

博士論文

流域システムにおける河川水温予測モデルの開発
(Development of river temperature prediction model in basin system)

2026 年 3 月

福丸 大智

山口大学大学院創成科学研究科

目 次

第1章 序論	1
1.1 研究背景	1
1.2 河川水温研究の現状と課題	2
1.2.1 河川水温観測	2
1.2.2 河川水温予測	4
1.3 研究目的と本論文の構成	6
1.3.1 研究目的	6
1.3.2 本論文の構成	7
【参考文献】	9
第2章 中国地方一級水系を対象とした河川水温の連続モニタリング	14
2.1 概説	14
2.2 対象流域と調査概要	15
2.2.1 対象流域と流域特性	15
2.2.2 調査概要	16
2.3 河川水温の時空間変動特性に関する検討	17
2.3.1 分析方法	17
2.3.2 分析結果	18
2.3.2.1 河川水温の空間分布と本川における縦断分布	18
2.3.2.2 河川水温の時系列変化	20
2.4 気温と水温の関係性に着目した検討	25
2.4.1 分析方法	25
2.4.1.1 河川の流況が水温増加率に及ぼす影響の分析	25
2.4.1.2 水温増加率と環境要因の関係性の分析	26
2.4.1.3 ヒステリシス特性の分析	28
2.4.2 分析結果	29
2.4.2.1 気温と水温の関係	29
2.4.2.2 水温増加率の空間分布	31
2.4.2.3 河川の流況が水温増加率に及ぼす影響	33
2.4.2.4 水温増加率と環境要因の関係性の分析	35
2.4.2.5 ヒステリシス特性の空間分布	40
2.5 まとめ	42
【参考文献】	43
第3章 深層学習を用いた中国地方一級水系における流域一貫の河川水温予測モデルの開発	44
3.1 概説	44
3.2 深層学習を用いた河川水温予測モデルの構築	44
3.2.1 深層学習の基礎	44
3.2.2 深層学習を用いた河川水温予測モデルの概要	46
3.2.3 学習条件	47
3.3 入出力層の構造に関する検討	49
3.3.1 緒論	49

3.3.2	対象流域	49
3.3.3	解析方法	50
3.3.3.1	解析条件	50
3.3.3.2	定量評価指標	51
3.3.4	結果および考察	51
3.3.4.1	観測水温との比較	51
3.3.4.2	予測精度の定量評価	53
3.4	入出力層のデータの種類に関する検討	55
3.4.1	結論	55
3.4.2	対象流域	55
3.4.3	解析方法	56
3.4.3.1	解析条件	56
3.4.3.2	定量評価指標	57
3.4.4	結果および考察	57
3.4.4.1	観測水温との比較	57
3.4.4.2	予測精度の定量評価	59
3.5	まとめ	62
	【参考文献】	63
第4章	熱収支式を組み込んだ降雨流出氾濫(RRI)モデルの開発	65
4.1	概説	65
4.2	方法	65
4.2.1	対象流域	65
4.2.2	熱収支式を組み込んだ降雨流出氾濫(RRI)モデルの構築	67
4.2.2.1	モデルの全体像	67
4.2.2.2	流れ場の基礎方程式	67
4.2.2.3	河川の熱収支式	70
4.2.2.4	離散化手法	72
4.2.3	解析方法	74
4.2.3.1	解析条件	74
4.2.3.2	定量評価指標	78
4.3	結果および考察	78
4.3.1	河川流量の精度評価	78
4.3.2	河川水温の精度評価	80
4.4	まとめ	84
	【参考文献】	85
第5章	地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルの開発	87
5.1	概説	87
5.2	方法	88
5.2.1	対象流域	88
5.2.2	地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルの開発	88
5.2.2.1	モデルの全体像	88
5.2.2.2	斜面流の基礎方程式	89
5.2.2.3	地下水流動の基礎方程式	90

5.2.2.4	河川の熱収支式	91
5.2.2.5	離散化手法	92
5.2.3	解析方法	93
5.3	結果および考察	98
5.3.1	河川流量の精度評価	98
5.3.2	河川水温の精度評価	101
5.3.3	水収支に関する検討	104
5.3.3.1	流域における貯留量に着目した分析	104
5.3.3.2	直接流出量と地下水流出量のバランス	106
5.3.3.3	地下水流出量の空間分布	107
5.3.4	熱収支に関する検討	108
5.3.4.1	水温観測地点における熱収支の検討	108
5.3.4.2	流域全体における熱収支の検討	110
5.3.4.3	支川の集水域別における熱収支の比較	112
5.3.4.4	流域全体における地下水との交換熱の空間分布	112
5.4	まとめ	113
	【参考文献】	115
第6章	気候変動が流域システムにおける河川水温に及ぼす影響評価	117
6.1	概説	117
6.2	対象流域	117
6.3	深層学習モデルと物理モデルの精度比較	117
6.3.1	解析方法	117
6.3.2	結果および考察	118
6.4	河川水温の将来予測	122
6.4.1	将来気候予測データベース (d4PDF) の概要	122
6.4.2	解析方法	123
6.4.3	結果および考察	128
6.4.3.1	各種水温予測モデルによる河川水温の将来予測結果の比較	128
6.4.3.2	気候変動が流域システムの河川水温に及ぼす影響	134
6.5	まとめ	136
	【参考文献】	137
第7章	結論	138
7.1	結論	138
7.2	今後の展開	140
	謝辞	142

第1章 序論

1.1 研究背景

人類の古代四代文明が大河の流域で生まれたように、人類の暮らしや経済活動、社会や文化の営みは河川流域を中心に発達してきた。河川流域の水循環は、大気と相互に作用しながら河川や湖沼といった地表水や地下水などの水環境を形成するとともに、人類を含む生態系の営みを支えるために不可欠な水資源を供給してきた。一方で、今日急速に進展している気候変動に伴い、気温上昇や降水パターンの変化など、流域の水循環プロセスの一部となる気候システムの変化が懸念されている。実際に、IPCC 第6次報告書では、地球の表面温度は今世紀半場までに上昇し続けることは避けられず、2030年代初め頃までに産業革命以前の1850～1900年と比較して1.5°Cを超える可能性があることに加え、こうした地球温暖化は陸域における豪雨の頻度・規模の変化や無降雨日の増大を引き起こすことが指摘されている¹⁾。我が国は、国土の7割が急峻な山地を占めていることに加え、温暖で降水量が多いアジア・モンスーン地域に属することもあり、気候変動の影響がすでに深刻化しつつあり、近年では全国各地で毎年のように洪水氾濫・土砂災害が発生している^{2)~4)}。国土交通省は2°C上昇の気候変動シナリオでも河川流量は約1.2倍、大規模洪水の発生頻度は約2倍になることを想定し、流域全体の持続可能な治水対策「流域治水」への転換を進めている⁵⁾。このような流域治水を進めるうえで、近年では流域の水がいつ、どこに、どれだけの量で、どのような状態で存在しているかを示す流域水収支の理解が重要になることが示されている⁶⁾。一方で、流域治水事業に伴う環境変化は生態系に負の影響を及ぼしている可能性が高い。環境省が発表した「生物多様性及び生態系サービスの総合評価2021」⁷⁾によれば、我が国の陸水生態系における生物多様性の状態は、1950年代後半から現在において損失傾向にあり、その原因の一つに河川の護岸整備や直線化等のような環境の開発・改変を指摘している。また、気候変動は河川の洪水と共に渇水リスクも増大させることが指摘されており⁸⁾、河川水の利用制限など利水面の影響が懸念されるほか、平水時の河川流量が減少することで河川水温が上昇しやすくなり、水質や河川生態系にも悪影響が及ぶことが懸念される。こうした現状を踏まえ、近年では流域全体をひとつのシステムとして捉え、治水・利水・環境を三位一体的に実現することを目指す「流域総合水管理」の実現が図られている⁹⁾。この実現のためには、治水・利水に関わる現象を理解するのに重要な水収支に加え、こうした水収支の変化が水質や生態系に及ぼす影響まで評価する必要がある。これまで、洪水や渇水も含めた河川の流況把握のために水位や流量の観測がされてきたほか、出水時の降雨流出・氾濫現象や平水時の水循環を流域スケールで大まかに再現する数値シミュレーションモデル^{10), 11)}が開発されており、これらを用いれば流域の水収支を理解可能である。しかし、河川環境に関しては定量評価のための明確な指標が定まっていないこともあり、気候変動や流域治水事業が河川生態系に及ぼす影響評価までは十分に達成できていない。

気候変動が急速に進行する現代において、流域の環境や生態系を定量的に評価可能な指標として、河川水温が考えられる。河川水温は、水の理化学的性質の中で最も基本的な変数の一つであり、水質や河川生態系に大きな影響を及ぼすことが知られている^{12), 13)}。例えば、河川水温の上昇によって河床堆積物からのリンや窒素等の溶出を促進するなど、栄養塩動態に影響が及ぶ^{14), 15)}ことに加え、その増加と水温条件の相互作用はアオコを形成する藍藻類の発生を促進し得ることも指摘されている¹⁶⁾。また、河川水温の上昇は河川水中の溶存酸素濃度(DO)の低下^{17), 18)}にもつながり、水生生物への影響に加えて、硝化作用、脱窒作用、呼吸といった生物学的プロセスにも幅広く影響を及ぼすと考えられている^{19), 20)}。さらに、河川水温は底生動物や魚類などの水生生物への直接的な影響をもたらす。新井ら(2014)²¹⁾は、異なる時期・標高の源流域において底生動物群集と水温との相関関係を分析するとともに、河川水温予測モデルによる水温の将来予測値を基に

気候変動下における底生動物の個体数を推定したところ、底生動物群集全体の個体数密度は水温と負の相関を示し、将来的な個体数密度は31%減少することが示唆された。魚類に関しては、生息に適した水温帯(好適水温)に関する研究が世界中で数多く行われており²²⁾、特にマスやサケに代表されるような冷水性魚類に関しては、気候変動に伴う河川水温の上昇が生息密度の縮小や純損失につながる可能性が指摘されている^{23)~26)}。我が国においては、淡水魚の中で特に重要な水産有用種とされており、近年の全国的な資源量の減少が問題になっているアユの養殖環境下における好適水温は14~25℃で²⁷⁾、28℃以上で摂餌を停止することが知られており²⁸⁾、気候変動に伴う河川水温の上昇はアユの遡上等の生活史に大きな影響を及ぼすことが指摘されている^{29), 30)}。

河川水温の変化は、主に(i)大気の状態(日射、気温、風速、湿度、雨量、etc.)、(ii)地形、(iii)河川流量、(iv)河床(河床伝熱や地下水との熱交換)の4つで支配されることが知られている³¹⁾。したがって、気候変動やそれに伴う河川の流況変化、流域治水事業に伴う河道整備(河床掘削、河畔林伐採)は河川水温の変化に影響を与える可能性が極めて高い。

以上のように、河川水温は水質や河川生態系にとって極めて重要な環境変数であり、気候変動や治水事業対策による河川環境の改変によって大きく変化する可能性が高い。したがって、気候変動時代に治水・利水・環境のバランスの取れた流域圏創成を実現するうえで、流域スケールの高精度な河川水温予測を実現するとともに、流域の水・熱収支の理解が極めて重要である。

1.2 河川水温研究の現状と課題

前節でも述べたように、河川水温は水質や河川生態系にとって主要な環境変数であることから、その時空間変化を正確に把握することは極めて重要である。そのためには、流域スケールの高精度な河川水温予測モデルの開発とモデルの精度検証やキャリブレーションのための観測が欠かせない。本節では、国内外における河川水温の観測とモデリングに関する既往研究をそれぞれレビューするとともに、これらの課題についても整理する。

1.2.1 河川水温観測

過去数十年に渡り、河川水温のモニタリング技術は世界的に見れば進歩しており、扱う空間・時間スケールに応じて様々な観測手法が適用されてきた。Ouellet *et al.* (2020)³²⁾によれば、水温観測手法は、大きく分けて UAV・リモートセンシングに搭載されたセンサーによる熱赤外画像

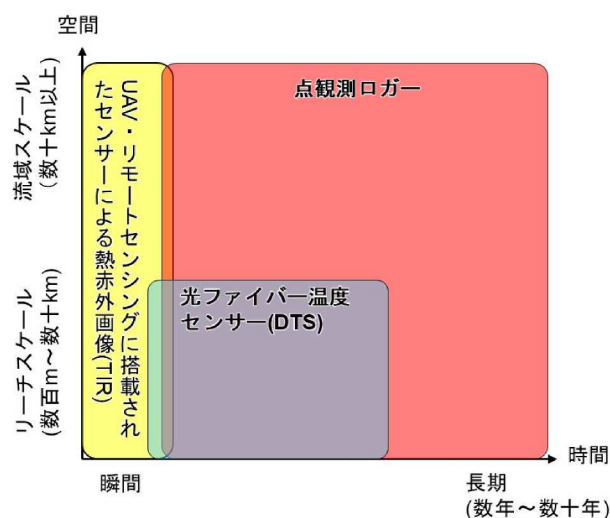


図-1.2.1 河川水温観測手法の分類と対象とする時間・空間スケール

(Thermal InfraRed Imager: TIR), 光ファイバー温度センサー(Distributed Temperature Sensing: DTS), 点観測ロガーに基づく手法の3つに分類され, 対象とする時間・空間スケールは図-1.2.1のようにまとめることができる。まず, UAV・リモートセンシングに搭載されたセンサーによる熱赤外画像(Thermal InfraRed Imager: TIR)は, 熱赤外センサーによって河川水表面の温度分布を観測する手法である。この手法は, UAV・衛星リモートセンシングがカバーする広域スケールの水温を面的に観測可能であるため, 河川水温の縦断分布の可視化³³⁾や地下水等の影響で水温が空間的に不均一になるような河川の水温把握³⁴⁾に活用されてきた。しかし, この手法はある時点の瞬間的な水温分布を観測するものであるため, 河川水温の時系列変化を連続的に観測することは難しい。次に, 光ファイバー温度センサー(Distributed Temperature Sensing: DTS)は, 河床下に埋め込んだ光ファイバー自身を温度センサーとして利用し, 数十 km に渡って縦断的に水温の鉛直分布を把握可能な手法である。これにより取得した水温分布は, 河川への地下水流入量を定量化するトレーサー情報としての活用も期待でき³⁵⁾, 河川水—地下水の相互作用の解明に関する研究に応用されてきた^{36), 37)}。しかし, この手法は設置に多大な労力を要するだけでなく, 機器や電力供給等の要件が多いことや, 洪水流や河床変動等による物理的損傷の影響も受けやすいことが考えられ, 数年から数十年に渡るような長期間の観測が難しい。一方で, 点観測ロガーに基づく手法は設置およびメンテナンスが容易であり, 点観測にはなるものの広域かつ長期間の水温観測が可能である。したがって, 点観測ロガーに基づく手法は1990年代以降に世界各国で広く普及しており, 多くの行政・研究機関が水質や河川生態系の保全を目的として河川水温の連続観測を実施した結果をデータベース化している。例えば, カナダでは大西洋サケの保全に携わる複数の行政・研究機関が設置した277河川の合計600地点における点観測ロガーによる観測値を統合したRivTempデータベース³⁸⁾で最長28年分の日平均水温を取得可能である。また, 米国では, 西部の100以上の研究機関から提供された観測水温をデータベース化したNorthwest Stream Temperature (NorWeST)によって20,000を超える地点における水温を過去20年以上に渡って取得可能であるほか³⁹⁾, United States Geological Survey (USGS)による米国全土の水温観測も実施されており, 1,000以上の地点において最長で30年以上に渡る長期間の水温データを利用可能である⁴⁰⁾。さらに, ヨーロッパではスコットランド全土の220地点以上における2013年以降の観測水温を観測しているThe Scotland River Temperature Monitoring Network (SRTMN)⁴¹⁾や, スイスにおいて約80地点の観測所で1970年代から水温を観測しているFederal Office for the Environment (FOEN)のWater temperature network⁴²⁾が代表的である。さらに, 国連環境計画(UNEP)が主導するGEMS/Waterでは, 加盟している世界約100カ国の3,000地点以上において1977年以降に観測された河川水温の連続観測値が蓄積されている⁴³⁾。このように, 世界各国で広域かつ長期の河川水温の連続観測データが蓄積されており, 河川水温のトレンド分析^{44), 45)}やモデリングと検証^{46), 47)}, 水生生物の生物多様性評価⁴⁸⁾など幅広い研究に活用されてきた。

一方, 我が国における水温観測網に焦点を当てると, 河川水温を連続モニタリングしている施設はごく一部に限られている。国土交通省は, 測定項目に河川水温も含まれている水質自動監視装置を全国一級水系の主要地点に設置している。しかし, 例えば中国地方の一級水系に着目すると, 水質自動監視装置が設置されているのは流域内に宍道湖, 中海を有する斐伊川水系に6箇所と中国地方最大規模の江の川水系に1箇所, 山口県唯一の一級水系である佐波川水系に1箇所のみであり, 流域スケールの河川水温の理解をする上では, 観測網が十分ではない。一方, 宮本・道奥⁴⁹⁾は揖保川流域内を対象に流域網羅的な24地点における河川水温の連続モニタリングと熱収支式による河川水温予測を実施しているものの, 複数水系での観測には至っていない。赤松ら⁵⁰⁾は中国地方の10の一級水系を対象として, 本川における河川水温の連続モニタリングを実施するとともに, 水温の連続データから各河川の水温変動特性を明らかにしている。河野ら⁵¹⁾は, 赤松らが対象としていた中国地方の一級水系の中で佐波川, 高津川および小瀬川の3流域に着目し, 本川だけでなく支流も含めた流域スケールの河川水温の連続モニタリングを実施し, 河川水温の

時空間構造変化に関する検討を実施している。このように、我が国における河川水温の連続観測に関する研究は実施されてはきているものの、あらゆる流域で河川水温予測モデルの開発および高度化を実現する上では、より多流域で長期の水温モニタリングデータを本川、支川の両方で蓄積する必要である。

以上のように、世界的に見ると河川水温のモニタリング技術は進歩しており、広域かつ長期の水温観測データが数多く存在しているものの、我が国における水温観測網は流域スケールで充実しているとは言い難い。そのため、流域スケールの高精度な水温モデリングやその検証のためにも、あらゆる河川で流域網羅的な河川水温モニタリングを実施することが極めて重要になる。

1.2.2 河川水温予測

前節にも述べたように、河川水温の変化は(i) 大気の状態(日射、気温、風速、湿度、雨量、etc.)、(ii)地形、(iii)河川流量、(iv)河床(河床伝熱や地下水との熱交換)の4つに支配されており³¹⁾、各要因に対する河川水温の応答を数理モデル化したものが河川水温予測モデルである。河川水温予測手法に関する研究事例はこれまで国内外で数多く存在し、大きくは統計ベースと物理ベースの手法に分類される³¹⁾。両者の特徴、主要なモデルの種類およびメリット・デメリットをまとめたものを表-1.2.1に示す。

まず、統計ベースの手法は、過去の観測データの傾向に基づき、気象量をはじめとした説明変数と河川水温の関係性を経験的にモデリングするデータ駆動型の手法である。この手法は、気温と水温の回帰式を基にした単回帰モデル^{52), 53)}や、気温以外の要素も説明変数に含めた重回帰モデル^{54), 55)}、気温と水温の非線形的な関係性も考慮したロジスティック回帰モデル^{56), 57)}などの回帰式に基づくモデルに加え、過去時系列の水温が現時刻の水温に影響を与える自己相関性も考慮した確率過程モデル(e.g. Box Jenkins や ARMA)を用いた確率論的モデル⁵⁸⁾⁻⁶⁰⁾が代表的である。また、人工知能技術(Artificial Intelligence: AI)の発展に伴い、河川工学分野における機械学習の活用が目覚ましく進歩しており⁶¹⁾、河川水温予測への適用事例もいくつか存在する⁶²⁾。機械学習に基づく水温予測は、ランダムフォレスト^{63), 64)}や人工ニューラルネットワーク(Artificial Neural Network: ANN)^{65), 66)}などの様々な手法が用いられてきた。また、近年ではANNの処理を担う中間層を多層にすることで入出力変数間の複雑な非線形関係を柔軟に表現可能な深層学習の適用が大きな注目を集めている。Feigl *et al.* (2021)⁶⁷⁾は、オーストリアの10の流域を対象に深層学習を含む複数の機械学習モデルを適用し、深層学習の河川水温予測に対する有用性を示している。Stajkowski *et al.* (2020)⁶⁸⁾は、深層学習の中でも時系列データの学習・推論能力に優れるLSTM(Long Short Terms Memory)⁶⁹⁾をカナダのCredit川における河川水温予測に適用し、その有用性を示している。このように、統計ベースの河川水温予測手法は回帰式に基づくモデルが主流であり、近年

表-1.2.1 河川水温予測手法の特徴、主要なモデルおよびメリット・デメリット

分類	特徴	主要なモデル	メリット	デメリット
統計	観測値の傾向に基づく経験的モデリング	・回帰式(単回帰, 重回帰)に基づくモデル ・確率過程モデル ・機械学習モデル	・必要な入力変数の種類が少なく、モデリングが容易 ・計算負荷が小さい	・観測地点での予測に留まる ・各要素に対する水温の応答プロセスの理解が困難
物理	熱収支を物理的に記述した支配方程式に基づく物理的モデリング	・熱収支式	・各支配要素に対する水温の応答プロセスを詳細に理解可能 ・空間的に連続な水温分布を取得可能	・モデリングが複雑 ・一般的には一部河道区間など、適用可能な空間スケールが限定的

