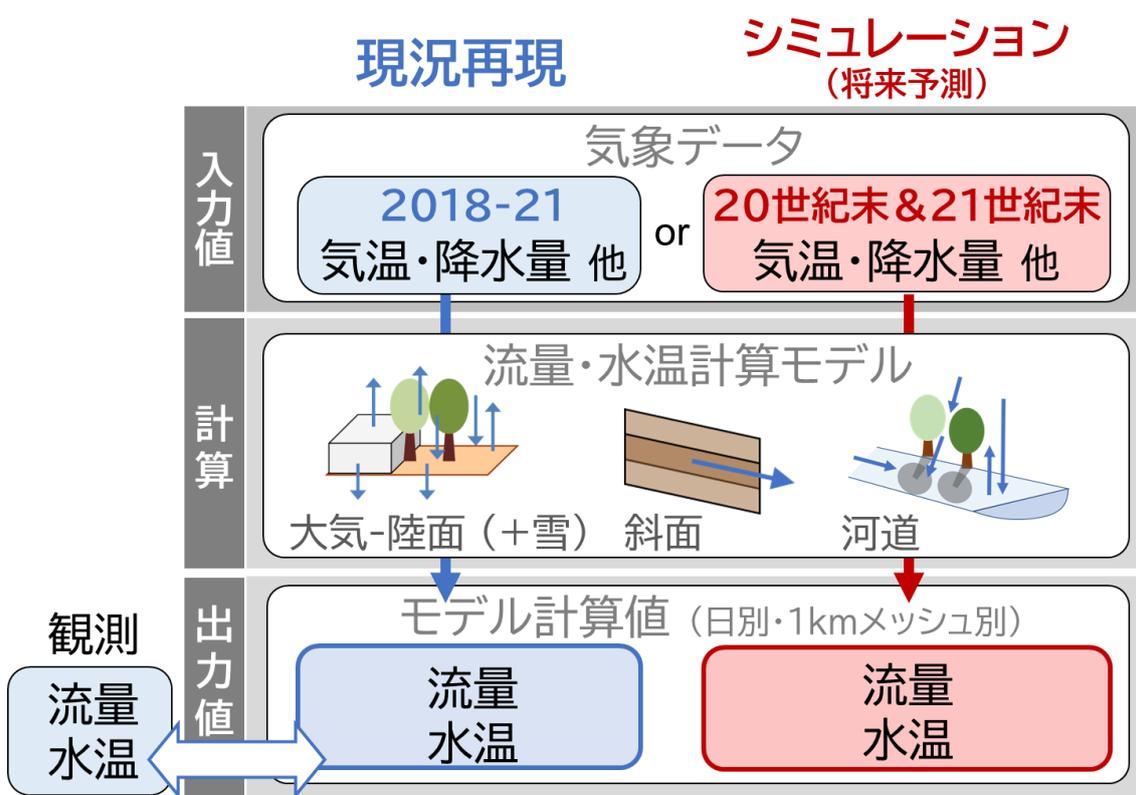


図 3-1 計算の流れ

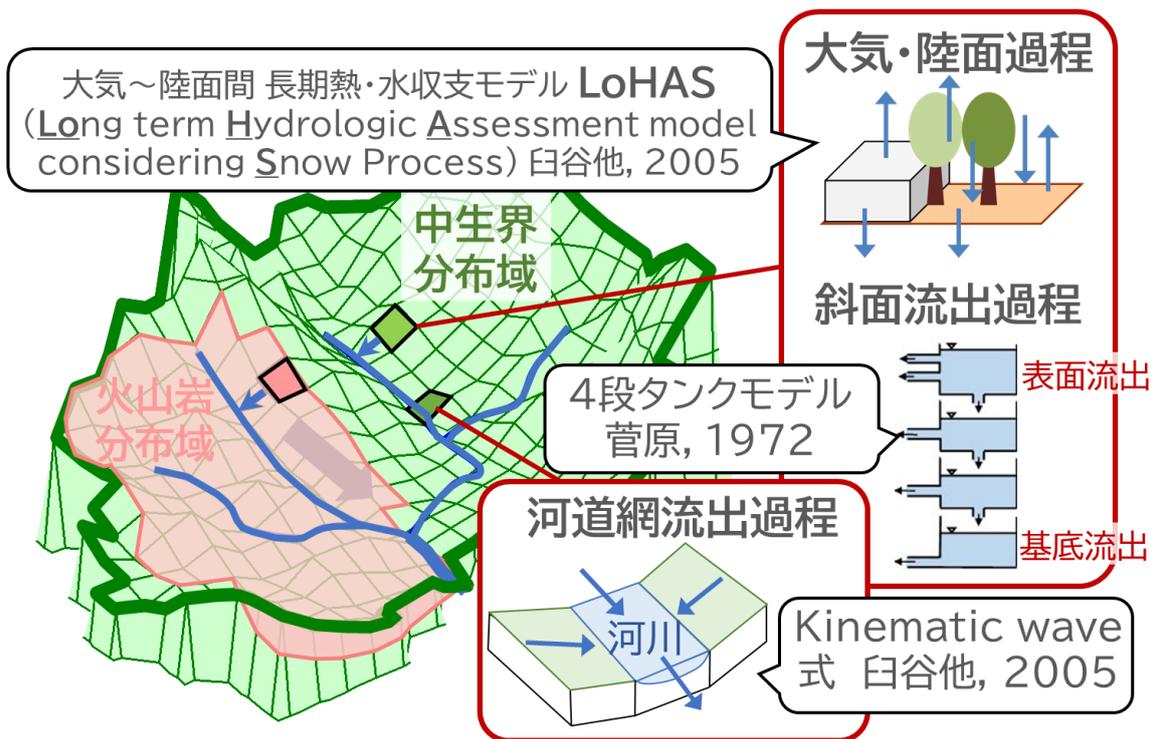


図 3-2 水温・流出モデルの概念図

斜面流出過程・河道網流出過程は中生界分布域の場合.

火山岩分布域の場合は図 3-4 で示す.

### 3.2 大気・陸面過程モデル(LoHAS)による水文諸量の推定

大気・陸面過程モデルには積雪と融雪のプロセスを組み込んだ大気・陸面過程モデル (LoHAS: Long term Hydrologic Assessment model considering Snow process) <sup>1) 2)</sup> を用いて、日蒸発量と融雪量を計算した。熱フラックスの計算には近藤の2層モデルの式を基礎とした式 (1) (2) を用いた。

$$f_v R\downarrow + (1 - f_v) \sigma T_v^4 - Q_G + Q_R = \varepsilon \sigma T_g^4 + H_g + I E_g \quad (1)$$

$$(1 - f_v)(R\downarrow + \varepsilon \sigma T_g^4) = 2(1 - f_v) \sigma T_v^4 + H_v + I (E_v + I) \quad (2)$$

ここで、 $f_v$ は Nakatsugawa et al.<sup>3)</sup> によって月ごとに推定された植生の透過率、 $R\downarrow$ は下向きの正味放射量(W/m<sup>2</sup>)、 $Q_G$ は地表面に供給される熱フラックス(W/m<sup>2</sup>)、 $Q_R$ は降雨による熱フラックス(W/m<sup>2</sup>)である。 $H_g$ は地表(雪面を含む)からの顕熱フラックス(W/m<sup>2</sup>)、 $H_v$ は植生層からの顕熱フラックス(W/m<sup>2</sup>)、 $I E_g$ は地表(雪面を含む)からの潜熱フラックス(W/m<sup>2</sup>)、 $I E_v$ は植生層からの潜熱フラックス(W/m<sup>2</sup>)、 $I$ は遮蔽蒸発量(W/m<sup>2</sup>)、 $T_g$ は地表面(雪面を含む)の平均温度(K)、 $T_v$ は植生層の平均温度(K)、 $\varepsilon$ は射出率(地表面 1.00, 雪面 0.97)、 $\sigma$ はステファン・ボルツマン定数(=5.67 × 10<sup>-8</sup> W/m<sup>2</sup>/K<sup>4</sup>)である。式(2)、(3)の具体的な計算は口澤・中津川<sup>4)</sup>、Nakatsugawa et al.<sup>3)</sup>に準じて行った。

### 3.3 流出モデルによる流量の推定

流量の計算には、臼谷ら<sup>1)</sup>による斜面流出と河道追跡を組み合わせた分布型流出モデルを使用した。河道網(図 3-3)は財団法人 北海道河川防災研究センターの 1 km メッシュ情報<sup>5)</sup>を利用した。

各メッシュの降雨量と融雪量から蒸発散量を差し引いた有効降水量を菅原<sup>6)</sup>の直列 4 段タンクモデルに入力し、各タンクの流出量を合計して斜面流出量を算出した。火山岩分布域では前年度同様、タンク 4 段目の底に穴を設け、この穴から浸透した水量は図 3-3 の青に着色したメッシュ(以下、この区間を「下流区間」とする。)で流出する(図 3-4)と仮定することにより、小流域内で流出せず伏流する地下水の影響をモデルに組み入れた。伏流する地下水の経路は後述する小流域 p7 の再計算を除き、地表の流水と同じと仮定した。下流区間は条件を変えて試行錯誤し、図 3-3 の青色の区間とした。この区間は流域面積 28 km<sup>2</sup>以上の区間に相当する。

タンクモデルパラメータは、金山ダム湖流域の 4 つの小流域ごとに Duan *et al.*<sup>7)</sup>による SCE-UA 法を用いて探索し、試行錯誤で調整することで最適値を求めた。4 つの小流域以外を対象とした計算では、火山岩分布域については小流域 1 と小流域 4 の平均値、中生界分布域については小流域 103 における値をタンクモデルパラメータとして適用した。

各小流域の最上流部(流域界)より下流の各メッシュでは上流各方向からの流入水量に斜面流出量を加え、河道追跡を行って流量を計算した。河道追跡では、河道形状を幅広長方形、河道流れを開水路の一次元非定常漸変流とみなし、Kinematic 近似を適用して式(3)

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

の時間微分項に前進差分、空間微分項に後退差分を用いて差分法により計算した。

ここで  $Q$ 、 $A$  は流量 (m<sup>3</sup>/s) 及び河道の断面積 (m<sup>2</sup>)、 $q_L$  は単位時間・単位河道長さあたり斜面からの流入量 (m<sup>2</sup>/s) である。 $Q$  は 3.6 で後述する Manning の平均流速公式で求めた断面平均流速  $v$  に  $A$  を乗じて計算し、河床勾配  $i$ 、Manning の粗度係数  $n$  は 3.6 で後述する現地観測で得られた値を用いた。径深  $R$  は川幅  $B$  により近似した。 $B$  は、河川の水流水流次数別に河川流量と流域面積の関数として近似できるとする新井・西沢<sup>8)</sup>の知見を参考に、日ごと・メッシュごとに、メッシュに上流から流入する水量  $Q_{in}$  の関数として式(4)及び式(5)で与えた。

$$B = 5.5Q_{in}^{0.18} \quad (A_c < 28.0) \quad (4)$$

$$B = 10.7Q_{in}^{0.42} \quad (A_c \geq 28.0) \quad (5)$$

ここで、 $A_c$ は流域面積である。 $Q_{in}$ の係数は、 $A_c < 28.0$ の場合は4つの小流域の現地観測における川幅と流量の関係に基づき（図 3-5）、 $A_c \geq 28.0$ の場合はGoogle Earth<sup>9)</sup>の航空写真から測定した下流区間の各メッシュにおける川幅と計算流量（対象期間中の中央値）の関係に基づき、それぞれ与えた。

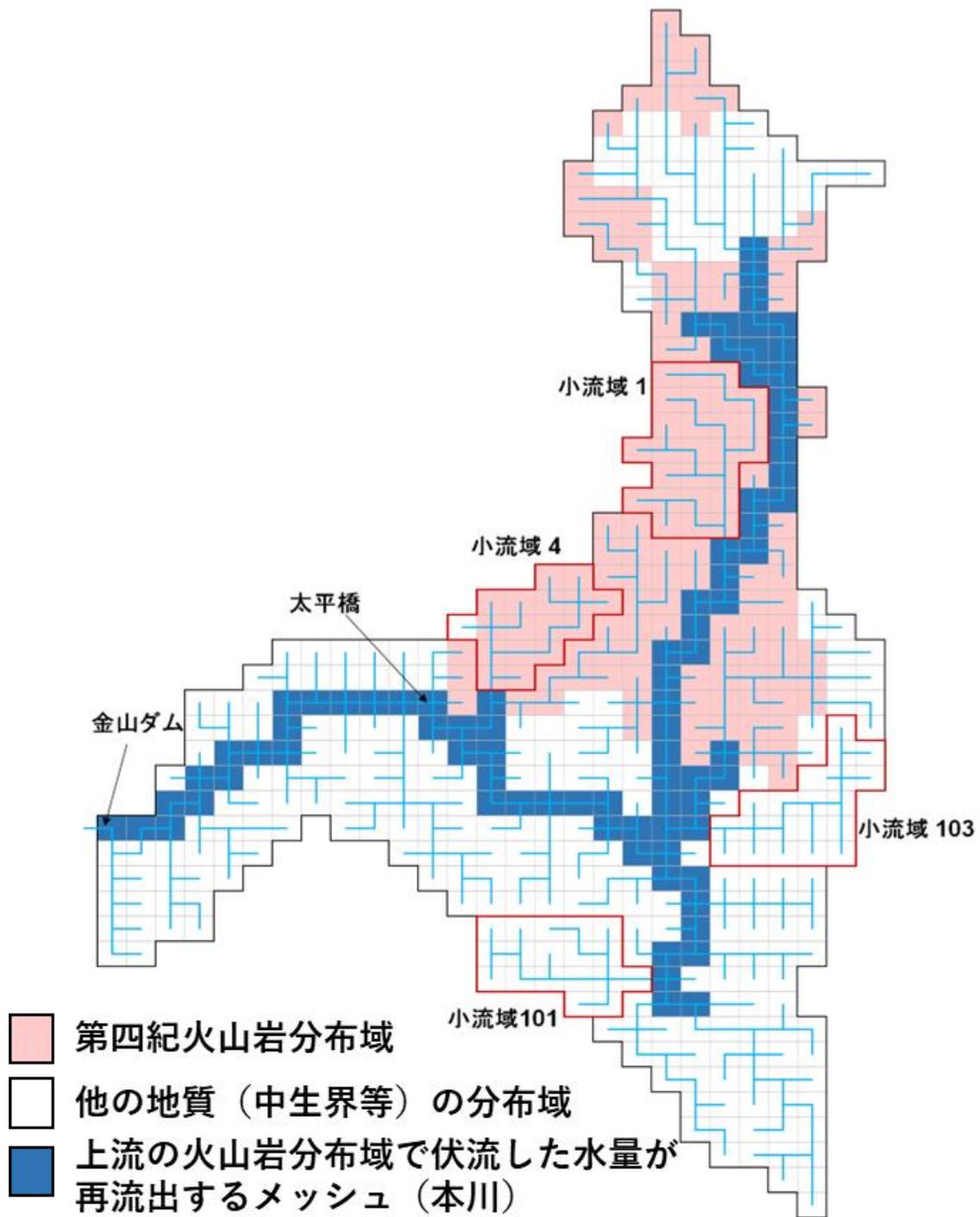


図 3-3 分布型流出モデルに使用した河道網

青色に着色したメッシュは、その上流の火山岩分布域で伏流した水量が再流出するメッシュを示す。ピンクに着色したメッシュは火山岩分布域を示す。

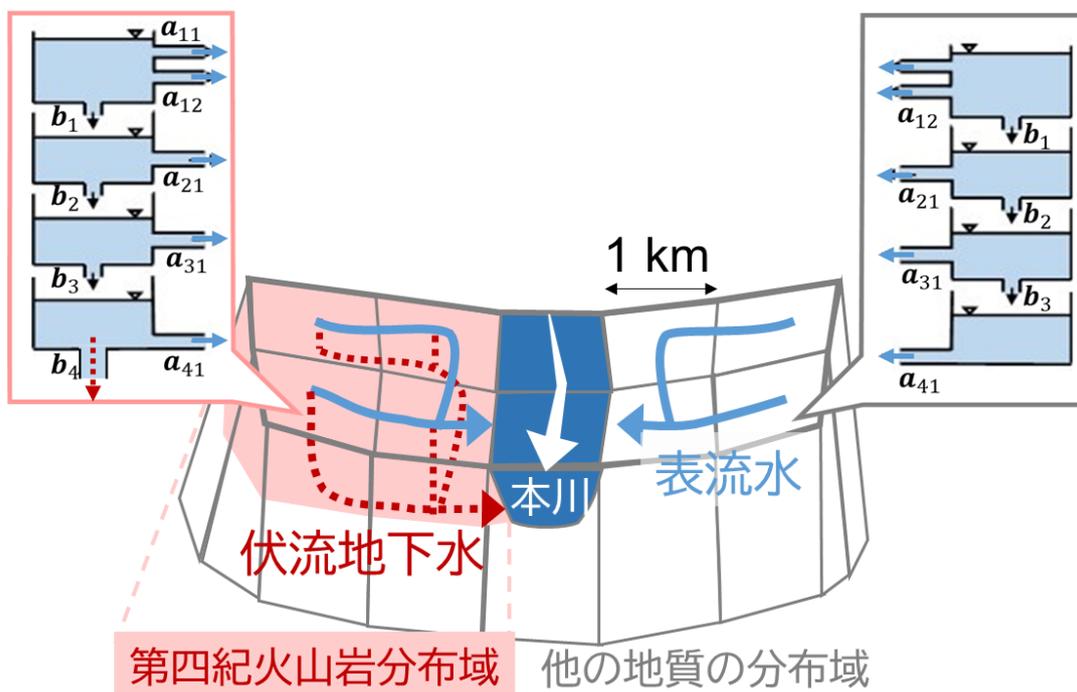


図 3-4 火山岩分布域における地下水伏流の概念図

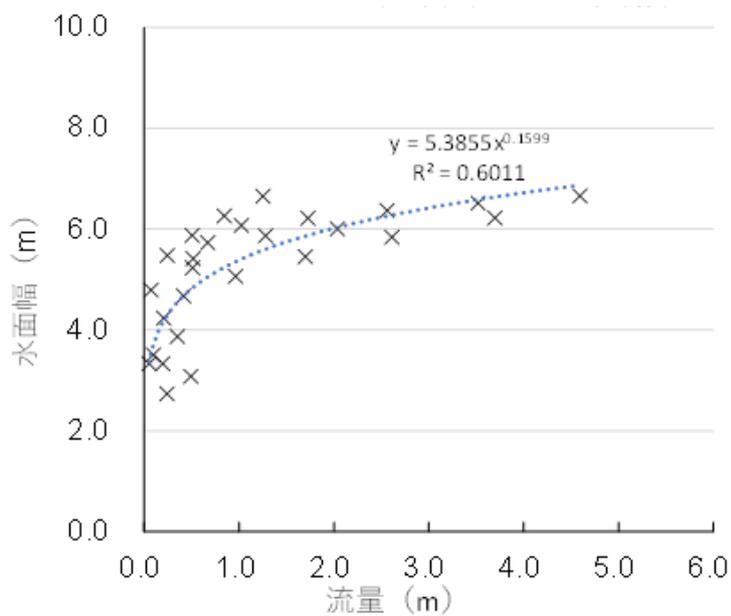


図 3-5 現地観測小河川（4 地点）における流量と水面幅の関係

### 3.4 水温の推定

流量と水温の積を水温フラックス ( $\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{K}$ ) とし、斜面からの流出水の水温フラックスと水面熱収支式に基づく大気・水面間の水温フラックスを順次加えて河道追跡を行い、日ごと・メッシュごとに水温フラックスを流量で除して河川水温を計算した。河川水温推定概念を図 3-6 に示す。

斜面からの各流出成分の水温フラックス推定式を式(6)~(10)に示す。

$$\varphi_{1i} = q_{1i}(T_d + 273.15) \quad (6)$$

$$\varphi_{2i} = q_{2i} \left\{ p_2 \frac{\varphi_{1i}}{q_{1i}} + (1 - p_2) \frac{\varphi_{4i}}{q_{4i}} \right\} \quad (7)$$

$$\varphi_{3i} = q_{3i} \left\{ p_3 \frac{\varphi_{1i}}{q_{1i}} + (1 - p_3) \frac{\varphi_{4i}}{q_{4i}} \right\} \quad (8)$$

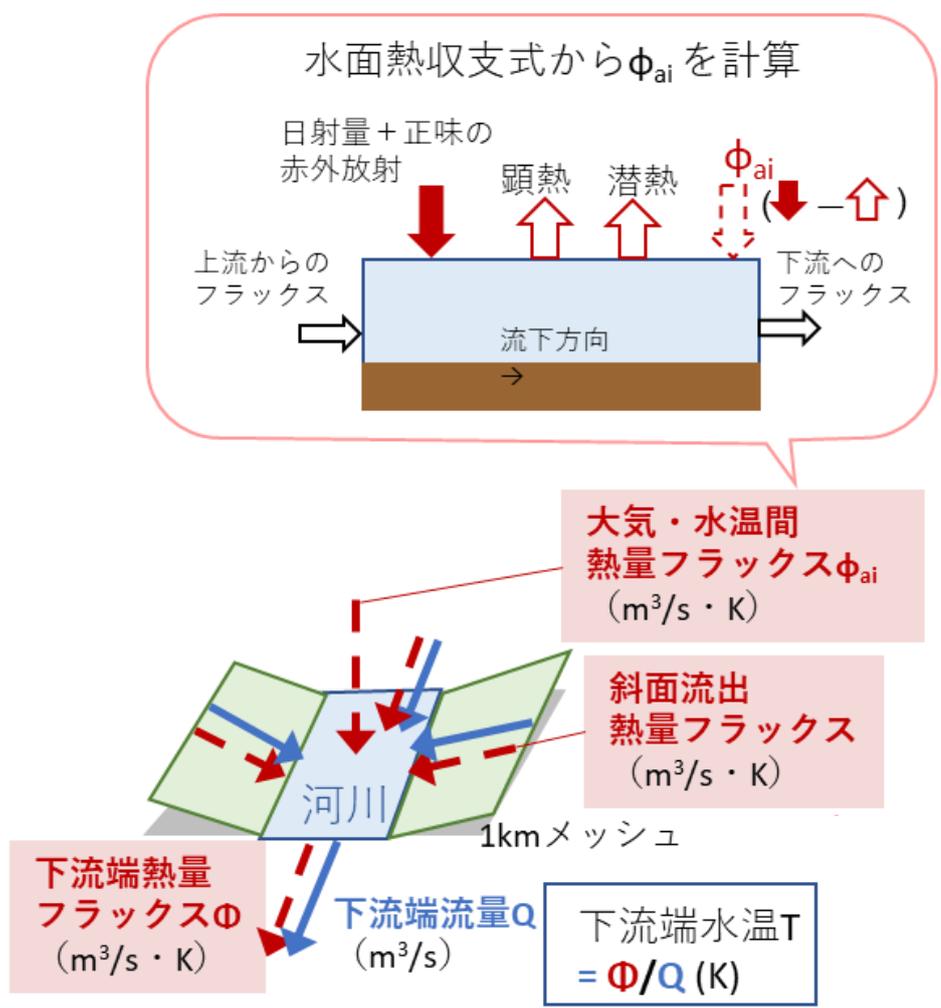
$$\varphi_{4i} = q_{4i}(T_y + 1.5 + 273.15) \quad (9)$$

$$\varphi_i = \varphi_{1i} + \varphi_{2i} + \varphi_{3i} + \varphi_{4i} \quad (10)$$

ここで、 $\varphi_{1i}$ ：表面流出の水温フラックス ( $\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{K}$ )， $\varphi_{2i}$ ：中間流出の水温フラックス ( $\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{K}$ )， $\varphi_{3i}$ ：準基底流出の水温フラックス ( $\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{K}$ )，基底流出の水温フラックス  $\varphi_{4i}$  ( $\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{K}$ )， $\varphi_i$ ：斜面流出の水温フラックス ( $\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{K}$ ) を示す。また、 $T_d$ ：該当メッシュの日平均気温 (K)， $T_y$ ：該当メッシュの年平均気温 (K)， $q_{1i}$ ：表面流出量 ( $\text{m}^3/\text{s}$ )， $q_{2i}$ ：中間流出量 ( $\text{m}^3/\text{s}$ )， $q_{3i}$ ：準基底流出量 ( $\text{m}^3/\text{s}$ )， $q_{4i}$ ：基底流出量 ( $\text{m}^3/\text{s}$ )， $p_2$ 、 $p_3$ は定数 ( $0 \leq p_3 \leq p_2 \leq 1$ ) である。

式(6)では、表面流出の水温は気温と平衡していると仮定した。ただし、 $T_d$ の下限値は273.15 (K) とし、積雪がある場合には $T_d = 273.15$  (K) とした。式(9)では、基底流出の水温は恒温層の地温に相当すると仮定し、この値は年平均気温 ( $T_y$ ) プラス 1~2°C の場合が多いとする新井<sup>10)</sup> の報告をもとに、1.5 (K) を加えた値とした。式(7)及び式(8)における中間流出及び準基底流出の水温は、表面流出の水温及び基底流出の水温を按分して与えられると仮定した。観測値再現が良好になるよう定数 $p_2$ 及び $p_3$ を地質の違いに応じて表 3-1 のとおり設定し、中間流出及び準基底流出の水温計算に用いた。

将来気候の基底流出の水温については次のように考えた。先行研究の中には、気候変動による地下水温の上昇を暗黙のうちに無視しているものもある<sup>11)</sup>。一方で、過去数十年の気温上昇に伴い地下水温も上昇していること<sup>12), 13)</sup>、深さ数十メートルの地下水温が数年から数十年のタイムラグで過去の地表気温の影響



徳田ら（2021）を参考に、河道追跡で下流に移動する熱量フラックスを計算

$$\frac{\partial(cpAT)}{\partial t} + \frac{\partial(cpQT)}{\partial x} = cpq_L T_L + \phi$$

$$\left( \begin{array}{l} c : \text{水の比熱 (J/K/kg)}、\rho : \text{水の密度 (kg/m}^3\text{)} \\ Q : \text{流量 (m}^3\text{/s)}、A : \text{河道断面積 (m}^2\text{)} \\ T : \text{水温 (K)}、T_L : \text{斜面流入水の平均水温 (K)} \\ \phi : \text{単位河道長あたり}\phi_{ai} \text{ (J/m/s)} \end{array} \right)$$

図 3-6 河川水温推定の概念図

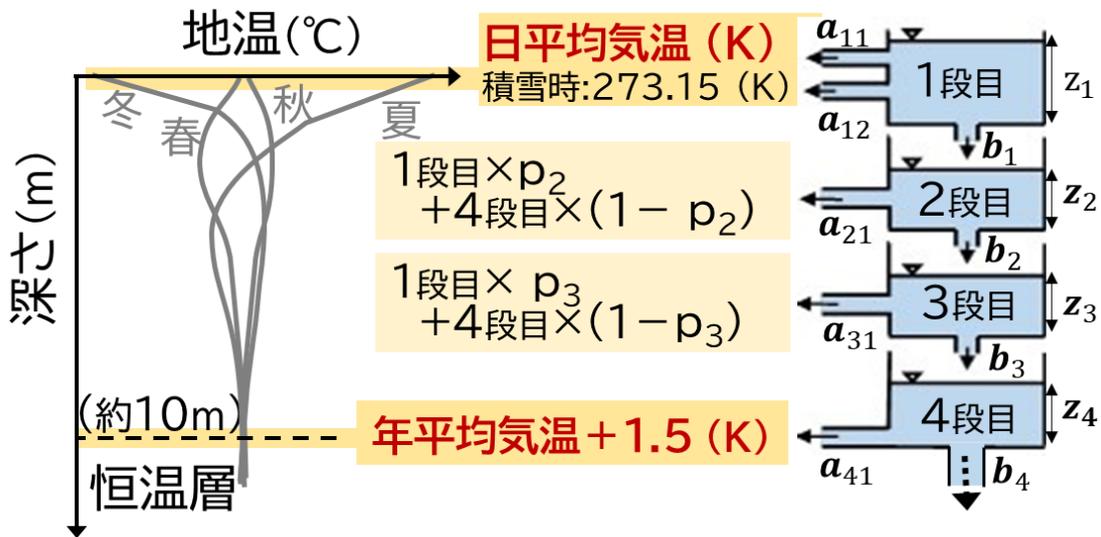


図 3-7 タンクモデル各段の水温の与え方

表 3-1 中間流出及び準基底流出の水温計算に用いる定数 $p_2$ 及び $p_3$

地質	$p_2$	$p_3$
火山岩	0.50	0.40
中生界	0.65	0.60

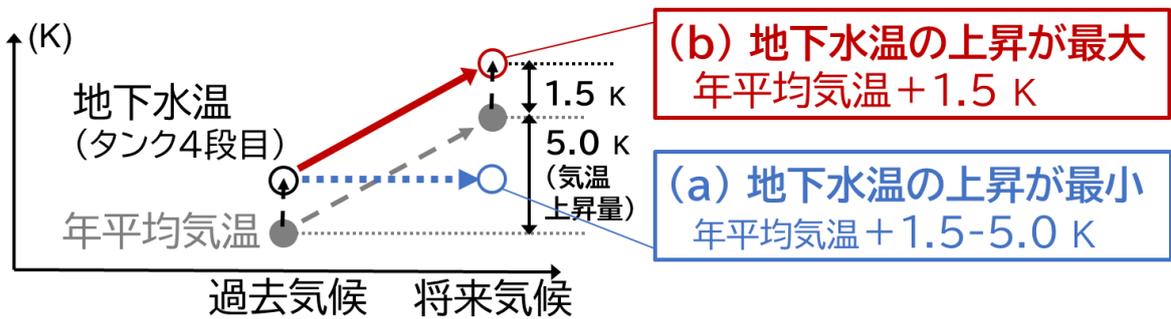


図 3-8 将来予測における2パターンの地下水温度変化の仮定

を受けること<sup>11), 14), 15)</sup>が推定されている。このことから気温の上昇に伴い地下水温も一定程度、上昇することが想定される。ただし、気温に対する地下水温の応答は地質条件や地下水の流動特性によって大きく異なると考えられ、本地域ではそうした研究は見当たらないため、厳密な想定は困難である。そこで本研究では (a) 地下水温が過去気候と変わらない場合と (b) 地下水温が気温と等しく上昇する場合の両極端の場合を仮定し、それぞれについて気候変動の影響を評価した。具体的には、(a) では過去気候から将来気候への気温上昇分 (5.0 K, 4 流域と太平橋の平均気温上昇に相当) を将来気候における基底流出の水温から減じ、(b) では現況再現と同様の計算で水温を算出した (図 3-8)。

水面熱収支式に基づく大気・水面間の水温フラックス $\varphi_{ai}$ は、近藤<sup>16)</sup>を参考に、熱交換量として下向き短波放射、大気からの下向き長波放射、植生からの下向き長波放射、水面からの上向き長波放射、顕熱輸送及び潜熱輸送を考慮し、式(11)～式(13)のとおり与えた。

$$\varphi_{ai} = B\{f_v(1 - \alpha)S \downarrow + f_v \varepsilon \sigma T_a^4 + (1 - f_v) \varepsilon \sigma T_v^4 - \varepsilon \sigma T_w^4 - H - lE\} \quad (11)$$

$$\text{(水面からの顕熱)} H = C_p \rho C_{hw} U (T_w - T_a) \quad (12)$$

$$\text{(水面からの潜熱)} lE = l \rho \beta C_{hw} U (e_{SAT} - e) \frac{0.622}{p} \quad (13)$$

ここで、 $T_a$ 、 $T_w$ は日平均気温及び水温 (K) ,  $T_v$ は植被の平均温度 (K) ,  $B$ は川幅 (m) ,  $f_v$ は放射に対する植被層の透過率,  $\alpha$ はアルベド (=0.06) ,  $S \downarrow$ は日射量 ( $W/m^2$ ) ,  $H$ は水面からの顕熱フラックス ( $W/m^2$ ) ,  $C_p$ は空気の定圧比熱(=1,004 J/kg/ K) ,  $l$ は水の蒸発の潜熱 (J/kg) ,  $E$ は水面からの蒸発量 ( $kg/m^2/s$ ) ,  $\rho$ は水の密度(= 1,000  $kg/m^3$ ) ,  $\beta$ は蒸発効率 (=1.02) ,  $C_{hw}$ はバルク輸送係数 (=0.002) ,  $U$ は風速 (m/s) ,  $e_{SAT}$ は飽和水蒸気圧 (hPa) ,  $e$ は水蒸気圧 (hPa) ,  $p$ は気圧 (=1,000 hPa) ,  $\varepsilon$ は射出率 (=0.97) ,  $\sigma$ はステファン-ボルツマン定数 (=5.67×10<sup>-8</sup>  $W/m^2/K^4$ ) である。植被の平均温度 $T_v$ は近藤<sup>16)</sup>の2層モデルに基づいて計算して与えた。

$f_v$ は月ごとに、石井ら<sup>17)</sup>から推定される LAI の対象4小流域における平均値に応じ、式(14)を用いて表 3-2 のとおり与えた。ただし、下流区間域では河畔

表 3-2 河川水面を覆う植生の葉面積指数 (LAI) 及び透過率 $f_v$

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
LAI	1.5	1.5	1.5	1.5	2.3	4.8	6.0	5.3	5.1	4.2	2.2	1.5
$f_v$	0.48	0.48	0.48	0.48	0.32	0.09	0.05	0.07	0.08	0.12	0.34	0.48

林による水面の被覆はほとんど認められないことから、一律  $f_v = 1.0$  とした。

$$f_v = \exp(-F \cdot LAI) \quad (14)$$

ここで、 $F$ は葉面の傾きファクター（等方的：0.5）である。

水温に係る河道追跡は、徳田ら<sup>18)</sup>を参考に式(15)

$$\frac{\partial(c\rho AT)}{\partial t} + \frac{\partial(c\rho QT)}{\partial x} = c\rho q_L T_L + \varphi \quad (15)$$

の時間微分項に前進差分，空間微分項に後退差分を用いて差分法によって求めた。ここで、 $c$ は水の比熱（=4,200 (J/K/kg)）， $T_L$ は斜面流入水の平均水温（= $\varphi_{ai}/(q_{1i} + q_{2i} + q_{3i} + q_{4i})$  (K)）， $\varphi$ は $\varphi_{ai}$ を単位河道長さあたりに換算した値 (J/m/s) である。

### 3.5 現況再現及びシミュレーションに用いる気象データ

モデル計算の入力データとして、約 1km 四方のメッシュごとの気象データ（降水量，気温など）を使用した。データの出典などの詳細を，現況再現については表 3-3 に，過去気候及び将来気候のシミュレーションについては表 3-4 にそれぞれ示す。

現況再現には，日本気象協会北海道支社が作成した，解析雨量，局地客観解析データ及び日本気象協会モデル（SYNFOS-5）値を空間補間して得た 1km メッシュデータを用いた。ただし，全層雲量は対象地域に近接して雲量観測を行っている旭川気象観測所の観測値<sup>19)</sup>と，気温は金山ダム流域の幾寅アメダスの観測値<sup>19)</sup>と比較し，いずれも観測値に比べ過小であることを確認した（図 3-9 (1)，図 3-9 (3)）。そこで，旭川気象観測所における全層雲量の観測値との関係から雲量の補正式を作成し（図 3-9 (1)），その補正值を用いて全天日射量及び長波放射量の計算を行った。しかし，この全天日射量を旭川気象観測所における観測値と比較したところ，雲量の補正值を用いてもなお，夏季などに過小評価されていると考えられた（図 3-9 (2)）。

一方，気温と全天日射量については，国立研究開発法人農業・食品産業技術総合研究機構が開発・運用する農研機構メッシュ農業気象データの 1km データをアメダス等の観測値<sup>19)</sup>と比較したところ，（一財）日本気象協会提供の 1km

表 3-3 現況再現用の 1kmDS データ（2018 年 3 月 13 日～2021 年 9 月 30 日）

気象要素	単位	使用データ，空間解像度及び時間解像度
降水量	mm	気象庁解析雨量，1km，1 時間
気温	K	農研機構メッシュ農業気象データ，1km，1 日
全天日射量	MJ/m <sup>2</sup> / day	同上
海面気圧	hPa	同上
風速	m/s	同上
相対湿度	%	同上
降雪水量	mm	日本気象協会 SYNFOS-3D によるモデル値，5km，3 時間
全層雲量	%	日本気象協会 SYNFOS-3D によるモデル値（5km，3 時間）を，旭川地方気象台におけるモデル値と観測値との関係式に基づき補正
下層雲量	%	日本気象協会 SYNFOS-3D によるモデル値（10km，3 時間）を全層雲量と同じ式で補正

表 3-4 気候変動の推定に使用した 1km ダウンスケールデータの諸元  
(1984-2004 年、2080-2100 年) .

気温以外の各気象要素のバイアス補正基準データとして DSJRA-55 を、気温のバイアス補正基準データとして 30 年平均値のメッシュデータ (メッシュ平年値) を使用した.

	過去気候	将来気候
対象期間	1984.9~2004.8	2080.9~2100.8
将来予測シナリオ	-	RCP 8.5
アンサンブル数 (海面水温パターン)	20 年 (HadISST)	20 年×3 アンサンブル (SST1/ SST2/ SST3)
積雲対流スキーム	Yoshimura Scheme	
用いる気象要素	気温, 降水量, 風速, 相対湿度, 全層雲量, 下層雲量, 気圧	

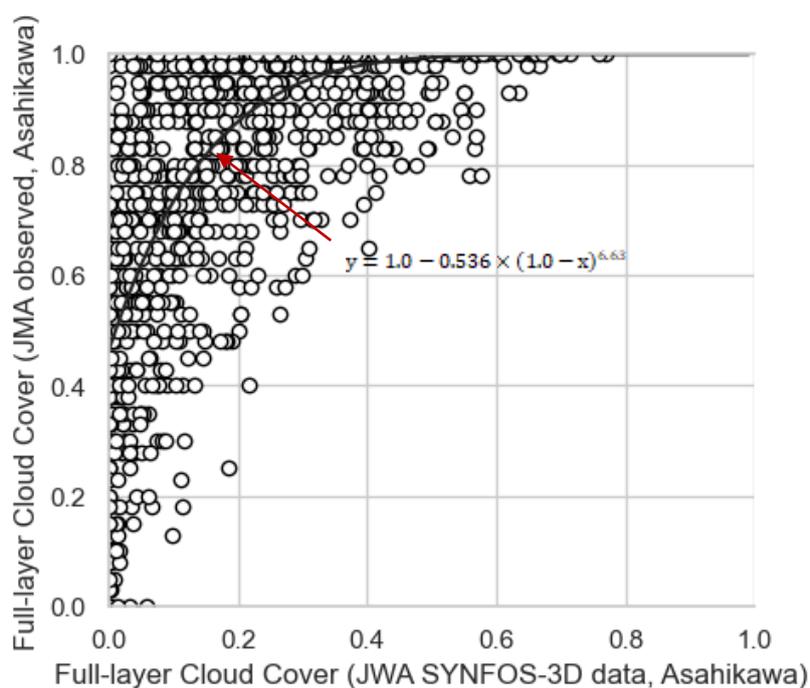


図 3-9 (1) 全層雲量, 日射量及び気温に関するデータ間の比較 (1)

気象協会データ (旭川観測所のある 3 次メッシュ 64425209) と旭川気象観測所の全層雲量の日別値の比較 (2016 年 7 月~2019 年 6 月) .

式は補正式 ((1-雲量)に対し累乗近似) を表す.

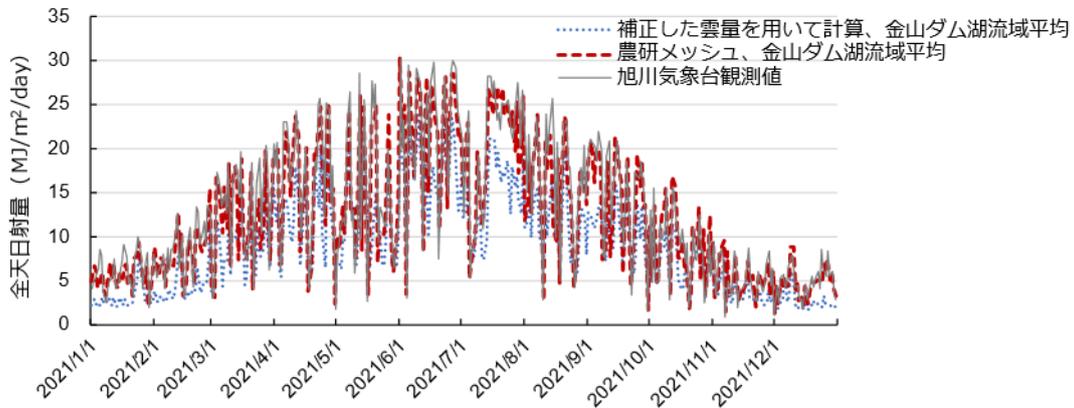


図 3-9 (2) 全層雲量，日射量及び気温に関するデータ間の比較 (2)  
 全天日射量 (a の補正式で補正した雲量を用いて LoHAS で計算した金山ダム湖流域平均，農研メッシュによる金山ダム湖流域平均，旭川気象台での観測値) の比較.

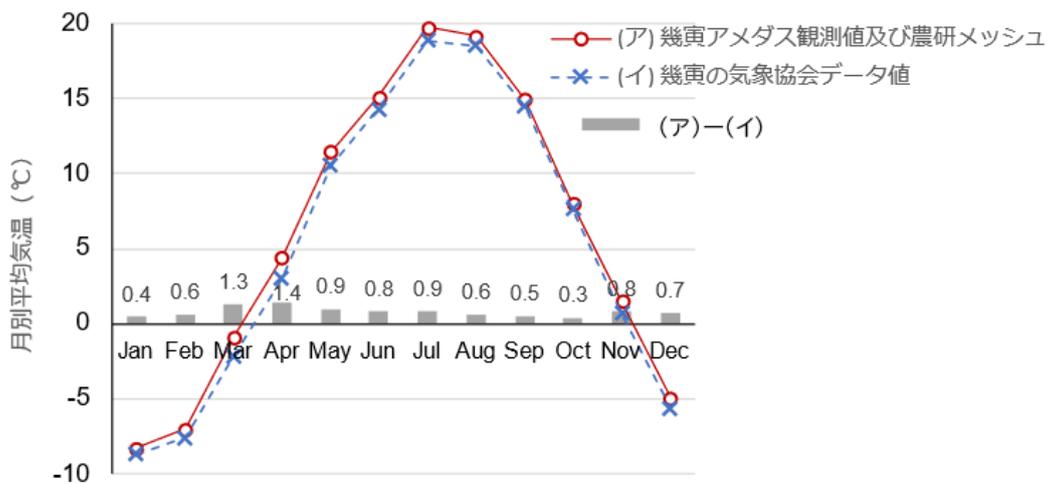


図 3-9 (3) 全層雲量，日射量及び気温に関するデータ間の比較 (3).  
 気象協会データ (幾寅アメダスのある 3 次メッシュ 64426405) と幾寅アメダス観測値・  
 農研メッシュの月別平均気温の比較 (2016 年 7 月～2021 年 12 月).  
 農研メッシュは各アメダス地点の観測値と一致するよう空間補間されており<sup>20)</sup>，  
 幾寅アメダスの観測値と一致する.