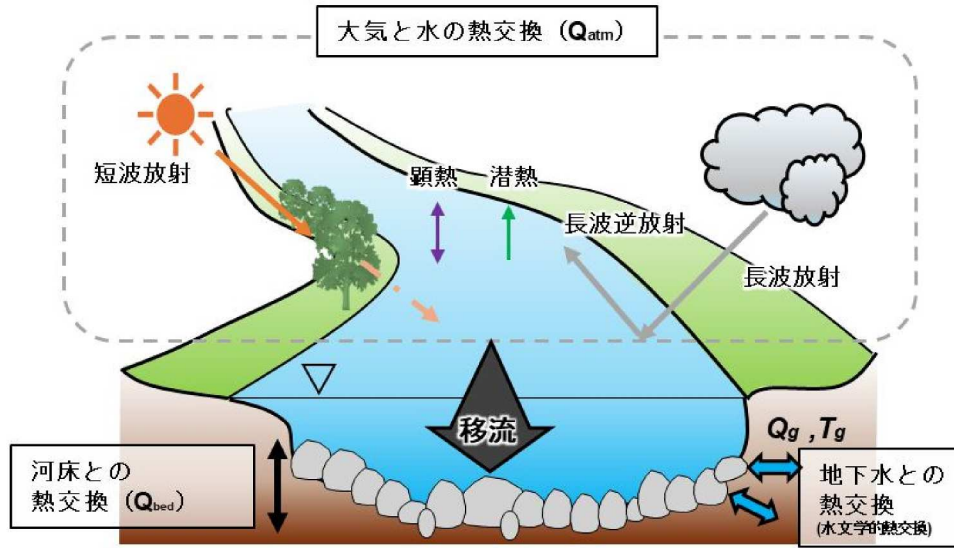


図-1.2.2 河川の熱収支

では深層学習も適用されるようになってきている．こうした統計ベースのモデルは，モデリングが容易であるほか，少ない種類の入力変数から河川水温予測が可能であるという利点もあり，広域(e.g. 地域スケール)での水温予測に適している⁷⁰⁾．ただし，このモデリングは観測値の傾向に基づくものであることから，水温観測地点での予測に留まり，後述する物理モデルのように河川水温の縦断分布を得ることが難しい．また，気象要素の変化に対する水温の応答プロセスの把握が難しいことから，水・熱収支まで詳細に理解することは不可能である．そして，統計モデルの中でも近年特に大きな注目を集めている深層学習モデルに焦点を当てると，深層学習は我が国の河川水温予測への有用性も期待されるが，河口域の一部区間を対象とした原口ら⁷¹⁾の研究を除いては，我が国における深層学習モデルの開発事例は存在しない．これは，1.2.2.1でも述べたように，我が国では河川水温の観測網が充実しておらず，モデル構築に必要な観測データが得られなかったことが大きな理由である．さらに，これは深層学習以外の統計モデルにも共通することであるが，既存のモデルは流域内多地点の水温を予測する場合でも単一地点の水温予測を個々に予測する場合を想定しており，流域内多地点の水温を上流域から下流域にかけて一貫して予測可能なモデルの開発事例は見られない．

一方で，物理ベースの手法は河川の流れや熱収支を物理的に記述した支配方程式に基づいて河川水温を予測する^{72)~74)}．河川の熱収支は，主に大気と水，水と河床面で生じる一連の熱交換と降雨流出や地下水等の水文学的な熱交換によって成立することが知られている(図-1.2.2)⁷⁵⁾．この熱交換プロセスを河川の流下方向の一次元で定式化すると，式(1.1)のような熱収支式になる．

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} + u \frac{\partial T_w}{\partial x} = \frac{1}{c_w \rho_w V} (Q_{atm} B + Q_{bed} P_w) + \frac{Q_g}{V} (T_g - T_w) \quad (1.1)$$

ここに， T_w ：河川水温(K)， u ：流速(m/s)， c_w ：水の比熱(J/kg/K)， ρ_w ：水の密度(kg/m³)， V ：水塊の体積(m³)， Q_{atm} ：大気との熱交換フラックス(J/s/m²)， B ：水面の面積(m²)， Q_{bed} ：河床との熱交換フラックス(J/s/m²)， P_w ：河床面の面積(m²)， Q_g ：地下水や直接流出による横流入流量(m³/s)， T_g ：地下水温(K)である．この熱収支式を解くことによって，統計ベースの手法のように点での予測に留まることなく，河川水温の縦断分布を得ることが可能である．また，物理ベースの手法は，モデリング自体は複雑であるものの，熱収支式を構成する個々の要素に対する水温の応答プロセスを詳細に理解することが可能であることが最大の利点である．そのため，森林伐採や河岸植生

除去に対する河川水温の応答解析^{76), 77)}や、ダム の操作等による流況変化が河川水温に与える影響評価⁷⁸⁾、気候変動が河川水温に及ぼす影響評価^{79), 80)}など幅広い問題に適用されてきた。ただし、これまでの物理モデルを適用した既往研究の多くは、一部の河川区間など、適用可能な空間スケールが限定される場合が多い。今日必要とされているような、治水・利水・環境の三位一体的な流域圏創成を実現する上では、流域網羅的な河川水温予測と熱収支の理解が重要である。そこで、いくつかの物理ベースの水温モデルでは、分布型流出モデルに熱収支式を連成することで河川網全体の水温を予測可能にしている^{81), 82)}。例えば、Lee *et al.*(2021)⁸³⁾は分布型水文物質循環モデル(SWAT)⁸⁴⁾に熱収支式を実装することで、河川網全体の熱収支を物理ベースで解析可能な SWAT-HB モデルを開発した。我が国の事例として、白岩ら⁸⁵⁾は、分布型流出モデルをベースとした水温予測モデルを開発し、日本の宮城県に位置する名取川流域に適用した。高橋&入江(2021)⁸⁶⁾は、降雨流出および氾濫現象を流域一体的に解析可能な降雨流出氾濫(Rainfall-Runoff-Inundation: RRI)モデル¹⁰⁾に河川の熱収支式を組み込んだモデルを開発し、日本の兵庫県に位置する加古川流域に適用するとともに、気候変動が加古川の水温分布およびアユの生息域に及ぼす影響評価まで実施した。このように、物理モデルで流域スケールの河川水温予測を実施した事例自体は存在する。ただし、河川の熱収支を考える際に、式(1.1)の右辺第二項にも示した地下水による熱交換項は重要であるにも関わらず、これまでの研究では地下水との熱交換を考慮していないことが多い。このことは、Mousumi *et al.* (2025)のレビュー⁸⁷⁾でも指摘されている。したがって、物理モデルで流域スケールの高精度な河川水温予測と水・熱収支の正しい理解の両方を実現するには、流域全体の地下水流動とそれによる熱輸送の考慮が重要な課題である。さらに、これは統計ベースの手法においても共通しているが、我が国では河川水温の観測網が十分に整備されていないこともあり、流域一貫の河川水温予測モデルの開発や検証が十分でない。

以上のように、統計ベースのモデルと物理ベースのモデルでそれぞれ異なる利点と欠点が存在している。したがって、両モデルの有用性や課題を理解しつつ活用することで、流域システムにおける河川水温予測をあらゆる流域で実現可能になると考えられる。

1.3 研究目的と本論文の構成

1.3.1 研究目的

前節で説明したように、統計ベースのモデルと物理ベースのモデルでそれぞれ異なる利点と欠点があるため、各種水温予測モデルの有用性や課題を理解しつつ、両者を活用することで流域システムにおける高精度な河川水温予測があらゆる流域で実現可能である。ただし、各種水温予測モデルの課題として、統計ベースのモデルは、近年大きな注目を集めている深層学習を用いた手法の適用性が期待されるものの、流域一貫の水温を予測可能なモデルの開発はほとんどされてこなかったことに加え、我が国の流域における有用性は不明である。また、物理モデルでは、統計ベースのモデルと同様に流域スケールのモデルの開発事例自体が特に我が国で十分でないことに加え、流域水・熱収支の正しい理解において重要な地下水とそれに伴う熱輸送が考慮されてこなかった。さらに、河川水温の変動特性の把握や、さらなる現象理解のための水温予測モデルの開発と高度化のためには、河川水温の連続モニタリングが基本となるが、我が国では流域スケールの河川水温モニタリングはほとんど実施されてこなかった。

こうした課題に対し、本研究では流域システムにおける高精度な河川水温予測と流域水・熱収支の理解を目的として、以下の検討を実施した。まず、河川水温予測モデルの開発や検証に必要な河川水温の連続モニタリングを実施する。次に、統計ベースの手法の中で近年大きな注目を集めている深層学習を用いて、これまで開発されてこなかった流域一貫の河川水温予測モデルを新たに開発するとともに、モデルの高度化に関する検討を実施する。そして、降雨流出氾濫

(Rainfall-Runoff-Inundation: RRI)モデルに熱収支式を組み込むことで、河川水温を流域網羅的に予測可能な物理モデルを開発するとともに、ここで生じた課題を基に地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルを新たに開発する。最後に、深層学習を用いた河川水温予測モデルと地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルの精度比較を実施するとともに、気候変動下における河川水温の将来予測に対する各種水温予測モデルの有用性と課題について考察しつつ、気候変動が流域システムにおける河川水温に及ぼす影響評価まで実施する。

1.3.2 本論文の構成

本論文は、本章を含めて7章で構成されている。各章のつながりを図-1.3.1に示す。また、各章の内容は、以下に示すとおりである。

第2章では、中国地方の5つの一級水系を対象に流域網羅的な多地点で河川水温の連続モニタリングを実施し、河川水温の変動特性を明らかにするとともに、気温に対する水温の応答特性とその要因に着目した統計分析も実施する。

第3章では、第2章における河川水温の連続モニタリングデータを活用することで、中国地方一級水系を対象とした深層学習に基づく流域一貫の河川水温予測モデルを開発する。また、深層学習モデルで高精度な予測を実現する上で重要な入出力層の構造と入力データの種類に関する検討を実施することで、流域一貫の河川水温予測の高度化を図る。

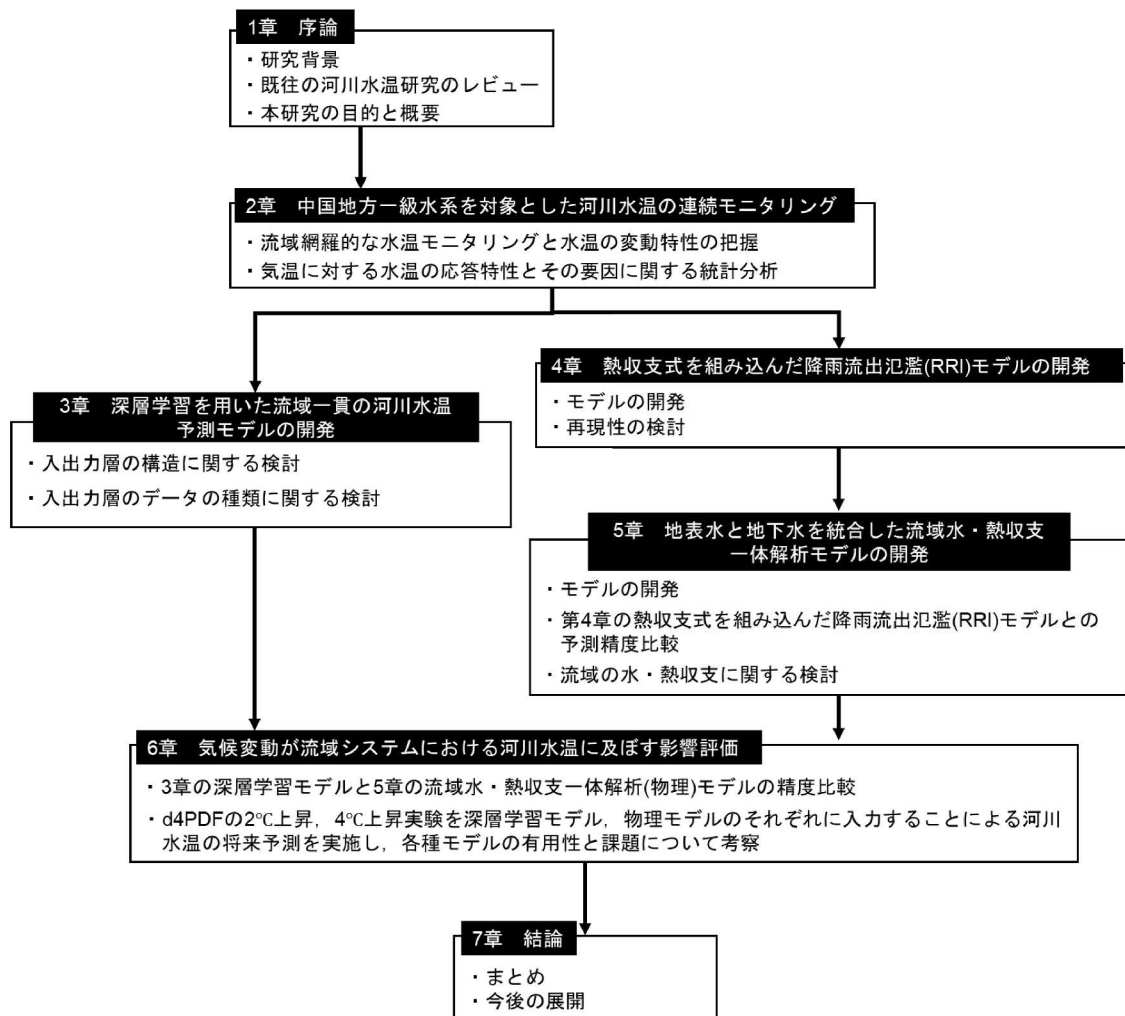


図-1.3.1 本論文の流れ

第4章では、物理ベースの手法として、高橋&入江(2021)⁸⁶⁾が開発した熱収支式を組み込んだ降雨流出氾濫(Rainfall-Runoff-Inundation: RRI)モデルを一部拡張し、斜面の側方流による熱輸送を新たに考慮したうえで島根県一級水系の高津川流域に適用するとともに、第2章のモニタリングデータを活用して流域網羅的なモデルの検証を実施し、モデルの有用性と課題を明確にする。

第5章では、第4章で構築した熱収支式を組み込んだ降雨流出氾濫(Rainfall-Runoff-Inundation: RRI)モデルと準三次元地下水流動モデルを融合するとともに、熱収支式で地下水に伴う熱輸送も考慮することで、地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルの開発を行う。そして、第2章のモニタリングデータを活用しつつ、第4章のモデルと精度比較をすることで、本モデルの有用性を示すとともに、流域水・熱収支に関する検討まで実施する。

第6章では、第3章で構築した深層学習に基づく河川水温予測モデルと第5章で構築した流域水・熱収支一体解析モデルの予測精度を比較する。さらに、地球温暖化に資するアンサンブル気候予測データベース d4PDF⁸⁸⁾から得られる2°C上昇、4°C上昇実験の気温・雨量を各種モデルに入力することで河川水温の将来予測を実施するとともに、将来予測に対する各種モデルの有用性とその課題について考察する。

以上を踏まえ、第7章では各章の結果をまとめ、研究の総論とする。

参考文献

- 1) Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): Summary for Policymakers. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis, 2021.
- 2) 国土交通省：1. 平成 30 年 7 月豪雨災害の概要と被害の特徴, https://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/hazard_risk/dai01kai/dai01kai_siryou2-1.pdf.
- 3) 内閣府：令和元年台風 19 号による被害状況等について, https://www.bousai.go.jp/updates/r1typhoon19/pdf/r1typhoon19_45.pdf.
- 4) 内閣府：令和 2 年 7 月豪雨による被害状況等について, https://www.bousai.go.jp/updates/r2_07ooame/pdf/r20703_ooame_40.pdf.
- 5) 国土交通省：「流域治水」の基本的考え方 ～気候変動を踏まえ、あらゆる関係者が協働して流域全体で行う総合的かつ多層的な水害対策～, https://www.mlit.go.jp/river/kasen/suisin/pdf/01_kangaekkan.pdf.
- 6) 福岡捷二：近年の洪水災害を踏まえた流域治水を考える, 河川技術論文集, 第 28 巻, pp.457-462, 2022.
- 7) 環境省：生物多様性及び生態系サービスの総合評価 2021 詳細版報告書, https://www.biodic.go.jp/biodiversity/activity/policy/jbo3/generaloutline/files/jbo3_report.pdf.
- 8) 和田 一範, 村瀬 勝彦, 富澤 洋介：地球温暖化に伴う降雨特性の変化と洪水・渇水リスクの評価に関する研究, 土木学会論文集, No.796, II-72, pp.23-37, 2005.
- 9) 国土交通省：流域総合水管理のあり方検討部会, https://www.mlit.go.jp/policy/shingikai/s103_ryuukisougou01.html.
- 10) Sayama, T., Ozawa, G., Kawakami, T., Nabesaka, S. and Fukami, K.: Rainfall–runoff–inundation analysis of the 2010 Pakistan flood in the Kabul River basin, *Hydrological Sciences Journal – Journal des Sciences Hydrologiques*, 57(2), 298-312, 2011.
- 11) 中山忠暢, 渡辺正孝：霞ヶ浦流域での地下水が水・物質収支に及ぼす影響の再評価, 水工学論文集, 第 49 巻, pp.1231-1236, 2004.
- 12) Coutant, C.C.: Perspectives on temperature in the pacific northwest's fresh waters, *Environmental Sciences Division*, Publication No. 4849, Oak Ridge National Laboratory, 1999.
- 13) Johnson, M. F., Albertson, L. K., Algar, A. C., Dugdale, S. J., Edwards, P., England, J., Gibbins, C., Kazama, S., Komori, D., MacColl, A. D. C., Scholl, E. A., Wilby, R. L., de Oliveira Roque, F., & Wood, P. J.: Rising water temperature in rivers: Ecological impacts and future resilience, *WIREs Water*, 11(4), e1724, 2024.
- 14) Cheng, X., Huang, Y., Li, R., Pu, X., Huang, W. and Yuan, X.: Impacts of water temperature on phosphorus release of sediments under flowing overlying water, *Journal of Contaminant Hydrology*, 235, 103717, 2020.
- 15) Zhu, D., Cheng, X., Sample, D.J., Oiao, Q. and Liu, Z: Effect of water temperature on internal nitrogen release from sediments in the Pearl River Delta region, China, *Hydrology Research*, 54(9), 1055-1071, 2023.
- 16) Havens, K.E., Paerl, H.W.: Climate change at a crossroad for control of harmful algal blooms, *Environ. Sci. Technol.* 49, 12605–12606, 2015.
- 17) Marzadri, A., Tonina, D., Bellin, A.: Quantifying the importance of daily stream water temperature fluctuations on the hyporheic thermal regime: Implication for dissolved oxygen dynamics, *Journal of Hydrology*, 507, 241-248, 2013.
- 18) Chapra, S. C., Camacho, L. A., McBride, G. B. Impact of global warming on dissolved oxygen and BOD assimilative capacity of the world's rivers: Modeling analysis, *Water*, 13, 2408, 2021.

- 19) Comer-Warner, S.A., Romeijn, P., Gooddy, D.C., Ullah, S., Kettridge, N., Marchant, B., Hannah, D.M., Krause, S.: Thermal sensitivity of CO₂ and CH₄ emissions varies with streambed sediment properties. *Nat. Commun.*, 9, 41467, 2018.
- 20) Comer-Warner, S.A., Gooddy, D.C., Ullah, S., Glover, L., Percival, A., Kettridge, N., Krause, S.: Seasonal variability of sediment controls of carbon cycling in an agricultural stream, *Sci. Total Environ.*, 688, 732–741.
- 21) 新井 涼允, 糠澤 桂, 風間 聡, 竹門 康弘 : 水温環境の変化に伴う源流域における底生動物群集の将来変化, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.70, No.4, pp.I_1303-I_1308, 2014.
- 22) Comer L.E., Grenney W.J.: Heat transfer processes in the bed of a small stream, *Water Research*, 11, 743–744, 1997.
- 23) Lee R.M., Rinne J.N.: Critical thermal maximum of five trout species in the southwestern United States. *Transactions of the American Fisheries Society*, 109, 632–635, 1980.
- 24) Bjornin J.R., Reiser D.W.: Habitat requirements of salmonids in streams. In: Influence of Forest and Rangeland Management on Salmonids Fishes and Habitats (Ed. W.R. Meehan), *American Fisheries Society*, Special Publication, 19, 83–138, 1991.
- 25) Huntsman A.G.: Death of salmon and trout with high temperature, *Journal of the Fisheries Research Board of Canada*, 5, 485–501, 1942.
- 26) Garside E.T.: Ultimate upper lethal temperature of Atlantic salmon (*Salmo salar* L.), *Canadian Journal of Zoology*, 51, 898–900, 1973.
- 27) 西田睦 : びわ湖のコアユの産卵生態, 日本水産学会誌, Vol. 44, No. 6, pp.577-585, 1978.
- 28) 養殖生産技術に関するデータ, vol. 30(8), pp. 56-99, 緑書房, 1993.
- 29) 鈴木靖, 本間基寛, 佐藤嘉展, 道広有理, 竹門康弘 : 水温の将来変化がアユの遡上時期に及ぼす影響について, 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol. 70, No. 4, pp. I_1213-I_1218, 2014.
- 30) 浦部真治, 竹門康弘, 角哲也 : 淀川におけるアユ遡上数の変動要因解析に基づいた将来予測モデルの検討, 京都大学防災研究所年報, 第 59 号 B, pp. 557-569, 2016.
- 31) Caissie, D.: The thermal regime of rivers: a review, *Freshwater Biology*, 51(8), 1389-1406, 2006.
- 32) Ouellet, V., St-Hilaire, A., Dugdale, S.J., Hannah, D.M., Krause, S., Proulx-Ouellet, S.: River temperature research and practice: Recent challenges and emerging opportunities for managing thermal habitat conditions in stream ecosystems, *Science of The Total Environment*, 736, 139679, 2020.
- 33) Torgersen, C.E., Faux, R.N., McIntosh, B.A., Poage, N.J., Norton, D.J.: Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams, *Remote Sensing of Environment*, 76(3), pp.386-398, 2001.
- 34) Casas-Mulet, R., Pander, J., Ryu, D., Stewardson, M.J., Geist, J.: Unmanned aerial vehicle (UAV)-based thermal infra-red (TIR) and optical imagery reveals multispatial scale controls of cold-water areas over a groundwater-dominated riverscape, *Frontiers Front. Environ. Sci.*, 27, 2020.
- 35) Briggs, M.A., Lautz, L.K., McKenzie, J.M., Gordon, R.P., Hare, D.K.: Using high resolution distributed temperature sensing to quantify spatial and temporal variability in vertical hyporheic flux, *Water Resour. Res.*, 48, 2012.
- 36) Caissie, D., Luce, C.H.: Quantifying streambed advection and conduction heat fluxes, *Water Resour. Res.*, 53, 1595–1624, 2017.
- 37) Kurylyk, B.L., Moore, R.D., Macquarrie, K.T.B.: Scientific briefing: quantifying streambed heat advection associated with groundwater-surface water interactions, *Hydrol. Process.*, 30, 987–992, 2016.
- 38) Boyer, C., St-Hilaire, A., Bergeron, N., Daigle, A., Curry, R.A., Caissie, D.: RivTemp: a water temperature network for Atlantic salmon rivers in eastern Canada, *Water News*, 35, 2016.

- 39) Isaak, D.J., Wenger, S.J., Peterson, E.E., Ver Hoef, J.M., Nagel, D.E., Luce, C.H., Hostetler, S.W., Dunham, J.B., Roper, B.B., Wollrab, S.P., Chandler, G.L., Horan, D.L., Parkes-Payne, S.: The NorWeST summer stream temperature model and scenarios for the western U.S.: A crowd-sourced database and new geospatial tools foster a user community and predict broad climate warming of rivers and streams, *Water Resources Research*, 53, 9181–9205, 2017.
- 40) Heck, M.P., Schultz, L.D., Hockman-Wert, D., Dinger, E.C., and Dunham, J.B.: Monitoring stream temperatures—A guide for non-specialists: U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 3, chap. A25, p.76, 2018.
- 41) Jackson, F. L., Malcolm, I. A., & Hannah, D. M.: A novel approach for designing large-scale river temperature monitoring networks. *Hydrology Research*, 47(3), 569–590, 2016.
- 42) Tonolla, D., Junghardt, J., Antonetti, M., Döring, M.: Characterization of Spatiotemporal Thermal Heterogeneity and Riparian Shading in the Glatt River Using High-resolution Thermal Infrared and Multispectral Remote Sensing, Federal Office, for the Environment (FOEN), Wädenswil, 2019.
- 43) UNEP - UN Environment Programme: GEMS/Water, <https://www.unep.org/topics/environment-under-review/gemswater>.
- 44) Shrestha, R.R., Pesklevits, J.C., Bonsal, B.R., Brannen, R., Guo, T., Hoffman, S.: Rising summer river water temperature across Canada: spatial patterns and hydroclimatic controls, *Environ. Res. Lett.*, 19, 044058, 2024.
- 45) Arismendi, I., Johnson, S. L., Dunham, J. B., Haggerty, R., Hockman-Wert, D.: The paradox of cooling streams in a warming world: regional climate trends do not parallel variable local trends in stream temperature in the Pacific continental United States, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L10401, 2012.
- 46) Hani, T., St-Hilaire, A., Ouarda, T: Regional stream temperature modeling in pristine Atlantic salmon rivers: A hybrid deterministic–Machine Learning approach, *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 59, 102373, 2025.
- 47) van Vliet, M. T. H., Yearsley, J. R., Franssen, W. H. P., Ludwig, F., Haddeland, I., Lettenmaier, D. P. & Kabat, P.: Coupled daily streamflow and water temperature modelling in large river basins, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 4303–4321, 2012.
- 48) Poulin, P., St-Hilaire, A., Boyer, C., Bergeron, N.E.: Assessing the potential for Atlantic salmon (*Salmo salar*) colonization of Nunavik's Arctic and subarctic rivers by 2070–2100, *Arctic Science*, 11, 1-23, 2025.
- 49) 宮本仁志, 道奥康治: 流域水温の連続観測と解析, 水工学論文集, Vol.51, pp.1105-1110, 2007.
- 50) 赤松 良久, 河野 誉仁, 乾 隆帝, 宮本 仁志: 中国地方一級河川における河川水温変動特性, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.73, No.4, pp.I_1207, I_1212, 2017.
- 51) 河野 誉仁, 赤松 良久, 乾 隆帝: 中国地方一級水系における河川水温の時空間構造変化, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.74, No.5, pp.I_463-468, 2018.
- 52) Pilgrim, J.M., Fang, X., Stefan, H.G.: Stream temperature correlations with air temperatures in Minnesota: implications for climate warming, *Jawra*, 34(5), 1109-1121, 1998.
- 53) Stefan, H.G., Preud'homme, E.B.: Stream temperature estimation from air temperature, *Water Resources Bulletin*, 29, 27–45, 1993.
- 54) Jeppesen, E., Iversen, T.M.: Two simple models for estimating daily mean water temperatures and diel variations in a Danish low gradient stream, *Oikos*, 49, 149–155, 1987
- 55) Jourdonnais, J.H., Walsh, R.P., Pickett, F., Goodman D.: Structure and calibration strategy for a water temperature model of the lower Madison River, Montana, *Rivers*, 3, 153–169, 1992.
- 56) Mohseni, O., Stefan, H.G. and Erickson, T.R.: A nonlinear regression model for weekly stream temperatures, *water resources research*, 34(10), 2685-2692, 1998.

- 57) Piotrouwski, A.P., Napiorkowski, J.J., Simple modifications of the nonlinear regression stream temperature model for daily data, *Journal of Hydrology*, 572, 208-328, 2019.
- 58) Cluis, D.A.: Relationship between stream water temperature and ambient air temperature - a simple autoregressive model for mean daily stream water temperature fluctuations, *Nordic Hydrology*, 3, 65–71, 1972.
- 59) Caissie, D., El-Jabi, N. & St-Hilaire, A.: Stochastic modeling of water temperature in a small stream using air to water relations, *Canadian Journal of Civil Engineering*, 25, 250–260, 1998.
- 60) Ahmadi-Nedushan, B.; St-Hilaire, A.; Ouarda, T.B.; Bilodeau, L.; Robichaud, E.; Thiémonge, N.; Bobée, B. Predicting River Water Temperatures Using Stochastic Models: Case Study of the Moisie River (Québec, Canada). *Hydrol. Process*, 21, 21–34, 2007.
- 61) Ho, L., Goethals, P.: Machine learning applications in river research: Trends, opportunities and challenges, *Methods in Ecology and Evolution*, 13(11), pp.2603-2621, 2022.
- 62) Corona, C. R. and Hogue, T. S.: Machine learning in stream and river water temperature modeling: a review and metrics for evaluation, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 29, 2521–2549, 2025.
- 63) Philippus, D., Sytsma, A., Rust, A., Hogue, T.S.: A machine learning model for estimating the temperature of small rivers using satellite-based spatial data, *Remote Sensing of Environment*, 311(1), 114271, 2024.
- 64) Wade, J., Kelleher, C., Hannah, D.M: Machine learning unravels controls on river water temperature regime dynamics, *Journal of Hydrology*, 623, 129821, 2023.
- 65) Ionescu, C.-S., Opreș, I., Nistoran, D.-E. G., Baciuc, C.-A.: Forecasting Model for Danube River Water Temperature Using Artificial Neural Networks, *Hydrology*, 12(2), 21, 2025.
- 66) Hebert, C., Caissie, D., Satish, M.G., El-Jabi, N.: Modeling of hourly river water temperatures using artificial neural networks, *Water Quality Research Journal*, 49(2), pp.144-162, 2014.
- 67) Feigl, M., Lebedzinski, K., Herrnegger, M. and Schulz, K. : Machine-learning methods for stream water temperature prediction, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 25, pp. 2951-2977, 2021.
- 68) Stajkowski, A., Kumar, D., Sau, P., Bonakdari, H. and Gharabaghi, B. : Genetic-Algorithm-Optimized Sequential model for Water Temperature Prediction, *Sustainability*, Vol. 12, 5374, 2020.
- 69) Hochreiter, S. and Schmidhuber, J.: Long Short-Term Memory, *Neural Computation*, Vol. 9, No. 8, pp. 1735-1780, 1997.
- 70) Benyahya, L., Caissie, D., Hilaire, A.S., Ouarda, T.B.M.J and Bobée, B.: A Review of Statistical Water Temperature Models, *Canadian Water Resources Journal*, 32(3), 179-192, 2007.
- 71) 原口 菜奈子, Lin HAO, 丸谷 靖幸, 渡部 哲史, 矢野 真一郎 : リカレントニューラルネットワークによる河川最下流の水温予測モデルの構築, 土木学会論文集 B1(水工学)Vol.77, No.2, pp.I_1219-I_1224, 2021.
- 72) Caissie, D., Satish, M. G., & El-Jabi, N.: Predicting water temperatures using a deterministic model: Application on Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada), *Journal of Hydrology*, 336(3-4), 303–315, 2007.
- 73) Edinger, J. E., Duttweiler, D. W., & Geyer, J. C.: The response of water temperatures to meteorological conditions, *Water Resources Research*, 4(5), 1137–1143, 1968.
- 74) St-Hilaire, A., Morin, G., El-Jabi, N., & Caissie, D.: Water temperature modelling in a small forested stream: Implication of forest canopy and soil temperature, *Canadian Journal of Civil Engineering*, 27(6), 1095–1108, 2000.
- 75) Hannah, D.M., Malcolm, I.A., Soulsby, C., Youngson, A.F: Heat exchanges and temperatures within a salmon spawning stream in the Cairngorms, Scotland: seasonal and sub-seasonal dynamics, *River Research and Applications*, 20(6), pp.635-652, 2004.

- 76) Dugdale, S. J., Malcolm, I. A., & Hannah, D. M.: Drone-based structure-from-motion provides accurate forest canopy data to assess shading effects in river temperature models., *Science of the Total Environment*, 678, 326–340, 2019.
- 77) Fabris, L., Malcolm, I. A., Buddendorf, W. B., & Soulsby, C.: Integrating process-based flow and temperature models to assess riparian forests and temperature amelioration in salmon streams, *Hydrological Processes*, 32(6), 776–791, 2018.
- 78) Daniels, M.E., Danner, E.M.: The Drivers of River Temperatures Below a Large Dam, *Water Resources Research*, 56(5), 2020.
- 79) LeBlanc, R.T., Brown, R.D. and FitzGibbon, J.E.: Modeling the Effects of Land Use Change on the Water Temperature in Unregulated Urban Streams, *Journal of Environmental Management*, 49(4), 1997.
- 80) Geoseff, M., Strzepek, K. and Chapra, S.: Modeling the Potential Effects of Climate Change on Water Temperature Downstream of a Shallow Reservoir, Lower Madison River, MT, *Climate change*, 68(3), 331-353, 2005.
- 81) Qi, J., Lee, S., Du, X., Ficklin, D.L., Wang., Q., Myers, D., Singh, D., Moglen, G.E., McCarty, G.W., Zhou, Y., Zhang, X.: Coupling terrestrial and aquatic thermal processes for improving stream temperature modeling at the watershed scale, *Journal of Hydrology*, 603, PartB, 126983, 2021.
- 82) Nukazawa, K., Shiraiwa, J., Kazama, S.: Evaluations of seasonal habitat variations of freshwater fishes, fireflies, and frogs using a habitat suitability index model that includes river water temperature, *Ecological Modelling*, 222(20-22), 3718-3726, 2011.
- 83) Lee, S.Y., Fullerton, A.H., Sun, N. and Torgersen, C.E.: Projecting spatiotemporally explicit effects of climate change on stream temperature: A model comparison and implications for coldwater fishes, *Journal of Hydrology*, 588, 2020.
- 84) Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S. and Williams, J.R.: Large area hydrologic modeling and assessment part I: Model development, *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 34 (1), pp.73-89, 1998.
- 85) 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.
- 86) 高橋祐馬, 入江政安 : 気候変動が加古川の水温およびアユの生態に与える影響, *土木学会論文集 B1(水工学)*, Vol.77, No.1, pp.98-110, 2021.
- 87) Mousumi, K.A., Hiramatsu, K., Onishi, T.: Groundwater Contribution to River Water Temperature, *Reviews in Agricultural Science*, 13(1), 1-19, 2025.
- 88) Mizuta R et al.: Over 5,000 Years of Ensemble Future Climate Simulations by 60-km Global and 20-km Regional Atmosphere Models, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98, 1383-1398, 2017.

第2章 中国地方一級水系を対象とした河川水温の連続モニタリング

2.1 概説

河川水温は水質や河川生態系を大きく変質させる環境要因の一つであり¹⁾、河川環境を評価するための基本的な指標である。したがって、流域スケールで河川水温の変化を理解するためには、流域網羅的な多地点で河川水温の連続モニタリングを実施することが基本となる。しかし、第一章でも述べたように、我が国における水温観測網は流域スケールで河川水温を理解するには不十分である。実際に、中国地方の一級水系においても、河川水温の観測を1時間間隔で実施している水質自動監視装置が設置されているのは流域内に宍道湖、中海を有する斐伊川水系に6箇所と中国地方最大規模の江の川水系に1箇所、山口県唯一の一級水系である佐波川水系に1箇所のみであり、観測網が十分とはいえない。赤松ら²⁾は中国地方の10の一級水系の本川を対象に河川水温の連続モニタリングを実施し、河川水温の変動特性を明らかにしているが、各水系の観測地点は本川の5~7地点に限定されており、支川も含めた流域網羅的な観測までは至っていない。一方で、宮本ら³⁾は、揖保川流域内の網羅的な24地点で河川水温の連続モニタリングを実施しているが、複数水系におけるモニタリングには至っていない。そこで、河野ら⁴⁾は中国地方に位置する3水系を対象とした河川水温の連続モニタリングを実施するとともに、1年分のモニタリングデータの時系列変化と空間分布を分析することにより、河川水温の時空間構造変化について分析した。その結果、河川水温の変化は、気温をはじめとした気象要素や標高、土地利用等の流域の環境要因に加え、地下水との熱交換やダムによる影響で大きく変化することを明らかにした。このように、我が国においても河川水温の連続モニタリングの事例は存在しているものの、その事例は多くはなく十分とはいえない。今後は、より継続的な水温モニタリングを多流域で実施し、河川水温の変動特性への理解を深めるとともに、気象要素や流域の環境要因との関係性を定量的に明らかにする必要がある。気象要素や流域の環境要因との関係性の分析については、赤松ら⁵⁾は中国地方の10の一級水系において河川水温の連続モニタリングを実施した結果を基に、気温に対する水温の上昇率で定義される水温増加率と流域特性との関係性について定量的に分析した。ただし、ここで考慮している環境要因は主には流域の土地利用にのみ限定されており、その他に水温を及ぼし得る土壌や地形条件等との関係性の検討までは至っていない。一方、溝口ら⁶⁾は河野ら⁴⁾と同様の中国地方3水系を対象に、流域の地形や土壌を含む流域、河川の特性に加え、気象要素に関する合計93項目の特徴量が河川水温に及ぼす影響とその度合いを機械学習手法の一手法であるランダムフォレストを用いて分析し、各特徴量と河川水温変化の関係性を大気との熱交換や河川の流況、基底流出の量や質に基づいて考察している。このように、河川水温の連続モニタリングとその分析により、流域の環境要因の他にも河川の流況、ダムおよび地下水との熱交換も河川水温変動に大きく影響することは指摘されているものの、その影響を定量化した事例は見られない。

そこで、本研究では中国地方の5つの一級水系を対象に流域網羅的な多地点で河川水温の連続モニタリングを実施し、河川水温の時空間変動特性について検討する。さらに、気温と水温の関係に着目し、気温に対する水温の上昇率で定義される水温増加率と河川の流況および流域の環境要因との関係性について分析する。最後に、気温と水温の間に存在するヒステリシス特性に着目することで、地下水との熱交換やダムが河川水温に及ぼす影響度合いを定量的に分析する。

2.2 対象流域と調査概要

2.2.1 対象流域と流域特性

本研究では、中国地方の一級水系である佐波川、高津川、太田川、江の川および高梁川の5水系を対象にした(図-2.2.1)。なお、図内には各流域における水温モニタリング地点に加え、国土交通省が計画基準点に指定している水位・流量観測所および主要なダムの位置を示した。また、後述の2.3.2および2.3.3で結果を示す地点に関しては、地点名も記載した。表-2.2.1に、各河川の流域面積、河川長および土地利用割合を示す。まず、流域面積、河川長のどちらも江の川が最も大きく、佐波川が小さいことが分かる。土地利用に着目すると、高津川流域は山地・森林が流域全体の91.4%を占め、都市域も1.7%と他の流域と比較して最も小さい。一方、太田川は都市域の割合が9.3%と他の河川と比較して都市化が進んでいる。

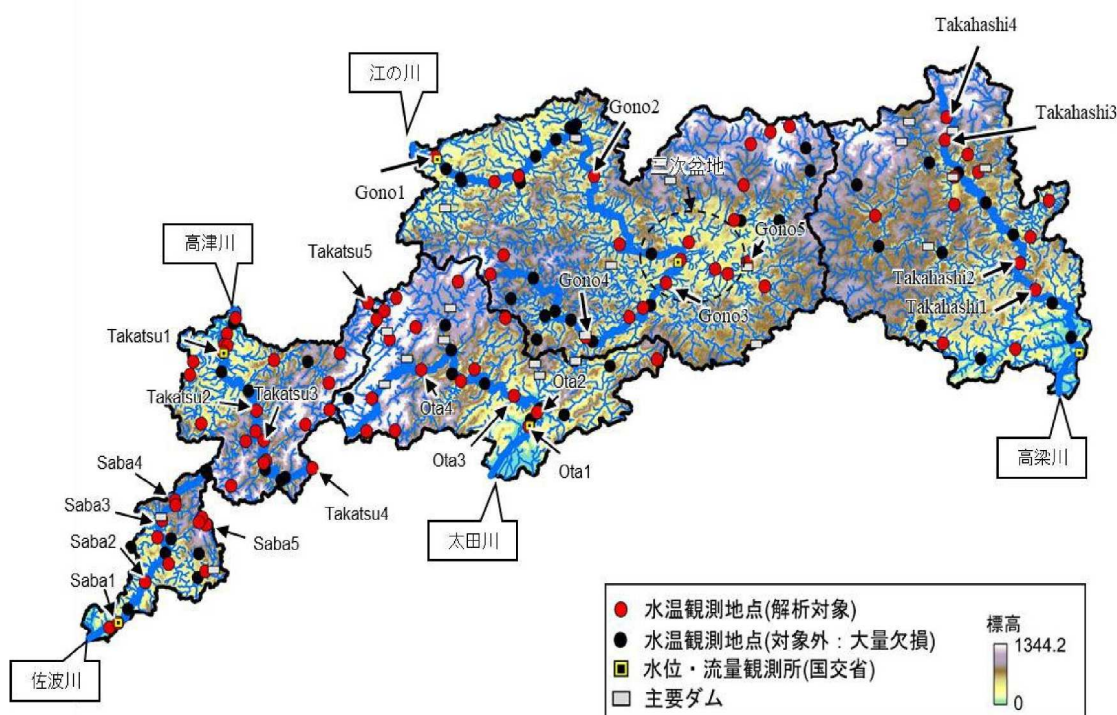


図-2.2.1 対象河川

表-2.2.1 各対象流域の流域特性

	河川長 (km)	流域面積 (km ²)	土地利用割合 (%)			
			山地・森林	水田	水田以外の 農用地	建設用地
佐波川	56	460	85.1	8.0	1.0	3.9
高津川	81	1090	91.6	3.5	2.0	1.7
江の川	194	3900	83.9	9.1	2.7	2.6
太田川	103	1710	82.0	4.9	1.9	9.3
高梁川	111	2670	79.4	8.0	6.2	4.5