メッシュデータと比べ乖離がないことがわかった (図 3-9. 2, 図 3-9. 3).  
 そこで，気温及び全天日射量については，農研機構メッシュ農業気象データの  
 値を使用することとした.

過去及び将来のシミュレーションには，上田ら<sup>21)</sup>による 1984 年 9 月 1 日

から 2004 年 8 月 31 日まで（「過去気候」）及び 2080 年 9 月 1 日から 2100 年 8 月 31 日まで（「将来気候」）の 1 km ダウンスケーリングデータを使用した（表 3-4）。将来気候については、IPCC による代表的濃度経路 (RCP) 8.5 の排出シナリオに準拠し、Mizuta *et al.* <sup>22)</sup>で示された 3 パターンの海面水温に基づく計算の平均値を使用した。過去気候、将来気候ともに、20 年間の解析期間のうち、最初の 1 年間の助走期間とし、研究対象から除外した。データセットのダウンスケーリング、標高補正、バイアス補正の詳細は上田ら <sup>21)</sup>に記されている。

金山ダム湖流域の 2016 年 10 月から 2021 年 9 月までの有効降水量（降水量－蒸発散量）と観測流出高を比較すると、有効降水量（920 mm）は観測流出高（1,130 mm）の 81%にとどまり、水収支を説明できなかつた（表 3-5）。降水量計による冬季の降水観測では、特に雪片などの固体降水の捕捉率が低下すること（捕捉損失）により過小評価されることが知られ <sup>23)</sup>、評価が難しいことが知られている。このことから、流域水収支の不一致は降雪水量の過小評価によると考え、期間中の有効降水量と観測流出高が一致するよう、現況再現では降雪水量に補正係数 1.44 を乗じた。

将来予測に用いる 1km ダウンスケーリングデータについて、降雪水量に 1.52 を乗じることで、北海道内の複数の流域における水収支が整合することが上田ら <sup>24)</sup>により確認されていることから、降雪水量に補正係数 1.52 を乗じた。この値は現況再現における補正係数 1.44 と若干異なることに留意を要する。

表 3-5 金山ダム湖流域の水収支（2016 年 10 月～2021 年 9 月、単位は mm/yr）

	降雨量 R	降雪水量 S	蒸発散量 E	有効降水量 P=R+S-E	観測流出高 Q
補正前	941	533	554	920	
S を 1.44 倍 補正後	912	767	548	1132	1130

### 3.6 流量・水温の観測データ

金山ダム湖流域の小流域の流量・水温の再現性検証には、北海道立総合研究機構 林業試験場 石山氏らが4つの小流域で観測した1時間ごとの水位及び水温データ(2018年3月13日～2021年9月30日)を使用した(表3-6, 表3-7)。ただし、比流量が他流域に比べ明らかに過小となる場合は欠測として扱い、対象から除外した。また冬季には、降雨や融雪がないにもかかわらず水位のピークが出現する可能性があるが、これは結氷等に伴う局所的な水位上昇の影響が考えられるため欠測として扱い、対象から除外した。1時間ごとの水位は、Manningの平均流速公式と2020年9月23日に各小流域の観測点で行った現地観測に基づき、1時間ごとの流量に換算し、日別値として整理した。Manningの平均流速公式は式(16)で与えられる<sup>25)</sup>。

$$v = \frac{1}{n} R^{2/3} i^{1/2} \quad (16)$$

表 3-6 金山ダム流域の流量・水温の観測データ

小流域名 (河川名)	流量及び水温の 観測データ	流量・水温の 算出方法または出典
小流域1 (エホロカアンベツ川)	2018年3月13日 ～2021年9月30日 (石山氏提供)	流量：水位をデータロ ガーで計測後、マニン グの公式で流量に換算 水温：データロガーで 計測
小流域4 (熊の沢川)	同上	同上
小流域101 (金の沢川)	同上	同上
小流域103 (ペイユルシエペ川)	同上	同上
金山ダム	2018年3月13日 ～2021年12月31日 (流量のみ)	国土交通省 <sup>25)</sup> の 公表値
太平橋	2021年4月28日 ～2021年12月31日 (水温のみ)	水温：データロガーで 計測

表 3-7 モデルの汎用性検証用の流量・水温の観測データ

小流域名 (河川名)	流量及び水温の 観測データ	流量・水温の 算出方法または出典
小流域 p11 (中白鳥川)	流量：6回の観測値 水温：2019年11月8日 ～2021年10月22日 (石山氏提供)	流量：流量計で観測 水温：データロガーで計測
小流域 p12 (ポン布部川)	2018年7月9日 ～2021年10月22日 (石山氏提供)	同上
小流域 p7 (布辺川支流)	2018年3月13日 ～2021年10月22日 (石山氏提供)	同上
小流域 f5 (尻岸馬内川)	2020年6月3日 ～2021年10月22日 (石山氏提供)	同上
小流域 f1 (中の沢川)	2020年5月19日 ～2021年10月22日 (石山氏提供)	

ここで、 $v$  は断面平均流速 (m/s) ,  $n$  はマンニングの粗度係数 ( $m^{-1/3}s$ ) ,  $R$  は半径方向の深さ (m) ,  $i$  はエネルギー勾配である. エネルギー勾配は河床勾配と等しいと仮定している. 河川断面形状, 河道勾配  $i$  , 及びその時刻の  $R$  , 河川断面積  $A$  , 河川流量  $Q$  は, 2020年9月23日に行われた域 1, 4, 101, 103 の観測値を用いた.  $i$  は 30~40m の縦断測量から各河道について算出し,  $Q$  は電磁流速計 (AEM1-DA, JFE アドバンテック株式会社) による流速観測と横断測量から算出した. 上記で得られた  $i$  と現場観測による  $R$  及び  $v (=Q/A)$  を式 (16) に代入して, 流域ごとに  $n$  を算出した. 算出された各流域の  $i$  と  $n$  を表 3.8 に示す. また, 観測された水位と河川断面形状に対応する  $A$  ,  $R$  を 1 時間ごとに算

表 3-8 現地観測により得られた各小流域の河床勾配  $i$  とマンニング粗度係数  $n$

小流域	$i$	$n$
小流域 1	0.0170	0.166
小流域 4	0.0108	0.128
小流域 101	0.0246	0.070
小流域 103	0.0179	0.083

出した。この  $R$  と上記で求めた  $i$ ,  $n$  を (16) 式に代入し,  $A$  を乗じて 1 時間ごとの河川流量  $Q$  を算出した。

布部川流域及び尻岸馬内川流域の小流域の水温の再現性検証には, 石山らが 4 つの小流域で観測した 1 時間ごとの水温データ (期間は小流域ごとに表 3-7 のとおり) 及び石山らが測定した流量観測データを使用した。

金山ダムにおける河川流量の再現性検証には, 国土交通省<sup>26)</sup> が公表している日別値を用いた。太平橋地点の水温の再現性検証には, 2021 年 4 月下旬から 12 月末まで, ロガーを設置して得られた水温データを使用した。

流量の再現性を評価するため, 欠測日を除いた調査期間について Nash-Sutcliffe 係数 (NSE) を算出し, 定量的指標とした。Nash-Sutcliffe 係数は流量のばらつきの大さを考慮してモデルの精度を評価する指標で, その値が 1 に近いほどモデルの精度はよいとされ, 0.7 以上でモデルの再現性が高く, 0 以上で再現性があり, マイナスの場合には再現性がないとされる<sup>27)</sup>。

水温の再現性を評価するために, 欠測日を除いた調査期間中の NSE と二乗平均平方根誤差 (RMSE) を算出し, 定量的指標とした。RMSE は小さいほど予測値と観測値の間のずれが小さいことを表す。

### 3.7 参考文献

- 1) 臼谷友秀, 中津川誠, 工藤啓介 : 石狩川流域における水循環の定量化について, 水工学論文集, 49 巻, pp.229-234, 2005.
- 2) 工藤啓介 : 地球温暖化に伴う気候変動が積雪寒冷地の水環境に及ぼす影響の定量評価手法の研究, 室蘭工業大学博士論文, 2019.
- 3) Nakatsugawa, M., Hamahara, Y., Hoshi, K. : Long-term runoff calculation considering change of snow pack condition. *Journal of Hydroscience and Hydraulic Engineering*, Vol. 22, Issue 2, pp.155–169, 2004.
- 4) 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, 588 巻, pp.19-38, 2002.
- 5) 財団法人北海道河川防災研究センター, 石狩川流域ランドスケープ情報, 1998.
- 6) 菅原正巳 : 流出解析法, 共立出版, 1972.
- 7) Duan, Q., Sorooshian, S. and Gupta, V., : Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models, *Water Resources Research*, Vol. 28, Issue 4, pp.230-244, 1992.
- 8) 新井正, 西沢利栄, 水温論 (水文学講座 10), 共立出版, 1974.
- 9) Google Earth, <https://www.google.co.jp/intl/ja/earth/> (2021 年 12 月 14 日閲覧)
- 10) 新井正, 気候変動と陸水の温度および氷況の変化. *陸水学雑誌*, 70 号 2 巻, pp.99-116, 2009.
- 11) Menberg, K., Blum, P., Kurylyk B. L. and Bayer, P. : Observed groundwater temperature response to recent climate change, *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 18, Issue 11, pp. 4453-4466, 2014.
- 12) Figura, S., Livingstone, D.M., Hoehn, E., Kipfer, R. : Regime shift in groundwater temperature triggered by the Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, Vol. 38, L23401, 2011.
- 13) Hemmerle, H., Bayer, P. : Climate change yields groundwater warming in Bavaria, Germany. *Frontiers in Earth Science*, Vol. 8, 523, 2020.
- 14) Burns, E. R., Y. Zhu, H. Zhan, M. Manga, C. F. Williams, S. E. Ingebritsen, and J. B. Dunham : Thermal effect of climate change on groundwater-fed ecosystems, *Water Resources Research*, Vol. 53, Issue 4, pp.3341–3351, 2017.
- 15) Matsuyama, H., Miyano, H. : Diagnostic study on warming mechanism of spring water temperature based on field observations and numerical simulation: A case study of Masugatanoiike spring, Tokyo, Japan. *Hydrological Research Letters*, Vol. 5, pp.78–82, 2011.

- 16) 近藤純正：水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支。朝倉書店，1994.
- 17) 石井孝，梨本真，下垣久：衛星データによる葉面積指数 LAI の推定。水文・水資源学会誌，12 巻 3 号，pp.210-220，1999.
- 18) 徳田大輔，山崎大，沖大幹：河川水温モデルを用いた河川水温形成に氾濫原が果たす役割の解明。土木学会論文集 B1（水工学），73 巻 4 号，pp.I\_1213-I\_1218，2017.
- 19) 気象庁：過去の気象データ検索，  
<https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>（2023 年 4 月 28 日閲覧）
- 20) 大野宏之，佐々木華織，大原源二，中園江：実況値と数値予報，平年値を組み合わせたメッシュ気温・降水量データの作成。生物と気象，16 巻，pp.71-79，2016.
- 21) 上田聖也，中津川誠，千田侑磨，小松麻美：流域水収支が検証された北海道全域の高解像度 Downscaling 情報の作成，土木学会論文集 B1（水工学），75 巻 2 号，pp.I\_1051-I\_1056，2019.
- 22) Mizuta, R., Arakawa, O., Ose, T., Kusunoki, S., Endo, H., Kitoh, A. : Classification of CMIP5 future climate responses by the tropical sea surface temperature changes. SOLA, Vol. 10, pp.167-171, 2014.
- 23) 中井専人，横山宏太郎：降水量計の捕捉損失補正の重要性-測器メタデータ整備の必要性-. 天気，56，pp.69-74，2009.
- 24) 上田聖也，中津川誠，臼谷友秀：北海道を対象とした流域水収支の検証に基づく高解像度ダウンスケーリング気候情報の推定，土木学会論文集 B1（水工学），76 巻 2 号，pp.I\_25-I\_30，2020.
- 25) 土木学会水工学委員会 水理公式集編集小委員会：水理公式集 2018 年版。2018.
- 26) 国土交通省：水文水質データベース，<http://www1.river.go.jp/>（2023 年 2 月 13 日閲覧）
- 27) 国土交通省：第 5 回気候変動による水資源への影響検討会 今年度の検討状況について。 <https://www.mlit.go.jp/common/001027844.pdf>（2023 年 2 月 13 日閲覧）

## 第4章 河川流量・水温モデルの現況再現

### 4.1 金山ダム湖流域における再現

#### (1) タンクモデルパラメータの特性

流出計算におけるタンクモデルのパラメータを表 4-1 に示す。火山岩分布域の流域 1, 4 では, 中生界分布域の流域 101, 103 と比較してそれぞれ流出係数 $a_{11}$ ,  $a_{12}$ ,  $a_{21}$  が小さく, 浸透係数 $b_2$ ,  $b_3$  が大きくなっている。これらのパラメータの特性の違いは地質による流出特性の違い, すなわち火山岩分布域では基底流出が, 中生界分布域では表面流出と中間流出が顕著なことを表している。

表 4-1 採用したタンクモデルのパラメータ。

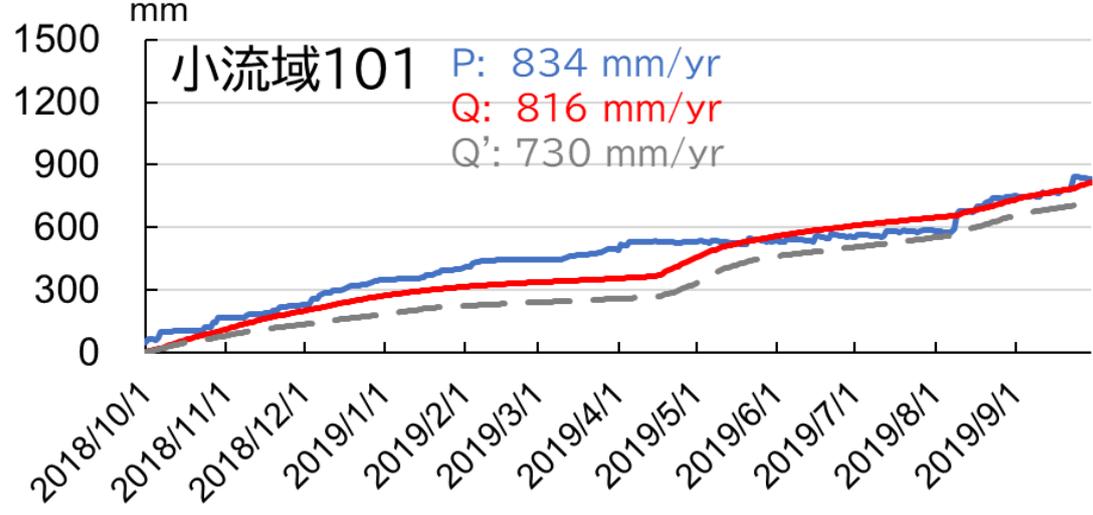
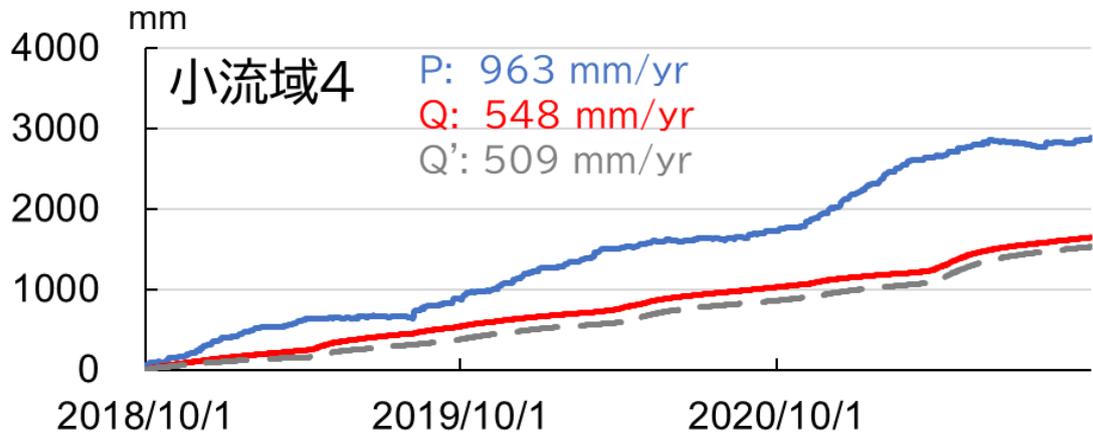
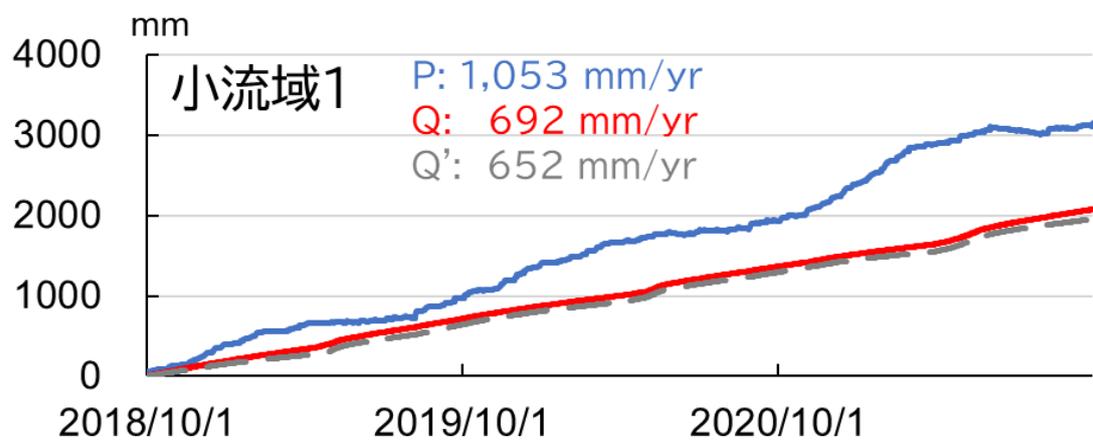
記号は図 3-4, 図 3-7 に対応する。

	$a_{11}$	$a_{12}$	$a_{21}$	$a_{31}$	$a_{41}$	$b_1$	$b_2$	$b_3$	$b_4$	$z_{11}$	$z_{12}$	$z_{21}$	$z_{31}$
小流域 1	0.171	0.068	0.038	0.003	0.0011	0.607	0.252	0.039	0.0011	96.1	60.4	18.8	3.0
小流域 4	0.175	0.070	0.057	0.005	0.0007	0.523	0.252	0.021	0.0016	89.7	52.2	10.8	1.9
小流域 101	0.181	0.116	0.060	0.025	0.0040	0.188	0.068	0.0003	-	103.8	39.3	26.3	29.4
小流域 103	0.209	0.135	0.075	0.012	0.0025	0.607	0.068	0.0002	-	86.2	25.8	16.3	29.4