*土地利用割合については、2016年の土地利用情報を基に算出

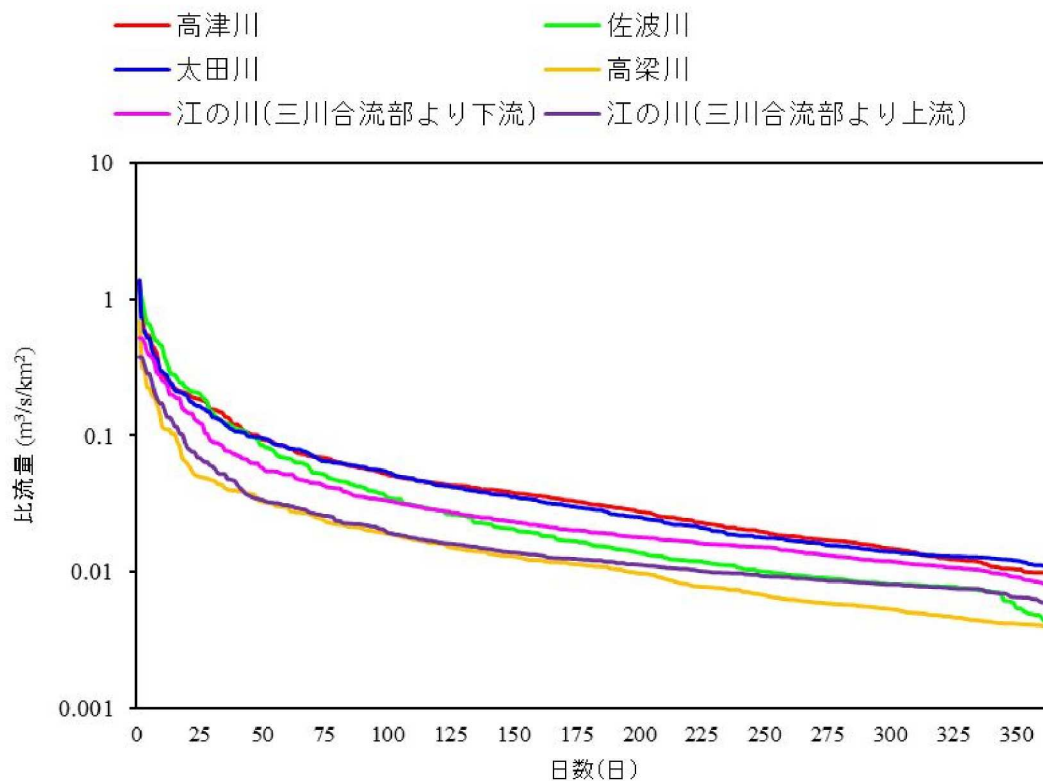


図-2.2.2 対象河川における 2020 年の流況曲線

各河川の流況を把握するために、図-2.2.2 に各河川の本川下流に位置する利水の計画基準点における比流量を基に作成した流況曲線を示す。なお、流域の規模が中国地方最大の江の川については、上流域の三次盆地で本川、馬洗川および西城川のほぼ同一の集水域規模の 3 川が合流する放射状流域で、合流前後で流況曲線が大きく異なることが確認されたため、本川下流の観測所に加えて 3 川の合流部直上の水位・流量観測所の結果も示している。また、流況曲線は後述の河川ごとに異なる分析期間の中で、全河川で共通している 2020 年の 1 年で日平均流量データを国土交通省の水文・水質データベース⁷⁾から取得し、これを基に算出した比流量を降順に並べてプロットした。まず、流況曲線全体の傾向として、高梁川はどの河川よりも比流量が小さいことが分かる。また、江の川においては前述のように三川合流部の上下流で流況が大きく異なっており、全ての日数において上流側の比流量が下流より小さくなっていることが分かる。そして、佐波川流域に関しては日数が 100 日以上の場合の比流量が著しく低下し、最終的には流況曲線が全体で最も低かった高梁川とほぼ同等の比流量になっていることが分かる。これは、佐波川の特徴として、水利用のための取水堰の多く、河口からの距離 27.87km までの国土交通省直轄区間においては 16 箇所の取水堰が存在するが⁸⁾、これらの取水が流況に大きな影響を及ぼしていると考えられる。比流量が日数 75 日目に対応する豊水比流量以下となる場合に注目すると、太田川と高津川の比流量が相対的に大きくなっており、特に高津川が顕著である。高津川の比流量が他に比べて大きくなる理由は、河川の流況に直接的な影響を及ぼし得るようなダムや堰が存在しないためと考えられる。以上のように、本研究の対象河川は、流域の規模や土地利用、流況等の流域特性が河川によって大きく異なることが確認された。

2.2.2 調査概要

本研究では、図-2.2.1 に示した各河川の流域網羅的な多地点で水温ロガー(HOBO ウォーター

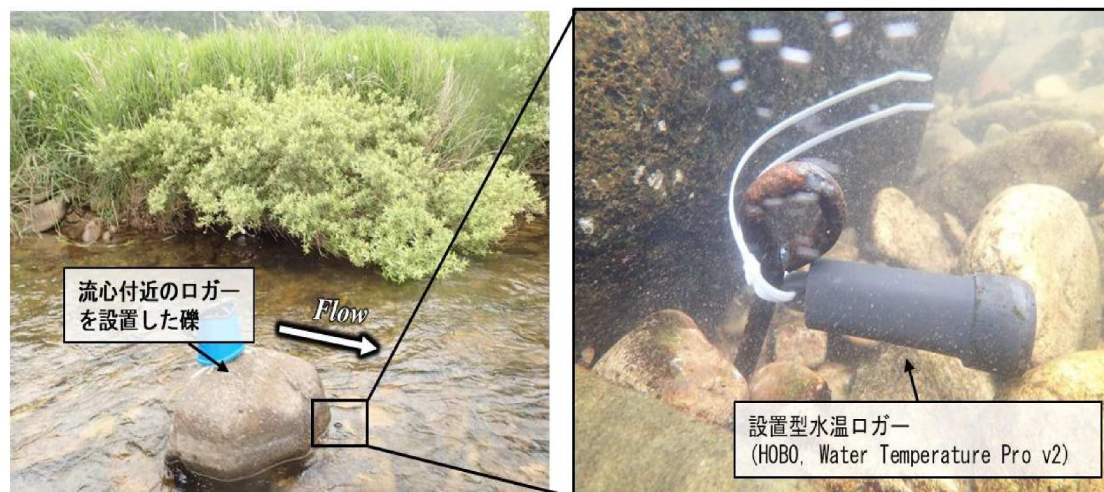


図-2.2.3 水温ロガー設置の様子

表-2.3.1 各河川の分析対象期間

河川名	期間	期間長
佐波川	2017/5/29～2021/12/31	4年7カ月
高津川	2017/5/27～2021/12/31	4年7カ月
江の川	2019/9/20～2021/12/31	2年3カ月
太田川	2019/10/5～2022/9/1	2年11カ月
高梁川	2018/10/20～2021/12/31	3年2カ月

テンプロ V2, Onset 社, 精度: $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$)を設置し, 15 分間隔で河川水温の連続モニタリングを実施した. 観測地点数に関して, 佐波川は 19 地点, 高津川は 30 地点, 江の川は 46 地点, 太田川は 27 地点, 高梁川は 25 地点である. 水温ロガー設置の様子を図-2.2.3 に示す. 水温ロガーの設置位置に関して, とろ(瀬)の中で水深が平水時に 20～50cm 程度の位置で, 十分に鉛直方向の混合が生じ, なおかつ流心近傍の河床を選定した. なお, 水温ロガーは出水により流失しないように礫の背面に杭を用いて固定した.

2.3 河川水温の時空間変動特性に関する検討

2.3.1 分析方法

ここでは, 2.2 で説明した中国地方一級水系における河川水温の連続モニタリングデータを用いて, 河川水温の空間分布および時系列データを分析する. 各河川における分析対象期間を表-2.3.1 に示す. 基本的には, 各河川で出水等の影響によるデータ欠損が少ない 2 年半以上の期間を選定した. ここで, 1 年以上のデータが連続して存在していない地点については, 分析結果に支障が出ることを懸念されたため, 検討対象から除外した. 除外した地点に関しては, 図-2.2.1 中に黒丸として示している. また, 時系列データの分析においては, 気温および雨量の時系列変化との関係性についても検討した. この際の使用データとして, 気温データは国立研究開発法人農業・食品産業技術総合研究機構(農研機構)の農研機構メッシュ農業気象データ(空間解像度: 1km)⁹⁾, 雨量データは気象庁の解析雨量(空間解像度: 1km)¹⁰⁾から取得し, いずれも水温観測地点に対応するメッシュのものを抽出して分析に用いた.

2.3.2 分析結果

2.3.2.1 河川水温の空間分布と本川における縦断分布

夏季(6~8月)および冬季(1, 2&12月)における平均気温, 平均水温の空間分布をそれぞれ図-2.3.1, 図-2.3.2に示す. なお, 各季節の平均値は, 表-2.3.1で示した分析対象期間中において, (a)夏季(6~8月)および(b)冬季(1, 2&12月)に該当する気温, 水温データをすべて抽出し, それを時間平均することで算出している. また, 図内には各河川に存在するダムもプロットしており, 考察で議論する箇所についてはダム名も記載している. まず, 両季節で共通する傾向として, 水温(図-2.3.2)は多くの河川で下流が高く, 上流が低い傾向が確認され, 気温の空間分布(図-2.3.1)と概ね対応した. 一方で, 江の川における夏季の水温(図-2.3.2(a))に着目すると, 上流域の水温の方が下流域より高かった. これは, 図-2.2.2の流況曲線から上流域の三次盆地に存在する3川の合流部より上流における比流量が下流より小さくなることが示されたが, 上流の熱容量が下流域と比較して著しく小さくなることで, 上下流でほぼ同等の気温でも上流の水温が温まりやすくなったためと考えられる. 次に, 佐波川の佐波川ダム, 江の川の灰塚ダムおよび高梁川の千屋ダム周辺の地点に着目すると, 気温(図-2.3.1)は両季節ともにダムに対して下流の方が上流より水温が低いのにに対し, 水温は夏季(図-2.3.2(a))にはダム下流が上流より低くなり, 冬季(図-2.3.2(b))には逆の傾向を示した. この結果に関して, 夏季はダム内で形成された水温成層の影響で低水温になった底層・中層の水が放流されたことや, 冬季はダム内の水の熱容量の大きさから前季節の熱履歴を反映した温かい水が河川に流入したことが要因の一つと考えられる. また, 高津川の本川上流は, 冬季の水温(図-2.3.2(b))が9.2℃以上と下流とほぼ同等であり, 気温の空間分布(図-2.3.1(b))と傾向が異なった. これは, 高津川の本川上流における水温は源流付近の平地にある湿原からの湧水の影響で冬季に温かくなることが報告されているが, 本研究においても同様の傾向が示された.

各河川の本川における月別の水温変化について詳細に検討するために, 1, 5, 8, 11月における平均水温の縦断分布を図-2.3.3に示す. まず, 河川別で水温を比較すると, どの月も差が生じていることが分かる. この水温差は, 1月(図-2.3.3(a))や11月(図-2.3.3(d))と比較して5月(図-2.3.3(b))や8月(図-2.3.3(c))に顕著であった. 1月(図-2.3.3(a))および11月(図-2.3.3(d))に着目すると, 高梁川の河口からの距離約90kmより下流の水温が相対的に高かった. 高梁川は, 河口からの距離約94km地点に千屋ダムが存在しており, 熱容量が大きく冬季の水温が比較的温かいダム内の水が放流されたことによる影響が考えられる. また, 1月(図-2.3.3(a))においては佐波川本川の河口からの距離約41.2km地点に位置する佐波川ダムより下流の水温も高い傾向があった. こうしたダムの影響は5月(図-2.3.3(b))や8月(図-2.3.3(c))でも確認されており, 高梁川の千屋ダム直下地点(河口からの距離約90km)および佐波川の(河口からの距離約40km)地点における水温は上流より極端に低かった. ただし, 1月(図-2.3.3(a))や11月(図-2.3.3(d))のように下流全体で影響を受けているわけではなく, ダム直下の地点から下流にかけて徐々に河川水温が高くなっていることが分かる. これは, 特に夏季は受熱期であり, 河川水温が流下に伴う大気との熱交換の影響を強く受けるためである. また, 5月(図-2.3.3(b))および8月(図-2.3.3(c))の水温は, 江の川の水温が本川全体で特に高くなっていることが分かる. これは, 表-2.2.1より江の川は山地の割合が低いことが分かるほか, 本川は水田をはじめとした農用地や建設用地に囲まれている特徴があるが, こうした開けた土地では気温が高く河道に到達する日射量も多くなるためと考えられる. ただし, 太田川も山地の割合がどの河川よりも小さく, 特に下流域の都市化が進んでいるが, 5月(図-2.3.3(b))や8月(図-2.3.3(c))の水温は他の河川より小さかった. これは, 図-2.2.2からも分かるように, 比流量が他の河川と比較して大きいことが関係していると考えられる. 各河川における水温の縦断分布特性に着目すると, ほとんどの河川でいずれの月も上流から下流にかけて顕著に水温が上昇しており, 5月(図-2.3.3(b))や8月(図-2.3.3(c))においてはその傾向が特に顕著であった. 一方で, 図-2.3.2(a)でも確認されたように, 下流域と比較して三

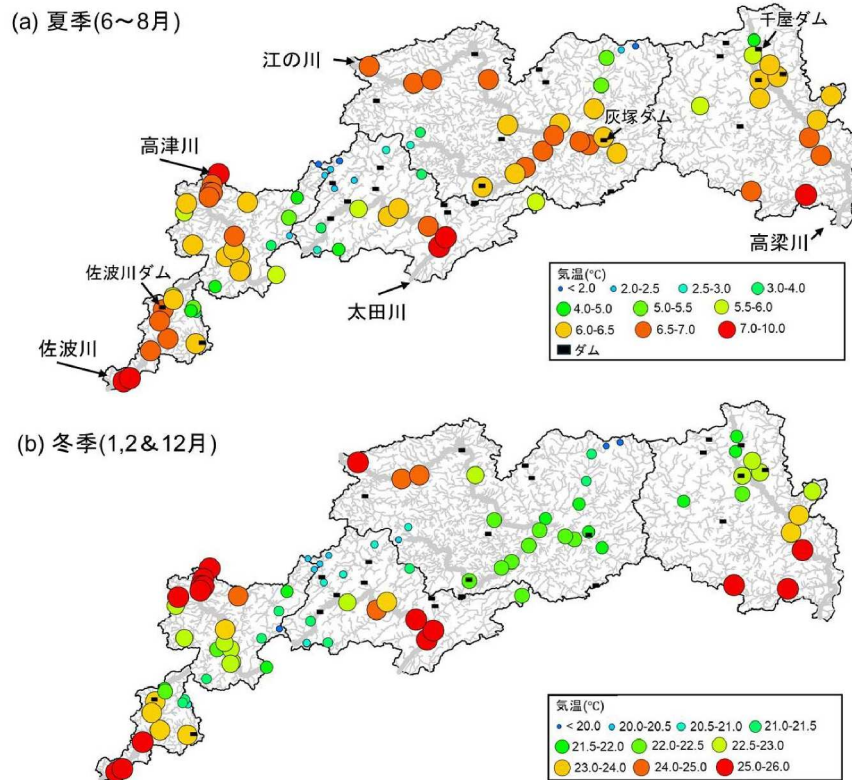


図-2.3.1 (a)夏季(6~8月)および(b)冬季(1, 2&12月)における平均気温の空間分布

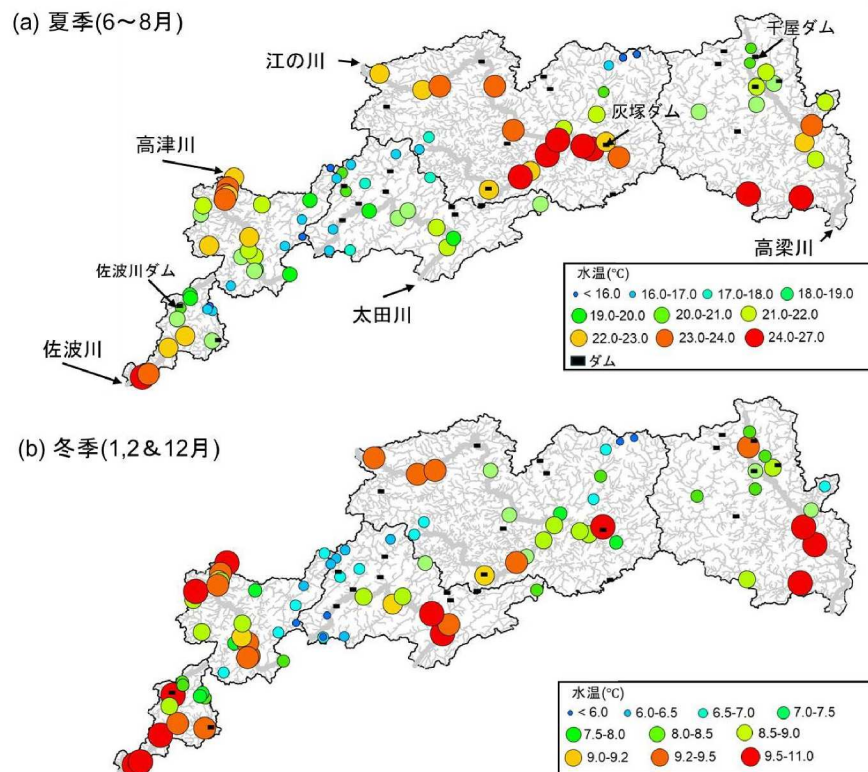


図-2.3.2 (a)夏季(6~8月)および(b)冬季(1, 2&12月)における平均水温の空間分布

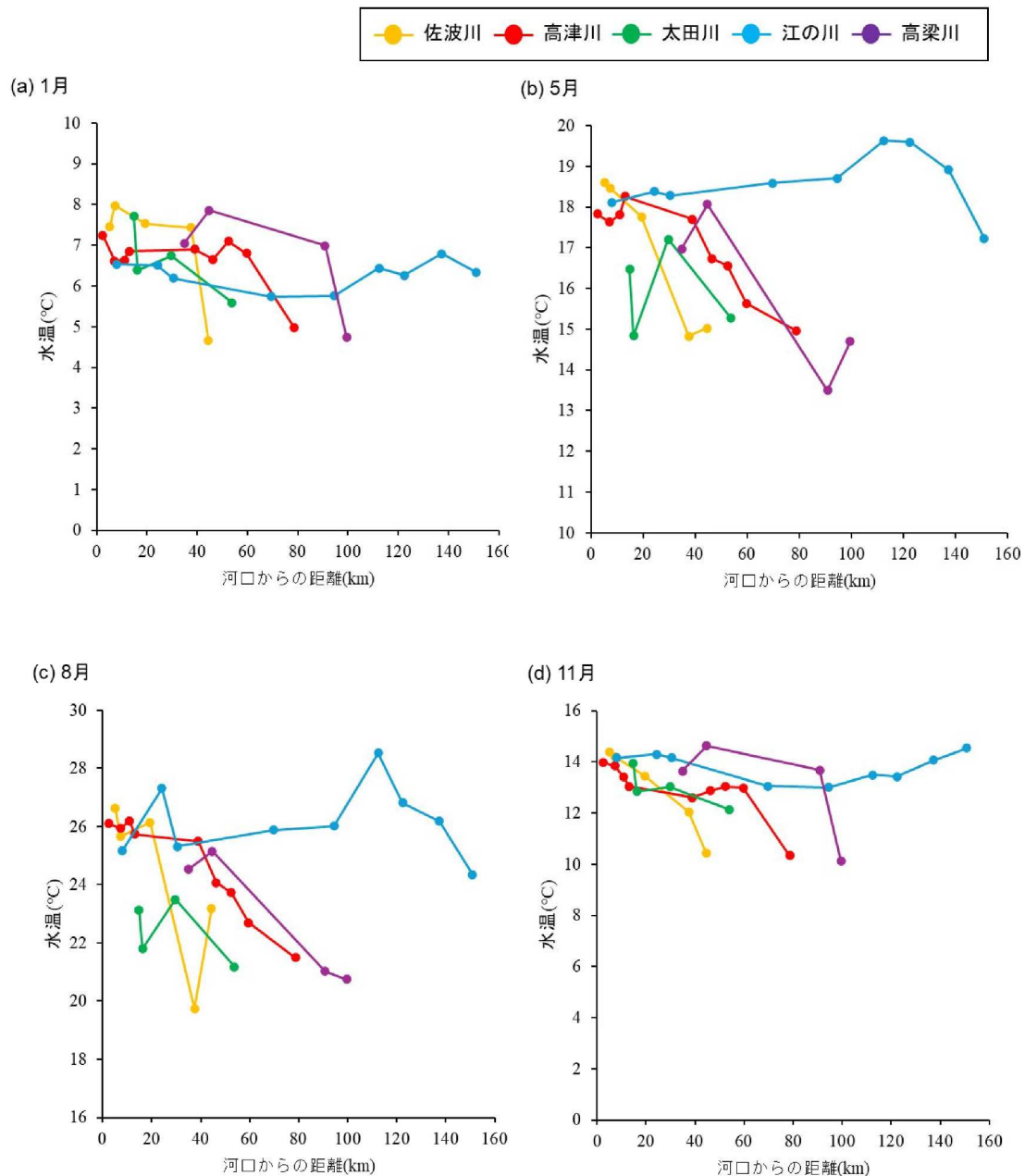


図-2.3.3 (a)1月, (b)5月, (c)8月および(d)11月における平均水温の縦断分布

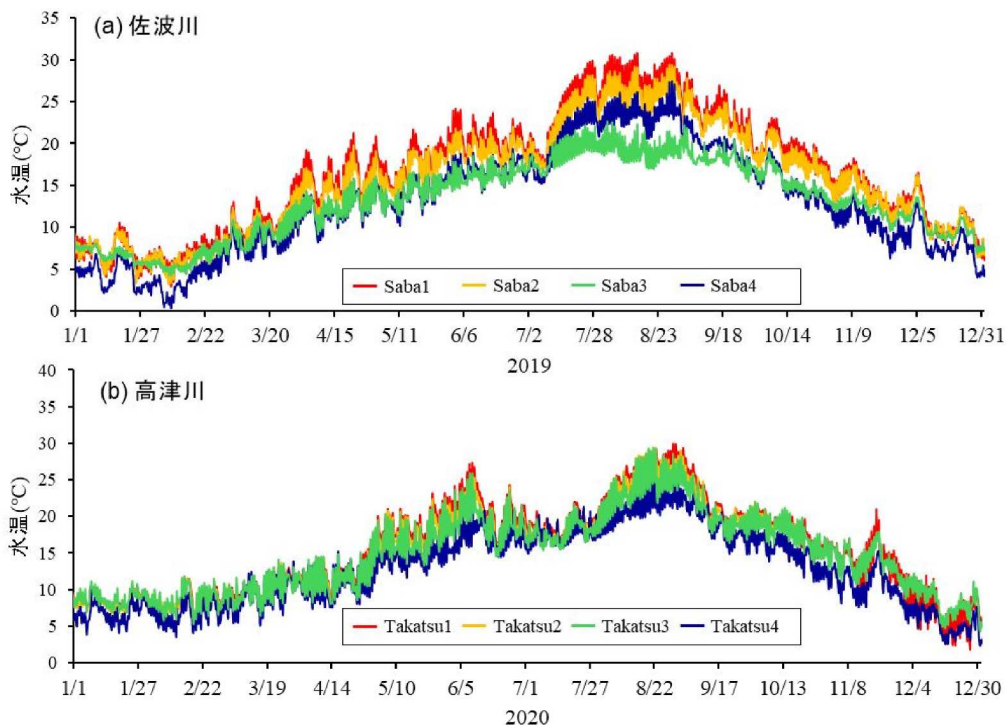
次盆地が位置する上流域の水温が相対的に高かった。また、高津川における1月(図-2.3.3(a))の水温は、河口からの距離が60km付近の上流域でも水温が下流域と同等に高くなっており、高津川本川の水温は湧水による影響を受けることがここからも示された。