## (2) 流域水収支

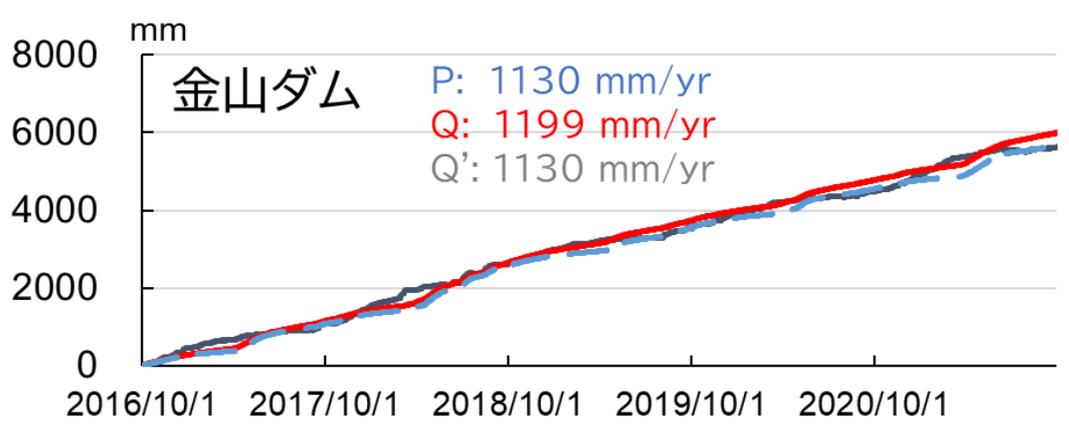
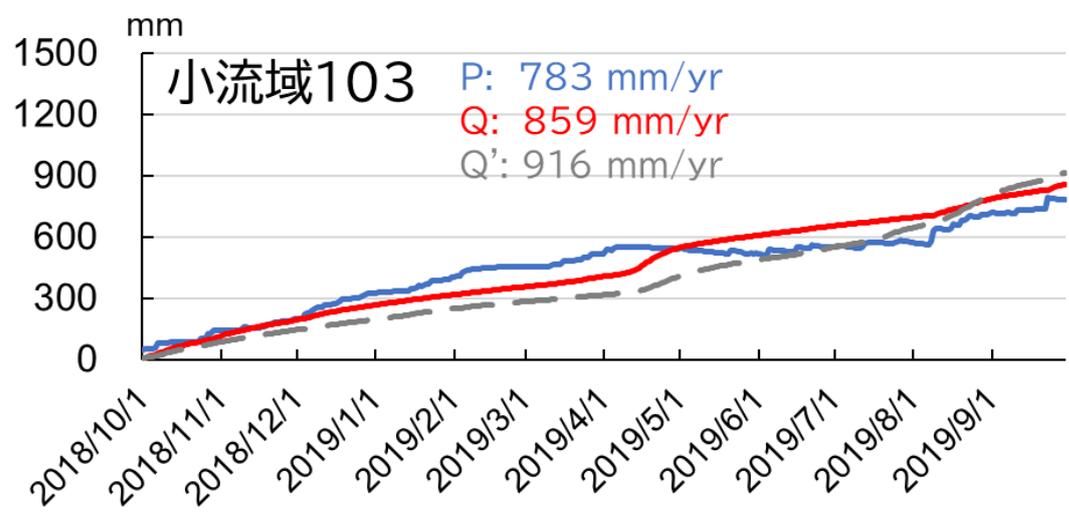
流量計算において流域の水収支が整合的であることを確認するため、2018年7月1日から2019年6月30日の1水文年における有効降水量の計算値、流出高計算値及び流出高観測値の累積値を図4-1に示す。火山岩分布域の小流域1、小流域4では有効降水量に対する計算流出高の比 $Q/P$ は0.57~0.66と小さいが、これは地下水の伏流を考慮した計算の結果、観測点より下流側へと伏流する水が有効降水量の4割程度を占めていることを表す。一方、中生界の分布域にある小流域101及び小流域103では $Q/P$ は1に近く、水収支を整合的に説明する。

小流域101を除く各流域では、流出高の計算値と観測値の累積値の差は10%未満であり、再現計算が水収支の観点で整合的であることがわかる。一方、小流域101では、観測流出高が計算流出高を12%下回る。小流域101の各累積値を中生界が分布する点で共通する小流域103と比較すると、計算流出高と有効降水量に大きな差はないが、観測流出高が極端に小さくなっている。観測流出高は、現地観測に基づいて観測水位を流量に換算して算出されているが、小流域101では流量観測や流量から水位への換算などにおける誤差が原因で、観測流出高が過小に算出された可能性がある。



— 有効降水量P    — 計算流出高Q    — 観測に基づく流出高Q'

図 4-1 (1) 金山ダム流域の小流域における現況流量の再現結果  
 それぞれ観測期間に入る複数の水文年（10月～翌年9月）を対象とした。ただし小流域101, 103は2020年以降の観測の欠測が多く、2018水文年のみを対象とした。



— 有効降水量P    — 計算流出高Q    — 観測に基づく流出高Q'

図 4-1 (2) 金山ダム流域の小流域における現況流量の再現結果(続き)

### (3) 流量の再現

金山ダム湖流域の小流域における流量の再現結果を図 4-2 に、金山ダム湖流域における流量の再現結果を図 4-3 に示す。小流域 1, 4 及び金山ダムの NSE は 0.70 以上で高い再現性を示し、小流域 101 及び 103 の NSE はそれぞれ 0.39, 0.18 で、一定の再現性を示した。

金山ダム湖流域の小流域における水温の再現結果を図 4-4 に、太平橋における水温の再現結果を図 4-5 に示す。5 地点における NSE は 0.78~0.92, RMSE は 1.2~1.8 で、高い再現性を示した。

火山岩分布域と中生界分布域の水温の特徴を比較すると、火山岩分布域の水温は夏に低く、冬に高く、夏と冬の水温差が小さくなっている (図 4-4)。この原因は図 4-6 に示すように、火山岩分布域では中生界分布域に比べて水温の安定した基底流出の比率が高く、水温変動の大きい表層流出や中間流出の比率が相対的に小さいためと考えられる。

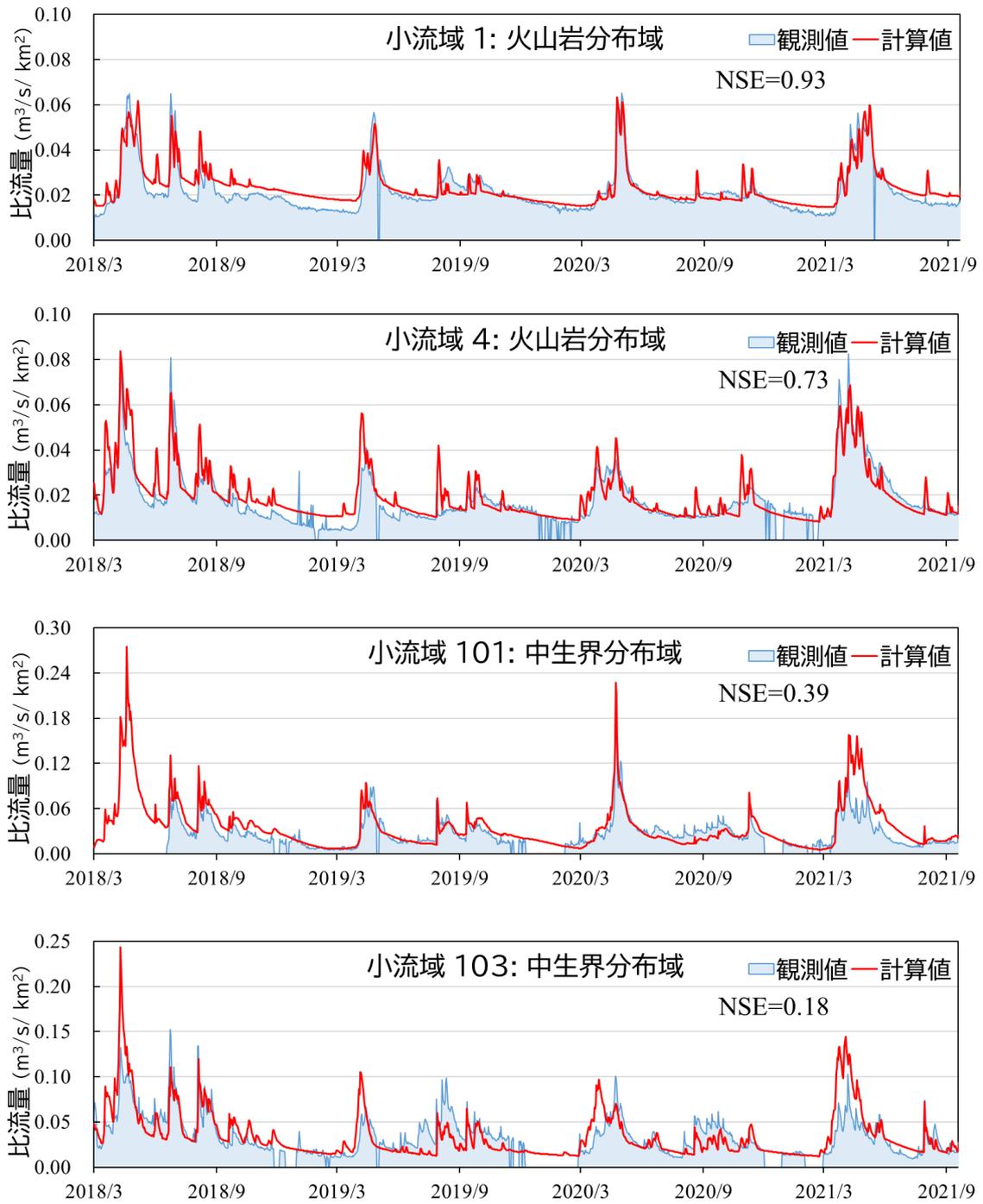


図 4-2 金山ダム流域の小流域における現況流量の再現結果

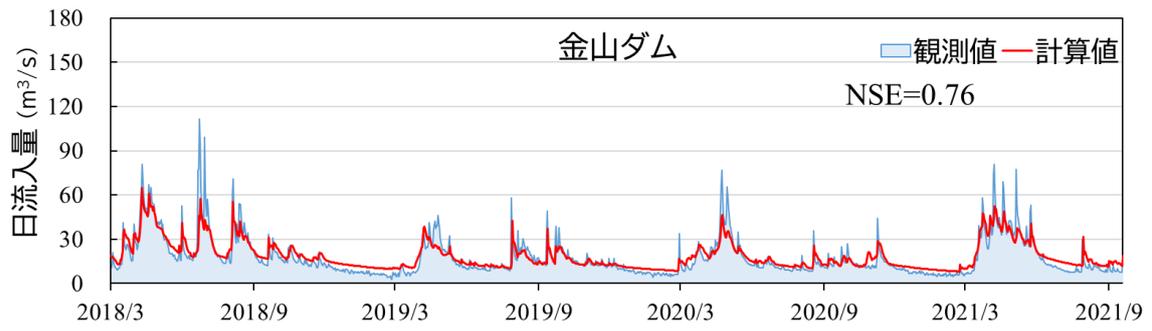


図 4-3 金山ダムの流入量の再現結果

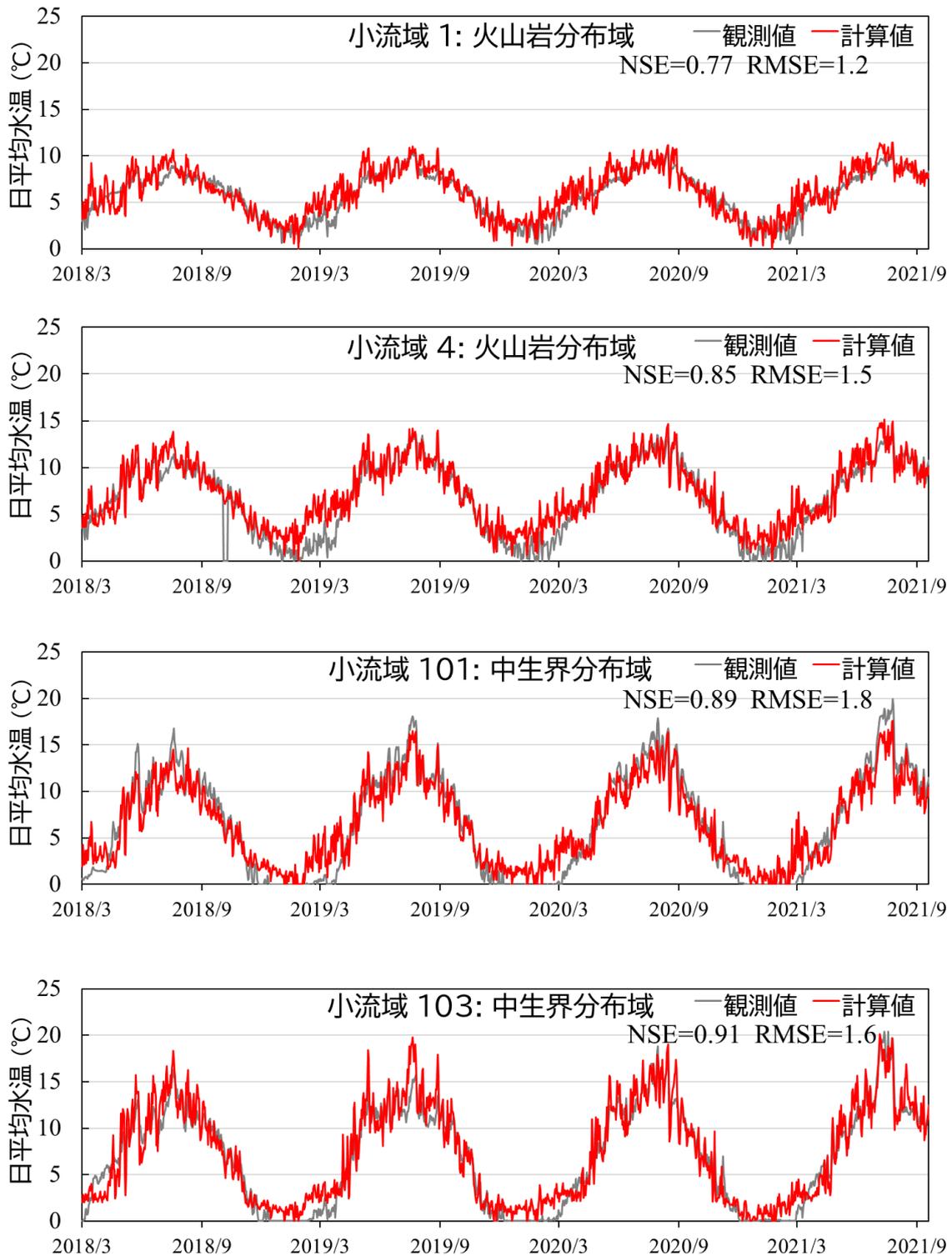


図 4-4 金山ダム流域の 4 小流域における現況河川水温の再現結果

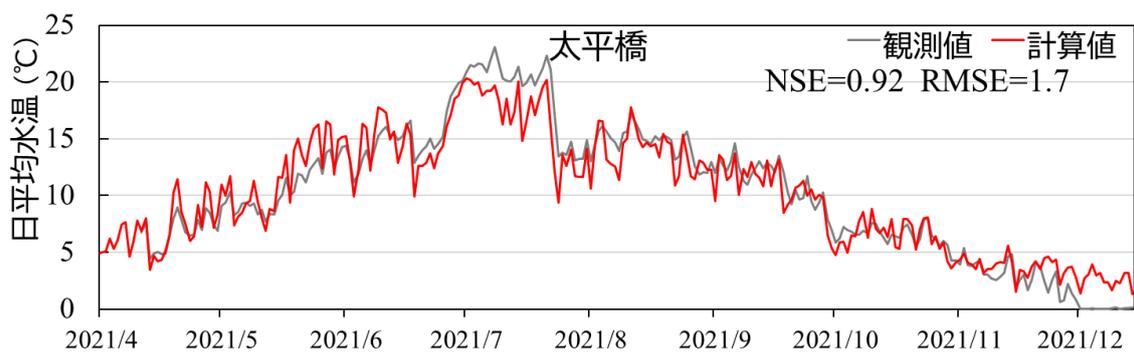


図 4-5 太平橋地点の水温の再現結果(2021 年 4 月 28 日～同年 12 月 31 日).

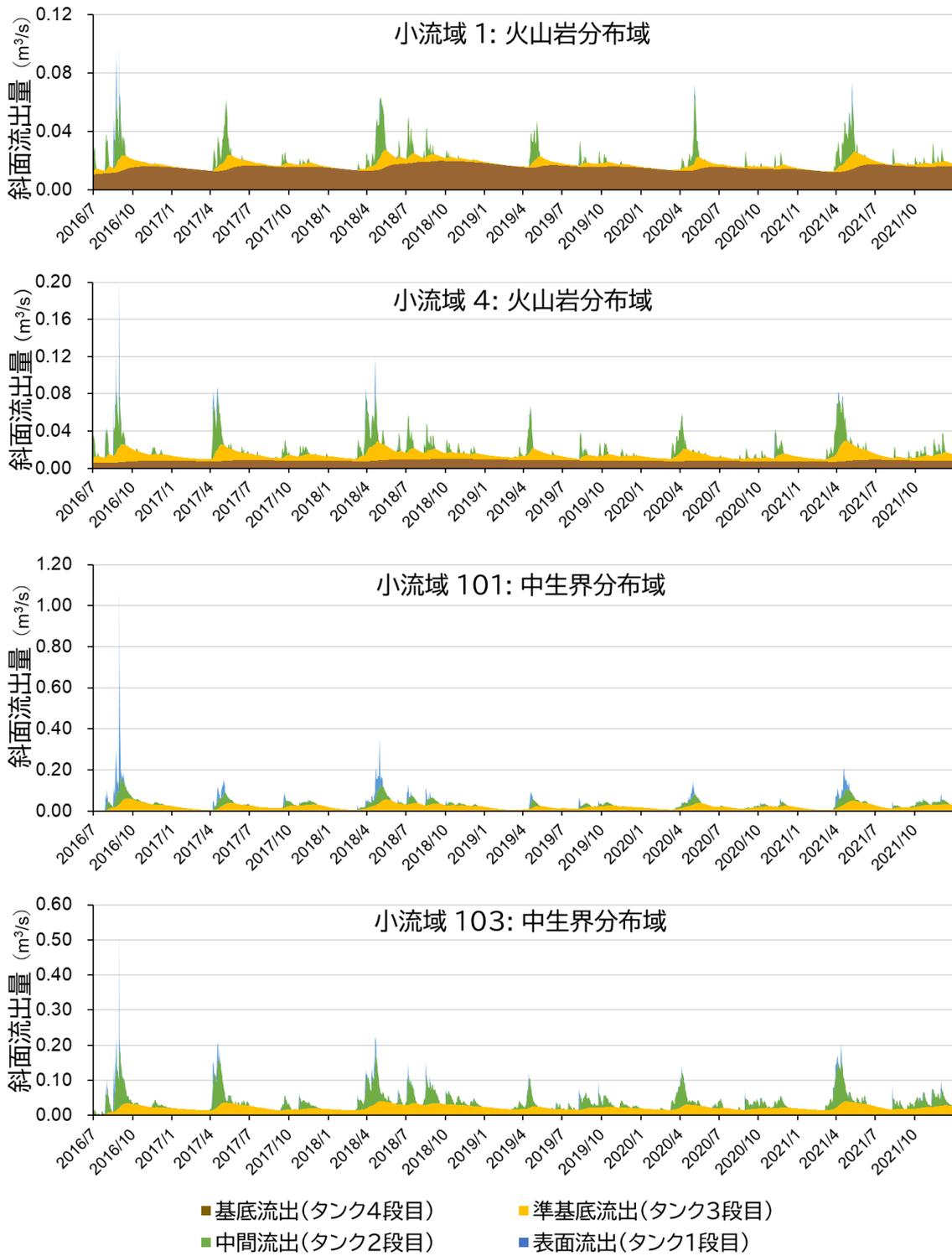


図 4-6 現況再現における流出の内訳の火山岩分布域と中生界分布域の比較

## 4.2 追加流域における再現

### (1) 流域水収支

流域の水収支を確認するため、有効降水量と計算流量を比較した結果を表 4-2 に示す。火山岩分布域の小流域 p11, p12 及び p7 では、 $Q/P$  は 0.45~0.58 と小さいが、これは地下水の伏流を考慮した計算の結果、観測点より下流側へと伏流する水が  $P$  の 4~5 割程度を占めていることを表す。一方、中生界の分布域にある小流域 f5 及び f1 では  $Q/P$  は 1 に近く、水収支を整合的に説明する。

表 4-2 追加流域における小流域の水収支

(2016 年 10 月~2021 年 9 月, 値は 1 水文年平均 mm)

	有効降水量 $P$	計算流出高 $Q$	$Q/P$
小流域 p11	1,653	962	0.58
小流域 p12	1,653	737	0.45
小流域 p7	1,667	846	0.51
小流域 f5	1,877	1,894	1.01
小流域 f1	1,594	1,616	1.01

## (2) 流量の再現

追加流域における比流量の再現結果を図 4-7 に示す。小流域 p11 及び小流域 p12 では、観測値と計算値は概ねよく対応し、小流域 f5, 小流域 f1 では計算値が観測値に比べ過大となる場合があるものの、粗々の再現性が確認できた。これに対し小流域 p7 では観測値が計算値を大きく上回っており、別途検討する。