以上のように、流域全体における河川水温の空間分布だけでなく本川の縦断分布も詳細に検討することで、河川別における水温の分布特性の違いに加え、ダム下流域や湧水の影響がある区間で河川水温の縦断分布特性がどのように異なるかについて季節別に明らかにした。

2.3.2.2 河川水温の時系列変化

各河川の本川の上流, 中流および下流の代表的な地点において河川水温の時系列変化を2020年の1年間で比較した結果を図-2.3.4に示す。ただし、佐波川に限っては2020年に数カ月に渡る

データ欠損がある地点が本川において数地点存在しており、年間を通しての時系列比較が困難であったため、2019 年のデータを示している。また、比較した地点名および位置に関しては、図-2.2.1 に記載している。まず、佐波川(図-2.3.4(a))に関して、下流の Saba1, Saba2 における河川水温が年全体で相対的に高い値をとり、上流の Saba4 では低かった。特に高水温の夏季に着目すると、Saba4 では最大でも 25°C 程度であるのに対し、Saba1 および Saba2 では 30°C 以上の時系列も存在していることが分かる。一方で、Saba3 に着目すると、夏季の 7, 8 月における水温は全地点で最小値をとり、冬季の 1, 2 月および 12 月においては下流域で水温が高かった Saba1, Saba2 と同等であることが分かる。これは、Saba3 の上流約 1.2km に位置する佐波川ダムの影響を受けたためである。次に、高津川(図-2.3.4(b))に関して、5~9 月においては下流の Takatsu1 から源流付近の Takatsu4 にかけて河川水温が低くなっていく傾向が確認された。一方で、冬季の 1 月、2 月および 12 月に関しては Takatsu3 における水温が全地点で最も高くなる時系列が多く存在していることが分かる。これは、図-2.3.2 や図-2.3.3 でも言及したように、高津川の本川上流では冬季の水温が温かい湧水の影響を受けるためである。そして、太田川(図-2.3.4(c))に関しては、10~12 月においては下流の Ota1, Ota2 の水温が最も高くなるものの、それ以外の季節は中流域に位置する Ota3 の水温が下流の地点より高くなる傾向を確認した。また、この Ota3 は 3~9 月においては他の地点と比較して日変化量が大きいことも分かる。これは、Ota3 は Ota1 や Ota2 と比較して水深が小さいことに加え、河畔林のような日射を遮蔽する要因も周辺に少ない特徴があることが分かっているが、これにより水温が水面で生じる大気との熱交換の影響を強く受けたためである。江の川(図-2.3.4(d))は、図-2.3.2 および図-2.3.3 でも水温が特に高いことが示された三次盆地に位置する Gono3 における水温が年全体的に高くなっており、日変化量が大きいことが分かる。また、Gono4 は上流約 450m に位置するダムの影響を受けて夏季の水温は他の地点より冷たく、冬季は温かくなっている傾向が確認された。最後に、高梁川(図-2.3.4(e))に関しても、上流約 4.1km に千屋ダムが存在する Takahashi3 においては Saba3 や Gono4 のようなダム下流地点と同様に水温が夏季に冷たく、冬季に温かくなる傾向が確認された。このように、対象河川全体の傾



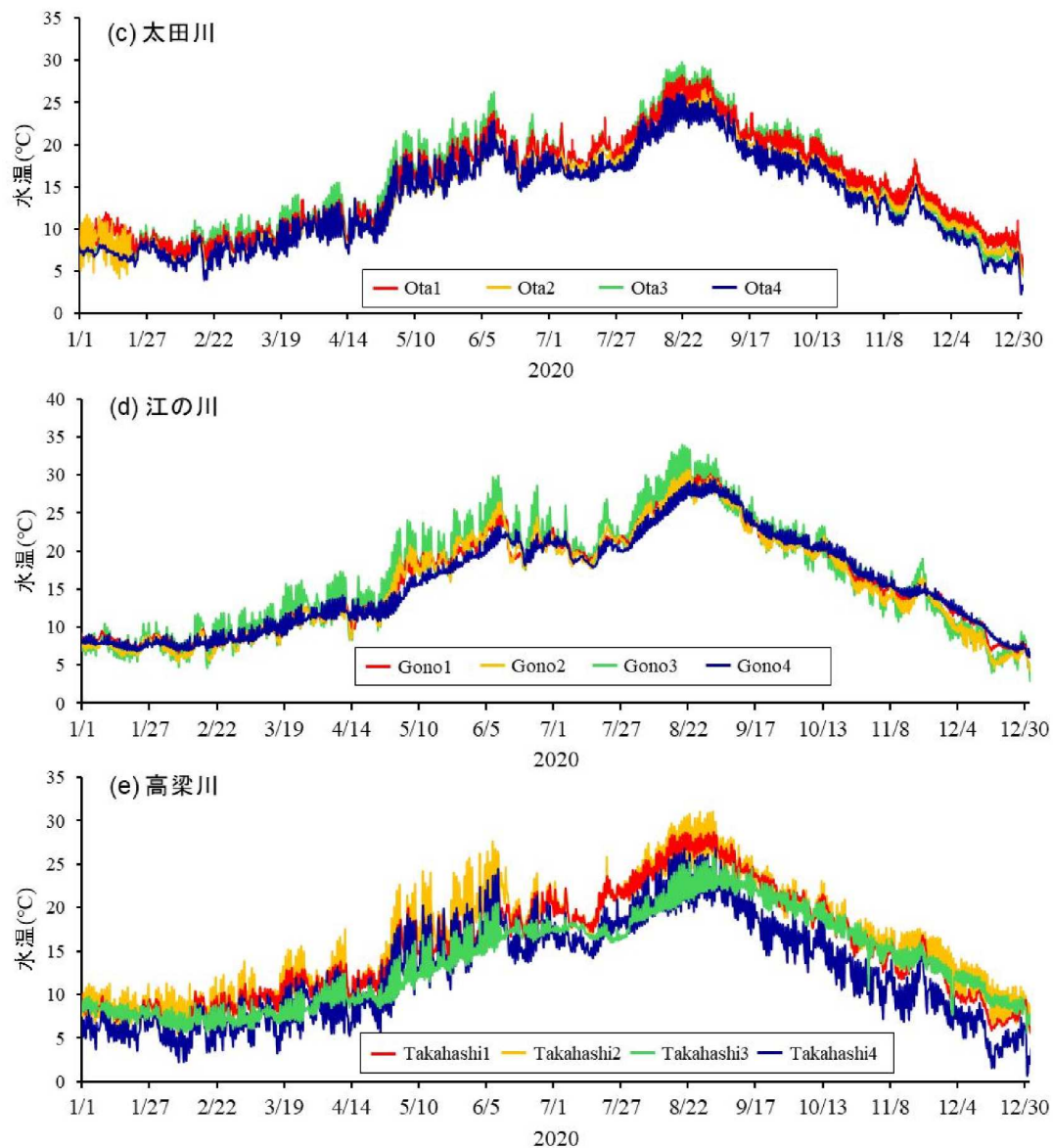


図-2.3.4 各河川の本川における河川水温の時系列比較

向として、上流から下流にかけて河川水温が高くなる傾向はあるものの、地形等の要因で水面との熱交換を受けやすい地点では水温が中上流域でも高くなることや、ダムの影響がある地点では河川水温の変動特性が他の地点と大きく異なることが示された。

図-2.3.5 に、1 時間間隔の河川水温と気温、時間雨量の時系列比較を示している。なお、ここでは結果の代表例として、特徴的な傾向が示された地点(地点名については、図-2.1.1 に記載)における 2020 年の 1 年間の時系列を示しており、それぞれ(a)～(h)としている。まず、河川水温と気温の時系列を比較すると、河川水温の方が気温に対して日変化は小さくなっているが、河川水温は気温に追随する傾向を示した。ただし、7～9 月においては、全ての地点で雨量が 20mm/h を超えるような降雨イベントが発生しているが、こうした降雨時においては気温と比較して河川水温が大幅に低下していることが分かる。これは、雨水による水表面の冷却に加え、降雨流出の影響で斜面から冷たい水が河川に流入することや、それが洪水流として河道を流下するためと考えられる。また、こうした降雨イベント時においては、河川水温の日変化量が他の時系列と比較し

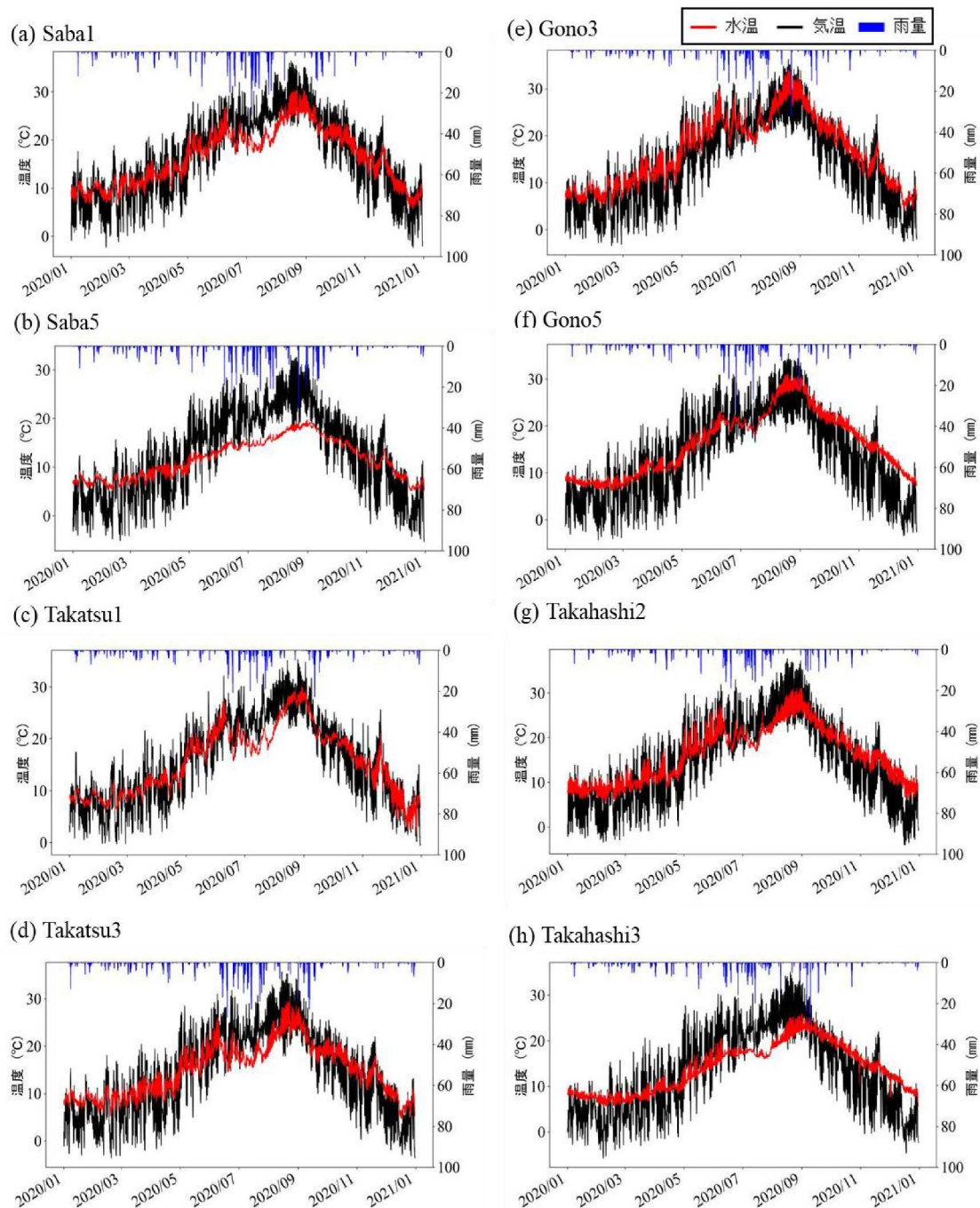


図-2.3.5 河川水温と気温、雨量の2020年における時系列比較

て小さいことが分かる。これは、降雨時の流量が上昇することで、河川の熱容量が大きくなるので、気温や日射に対する応答幅が小さくなったためである。この結果から、出水時の降雨イベントは河川水温に大きな影響を及ぼすことが明らかとなった。次に、各水温観測地点で河川水温の日変化量を比較すると、年全体的に江の川上流の Gono3(図-2.3.5(e))および高梁川下流の Takahashi2(図-2.3.5(g))が大きいことが分かる。これは、図-2.2.2の流況曲線からも分かるように、高梁川と江の川上流域の比流量は他の河川と比較して小さいことに加え、両地点ともに標高が低く開けた農耕地や盆地に位置しており、河川水温の日変動を制御する気温や日射量等の大気との熱交換による影響を特に強く受けたためと考えられる。一方で、特に Saba5(図-2.3.5(b))における河川水温の日変化量は、他の地点と比較して非常に小さくなっていることが分かる。これ

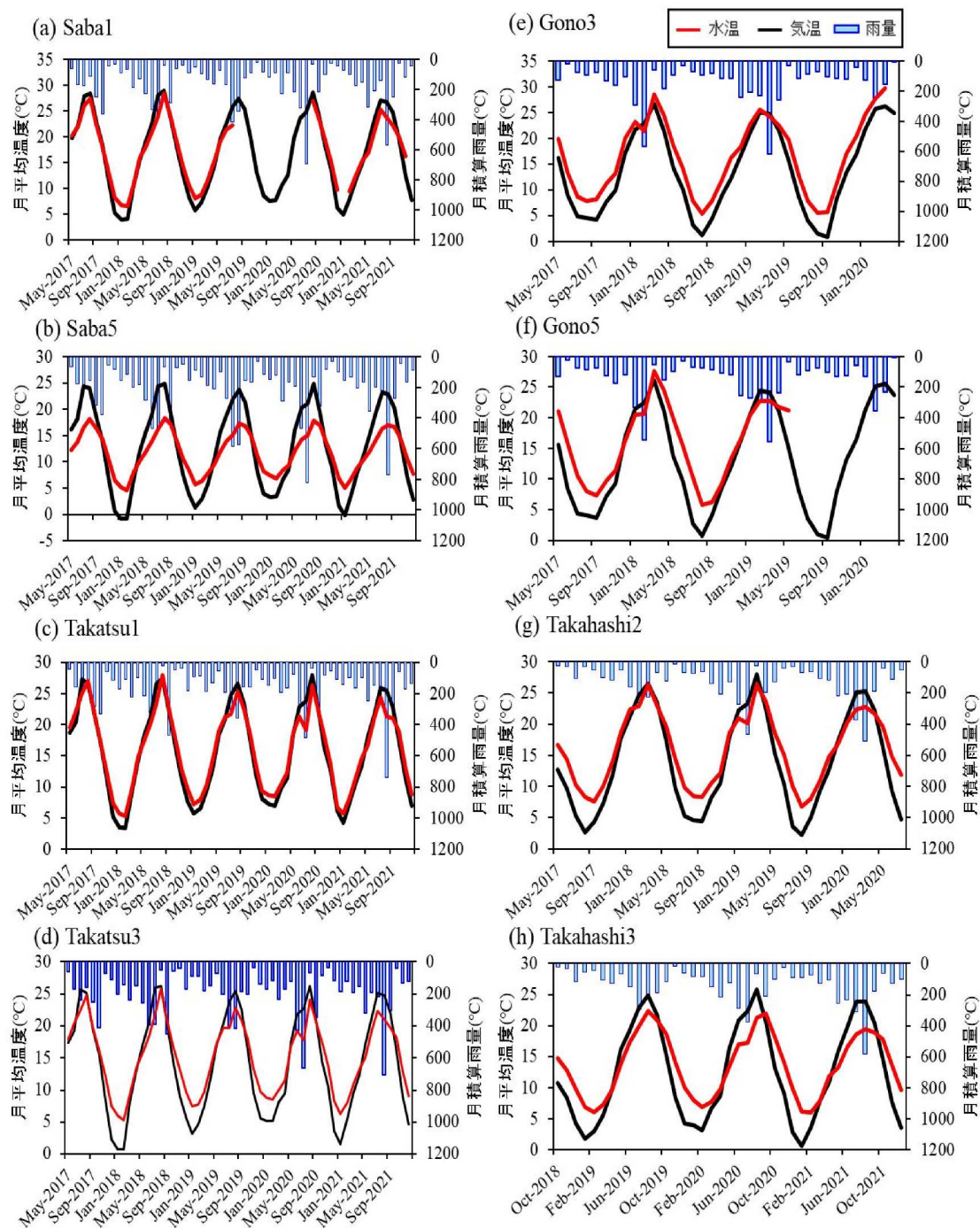


図-2.3.6 月平均水温と月平均気温，月積算雨量の時系列比較

は、当該地点は山地の源流域に位置しており、周辺に植生が多く繁茂していることを現地で確認しているが、その影響で河道に到達する日射量が減少したためと考えられる。江の川の灰塚ダム下流 1.6km に位置する Gono5(図-2.3.5(f))および高梁川の千屋ダム下流 4.1km に位置する Takahashi3(図-2.3.5(h))に関しても、Gono3(図-2.3.5(e))および Takahashi1(図-2.3.5(g))と比べて水温の日変化量が小さい。これは、ダムからの放流水の影響で熱容量が大きくなったことによるものと考えられる。

年周期で見た場合の長期変動の傾向をより詳細に検討するために、月平均水温と月平均気温、

月積算雨量を時系列比較したものを図-2.3.6に示す。なお、ここでは図-2.3.5と同様の地点における分析期間全体における結果を示している。まず、Saba1(図-2.3.6(a))、Takatsu1(図-2.3.6(c))においては、月積算雨量が大きい月は水温が低下するもの、気温と水温の年較差に大きな違いは見られず、位相のずれもほとんど存在しなかった。一方で、Saba5(図-2.3.6(b))とTakatsu3(図-2.3.6(d))では年較差が気温と比較して小さくなっており、位相の遅れも存在した。この結果に関して、Saba2のような源流域の河川水温は、年平均気温に水温が漸近するような基底流出の影響を受けることが知られているが^{11),12)}、これにより河川水温が気温よりも夏季は冷たく、冬季は温かくなる傾向が強まったためである。また、高津川上流のTakatsu2においては、図-2.3.2(b)から湧水の影響が示唆されたが、前季節の熱履歴を反映した地下水の湧出で冬季の水温が温まったため、特に冬季において気温より水温が高くなっていることに加え、位相の遅れが生じたことが考えられる。江の川の灰塚ダム下流1.6kmに位置するGono5(図-2.3.6(f))は夏季から冬季にかけての水温が気温より高くなっておりGono3(図-2.3.6(e))と比較してもやや位相が遅れているほか、高梁川の千屋ダム下流4.1kmに位置するTakahashi3(図-2.3.6(h))の水温は気温に対して顕著な位相の遅れがあることが確認された。これは、Kędra & Wiejaczka (2018)¹³⁾も指摘しているように、熱容量が河川と比較して大きく、気温に対する大幅な応答の遅れが生じるようなダムの放流の影響と考えられる。また、Takahashi2(図-2.3.6(g))においても、ダム直下のTakahashi3(図-2.3.6(h))と比べると顕著でないものの、特に夏季から冬季にかけて水温が気温より高く、若干の位相の遅れが生じており、ダムの影響を受けた水温が流下することによる影響があること分かる。これらの結果から、地下水との熱交換やダム操作は特に年周期の河川水温変動に大きく影響を及ぼし、気温に対する年較差の縮小や位相の遅れを引き起こすことが明らかとなった。

2.4 気温と水温の関係性に着目した検討

2.4.1 分析方法

前節の2.3では、中国地方一級水系で実施した流域網羅的な河川水温連続モニタリングによる観測結果を分析し、地形や土地利用等の流域特性に加えて地下水やダムの影響によって河川水温の時空間変動特性は大きく異なることを明らかにした。ここでは、気温に対する水温の応答特性に着目した分析を実施する。以下に、分析内容の詳細を説明する。

2.4.1.1 河川の流況が水温増加率に及ぼす影響の分析

気温に対する水温の応答特性は河川水の熱容量によっても大きく変化することが考えられることから、河川の流況に応じて変化する気温と水温の関係性を分析することは重要である。そこで、本研究では気温と水温の散布図を作成し、最小二乗法によって算出した回帰式の傾きで定義される水温増加率³⁾と R^2 値を表-2.4.1に示す流況別に比較した。ここで、水温増加率は気温に対する変化の割合を示しており、これが大きいと気温に対する水温の上昇幅が大きいことを意味する。一方で、 R^2 値は気温と水温の相関の強さを示しており、これが小さいと流況等の気温以外の影響を強く受けていることを意味する。本研究では、水温観測地点が位置する流域の本川下流の流量