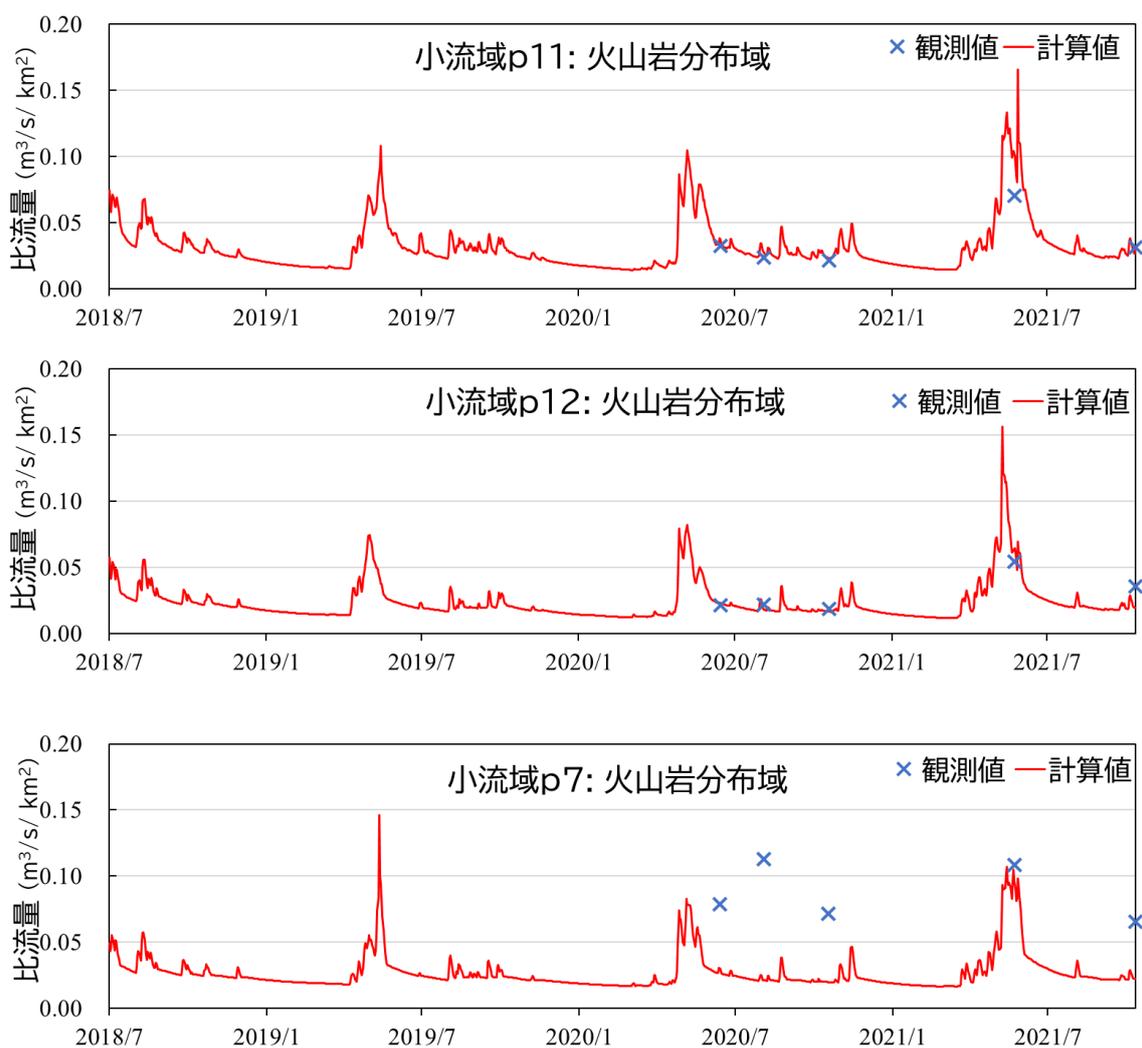


図 4-7 (1) 追加流域の現況流量再現結果



図 4-7 (2) 追加流域の小流域の現況流量再現結果 (続き)

### (3) 水温の再現

追加流域における水温の再現結果を図 4-8 に示す。小流域 p11, p12, f5 及び f1 では NSE, RMSE の両方で金山ダム湖流域の各小流域と大差なく、粗々の再現性が確認できた。一方、小流域 p7 では水温の NSE が 0.22 と他流域に比べ小さく、後述により別途検討する。

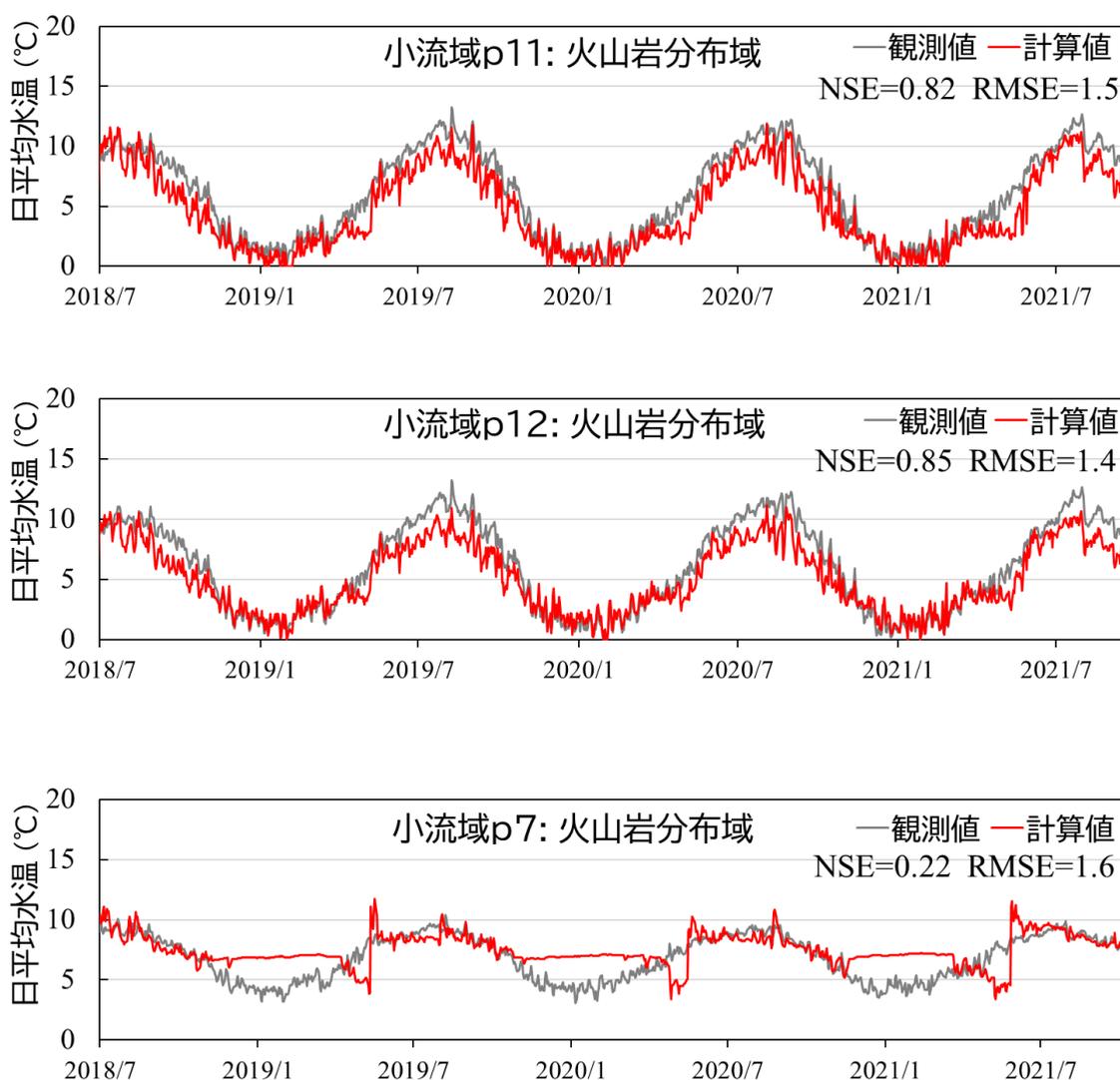


図 4-8 (1) 追加流域の小流域の水温再現結果

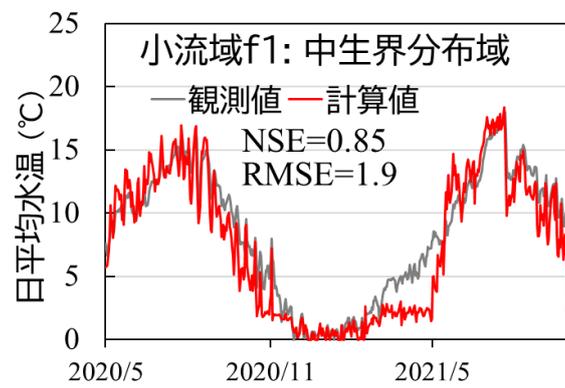
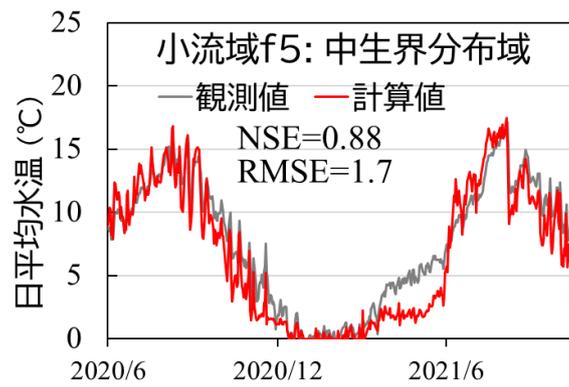


図 4-8 (2) 追加流域の小流域の水温再現結果 (続き)

#### (4) 地下水の流向が地表水と異なる流域における再現性の向上

小流域 p7 において流量・水温再現の改善の可能性を検討した。地表勾配に基づいて判読される小流域 p7 の集水域は  $2.2 \text{ km}^2$  と小さい (図 4-9 a)。集水域付近の地形をみると、標高 400~500 m の急崖を境に下流側では明瞭な河谷が発達する一方、上流側の標高 530~700 m では谷の発達のほとんどない火山麓扇状地 (図 4-9 b) が、南北で接する流域に連続して広がっている。小流域 p7 付近の地下水の流れが、火山麓扇状地を構成する砂礫によって埋められる前の旧地形に沿って生じているとすると、地下水の集水域は地表勾配からみた集水域よりも広く、火山麓扇状地全体に及ぶ可能性が考えられる。それらの地下水が標高 400~500 m の急崖で再湧出していると考えることにより、小流域 p7 で計算流量に比べ観測流量が著しく過大となっていることが説明できる。

以上を考慮し、火山麓扇状地を構成する北側及び南側の流域からも地下水が流入し、標高 400~500 m の急崖で再湧出すると仮定して、小流域 p7 の流量を再計算した。モデル上での計算は 1km メッシュで地形を簡略化しており、北は布部川、南は中白鳥川の河谷に挟まれた領域が火山麓扇状地に相当する (図 4-9 b')。この流域の地下水が図 4-9 の青矢印のとおり、地表勾配と異なる流れをもち、p7 観測点のあるメッシュで再湧出すると仮定した。この再計算の結果を図 4-10 に示す (地表水と地下水の集水域が一致しないため、ここでは比流量ではなく流量で比較した)。流量・水温のいずれでも、再現性が改善していることが確認された。

再計算前後における流水量の変化、及び再計算における水収支を図 4-11 に示す。当初計算の流量は  $0.78 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$  だが、再計算では火山麓扇状地(b')からの地下水  $4.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$  が加わり、再計算後の流量 ( $5.0 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ ) は約 6.4 倍に増加した。地下水の集水域の期間中の水の出入りを確認すると、期間中の有効降水量  $11.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$  に対し、小流域 p7 の観測点ではその 43% ( $5.0 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ ) が流水として流れる計算となる。

小流域 p7 の事例では、火山岩分布域では地表勾配と異なる地下水の流れを考慮しないと流量・水温を再現できない場合があること、そのような場合でも水収支を整合的に説明できるよう計算条件を修正することで、再現性を改善できる可能性が示された。なお、小流域 p7 では、再計算後でも流量はやや過小評価され、水温は実際よりも季節による変動幅が小さく計算され、流量・水温再現に改善の余地が残された。その一因として、本計算で用いた河道網の間隔が 1km と、面積の小さい流域の計算には粗いことが挙げられる。近年、より細かい空間解像度の河道網データを流出計算に用いる試みがなされており<sup>3)</sup>、本研究でもより密な河道網データを導入し、再現性を向上する余地があると考えられる。

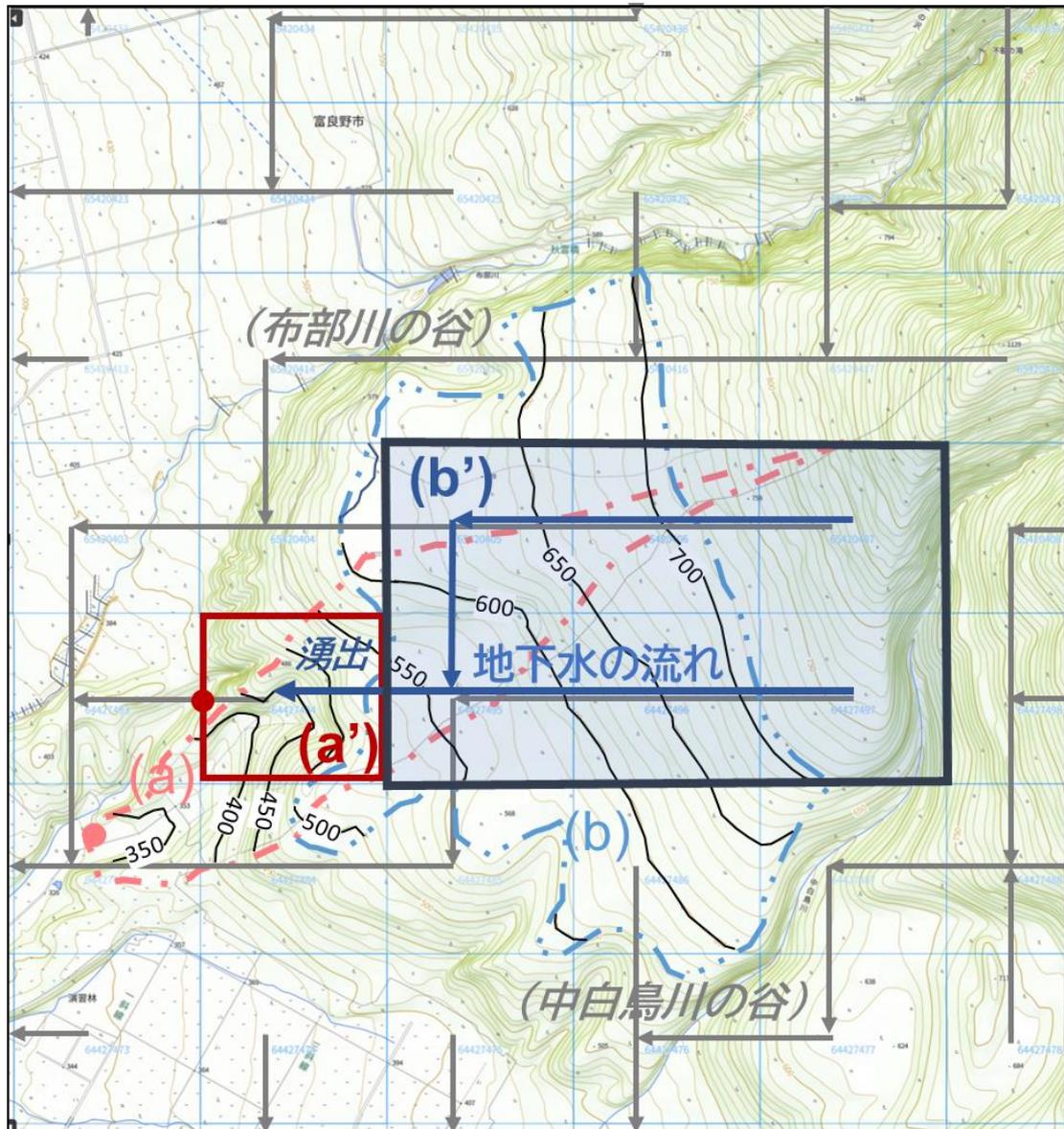


図 4-9 小流域 p7 周辺の地形図及びモデルの河道網.

- (a) 地表勾配に基づく p7 集水域. ピンク色の丸は観測地点を示す. 50m ごとの等高線を強調した. (a') モデルの河道網上の p7 集水域. 赤丸は観測地点に対応する.
- (b) 集水域 a の上流に広がる火山麓扇状地. 50m ごとの等高線を強調した.
- (b') モデルの河道網上の火山麓扇状地に相当する領域. p7 の流量再計算では, ((a')+(b'))が p7 の地下水の集水域に相当すると考え, 地下水の流れを青矢印のとおりとし, (b')の地下水がメッシュ a'で全量湧出すると仮定した. 基図は地理院地図 Vector<sup>1)</sup> を使用し, メッシュは 3 次メッシュ (メッシュ幅約 1 km) を示す. 灰色矢印は石狩川ランドスケープ情報<sup>2)</sup> に基づくモデル河道網を示す.

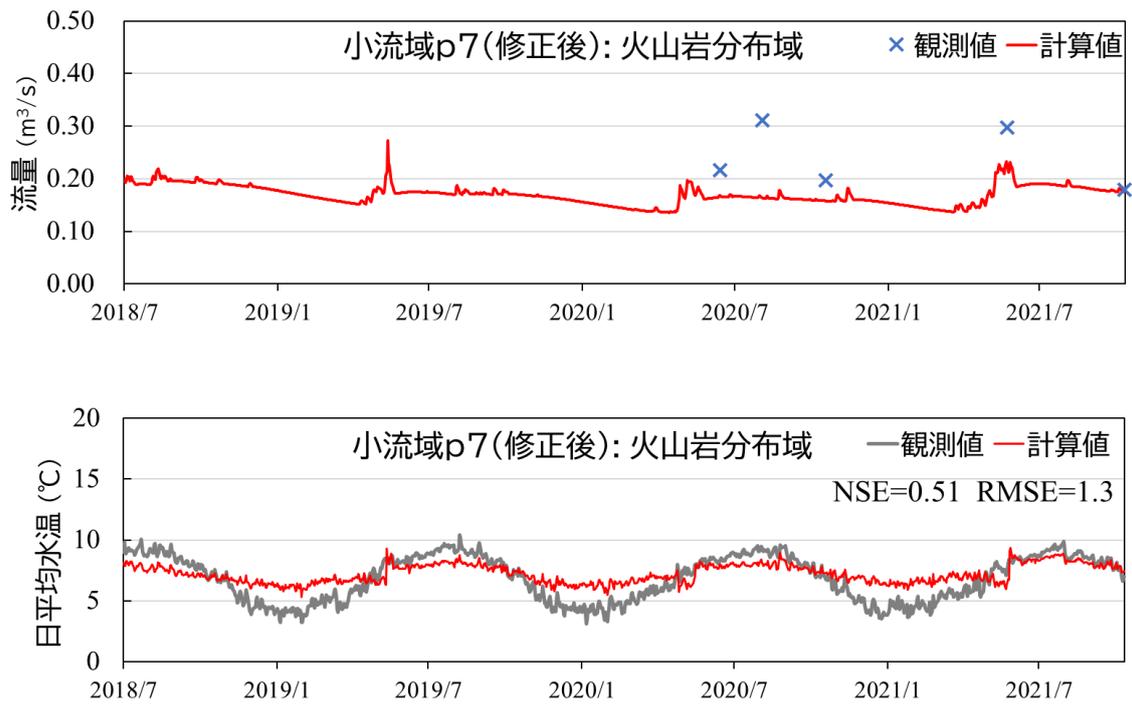
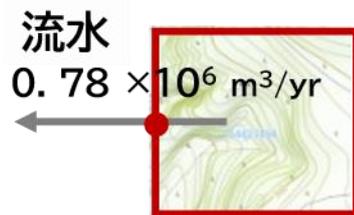
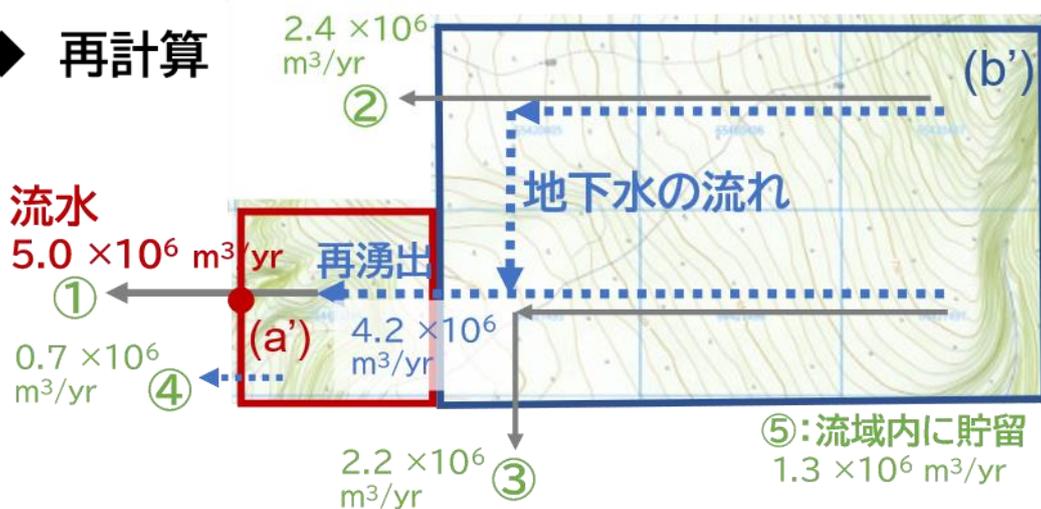


図 4-10 小流域 p7 の現況流量及び水温の再現結果(修正後の計算).

## ◇ 当初計算



## ◆ 再計算



**((a')+(b'))に入った水(有効降水量)**

1664 mm/yr

$=11.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$

||

**出た水(①+ ②+ ③+④) +貯留量変化(⑤)**

図 4-11 再計算前後における流水量の変化, 及び再計算における((a')+(b'))の水収支(2016年10月~2021年9月).

①: p7の観測値に相当する流水量, ②火山麓扇状地北側から流域外に出る流水量, ③火山麓扇状地南側から流域外に出る流水量, ④メッシュ a'で新たに生じ伏流して下流に流下する地下水量, ⑤: 流域((a')+(b'))に貯留される水量.