表-2.4.1 気温と水温の関係性を分析した流況の条件

流況	日平均流量(Q)の範囲
1	$Q < \text{低水流量}$
2	$\text{低水流量} \leq Q < \text{平水流量}$
3	$\text{平水流量} \leq Q < \text{豊水流量}$
4	$\text{豊水流量} \leq Q$

観測所(地点の位置は、図-2.2.1に記載)における日平均流量が低水流量未満(流況1)、低水流量以上平水流量未満(流況2)、平水流量以上豊水流量未満(流況3)、豊水流量以上(流況4)になる場合の時系列に着目し、それに対応する気温、水温のデータを基に水温増加率と R^2 値を算出した。

使用データに関して、河川流量は表-2.2.1に示した分析期間中におけるデータを水文・水質データベース⁷⁾から取得した。

2.4.1.2 水温増加率と環境要因の関係性の分析

ここでは、水温増加率を目的変数、表-2.4.2に示す環境要因を説明変数とした統計分析を実施した。説明変数とした環境要因は、溝口ら⁵⁾の既往研究を参考にしつつ、直接的あるいは降雨流出過程を介して河川水温の変動に影響を及ぼし得ることが考えられるものを選定した。まず、地点の基本特性はYamazaki *et al.* (2018)¹⁴⁾が整備した日本域表面流向マップ(J-FlwDir)から取得可能な標高データを参照し、水温観測地点における標高値を取得した。次に、流域特性については土地利用、地形、土壌とした。具体的な定量方法について、土地利用は国土数値情報¹⁵⁾の土地利用細分メッシュデータを、地形および土壌については土地分類基本調査の成果¹⁶⁾を参照し、水温観測点を流出点に持つ集水域全体に対して各分類項目が占める割合を算出した。土地利用の分類項目は、土地利用細分メッシュデータ¹⁵⁾と同様の5項目とした。一方で、地形および土壌の分類項目は土地分類基本調査¹⁶⁾と同様とし、それぞれ15項目および27項目とした。最後に、河道特性に

表-2.4.2 分析対象の環境要因

地点の基本特性	標高		淡色黒ボク土壌
	山地		層厚黒ボク土壌
流域特性	水田		黒ボク土壌
(土地利用)	畑地		湿性褐色森林土壌
	建設用地		乾性褐色森林土壌
	小起伏山地		乾性褐色森林土壌(黄褐色)
	中起伏山地		乾性褐色森林土壌(赤褐色)
	大起伏山地		褐色森林土壌
	山麓地Ⅰ		褐色森林土壌(黄褐色)
	山麓地Ⅱ		褐色森林土壌(赤褐色)
	小起伏火山地	流域特性	黄色土壌
	中起伏火山地	(土壌)	赤色土壌
	大起伏火山地		赤・黄色土壌
流域特性	小起伏丘陵地		細粒灰色低地土壌
(地形)	大起伏丘陵地		粗粒灰色低地土壌
	火山性丘陵地		灰色低地土壌
	砂礫台地(中)		粗粒褐色低地土壌
	砂礫台地(上)		褐色低地土壌
	扇状地性低地		細粒グライ土壌
	三角州性低地		粗粒グライ土壌
	岩石地		グライ土壌
流域特性	岩屑性土壌		粗粒残積性未熟土壌
(土壌)	多湿黒ボク土壌		砂丘未熟土壌
	粗粒多湿黒ボク土壌	河道特性	河床勾配

については、流域を複数の小流域に分割し、水温観測地点が属する小流域における河床勾配を算出した。ここでの小流域とは、河川網を最上流端から合流点、合流点から合流点、合流点から最下流端の河道に分割した際に、この各河道とそれに接続する斜面から構成される流域である。小流域分割の際に、流域の河川網構造を把握するために河道に対して河川次数を割り当てる必要があるが、本研究では Strahler 法¹⁷⁾に基づいて河川次数を算出した。Strahler 法¹⁷⁾は、河川次数を割り当てるのに最も一般的に用いられる手法であり、同じ次数を持つ河川が合流すると次数が増加する。このように分割した小流域内の流路において、上下流端の標高差を流路長で割ることで河床勾配を算出した。

統計分析に関して、[1]各環境要因と水温増加率の単回帰分析、[2]主成分分析(Principal Component Analysis : PCA)に基づく水温増加率に影響を及ぼす流域の環境条件の可視化および[3]SHapley Additive exPlanations (SHAP)解析¹⁸⁾に基づく水温変動に影響を及ぼす環境要因の重要度分析を実施した。なお、[1]～[3]は、前述の 2.4.1.1 に示した表-2.4.1 の流況 1～4 のうち、水温増加率と R^2 値が最も高かった流況における水温増加率を分析した。以下、分析の詳細について説明する。まず、[1]の単回帰分析に関しては、表-2.4.2 に示した環境要因と水温増加率の散布図を作成し、そこから得られた相関係数を環境要因別に比較することによって、水温増加率に影響を与える環境要因を把握する。ただし、単回帰分析は個々の環境要因と水温増加率の関係は分かるものの、複合的に関連しあう複数の環境要因の条件と水温増加率の関係を把握することは困難である。そこで、[2]の PCA を実施することで、水温増加率に影響を与える複数の環境要因の条件について把握した。ここで、PCA は教師なし機械学習手法の一つであり、多次元の特徴量(環境要因)の中からいくつかの傾向を見出し、それに基づいて元の特徴量よりも小さい次元の主成分軸を生成する手法である。式(2.1)に示すように、各主成分軸は個々に相関しあう環境要因の線形結合和で表現され、類似した特徴を持つ環境要因が集約された合成変数と見なすことができる。

$$\begin{aligned} z_1 &= a_{11}x_1 + a_{12}x_2 + \cdots + a_{1n}x_n \\ z_2 &= a_{21}x_1 + a_{22}x_2 + \cdots + a_{2n}x_n \\ &\vdots \\ z_m &= a_{m1}x_1 + a_{m2}x_2 + \cdots + a_{mn}x_n \end{aligned} \quad (2.1)$$

ここで、 $\{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ は n 個の特徴量から成るベクトル、 $\{z_1, z_2, \dots, z_m\}$ は $m(m \leq n)$ 個の主成分から成るベクトルである。PCA では、 $\{z_1, z_2, \dots, z_m\}$ によって張られる m 次元ベクトル空間内で元の特徴量 $\{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ の分散が最大になるように以下の式(2.2)の係数行列 A を求める。

$$A = \begin{bmatrix} a_{11} & \cdots & a_{1n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ a_{m1} & \cdots & a_{mn} \end{bmatrix} \quad (2.2)$$

ここで最大化する分散は各特徴量を持つ情報量に対応しており、これを最大化する A を求める分散最大化アルゴリズムは、特徴量を持つ情報をできるだけ失わずに主成分軸を生成することに相当する。このような複合的に関連する環境要因の情報を要約した主成分と水温増加率との関係性を分析することで、各増加率に対応する環境要因の条件を解釈しやすくなる。なお、各主成分について、それぞれが元の特徴量全体の何%を説明しているかの寄与率も求めることが可能である。この寄与率が最も大きい主成分から順に第 1 主成分、第 2 主成分、…、第 m 主成分と呼ぶ。本研究では、寄与率が 10%以上であった第 1 主成分(寄与率:30.7%)および第 2 主成分(寄与率:12.6%)と水温増加率の関係性について分析した。また、ここでは、表-2.4.2 に示した環境要因の中で[1]の単回帰分析において相関係数の絶対値が 0.2 以上となったものを対象とした。

ここまでの[1]、[2]は、水温増加率と各環境要因と相関や、水温増加率に対応する環境要因のパターンを分析可能であるものの、水温増加率に対する各環境要因の寄与の度合いの比較は困難で

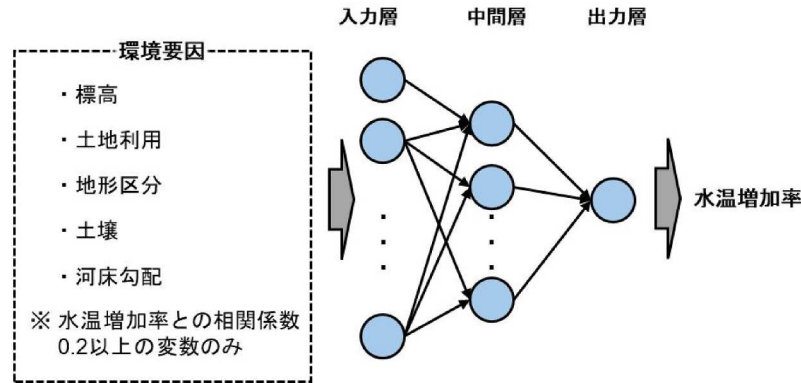


図-2.4.1 SHAP 分析のためのニューラルネットワークモデルの概念図

表-2.4.3 ニューラルネットワークモデルの学習条件

エポック数	50, 100, 200, 300, 600, 1200
中間層のユニット数	5, 10, 15, 20, 25

ある。そこで、本研究では SHAP 分析に基づいて水温増加率に対する各環境要因の寄与の度合いを定量化した。SHAP 分析は、協力ゲーム理論に基づいて機械学習モデルの出力を説明する XAI (説明可能な AI) 手法の一種であり、各特徴量が出力にどれだけ貢献したかを定量化するものである。特徴量 i に対する SHAP 値 φ_i は以下の式(2.3)で定義される。

$$\varphi_i = \sum_{S \subseteq N \setminus \{i\}} \frac{|S|!(|N| - |S| - 1)!}{|N|!} [f(S \cup \{i\}) - f(S)] \quad (2.3)$$

ここで、 N は全特徴量の集合、 S は i を含まない特徴量の部分集合、 $f(S)$ は S のみを用いた場合のモデル出力値の部分集合である。SHAP 分析を実施するにあたり、環境要因と水温増加率を関連付けるための機械学習モデルを予め構築する必要がある。本研究では、入力層、1 層の中間層および出力層からなる 3 層のニューラルネットワークモデルを構築した (図-2.4.1)。このモデルは、環境要因を入力層に配置し、水温増加率を水温観測地点別で個々に出力する仕組みである。このモデルによる予測を図-2.2.1 に示す全 87 地点で繰り返すことで、流域全体の水温増加率を予測するものとした。入力層に用いる環境要因の種類は、表-2.4.2 に示したものの中で [1] の単回帰分析において相関係数の絶対値が 0.2 以上のものとした。ニューラルネットワークモデルでは、予測値と正解値 (観測水温から算出した水温増加率) の誤差が最小になるようにモデルの内部パラメータの重みとバイアスを最適化する学習により、モデルが構築される。本研究では、予測対象地点を除く全地点のデータを学習に使用した。学習時に選定が必要なパラメータとして、学習の繰り返し回数を表すエポック数と中間層のユニット数がある。本研究では、表-2.4.3 に示すエポック数 (6 ケース) と中間層のノード数 (5 ケース) の全ての組み合わせ (30 ケース) について個別にモデルを構築し、予測値と正解値の R^2 値が最も高いモデルを SHAP 解析に使用した。

2.4.1.3 ヒステリシス特性の分析

熱容量が大きく過去の熱履歴を保持しやすいダム・貯水池や、流出が緩やかで前季節の気温による熱履歴を反映した状態で遅れて河川に流入する地下水の影響がある場合、気温と水温の年周期の変動に位相差が生じることが知られている^{13), 19), 20)}。こうした位相の差が大きい場合、気温と水温の散布図は直線ではなく、ループ状のヒステリシス特性を示す。本研究では、ヒステリシス特性の大小を地点別に比較することでダムや地下水が河川水温に与える影響度合いを定量評価し

た．具体的には，日平均気温と日平均水温の散布図を作成し，ヒステリシスループを表現するような回帰曲線を算出し，その面積をヒステリシス特性の強さを表す指標とした．回帰曲線は，気温 $T_a(t)$ と水温 $T_w(t)$ を式(2.4), (2.5)でそれぞれ表される1年周期の正弦波で近似できるものとした．この際の振幅 A_a , A_w , 位相の遅れ φ_a , φ_w および切片 ε_a , ε_w については最小二乗法で推定した．

$$T_a(t) = A_a \sin(\omega t + \varphi_a) + \varepsilon_a \quad (2.4)$$

$$T_w(t) = A_w \sin(\omega t + \varphi_w) + \varepsilon_w \quad (2.5)$$

ここに， t は1月1日から数えた日数， ω は周波数($=2\pi/365$)である．ここで，気温 $T_a(t)$ を横軸，水温 $T_w(t)$ を縦軸として平面上にプロットした際の軌跡は楕円形になる．この楕円の面積を以下の式(2.6)に基づいて算出することにより，ヒステリシス曲線で囲まれた面積 S を定量化した．

$$S = \int_0^{365} T_a(t) \frac{dT_w(t)}{dt} dt \quad (2.6)$$

このようにして算出したヒステリシス曲線の面積を各水温観測地点別に比較することで，ダムや地下水が河川水温の変動に及ぼす影響を定量的に評価した．

2.4.2 分析結果

2.4.2.1 気温と水温の関係

分析期間全体における日平均水温と日平均気温を散布図で比較した結果を図-2.4.2に示す．なお，ここでは図-2.1.1に地点名を記載した地点の中で，特徴的な傾向が確認された地点の結果を示しており，(a)～(o)としている．また，ここでは点の色を春季(3～5月)，夏季(6～8月)，秋季(9～11月)および冬季(1, 2&12月)で分けてプロットしている．さらに，図内には2.4.1で説明した方法に基づいて算出した回帰直線およびヒステリシス曲線についても示している．ここで，回帰直線の傾きが本研究で気温上昇に対する水温の増加割合で定義した水温増加率に対応している．まず，各地点における水温増加率(回帰直線の傾き)に着目すると，Saba1(図-2.4.2(a))，Takatsu1(図-2.4.2(d))，Takatsu2(図-2.4.2(e))，Gono1(図-2.4.2(j))およびTakahashi1(図-2.4.2(m))のような本川下流に位置する地点においては0.7以上を取っており，上流の地点と比較して大きくなっていることが分かる．これは，下流域の地点は周辺に標高が低い都市域や農耕地等の開けた土地が広がっており，大気との熱交換による影響を特に強く受けたためと考えられる．一方で，佐波川の支流の源流に位置するSaba5(図-2.4.2(c))では0.56，高津川の支流の源流に位置するTakatsu5(図-2.4.2(g))では0.46となっており，各河川の下流の地点と比較すると大幅に小さくなっていることが確認された．また，これらの源流の地点は水温増加率が相対的に小さかっただけでなく，同一の気温でも春季と秋季で水温の取る値が異なることにより，ヒステリシス特性が存在していることが図内のヒステリシス曲線からも分かる．これは，図-2.3.6(b)でも言及したように，山地の源流域では水温が年平均気温に漸近するような基底流出の影響が知られているが^{12), 13)}，これにより年周期の変化量が小さくなって水温増加率が減少したことや，過去の熱履歴を保持した地下水が遅れて河川に流入することでヒステリシスが生じたと考えられる．上記の地点に加え，高津川で湧水の影響を受けることが示唆されていたTakatsu3(図-2.4.2(f))もヒステリシス特性がみられ，下流のTakatsu1(図-2.4.2(d))やTakatsu2(図-2.4.2(e))と比較して顕著であった．そして，Gono5(図-2.4.2(l))やTakahashi3(図-2.4.2(n))に関しては，水温増加率が小さいことに加え，どの地点と比較しても特に顕著なヒステリシス特性が存在していることが分かる．これは，図-2.3.5(f)および図-2.3.5(h)で示されたように，当該地点の河川水温の年変化は熱容量が大きく過去の熱の履歴を保持したダムの放流の影響で気温に対する大幅な位相の遅れが生じるためである．また，高梁川の本川下流に位置するTakahashi1(図-2.4.2(m))においてもダム直下の地点ほどは顕著ではないものの，ダムの影響を受けた水温が流下することによるヒステリシス特性が生じてい

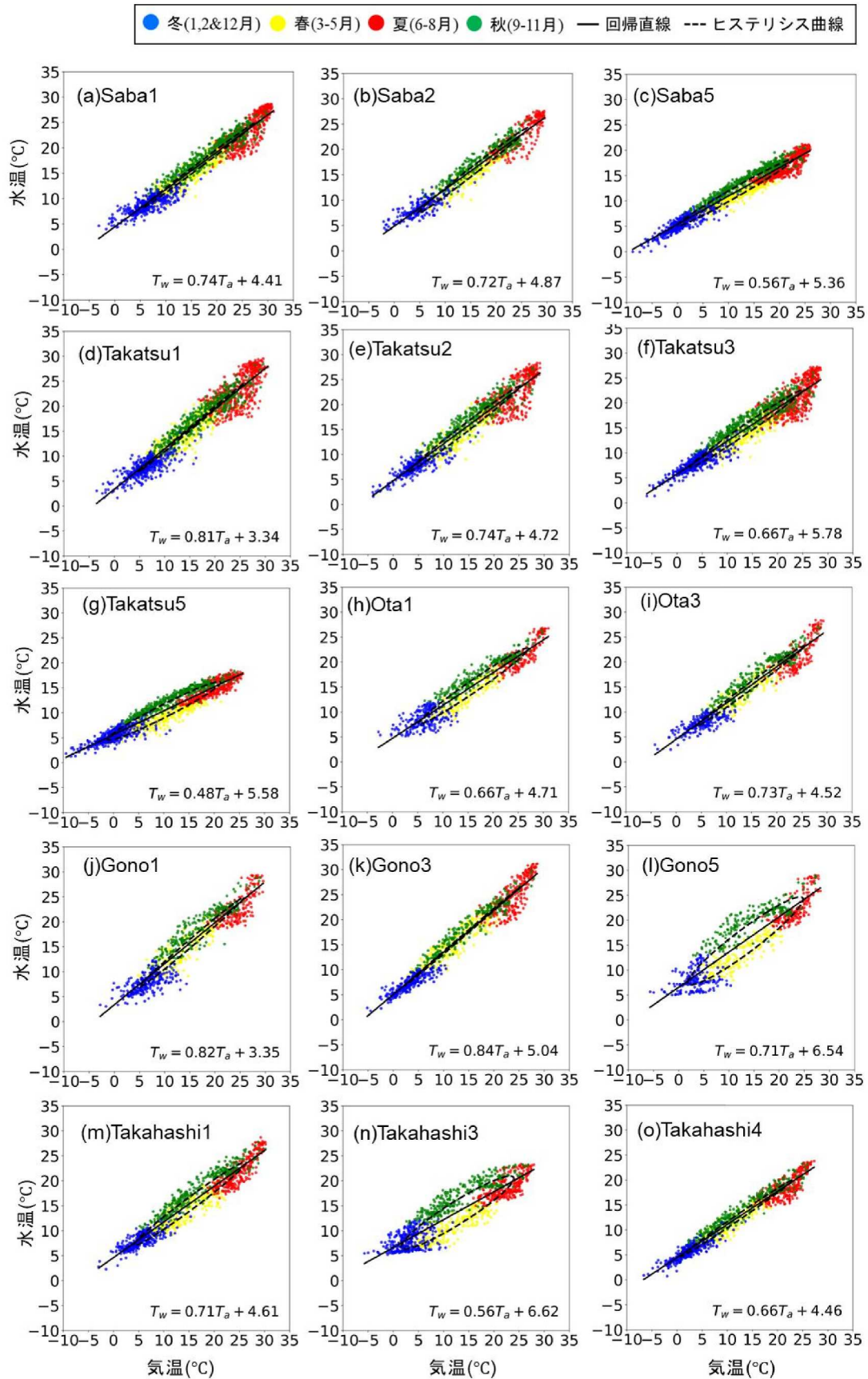


図-2.4.2 気温と水温の関係

ることが確認された。

このように、各水温観測地点における気温と水温の関係性に着目することで、地形や土地利用等やそこで想定される基底流出等の流れ場の特性で水温増加率が大きく異なることや、地下水やダムの影響を受ける地点の水温は前季節に加わった熱履歴の影響を受けることで、ヒステリシス特性が生じることが明らかになった。

2.4.2.2 水温増加率の空間分布

ここでは、分析期間全体における気温に対する水温の応答を把握するために、分析期間全体の日平均気温と日平均水温の散布図を作成し、それを基に算出した水温増加率の空間分布特性に関して議論する。まず、流域別における水温増加率の箱ひげ図を図-2.4.3に示す。まず、流域別で水温増加率の平均値(図-2.4.3内の×印)が取る値の幅は0.65~0.75となっており、流域別の水温増加率に差が生じていることが分かる。特に、江の川および高梁川における水温増加率は平均値、中央値ともに0.7を上回っていることから、これらの河川における水温増加率は流域全体として他の河川と比較して高いことが示された。この結果に関して、江の川は山地・森林割合が他の河川と比較して低く、三次盆地付近に存在する三川合流部より上流における比流量が特に低くなっているほか、高梁川は水田およびそれ以外の農用地の土地利用割合が多いという流域特性が江の川および高梁川の水温増加率が高くなった要因と考えられる。次に、水温増加率の第一四分位数と第三四分位数に関して、太田川は各四分位数の差が0.1未満と小さかったのに対し、佐波川と高津川では各四分位数の差が0.2程度と相対的に大きくなっており、河川流域別で水温増加率を取る値のばらつきに差が生じていることが明らかになった。

水温増加率が各河川流域内でどれほど異なるかについて検討するために、水温増加率の空間分布を図-2.4.4に示す。また、各河川の本川における水温増加率の縦断分布を図-2.4.5に示す。まず、図-2.4.4で各流域内における水温増加率の空間分布に着目すると、太田川および江の川を除く流域において下流域で水温増加率が高く、源流に近くなるにつれて水温増加率が小さくなる傾向が確認された。この傾向は、佐波川と高津川で特に顕著であった。一方で、太田川および江の