これら①~⑤の和が有効降水量に等しくなる. 基図は地理院地図 Vector<sup>1)</sup>を使用した. 集水域(a')(b')の位置は図 4-9 に対応する.

### 4.3 本章のまとめ

本章で得られた知見を以下にまとめる。

- (1) 構築した河川流量・水温モデルが実際の河川流量及び水温を再現できるかを検証した結果，金山ダム湖より上流の小流域及び金山ダム湖流域において，一定の精度で再現できることが確認された。
- (2) 第四紀火山岩の分布域では，流出に占める地下水（基底流出）の寄与が大きく，その結果として年間を通して河川流量及び水温が平準化されることが示された。
- (3) 金山ダム湖より下流の複数の小流域でも一定の再現性が確認され，モデルの汎用性が示された。なお，流域の地形特性によっては水収支の整合性の観点から，地下水の流れの設定を修正すべき場合があることが示された。

#### 4.4 参考文献

- 1) 国土地理院「地理院地図 Vector」  
<https://maps.gsi.go.jp/vector/#7/36.104611/140.084556/&ls=vstd&disp=1&d=1>  
(2023年4月22日閲覧)
- 2) 財団法人北海道河川防災研究センター, 石狩川流域ランドスケープ情報,  
1998.
- 3) 今井優希, 片寄陸, 中津川誠, 日本域表面流向マップに降雨・積雪情報を導入  
した流出計算手法の提案. 令和4年度土木学会北海道支部論文報告集, Vol. 79,  
pp. B-16, 2023.

## 第5章 河川流量・水温の将来予測

### 5.1 流量の将来予測

対象地域のうち、火山岩が分布する小流域1、中生界が分布する小流域103について、過去気候・将来気候それぞれのシミュレーションにおける、河川流量の経時的推移を図5-1、図5-2に示す。

小流域1では、 $3\text{ m}^3/\text{s}$ を上回る河川流量のピーク（図5-1）は、過去気候では1回出現しているが、将来気候では海面水温パターンc1で11回、同c2で各4回、同c3で13回出現している。また、 $9\text{ m}^3/\text{s}$ を上回る河川流量のピークは、過去気候ではみられないが、将来気候では全ての海面水温パターンで1回以上出現している。このように、小流域1では過去気候に比べ、将来気候では高流量のピークの出現頻度が増加している。

小流域103では、 $3\text{ m}^3/\text{s}$ を上回る河川流量のピーク（図5-2）は、過去気候で16回出現しているが、将来気候では海面水温パターンc1で24回、同c2で各16回、同c3で35回出現している。また、 $12\text{ m}^3/\text{s}$ を上回る河川流量のピークは過去気候ではみられないが、将来気候では全ての海面水温パターンで複数回出現している。このように、小流域103では過去気候に比べ、将来気候では高流量のピークの出現頻度が増加している。

なお、過去気候・将来気候を問わず、小流域103におけるピークの出現頻度は小流域1に比べ多くなっている。これは、降雨時の表面流出が、火山岩分布域の小流域1よりも中生界分布域の小流域103で顕著であり、その結果、流量がより顕著に増加していることを反映していると考えられる。

図5-1及び図5-2のそれぞれについて、 $0.8\text{ m}^3/\text{s}$ 以下の部分のみを拡大したものを図5-3、図5-4に示す。小流域1及び小流域103で最も低下するときの流量は過去気候・将来気候とも、小流域1では概ね $0.3\text{ m}^3/\text{s}$ 前後、小流域103では概ね $0.1\text{ m}^3/\text{s}$ 前後で、過去気候と将来気候の間で大きな違いはみられない。北海道外を中心に日本では気候変動に伴い、地域や温暖化の進行によっては渇水が増加すると予測される<sup>1)</sup>が、本地域ではこの影響は顕在化しない予測となっている。

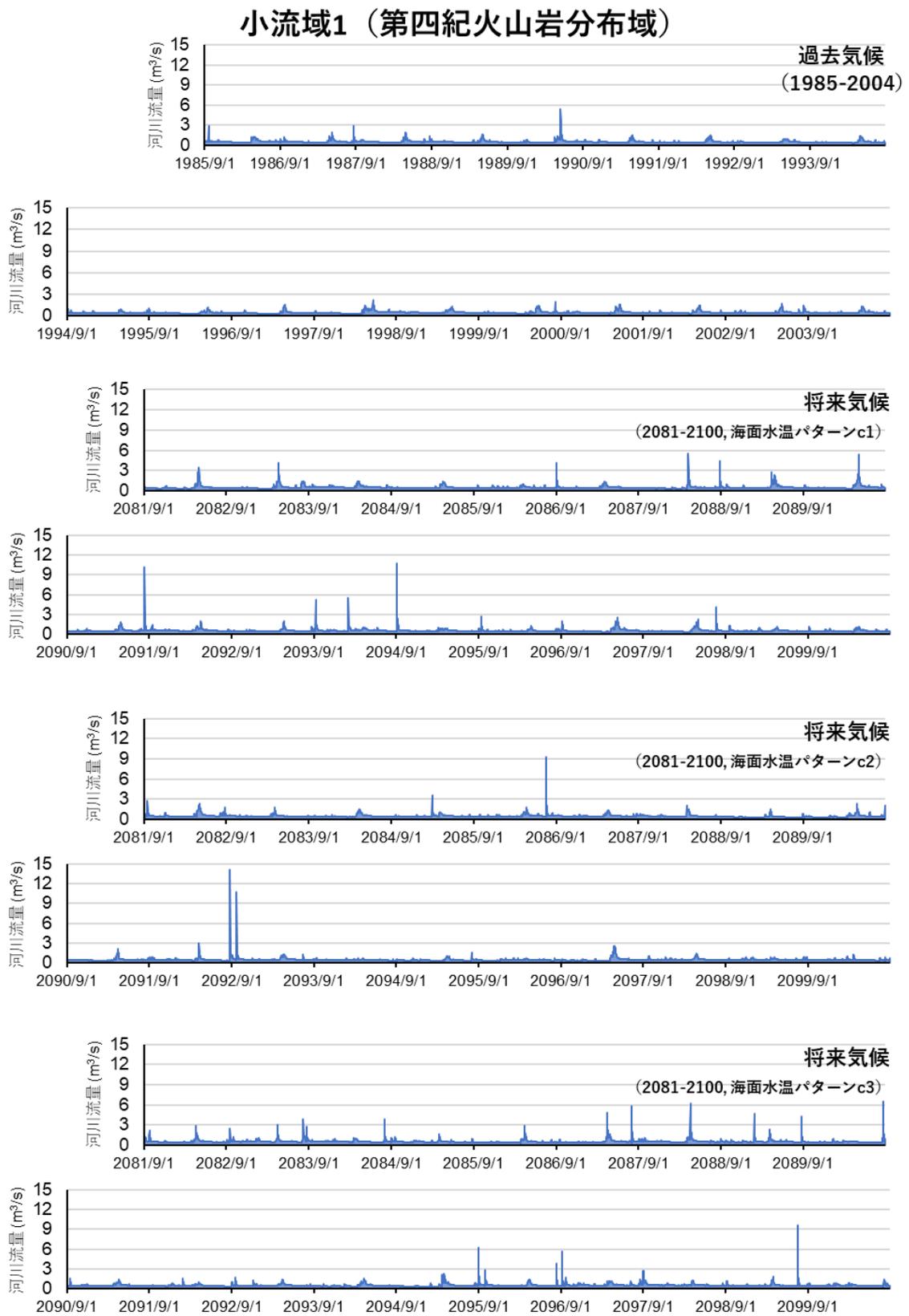


図 5-1 過去気候・将来気候それぞれにおける小流域1(火山岩分布域)の流量の推移

### 小流域103（中生界分布域）

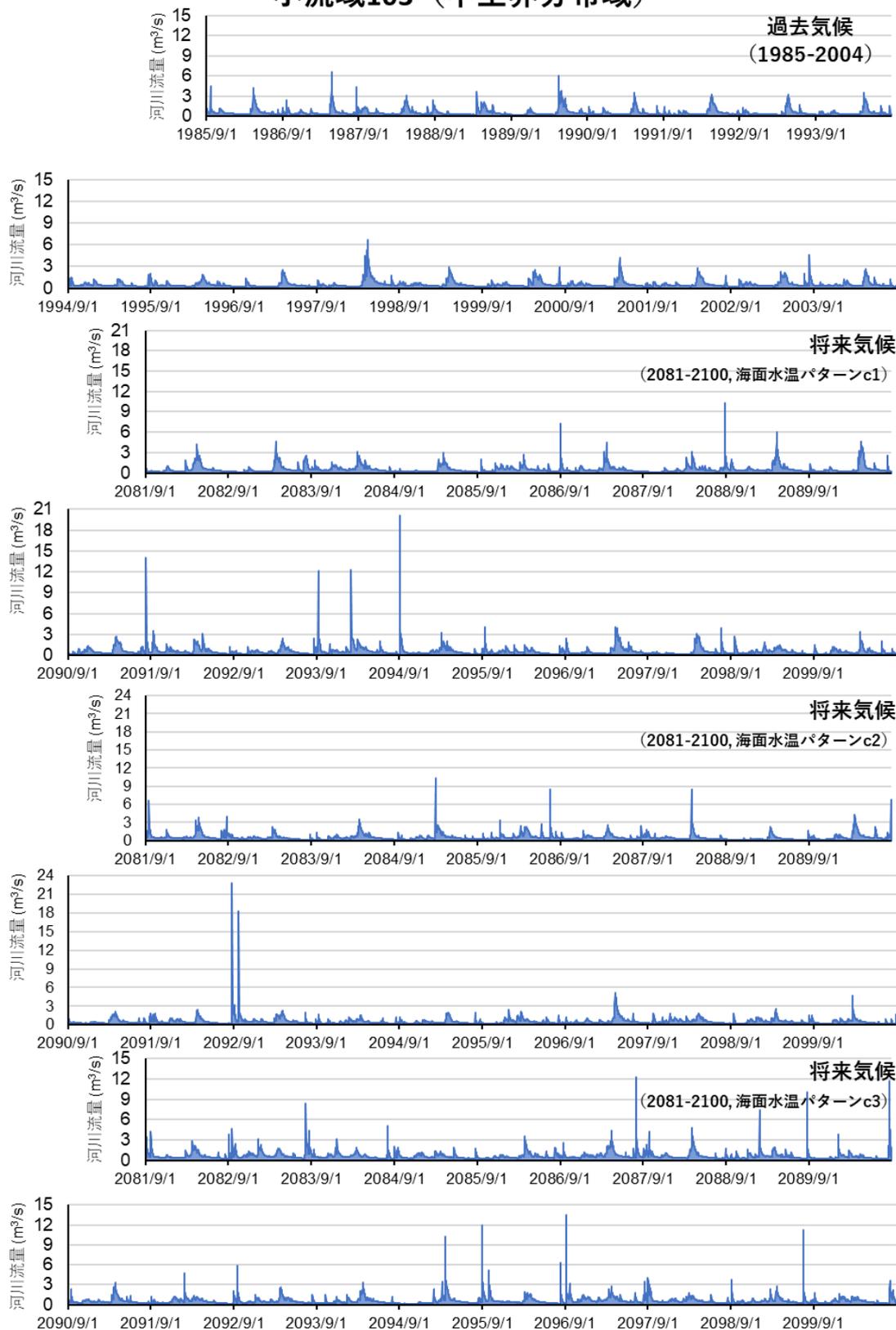


図 5-2 過去気候・将来気候それぞれにおける小流域 103(中生界分布域)の流量の推移

### 小流域1 (第四紀火山岩分布域)

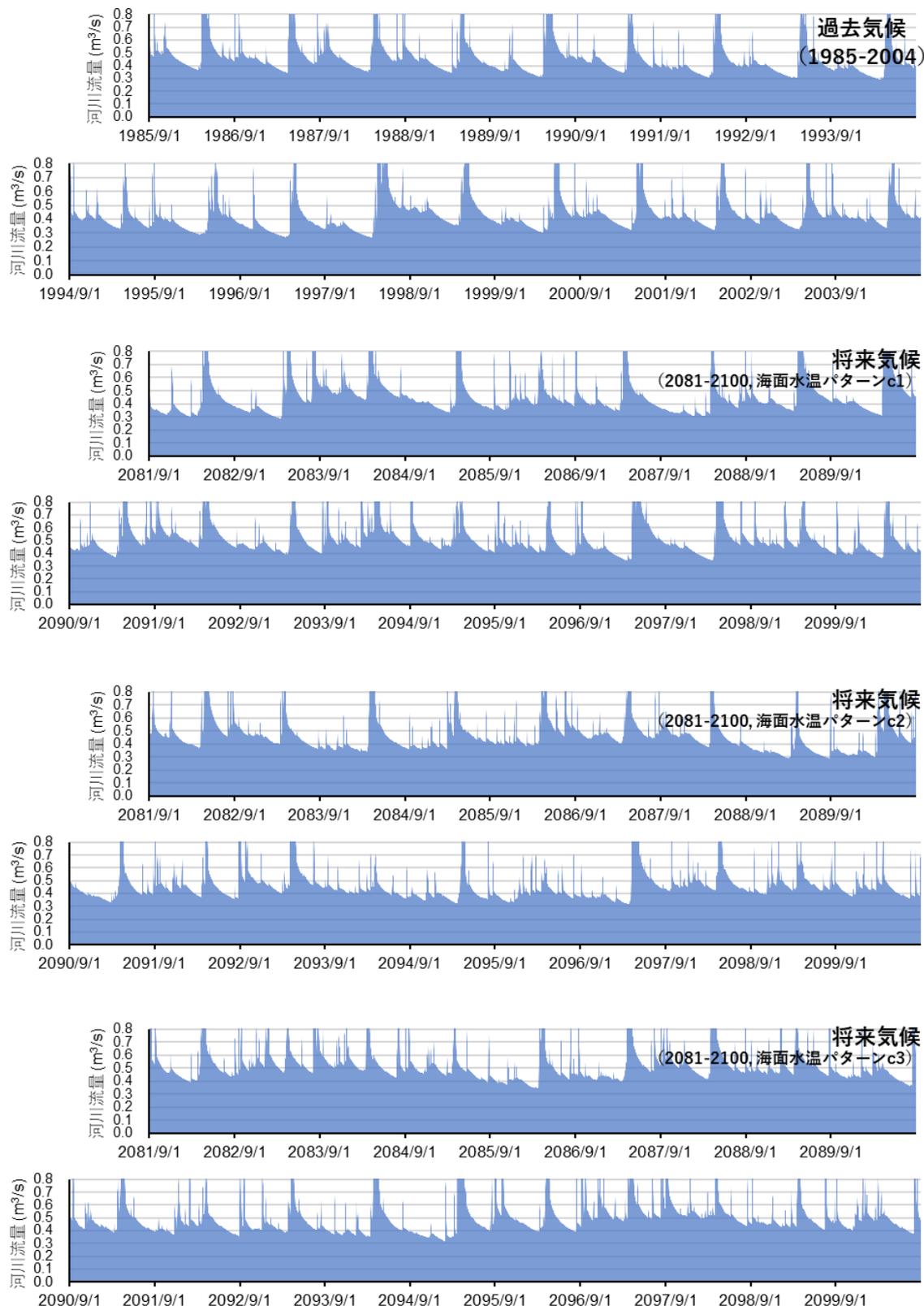


図 5-3 過去気候・将来気候それぞれにおける小流域1(火山岩分布域)の流量の推移(0.8 m<sup>3</sup>/s 以下の部分を拡大)

## 小流域103（中生界分布域）

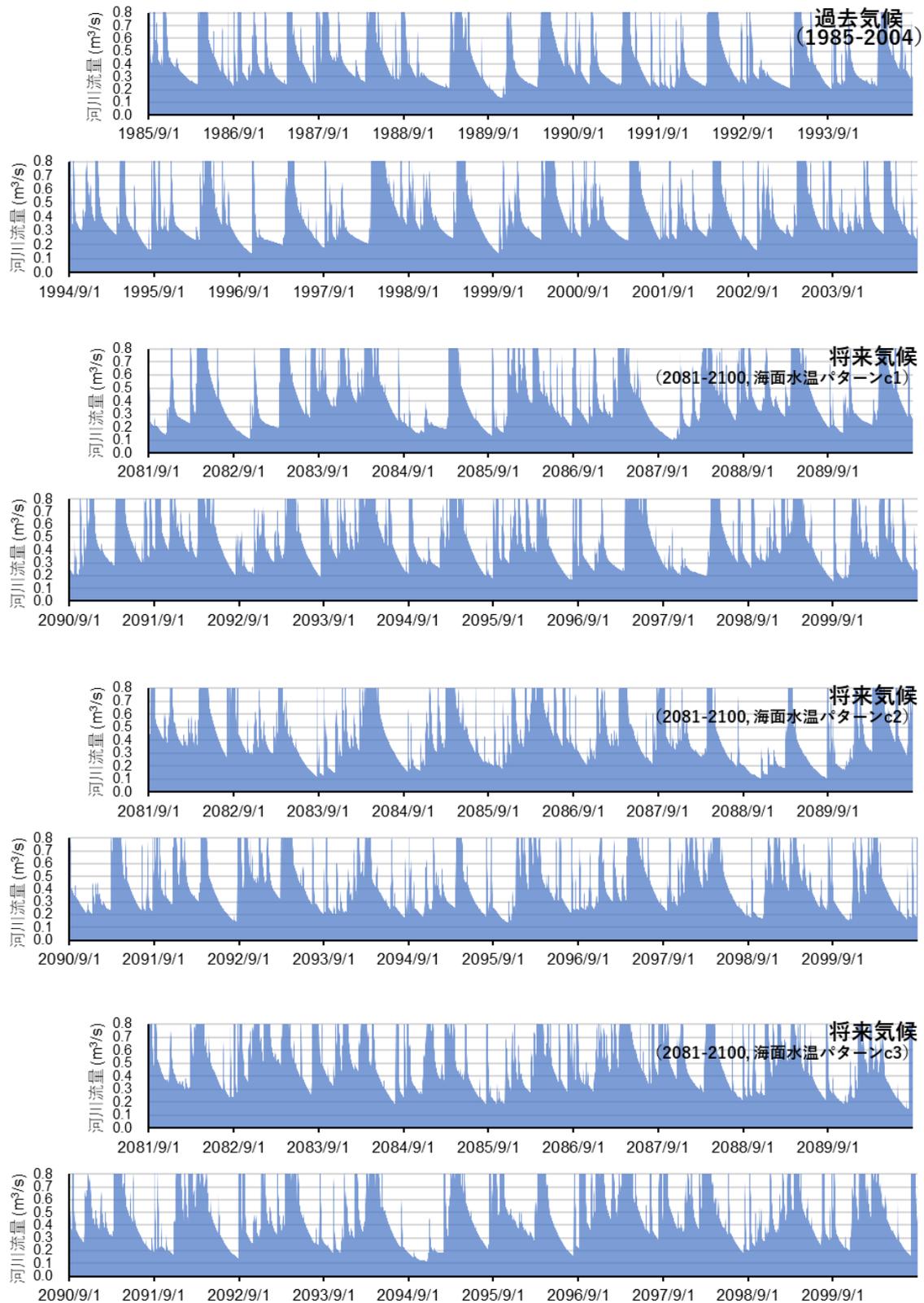


図 5-4 過去気候・将来気候それぞれにおける小流域 103(火山岩分布域)の流量の推移(0.8 m<sup>3</sup>/s 以下の部分を拡大)

## 5.2 水温の将来予測

火山岩が分布する小流域 1，中生界が分布する小流域 103，両方の地質が混在する太平橋について，過去気候と将来気候における河川流量の経時的推移をそれぞれ図 5-5，図 5-6 及び図 5-7 に示す。将来の地下水温が最小となる場合（過去気候と変わらないと仮定した場合：(a)）を青色で，最大となる場合（気温と等しく上昇すると仮定した場合：(b)）を赤色で示す（以下，図 5-8～図 5-12 も同様）。

小流域 1 の水温（図 5-5）は，過去気候では 2～11 °C 程度の間で年変動し，最高気温は約 14°C である。将来気候では地下水温の上昇の有無によって，(a) の場合は 0～10 °C 程度，(b) の場合は 5～15 °C 程度である。(a)(b) のいずれの場合にも，最も上昇する場合の水温は 20°C 前後であるが，(a) の場合は上昇する頻度は限られる。

小流域 103 の水温（図 5-6）は，過去気候では 0～15 °C 程度の間で年変動し，最高気温は約 19 °C である。将来気候では，(a) (b) いずれの場合も 5～23 °C の範囲で変動し，最も上昇する場合の水温は 23～25 °C 程度である。

太平橋の水温（図 5-7）は，過去気候では 0～18 °C 程度の間で年変動し，最高気温は約 20 °C である。(a) の場合は 2～21°C 程度，(b) の場合は 5～23°C 程度となり，最も上昇する場合の水温は約 25°C である。

過去気候と将来気候における河川水温の月別平均値を，金山ダム湖流域の 4 つの小流域及び太平橋について図 5-8 に，追加流域の小流域 p7 を除く 4 つの小流域について図 5-9 に，これらの全流域について河川水温の月別平均値を地質別に比較したものを図 5-10 に示す。将来の地下水温，すなわち基底流出水温が過去気候と変わらないと仮定した場合を (a) に，気温と等しく上昇すると仮定した場合を (b) に示す。

図 5-8，図 5-9 及び図 5-10 より，(a) (b) のいずれの場合も，火山岩分布域では年間の水温変動が比較的小さく，冬の水温は中生界分布域よりも高い一方，夏の水温は中生界分布域よりも低く保たれている。このことは，将来気候において，火山岩分布域が夏の高温を回避する場として機能することを示唆している。図 5-5 と図 5-6 を比較すると，月平均ではなく経時的にみても，火山岩分布域では中生層分布域に比べ，夏の水温が低く維持されている。太平橋では，図 5-8 から (a) ，(b) とともに，夏季は火山岩分布域・中生界分布域のどちらに比べても高い水温となる。

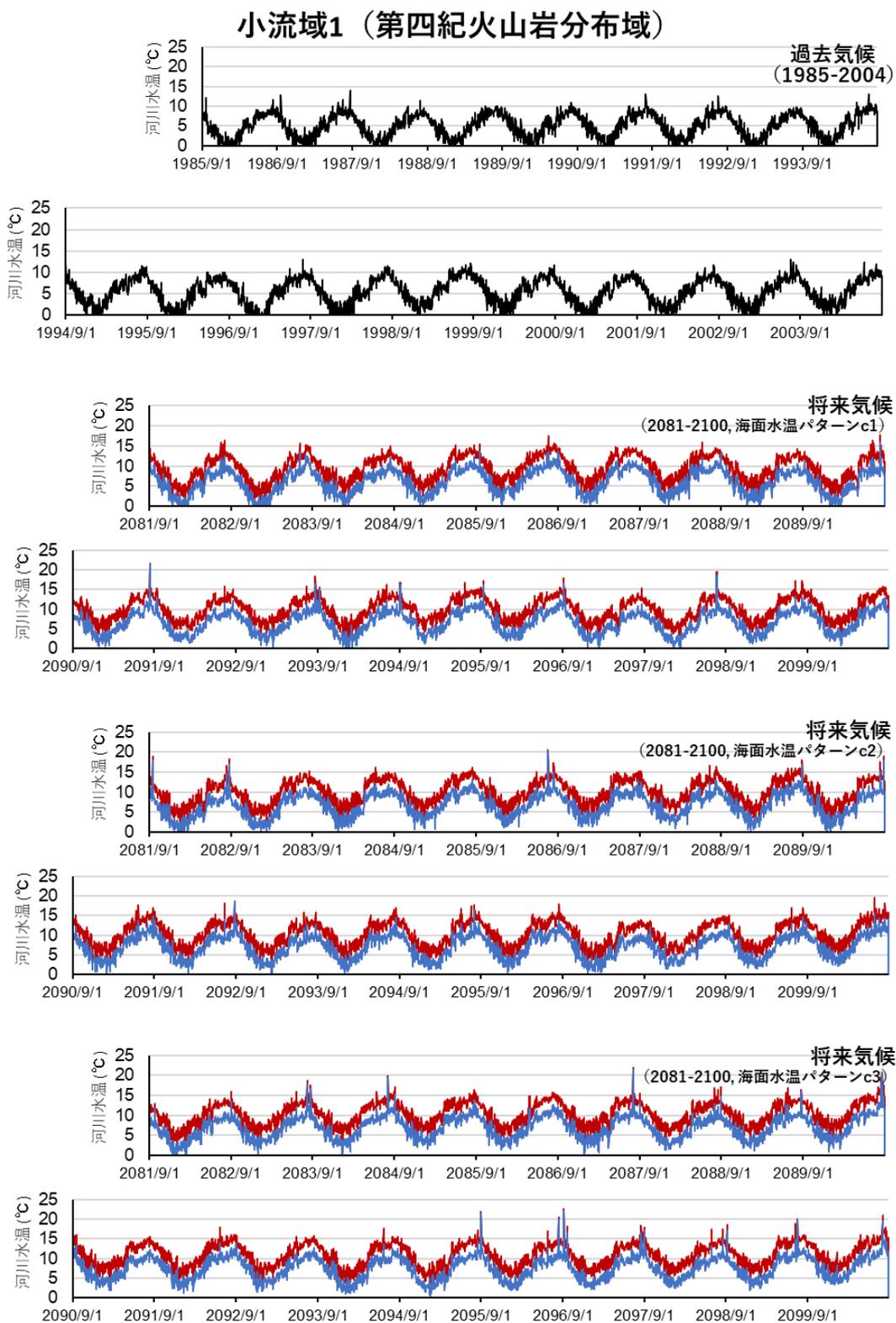


図 5-5 過去気候・将来気候それぞれにおける小流域1(火山岩分布域)の水温の推移.

将来の地下水温が最小となる場合（過去気候と変わらないと仮定した場合を青色で、最大となる場合（気温と等しく上昇すると仮定した場合）を赤色で示す。

### 小流域103（中生界分布域）

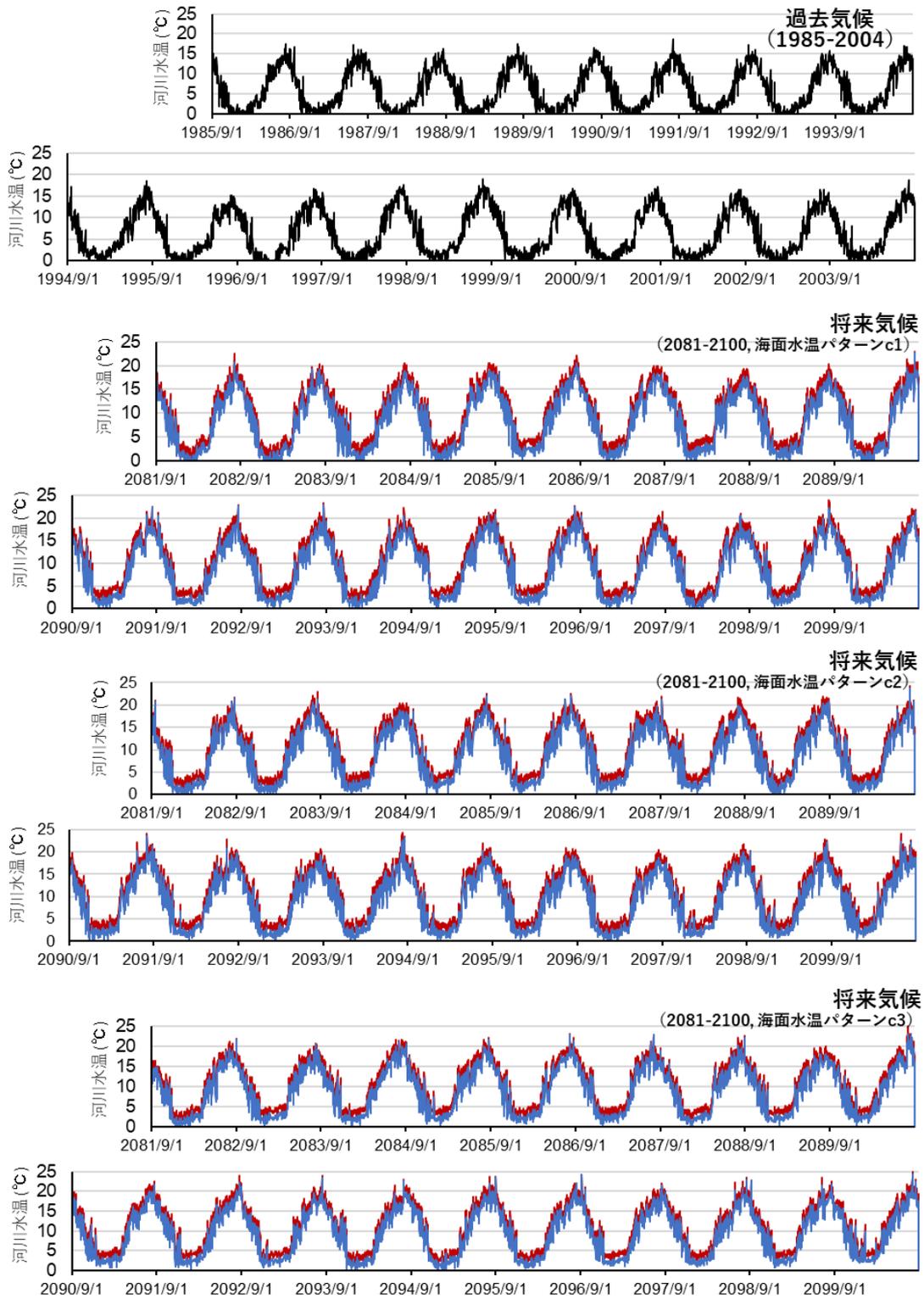


図 5-6 過去気候・将来気候それぞれにおける小流域 103(中生界分布域)の水温の推移。

将来の地下水温が最小となる場合（過去気候と変わらないと仮定した場合を青色で、最大となる場合（気温と等しく上昇すると仮定した場合）を赤色で示す。

# 太平橋

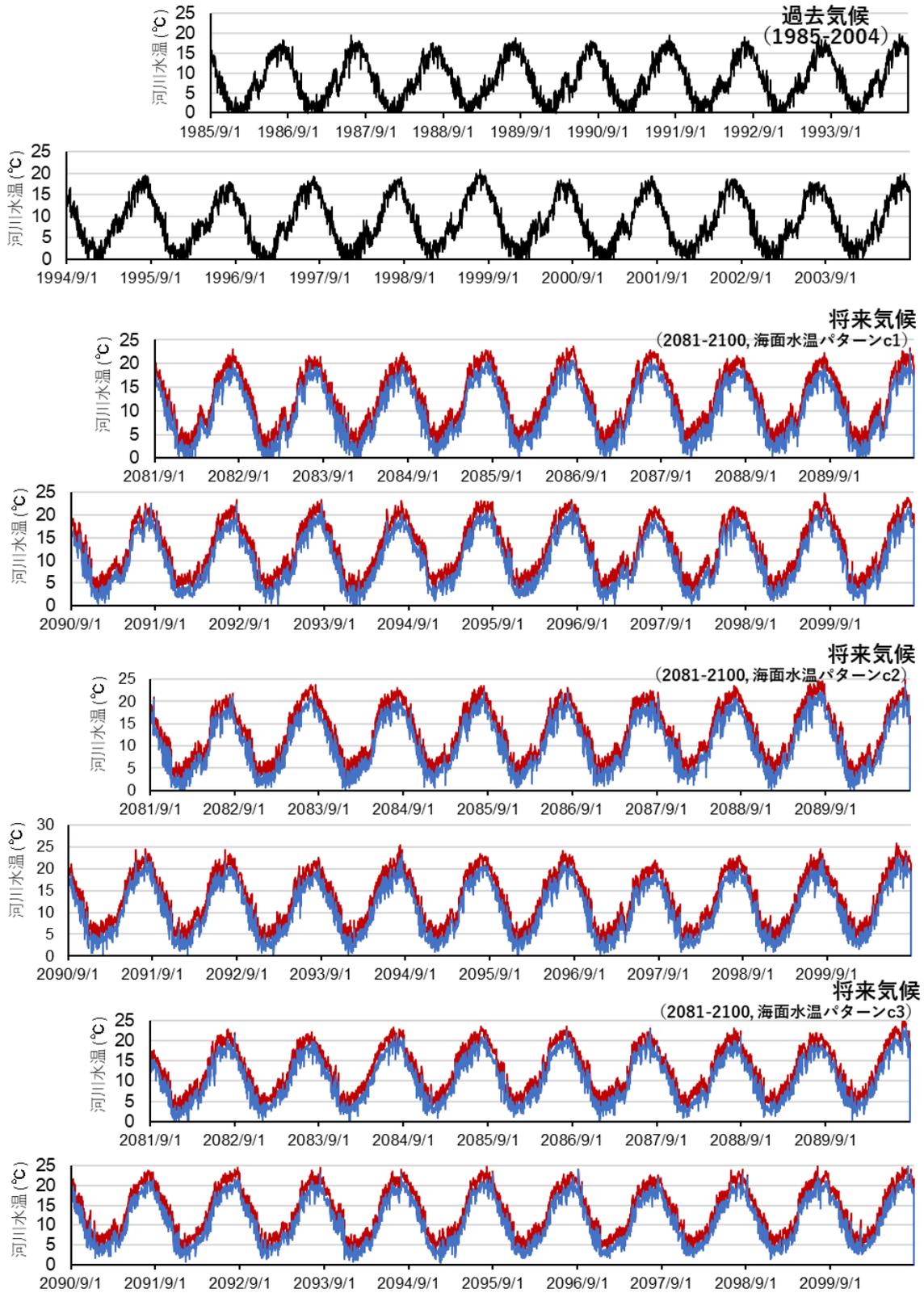


図 5-7 過去気候・将来気候それぞれにおける太平橋の水温の推移

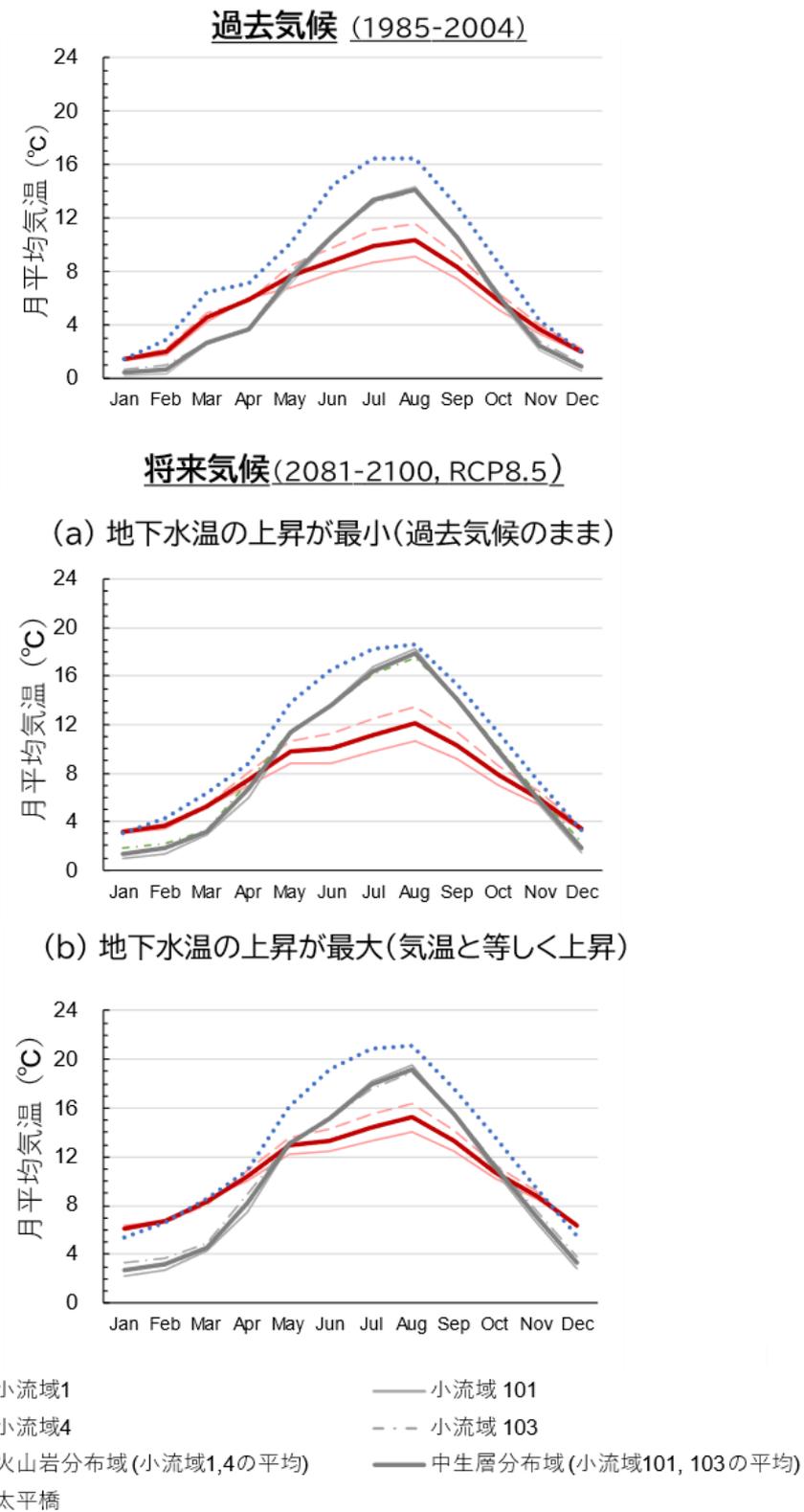
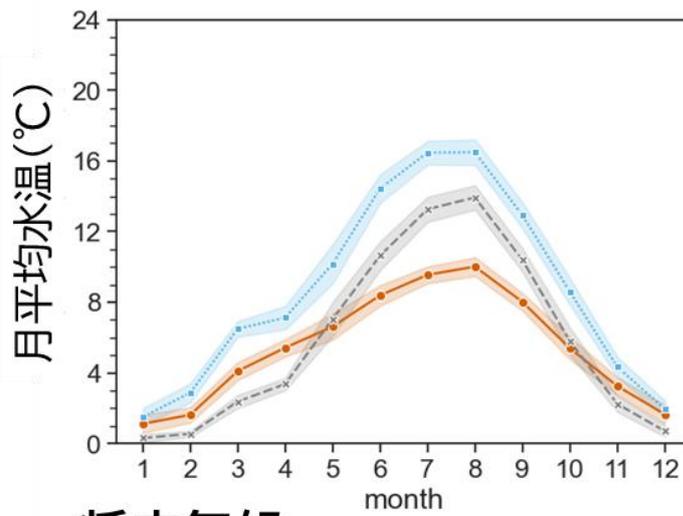


図 5-8 地質の違いに応じた過去気候と将来気候の水温(金山ダム湖流域)  
 将来気候は、地下水温の上昇が (a) 最小：過去気候と変わらない場合、  
 (b) 最大：気温と等しく上昇する場合、の両極端の場合を示す。





**将来気候 (2081-2100, RCP8.5)**

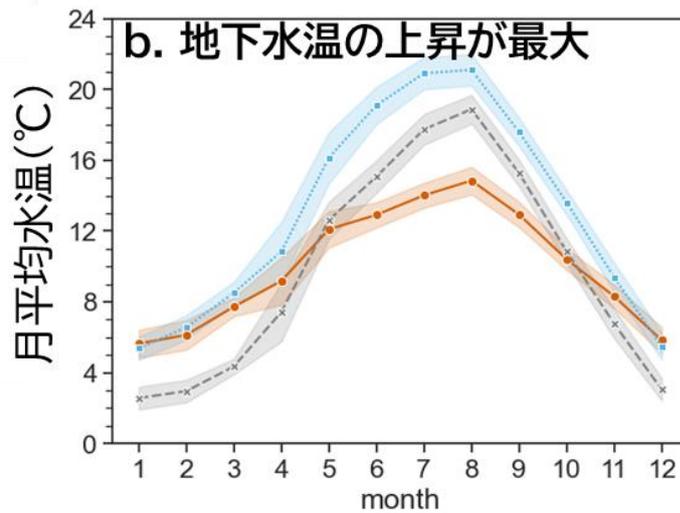
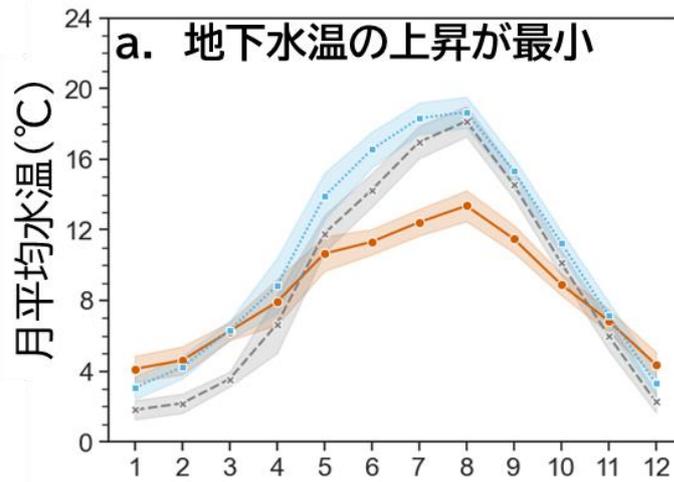


図 5-10 地質の違いに応じた過去気候と将来気候の水溫(全流域)  
 将来気候は、地下水温の上昇が (a) 最小：過去気候と変わらない場合、  
 (b) 最大：気温と等しく上昇する場合、の両極端の場合を示す。

過去気候から将来気候にかけての水温上昇量を，金山ダム湖流域の4つの小流域及び太平橋について図5-11に，追加流域の小流域p7を除く4つの小流域について図5-12に示す．図5-11から金山ダム湖流域の場合，(a)では火山岩分布域では年平均1.6°Cの水温上昇にとどまるが，(b)では年平均4.7°Cの上昇となる．中生界分布域の水温上昇(a：2.6°C上昇，b：4.0°C上昇)と比較すると，(a)ではやや小さく，(b)では同程度かやや大きい．この傾向は追加流域(図5-12)でも同様である．このことから，火山岩分布域の水温上昇を地下水が緩和する効果は気温上昇に伴って地下水温も上昇するかどうかによって大きく異なる．地下水温上昇が大きい場合はこの効果が弱くなり，過去気候からの変化量でみると中生界よりも大きくなる場合がある．地下水温が今後どのように変化するかによって，将来の水温予測には大きな不確実性が伴うことから，今後は気温に対する地下水温の応答特性を把握することが重要な課題である．