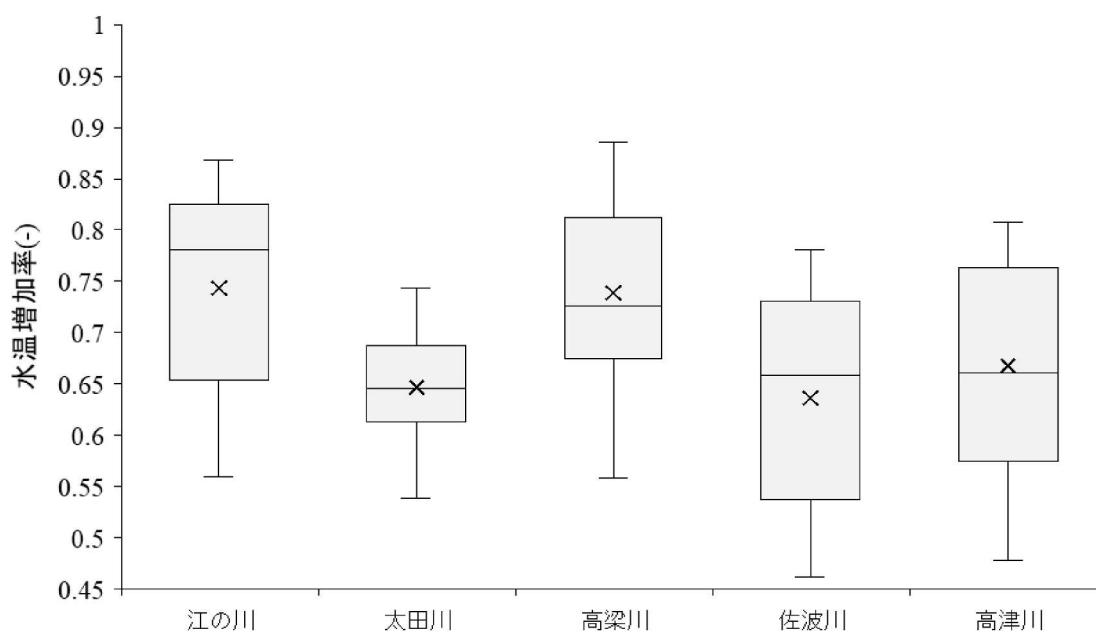


図-2.4.3 流域別における水温増加率の箱ひげ図

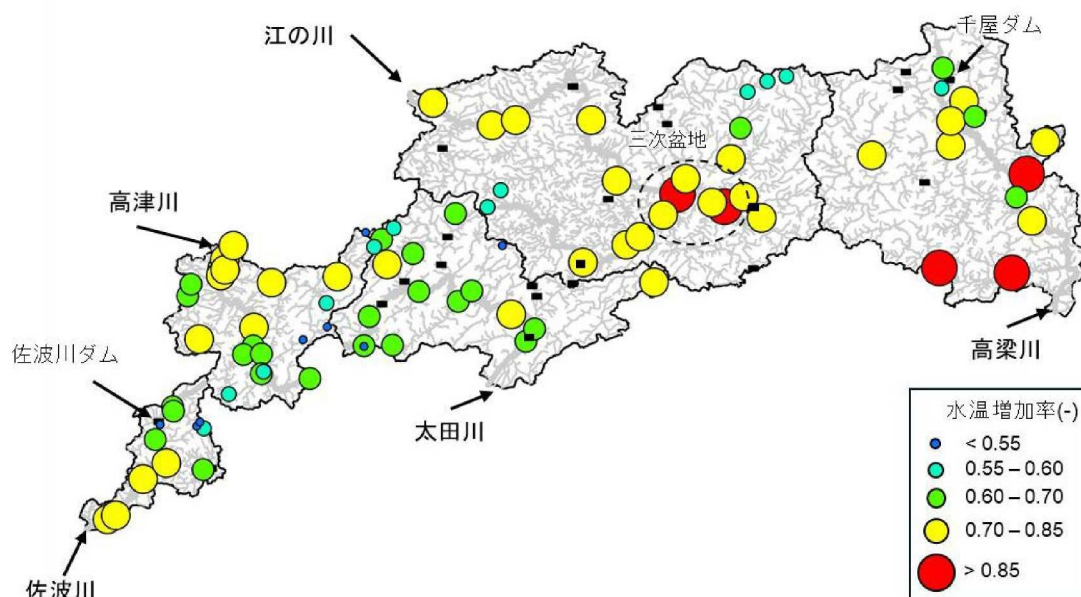


図-2.4.4 水温増加率の空間分布

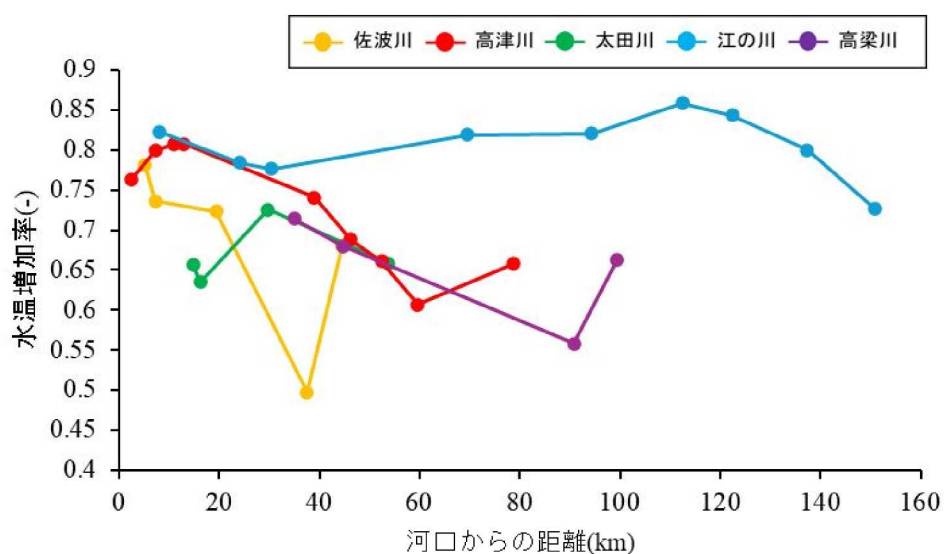


図-2.4.5 各河川の本川における水温増加率の縦断分布

川においては源流域においては水温増加率が 0.60 以下と小さかったものの、上下流の水温増加率に大きな差はなかった。ただし、江の川では中流に存在する三次盆地付近(図-2.4.4 の点線領域)の水温増加率の方が高かった。図-2.4.5 の本川の縦断分布をみても、江の川の水温増加率は本川全体で他の河川と比較して水温増加率が大きくなっており、特に河口からの距離が 100～120km の区間では水温増加率が 0.8～0.85 付近の値を取っていることが分かる。また、ダム下流の地点における水温増加率に関して、佐波川本川の河口からの距離 40km 付近に位置する佐波川ダム直下の地点および高梁川本川の河口からの距離 90m 付近に位置する千屋ダム直下の地点では、水温増加

率が局所的に 0.6 を下回っていることが確認された。これは、熱容量が大きいダムの水が河川に放流されることで、夏季の水温上昇と冬季の水温降下の両方が抑制され、気温に対する応答幅が小さくなるためである。

2.4.2.3 河川の流況が水温増加率に及ぼす影響

河川の流況の変化に応じて水温増加率がどのように変化するか検討するために、表-2.4.1 に示した流況 1～4 における日平均気温と日平均水温の関係を比較した散布図を図-2.4.6 に示す。なお、ここでは図-2.1.1 に地点名を記載した地点の中で、特徴的な傾向が確認された地点の結果を示しており、(a)～(i)としている。また、図内には各流況における回帰式および R^2 値も示している。まず、全地点で共通する傾向として、気温が 15℃ 以上になるような場合は河川水温が取る値に流

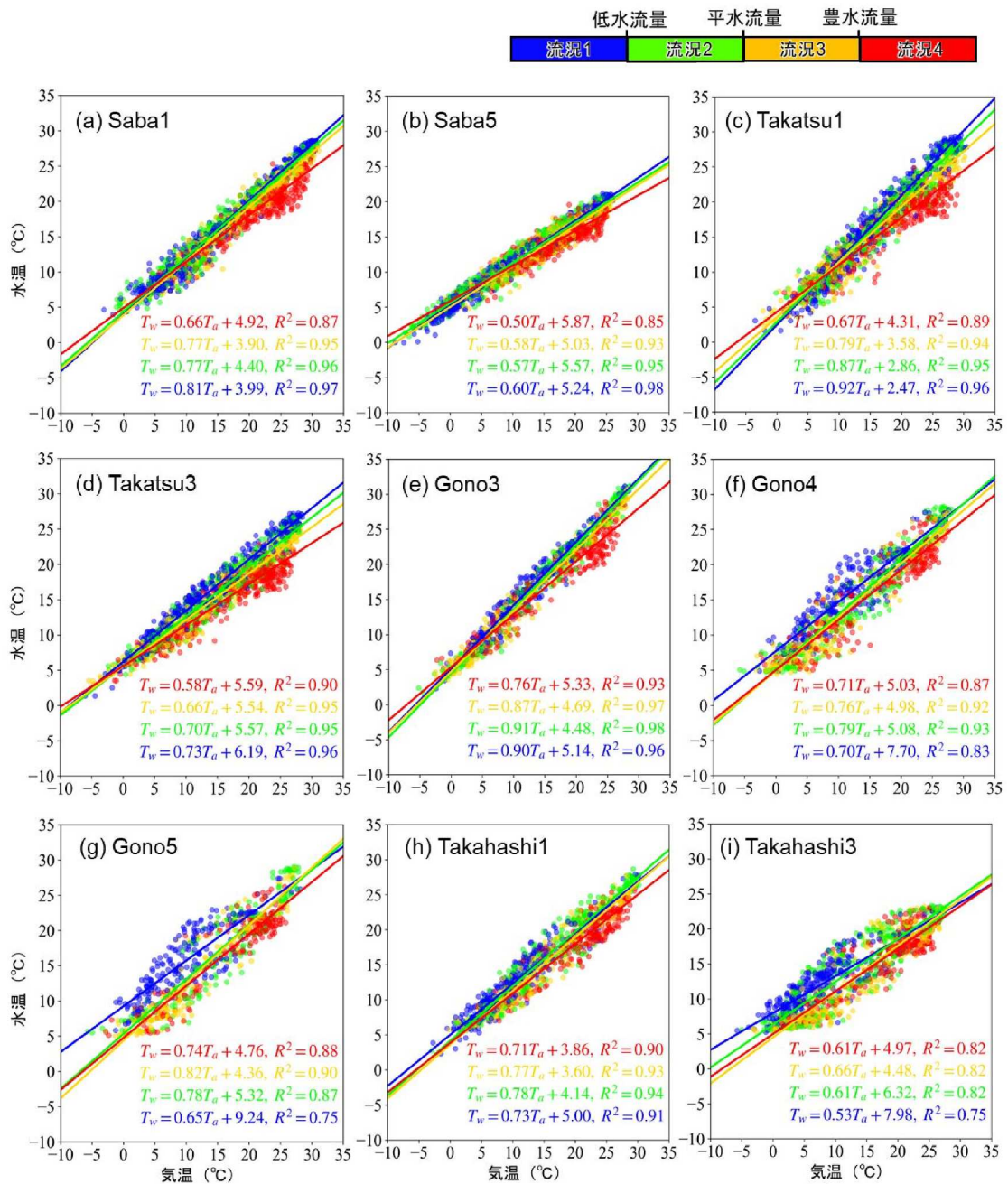


図-2.4.6 河川の流況別における気温と水温の関係

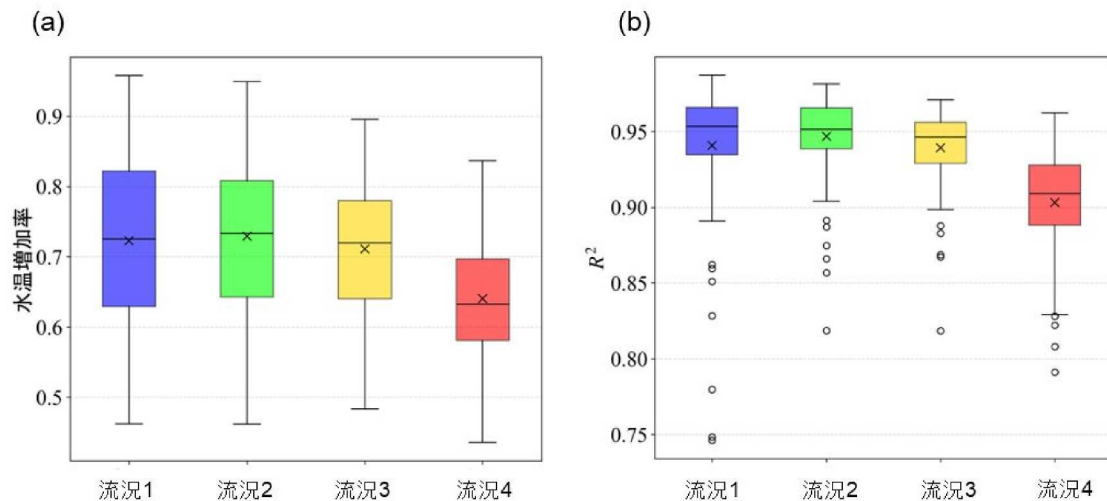


図-2.4.7 流況別における(a)水温増加率および(b) R^2 値の箱ひげ図

況別の差が生じており、同一の気温でも流況4の場合における水温が最小であることが確認された。特に、Saba1(図-2.4.6(a))、Saba5(図-2.4.6(b))、Takatsu1(図-2.4.6(c))およびTakatsu3(図-2.4.6(d))ではこの傾向が顕著であり、流況1～4へと流量規模が増大するにつれて水温増加率(回帰直線の傾き)と R^2 値の両方が減少していることが分かる。これは、河川流量が増大することにより、水塊の熱容量が増大して気温に対する水温の応答幅が小さくなったほか、移流による熱輸送など流れ場の影響をより強く受けるようになったためと考えられる。一方で、江の川の土師ダム下流約0.5kmのGono4(図-2.4.6(f))、灰塚ダム下流約1.6kmのGono5(図-2.4.6(g))および高梁川の千屋ダム下流約4.1kmのTakahashi3(図-2.4.6(i))においては、流況1の水温増加率と R^2 値が他の流況に対して最も小さかった。このことから、流況1のように河川の流量規模が小さい場合において、ダムが河川水温の変動に大きく影響していることが示唆された。さらに、高梁川の本川下流地点のTakahashi1(図-2.4.6(h))においても、ダム直下のTakahashi3(図-2.4.6(i))ほど顕著ではないものの、流況1の水温増加率および R^2 値が流況2や流況3と比較して小さくなっていることが分かる。これは、高梁川は上流域に本川を含めた複数の河川で5基以上のダム群が存在していることが大きな特徴であるが、こうした複数のダムが本川下流全体の流れ場に大きな影響を及ぼしたことにより、気温に対する水温の応答も弱まったことが推察される。

流況1～4において、全地点の(a)水温増加率および(b) R^2 値を箱ひげ図にしたものを図-2.4.7に示す。まず、水温増加率(図-2.4.7(a))に関して、流況1～流況3の場合は平均値(図内の×印)と中央値のどちらも0.7以上であったのに対し、流況4の場合においては0.65以下と相対的に小さくなっていることが分かる。 R^2 値(図-2.4.7(b))に着目しても、流況1～3は中央値と平均値のいずれも0.95程度だったのに対し、流況4は0.9程度であった。この結果から、河川流量の規模が豊水流量以上になるような場合においては、水温増加率が小さくなることに加え、流れ場の影響を受けることによって気温と水温の相関が弱まることが示された。ただし、流況1は水温増加率(図-2.4.7(a))の平均値が流況2より小さかったほか、 R^2 値の平均値(図-2.4.7(b))も流況2, 3より小さく、最小で0.75程度を取っていることが確認された。これは、図-2.4.6でも示したように、流況1のように河川の流量規模が小さい場合において、ダムが河川水温の変動に大きく影響したためである。

以上の結果を踏まえると、気温に対する河川水温の応答は河川の流況によって大きく変化するものの、河川流量が低水流量以上かつ平水流量未満に相当する流況2では、水温増加率(図-2.4.7(a))および R^2 値(図-2.4.7(b))の平均値がどの流況よりも大きいことから、気温と水温の関

係性が最も強く、流況による変動の影響が相対的に小さいことが定量的に明らかとなった。

2.4.2.4 水温増加率と環境要因の関係性の分析

ここでは、前述の 2.4.2.3 において、気温と水温の関係性が最も強くなることが明らかとなった低水流量以上かつ平水流量未満の流況における水温増加率に着目し、環境要因との関連性について議論する。図-2.4.8 に、表-2.4.2 で示した全ての環境要因に対する水温増加率の相関係数を示す。また、図-2.4.9 には、標高および河床勾配に加え、土地利用、地形区分および土壌の各項目のうち、相関係数が正、負のそれぞれで最も大きかった環境要因を選定し、水温増加率との関係を比較した散布図を示す。まず、図-2.4.8 において標高および河床勾配の相関係数に着目すると、両者で-0.6 以下と中規模の負の相関を示した。実際に、これらの環境要因と水温増加率との関係性を図-2.4.9(a)、図-2.4.9(b)で確認しても、値が大きくなるにつれて顕著に水温増加率が減少している傾向が分かる。土地利用に関して、図-2.4.8 において土地利用の各項目における相関係数を確認すると、特に森林、水田および建設用地の相関係数はそれぞれ-0.6、0.6 程度および 0.7 程度を取っており、他の流域特性の地形や土壌と比較しても相関が強かった。特に相関が顕著であった森林および建設用地と水温増加率の関係を図-2.4.9(c)で確認しても、水温増加率は都市域の割合が増えると 1.0 付近と大きく、森林割合が増えると 0.6 程度と小さくなっており、流域の土地利用の変化は河川水温の変動特性に大きく影響することが明らかになった。地形に関しては、図-2.4.8 より小起伏丘陵地や扇状地性低地のような起伏量の小さい地形や低地においては相関係数が 0.4 以上と中程度の正の相関であり、対照的に中起伏山地においては水温増加率との間に-0.5 程度と中程度の負の相関であることが認められた。図-2.4.9(d)からも、小起伏丘陵地および中起伏山地の割合の変化に応じて水温増加率が顕著に変化する傾向が確認され、水温増加率は流域の地形とも関係していることが定量的に示された。土壌に関しては、乾性褐色森林土壌、細粒灰色低地土壌、粗粒灰色低地土壌、低地土壌およびグライ土壌と 0.4 以上の中程度の正の相関を示しており、淡色黒ボク土壌や褐色森林土壌は-0.3 程度と弱い相関が認められた。このうち、正の相関が特に顕著であることが図-2.4.9(e)からも分かるグライ土壌は、河川の下流域や水田、湿地があ