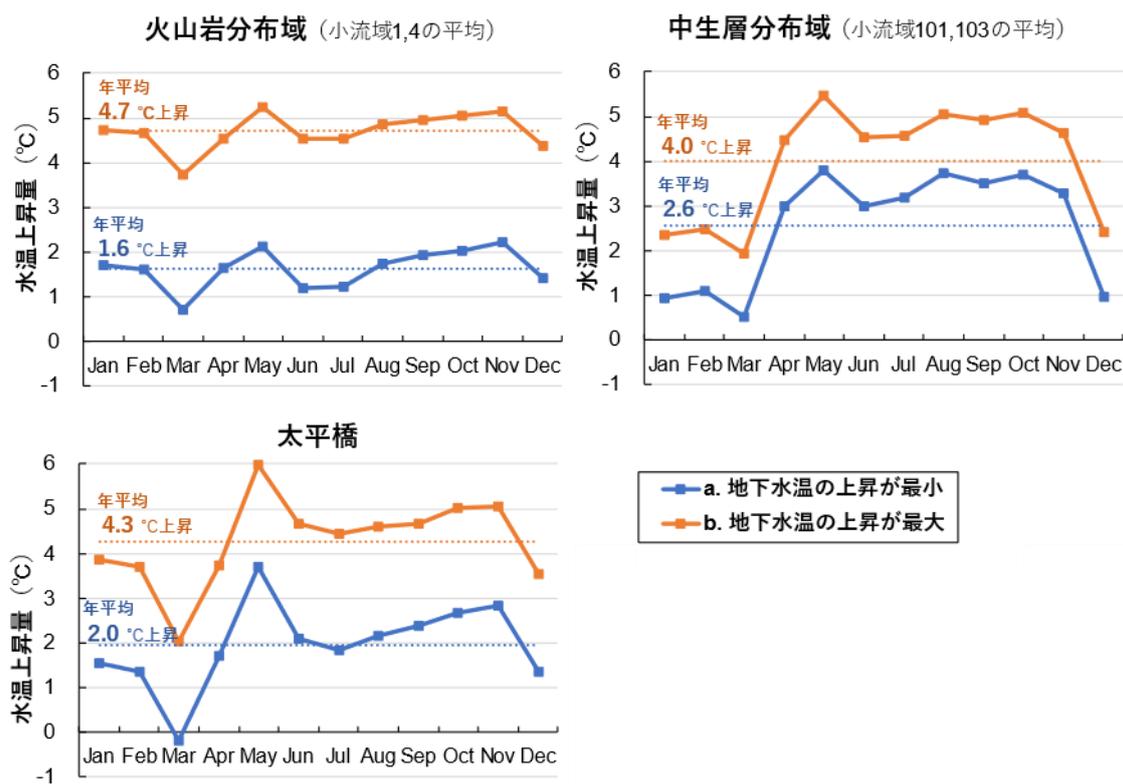


図5-11 流域の地質別及び太平橋における過去気候から将来気候にかけての水温変化(金山ダム湖流域)

地下水温の上昇が (a) 最小：過去気候と変わらない場合，  
 (b) 最大：気温と等しく上昇する場合，の両極端の場合を示す。  
 点線は水温上昇量の年平均を示す。

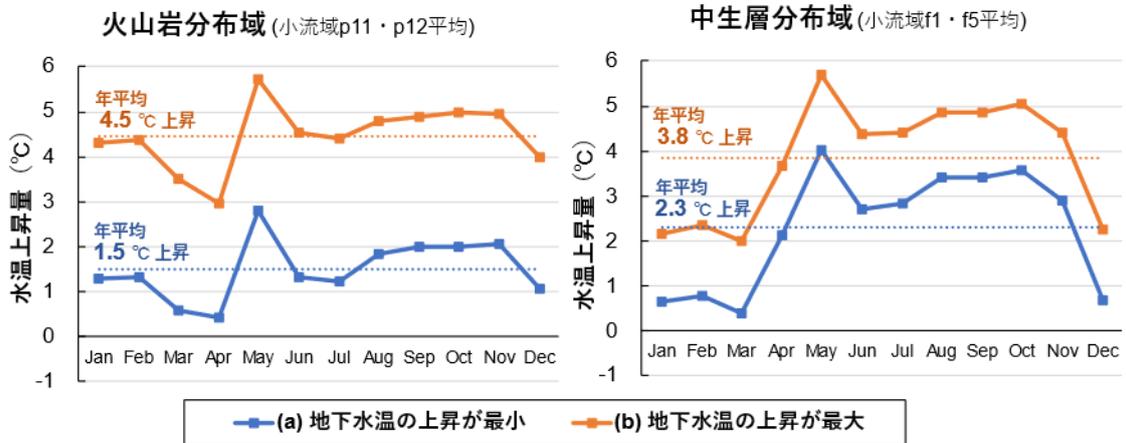


図 5-12 流域の地質別の過去気候から将来気候にかけての水温変化 (追加流域)

地下水温の上昇が (a) 最小：過去気候と変わらない場合、  
 (b) 最大：気温と等しく上昇する場合、の両極端の場合を示す。  
 点線は水温上昇量の年平均を示す。

## 5.3 考察

### (1) 既存研究との比較

本研究で開発したモデルは、各流域の水収支、及び異なる地質条件における流量と水温の変動特性の現況をよく再現した。その結果、地下水流出の寄与の大きい火山岩分布域では、相対的に年間の水温変動が小さいことが示された。この結果は、地下水の流出への寄与が大きい地質や湧水比流量が大きい地質が夏の最高水温を抑制するという Tague *et al.*<sup>2)</sup>や長坂・杉山<sup>3)</sup>の知見と一致する。

Ishiyama *et al.*<sup>4)</sup>は地質、夏季気温、降水量などの変数間の経験的統計関係に基づき、将来の気候変動に対する夏季水温の応答が流域の地質の種類に依存すると推定した。この方法では、気候変動に伴う積雪・融雪の変化や地下水涵養・流出の変化の影響について、過去の関係が将来も維持されると仮定することに注意が必要である。本研究のモデルは、積雪・融雪の変化や地下水涵養・流出の変化について物理過程を考慮し、未経験の変化に対しても予測が可能である。

結果として「火山岩と中生界の分布域の両方で RCP8.5 における将来の夏の水温の大幅上昇が予測されるが、火山岩の分布域の将来水温は中生界分布域より低く維持される」という主要な結論は Ishiyama *et al.*<sup>4)</sup>と整合的であった。すなわち本研究は、Ishiyama *et al.*<sup>4)</sup>が示した将来の水温上昇傾向について、より確かな物理的根拠を与えるものである。一方、Ishiyama *et al.*<sup>4)</sup>は夏期のみを対象としたが、本研究は夏期以外を含む通年の将来予測について新たな情報を与える。具体的には本研究により、火山岩分布域では中生界分布域よりも冬季に水温が高く維持されることが新たに示された。

積雪寒冷地における河川流量と水温の予測については、積雪過程を考慮した物理過程に基づくモデルを用いた先行研究がいくつかあるが、地質条件による水温挙動の違いには着目していなかった。Leach and Moore<sup>5)</sup>は物理過程に基づくモデルを用いた感度分析の手法により、将来の水温上昇が河川流量に対する地下水の寄与の大きさによってどの程度異なるかを調べたが、地質要因による水温応答の違いには直接触れていない。著者の知る限り、本研究は積雪寒冷地における河川水温の将来の挙動の地質条件による違いを、プロセスベースのモデルに基づいて定量的に示した最初の研究である。

高水温をもたらす気象条件の詳細な解析は、経験的な統計関係に基づくモデルでは困難であるが、本研究で開発したモデルでは可能である。近年では、降水量が少なく気温が高かった 2021 年に北海道内でイトウの大量死が報告され、

高水温との関連が考えられた。降水量が少なく気温が高い年は、河川水が日射や高温の 대기によって暖められやすく、水温上昇の一因となると考えられる。一方、温暖化が進んだ将来気候下では、大雨も増加すると予測される（**図 5-1**、**図 5-2**）。気温が高い日に、土壌が蓄えられる水分量を上回る大雨が降ると、降水が一気に河川に流れ込み、河川水温が突発的に高くなる可能性も考えられる。冷水性生物への影響を精査するには、気象条件との関係を含め、河川水温の挙動をより詳細に解析することが重要と考えられる。

## (2) 本研究の意義

本研究の意義として、以下ア、イの2点が挙げられる。

### ア 地質の違いによる違いを再現したプロセスベースのモデルに基づく、信頼性の高い流量・水温の予測情報が提供可能となる

本研究では大気・陸面過程モデル (LoHAS) において積雪プロセスを考慮し、タンクモデルの流出成分ごとに異なる水温を与えることで地質の違いによる水温変化を考慮した。このことにより、雪及び地質の違いを考慮したプロセスベースの水温推定モデルを構築した。プロセスベースのモデルであるため、統計モデルでは扱いにくい、気温や降水・積雪の未経験の変化に対しても予測が可能である。

また、開発したモデルの再現性を複数の小流域について3年半の観測データを用いて検証し、モデルは多くの流域で河川流量、流域水収支及び河川水温を整合的に再現している。

これらのことから、地質の違いによる水温の違いに関して、信頼性の高い予測情報を提供するものである。

### イ 冷水生態系に関する気候変動影響の詳細な検討に活用可能である

本研究で開発したモデルは、流域の1kmメッシュごとに将来気候下における日別の河川流量及び水温を計算し、地質の異なる隣接する小流域間の水温の違いや、小流域ごとの水温の季節変動幅なども計算できる。また、気象条件、土地利用、地質、河畔林の有無などについて、現状とは異なる入力値を与えることにより、これらの変化に対する流量と水温の応答を計算し、各条件の寄与度を理解できる。従って、気候変動が冷水生態系に及ぼす影響に関する、詳細な研究への活用が期待できる。

本研究で開発したモデルを用いて計算した将来気候下の流量と水温は、国土交通省河川砂防技術研究開発公募 地域課題分野「気候変動下における河川生態系のレジリエンス-河川構造、生物多様性、生態系機能に着目して-」において、河川間の空間的異質性が動植物の群集組成、生態系の構造及び機能にどのように影響するか注目した研究に、既に活用されている。具体的には、火山岩が分布する流域と中生界が分布する流域における、気候変動が遺伝子流動に与える影響の違い<sup>6)</sup>、気候変動に伴う冷水性水生昆虫(カワゲラ目等)の個体数変化

及びコウモリ類の活動量変化の予測<sup>7)8)</sup>に用いられている。

今後、優先的に保全すべき河川の選定、冷水性種の逃げ場を確保するための方策の検討、流域保全策の効果の検証など、冷水性種の生息環境の保全・再生に係る検討における基礎資料として活用が見込まれる。また、河川水温は水産業の対象となるサケ *Oncorhynchus keta* やサクラマス *Oncorhynchus masou* などの冷水性魚類の成育環境にも影響を与えることから、内水面漁業における持続可能な水産資源維持のための検討でも、基礎資料として活用が見込まれる。

### (3) 残された課題

本研究で残された課題として，以下ア～ウの3点が挙げられる．

#### ア 予測の不確実性の大きな要因となる，地下水温の将来変化の解明

本研究では，気温上昇に対する地下水温の応答が水温の将来予測に大きく影響することが確認されたが，日本の火山岩流域におけるこの知見は不足している．従って，火山岩分布域の湧水や地下水の水温観測データの取得などにより，長期的な気温上昇に対する地下水温の変化について理解を深める必要がある．

#### イ より詳細な地形特性や地下水の流向を考慮できるような流量・水温推定モデルの改良

第4章で示した例から，地下水の流向が地表勾配と異なる流域では，モデルの適用が困難になることがわかった．第4章で示したような火山麓扇状地のほか，扇状地，崖錐や同様の構成物からなる段丘など，伏流が生じやすい地形では，同様の問題が生じる可能性がある．このような地形を流れる河川では，地下水の流出経路が地表流と同じであるとするモデルの初期設定を変更する必要がある．本研究では水収支に着目して，このような流域における地下水の流向を与えた．地下水の流出経路を特定することは難しい場合が多いと考えられ，モデルでどのように考慮するかは今後の検討課題である．

また，モデルの河道網の空間解像度は1kmであり，10 km<sup>2</sup>以下といった小さい小流域を再現するにはやや粗く，再現を難しくする要因となると考えられる．このような流域における再現性を高めるには，より空間解像度の高い河道網データの導入が有効と考えられる．

#### ウ より詳細・高精度の予測を可能にする入力データの導入

モデルの入力値として使用する気象，土地利用，植生等に関するデータは，より新しいデータや高精度のデータに更新することが可能である．また，極端な高温や降水など，極端事象が発生する確率を考慮するため，d4pdfなどのより詳細なアンサンブル気象データを導入して将来予測を行うことも，今後の課題である．

## 5.4 本章のまとめ

本章で得られた知見を以下にまとめる。

- (1) 構築した河川流量・水温モデルにより，RCP8.5 シナリオの将来気候下における河川流量及び水温の将来予測を行った。第四紀火山岩の分布域では，夏季の水温が中生界の分布域よりも低く抑えられ，高水温に対して脆弱な冷水性生物にとって，気候変動の影響を回避する場所となる可能性が確認された。
- (2) 予測された流量及び水温は，将来気候下で冷水性生物が生育できる流域を特定し，優先的に保全すべき流域を判断するための基礎情報として活用できる。
- (3) 本研究で残された課題として，地下水温の将来変化の解明，より詳細な地形特性や地下水の流向を考慮できるような流量・水温推定モデルの改良，より詳細・高精度の予測を可能にする入力データの導入が挙げられる。

## 5.5 参考文献

- 1) 文部科学省・気象庁：日本の気候変動 2020 — 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 — (詳細版) , 2020.  
<https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ccj/index.html> (2023年6月29日閲覧) .
- 2) Tague, C., Farrell, M., Grant, G., Lewis, S. and Rey, S. : Hydrogeologic controls on summer stream temperatures in the McKenzie River basin, Oregon, *Hydrological Processes*, Vol. 21, Issue 24, pp. 3288-3300, 2007.
- 3) 長坂晶子, 杉山 (杉本) 幸穂 : 北海道内の小河川における夏期最高水温の推定と河畔林の効果. 北海道林業試験場研究報告, No. 47, pp. 35-43, 2010.
- 4) Ishiyama, N., Sueyoshi, M., Molinos, J.G., Iwasaki, K., Negishi, J.N., Koizumi, I., Nagayama, S., Nagasaka, A., Nagasaka, Y. and Nakamura, F. : Underlying geology and climate interactively shape climate change refugia in mountain streams, *Ecological Monographs*, Vol. 93, Issue 2, e1566, 2023.
- 5) Leach, J.A.; Moore, R.D. : Empirical stream thermal sensitivities may underestimate stream temperature response to climate warming. *Water Resources Research*, Vol. 55, pp. 5453-5467, 2019.
- 6) Nakajima, S., Suzuki, H., Nakatsugawa, M., Matsuo, A., Hirota, S.K., Suyama, Y. and Nakamura, F. : Inferring future changes in gene flow under climate change in riverscapes: a pilot case study in fluvial sculpin. *Landscape Ecology*, 38, pp. 1351-1362, 2023.
- 7) 石山信雄 : 気候変動下で流域地質が冷水性種保全に果たす役割 : カワゲラ目に着目した将来予測. 気候変動下における河川生態系のレジリエンス 河川構造, 生物多様性, 生態系機能に着目して 令和4年度報告書, pp. 177-193, 2023.
- 8) 赤坂卓美 : 気候変動下で流域地質が河川-陸域の連結性に果たす役割 : カワゲラ目とコウモリ類に着目した将来予測. 気候変動下における河川生態系のレジリエンス 河川構造, 生物多様性, 生態系機能に着目して 令和4年度報告書, pp. 24-35, 2023.

## 第 6 章 結論

本論文では、未曾有の気候変動が積雪寒冷地の河川水温に与える影響の評価を目的とした研究について述べた。以下、各章をまとめ、得られた知見を整理する。

第 1 章では気候変動が河川に及ぼす影響について、特に積雪寒冷地では水温の上昇により、冷水性生物の生息適地が縮小すると予測されると述べた。気候変動に対する河川生態系の適応策を詳細に検討するためには、積雪寒冷地の地質の違いに応じた水温変化を説明できる流出・水温モデルの開発が必要であると述べた。

第 2 章では対象地域について述べた。モデルの条件設定等に用いる流域として、希少な冷水性魚が生育する積雪寒冷地域である北海道空知川上流域で、第四紀火山岩と中生界という 2 つの対照的な地質からなる小流域を選定した。また、これらの地層が混在する金山ダム湖下流域と、空知川中流部の各地質からなる複数の小流域を、モデルの汎用性を検証する流域とした。

第 3 章では研究手法について、流出・水温モデル、モデルの入力値とする気象データ、モデルの再現性を検証するための現地観測データの順に述べた。流出・水温モデルは大気・陸面過程、斜面流出過程及び河道網流出過程の各モデルからなり、斜面流出成分ごとに水温設定の違いを与えて地質ごとの水温の違いを説明した。第四紀火山岩分布域で伏流を考慮した流出過程の設定を導入するなど、流域水収支を整合的に説明するための工夫を講じた。

第 4 章では、空知川流域の第四紀火山岩及び中生界が分布する小流域及び金山ダム流域で、開発したモデルが観測される流量及び水温を再現できるか検証し、概ね再現できることが確認された。第四紀火山岩分布域では、流出に占める地下水（基底流出）の寄与が中生界分布域に比べて大きく、その結果、年間を通して河川流量及び水温が平準化されることが示唆された。金山ダム湖より下流の複数の小流域でも一定の再現性が認められ、モデルの汎用性が示された。流域の地形特性によっては水収支の整合性に着目し、地下水の流れの設定を修正すべき場合があることが示された。

第 5 章では、RCP8.5 シナリオの将来気候下における河川流量と水温の将来予

測を行った。第四紀火山岩分布域における夏季の水温は、将来気候下でも相対的に低く抑えられると予測され、夏季の高水温に対して脆弱な冷水性生物にとって、気候変動の影響を回避する場所となる可能性が示された。本研究は、将来気候下で冷水性生物が生育できる流域を特定し、優先的に保全すべき流域を判断するための基礎情報として活用できる。なお、第四紀火山岩分布域では予測における地下水温の将来変化に不確実性が残り、今後の解明が重要と考えられた。

以上のように本論文では、積雪寒冷地の河川水温の将来変化について、その変化を大きく左右する流域地質条件の影響を含めて評価する流出・水温モデルを新たに開発し、モデルによって予測される変化を定量的に示した。本研究は、積雪寒冷地における冷水性生物の生息環境の保全・再生に活用することが可能である。

## 謝辞

博士後期課程の指導教員である室蘭工業大学大学院教授 中津川 誠 先生には研究の方針立て、方法論、データの提示、執筆等、あらゆる場面でご指導いただき、叱咤激励をいただきました。

室蘭工業大学大学院教授 木村 克俊 先生及び有村 幹治 先生には、副査として貴重なご助言をいただきました。

北海道立総合研究機構 林業試験場の石山 信雄 氏、長坂 晶子 氏、長坂 有氏には、本研究のモデル計算の検証に不可欠な水温・水位・流量に関する現地観測データをご提供いただきました。

北海道大学大学院農学院教授 中村 太士 先生をはじめ、国土交通省河川砂防技術研究開発公募 地域課題分野の共同研究者の皆様とは、研究成果について議論の場を頂き、検討を深めることができました。札幌市豊平川さけ科学館 有賀望 氏、北海道庁循環型社会推進課の横川 弘武 氏、工藤 桂子 氏、北海道立総合研究機構 さけます・内水面水産試験場の卜部 浩一 氏、同エネルギー・環境・地質研究所の丸谷 薫 氏、森野 祐助 氏には、研究地域周辺の水温観測に関する既存データなど、研究に必要なデータについてご相談させていただきました。

野口 泉 氏、秋山 雅行 氏、三上 英敏 氏、水環境保全グループをはじめ、勤務先である北海道立総合研究機構 エネルギー・環境・地質研究所の皆様には、大学院在学及び業務と学業の両立にあたり、多大なご協力・ご支援をいただきました。濱原 和広 氏には、計算プログラムに関して重要なご教示を賜りました。

室蘭工業大学 中津川研究室の卒業生を含む研究室の皆様には、研究・学生生活においてご協力を頂きました。水文計算プログラム計算においては、臼谷 友秀 氏、工藤 啓介 氏、武田 篤弥 氏にデータについてご教示いただきました。若狭谷 昇真 氏、小嶋 侑 氏、片寄 陸 氏には、現地調査へのご協力をいただきました。工藤 ゆき 氏には、研究に必要な様々な手続きについてご支援いただきました。

妻には、大学院在学及び博士号取得への挑戦を後押し頂き、心身を支えていただきました。

支えていただき、ご協力いただいた皆様に、心から感謝申し上げます。

本研究の一部は、国土交通省河川砂防技術研究開発公募 地域課題分野（河川生態）の助成（FY2018～FY2022）を受けて実施しました。