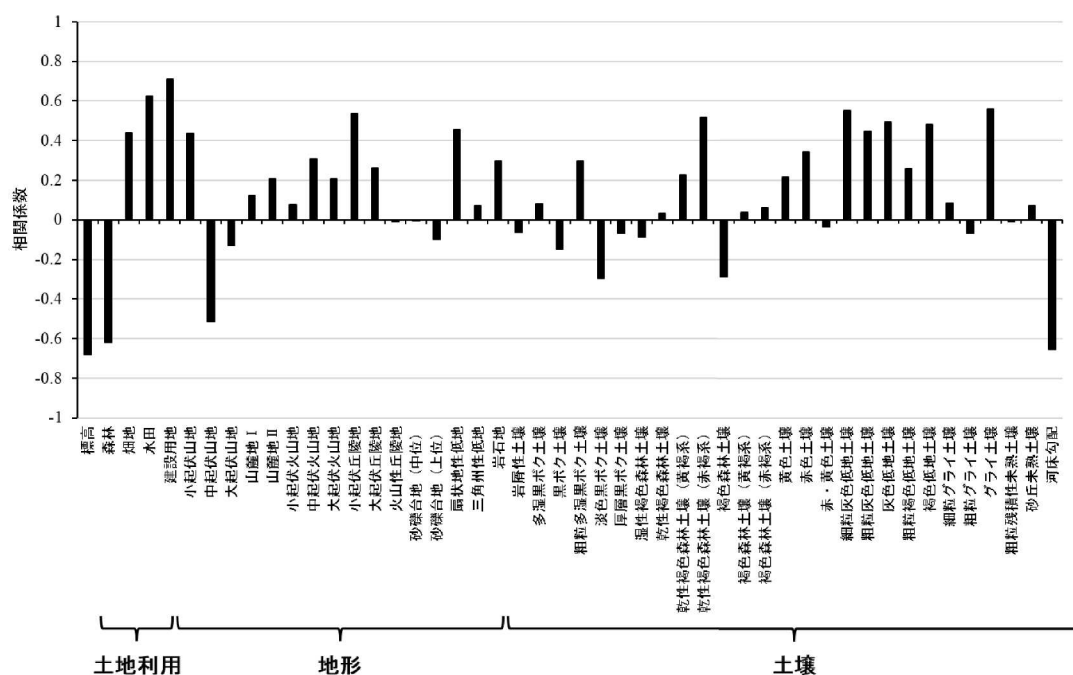


図-2.4.8 水温増加率と環境要因の相関係数

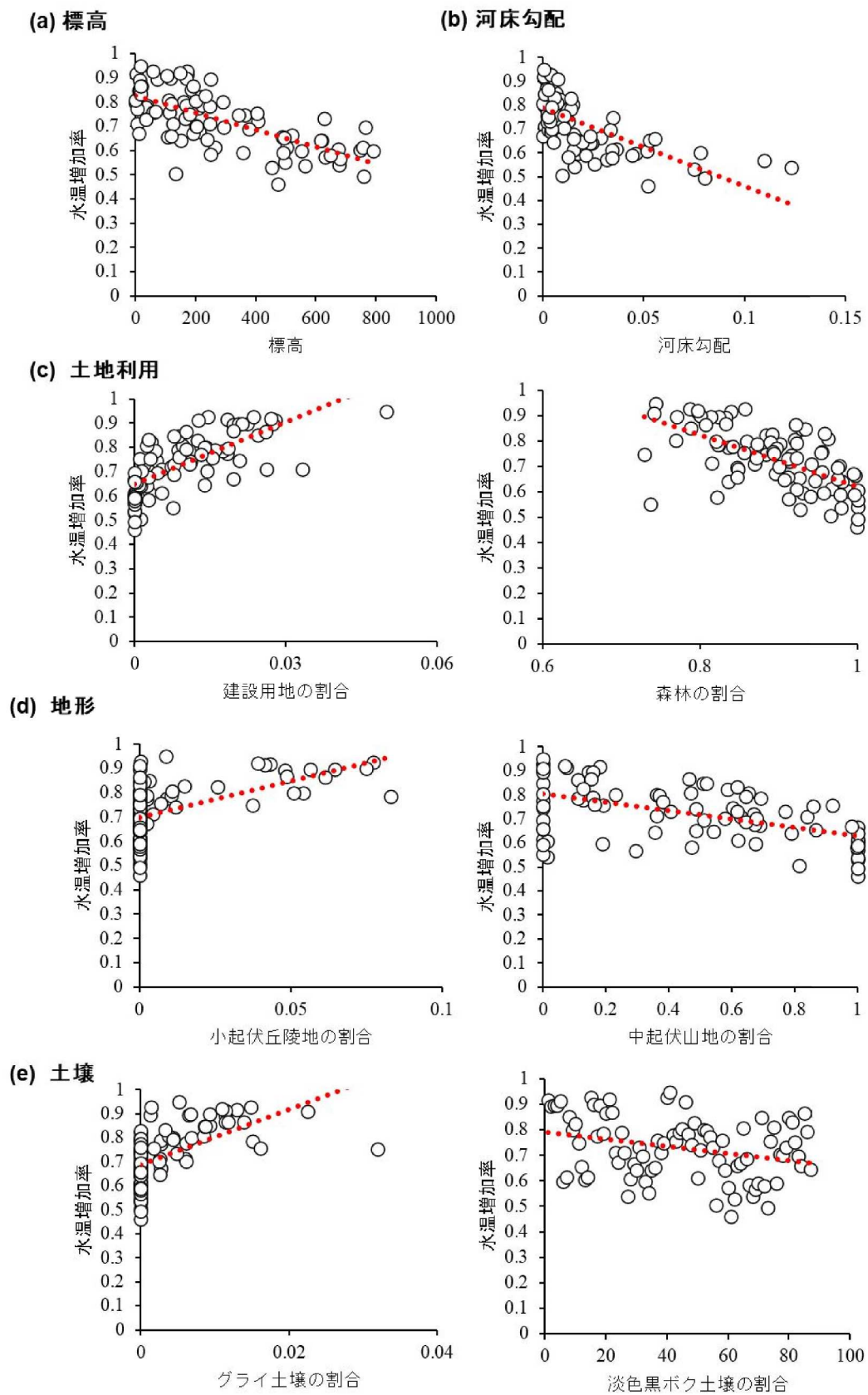


図-2.4.9 相関が顕著であった環境要因((a)標高, (b)河床勾配, (c)土地利用, (d)地形, (e)土壌)と水温増加率の関係

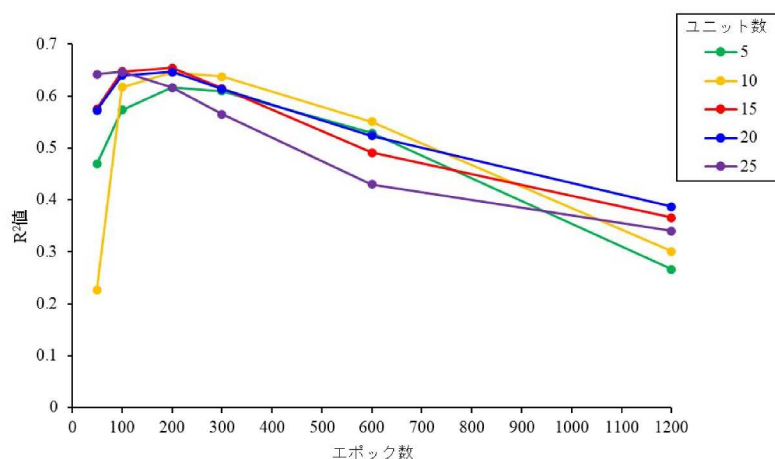


図-2.4.11 学習パラメータ別におけるニューラルネットワークモデルの予測値と正解値の R^2 値

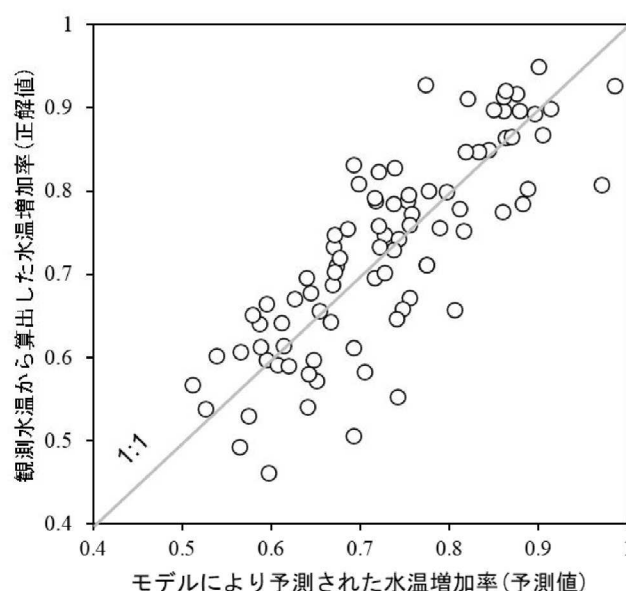


図-2.4.12 最適学習パラメータのニューラルネットワークモデルによる予測値と正解値の比較

広がりとは環境要因の変化に対する SHAP 値の応答に相当し、この広がり大きいと水温増加率に対する当該環境要因の寄与が大きいことを意味する。また、点の色は環境要因の全水温観測地点の平均に対する大小を示しており、これが大きい場合に SHAP 値も正值を取ると水温増加率に正の影響を及ぼすことを意味する。各環境要因において SHAP 値の絶対値を取り、全水温観測地点で平均した指標(以降、平均|SHAP|と記載)を棒グラフにしたものを図-2.4.14 に示す。まず、図-2.4.13 より河床勾配、標高、森林、中起伏山地、黄色土壌および淡色黒ボク土壌が水温増加率に負の影響を及ぼしていることが分かる。一方で、水温増加率に正の影響を及ぼす環境要因は、小起伏丘陵地、粗粒灰色低地土壌、扇状地性低地、小起伏山地、畑地および乾性褐色森林土壌など、起伏の小さい緩やかな地形における環境要因であり、図-2.4.10 に示した PCA の結果と類似した傾向が確認された。図-2.4.14 の平均|SHAP|から水温増加率に強く寄与している環境要因を確認すると、畑地といった土地利用や粗粒灰色低地土壌といった土壌特性の寄与もあったが、主には河床勾配や標高、小起伏丘陵地、扇状地性低地、小起伏山地のような地形的な特徴量が多くを占

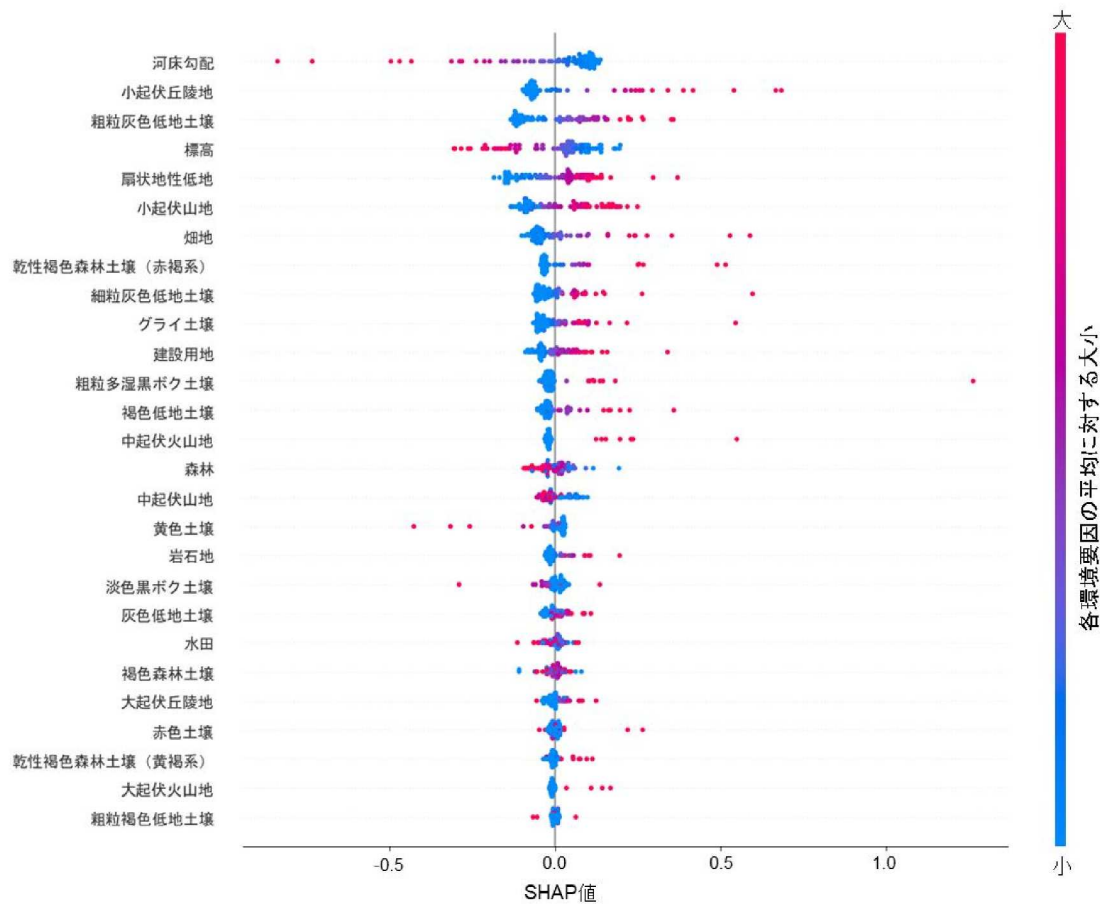


図-2.4.13 各種環境要因の大小と SHAP 値との関係

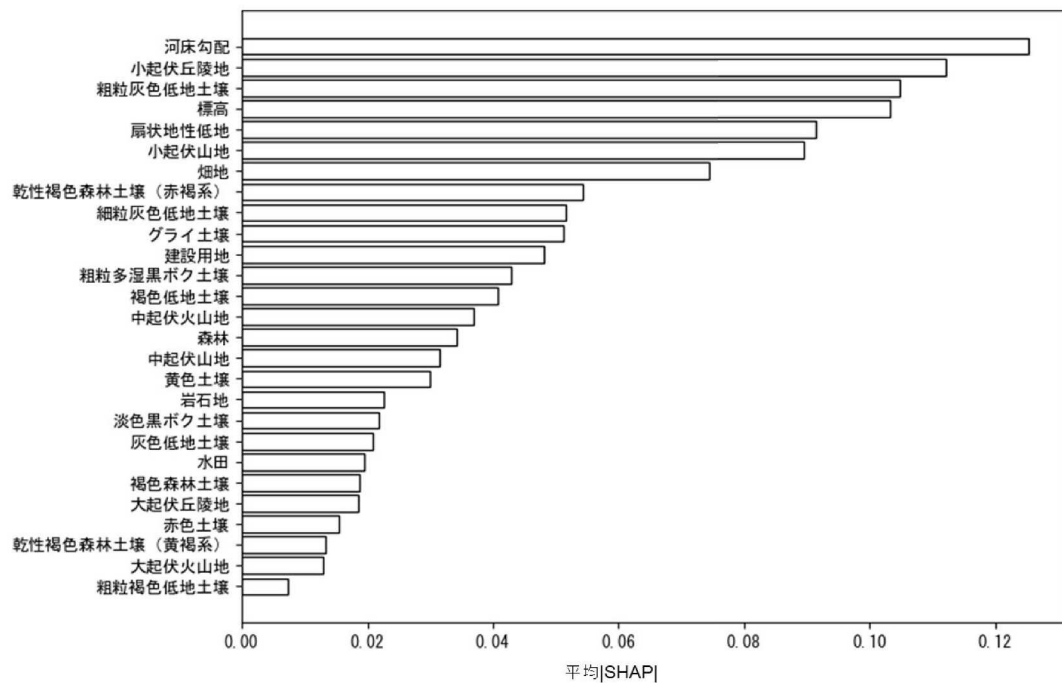


図-2.4.14 平均|SHAP|による各環境要因の寄与の度合いの比較

めていることが確認された。このように、SHAP 分析により、各環境要因が水温増加率にどのように寄与しているかを把握するとともに、その度合いも定量的に明らかにした。

以上を踏まえると、水温増加率と流域の環境要因との関係を統計的に分析することにより、環境要因と水温増加率との相関関係に加え、水温増加率の多寡とその際の環境要因の条件や、各環境要因の寄与の度合いを定量的に明らかにした。

2.4.2.5 ヒステリシス特性の空間分布

全水温観測地点におけるヒステリシス特性の大小を比較するために、ヒステリシス曲線で囲まれた部分の面積(以降、ヒステリシス面積と記載)を算出し、空間分布にしたものを図-2.4.15 に示す。なお、図-2.4.15 中には考察で議論するダムと堰の地点名も示している。まず、佐波川と高津川の下流や高梁川の支流に着目すると、ヒステリシス面積は相対的に小さくなっている。これは、

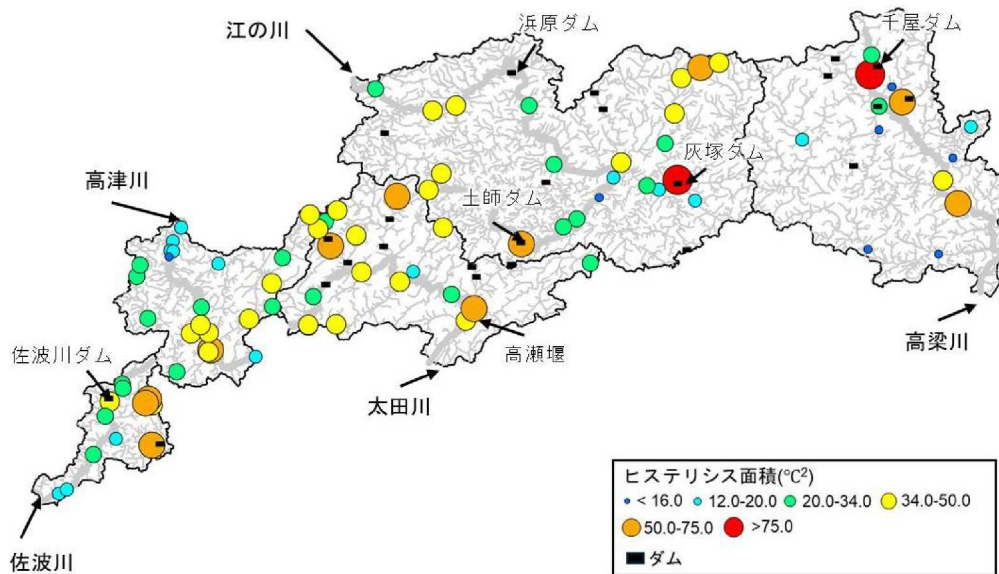


図-2.4.15 ヒステリシス曲線の面積の空間分布

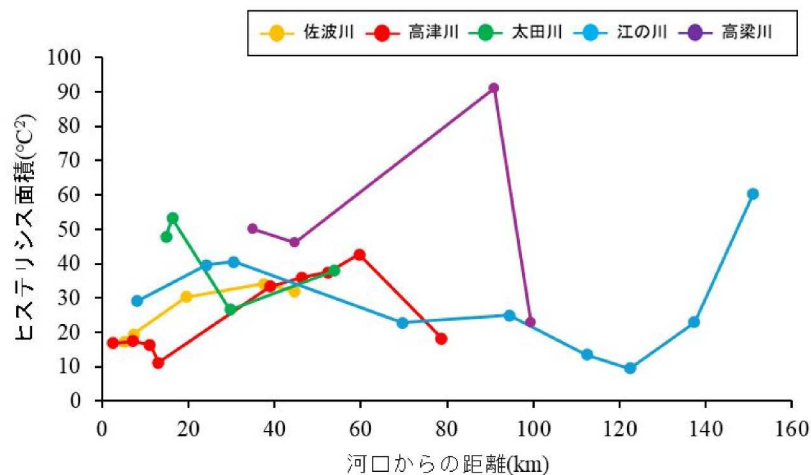


図-2.4.16 ヒステリシス面積の縦断分布

これらの地点の多くはいずれも標高が低く開けた農用地や都市域に位置しており、河川水温が気温や日射による影響を主に受けていることが分かる。一方で、太田川、江の川および高梁川の本川下流の地点におけるヒステリシス面積は、佐波川や高津川と比較して大きかった。これは、江の川は浜原ダム、太田川には高瀬堰と下流域にもダムや堰が存在していることに加え、高梁川は上流域ではあるが、本川を含めた複数の河川で5基以上のダム群が存在しており、この影響を受けていることが考えられる。それぞれのダム直下の地点は特にヒステリシス面積が大きく、その中でも江の川の灰塚ダムと高梁川の千屋ダムが最大であった。この結果に関して、これらのダムは選択取水設備を有しているが、こうした放流水温を制御する設備や、それを柔軟に運用するための放流量の違いがダム直下の水温観測地点間におけるヒステリシス特性の違いを生じさせたと考えられる。次に、冬季における温かい湧水の影響が示唆されていた高津川の本川上流域に関して、流域内のどの地点よりもヒステリシス面積が大きかった。また、ほとんどの河川で基底流出の影響が考えられる源流付近の地点でヒステリシス特性が大きくなる傾向が確認され、特に佐波川や高津川がその傾向が顕著であった。Briggs *et al.* (2020)²¹⁾は、気温と河川水温を年周期で見た場合の位相の遅れや振幅の違いに着目し、地下水との熱交換が河川水温に及ぼす影響について考察しており、その中で位相の遅れが大きいような場合、浅層地下水との熱交換による影響を受けている可能性が高いことを示唆している。このことを踏まえると、地下帯水層の深度や地下水流出量などの地下水との熱交換量を支配する要因により、ヒステリシス特性の大きさに違いが生じていることが考えられる。各河川の本川でヒステリシス面積の値についてさらに詳細に検討するために、ヒステリシス面積の本川における縦断分布を図-2.4.16に示す。まず、高津川において湧水の影響が報告されている上流(河口から距離が40~60kmの区間)において、ヒステリシス面積が30°C²以上となっており、最大で40°C²付近の点が存在していることが分かる。佐波川や太田川と比較しても、この区間のヒステリシス面積は大きくなっていることが分かる。また、太田川の高瀬堰周辺の地点(河口からの距離20km付近)、江の川の土師ダム下流地点(河口からの距離150km付近)および高梁川の千屋ダム下流地点(河口からの距離90km付近)においてはヒステリシス面積が50°C²以上を取っており、千屋ダム下流地点については90°C²付近と極めて大きかった。高津川の湧水を受ける地点のヒステリシス面積と比較しても、地下水との熱交換の影響と比較してダム操作の影響が河川水温に大きな影響を及ぼしていることが定量的に示された。また、高梁川流域においては本川全区間で他の河川のどの地点よりもヒステリシス面積が大きくなっていることが分かる。これは、高梁川は本川と主要な支川で5基以上のダム群が存在していることが大きな特徴であるが、この影響が下流の水温にも影響を与えているためと考えられる。これらの結果から、ヒステリシス曲線の面積を比較することで、地下水との熱交換やダム操作が河川水温に及ぼす影響の度合いを定量的に比較可能であることが示された。

ヒステリシス面積と水温増加率を散布図で比較したものを図-2.4.17に示す。なお、ここでの水温増加率は、2.4.2.2と同様に分析期間全体における日平均気温と日平均水温から算出した。また、図内には相関係数(r)についてもプロットしている。まず、両指標には相関係数-0.58と中程度の負の相関があることが確認された。これは、水温増加率が大きいような地形や建設用地、農用地が存在する平地では水面との熱交換が支配的でヒステリシス面積も小さくなり、山地の水温増加率が小さいような源流では、基底流出の影響も受けてヒステリシス面積が大きくなったためである。この結果から、地下水との熱交換の影響を受ける地点では水温に対する気温に対する水温の上昇幅が小さいことに加え、気温と水温の位相の遅れによるヒステリシス特性も生じることが定量的に示された。Briggs *et al.* (2020)²¹⁾は、河川水温が地下水の影響を受ける場合は年周期の気温に対する水温の振幅の比が小さくなることに加え、位相の遅れが大きくなることを示している。この振幅の比は水温増加率に対応しており、位相の遅れによってヒステリシスがもたらされることを考えると、本研究でも既往研究²¹⁾と同様の傾向が得られた。一方で、水温増加率が0.65~0.7付近と中程度であるのに対してヒステリシス面積は70以上と最大規模の点も2地点存在してお

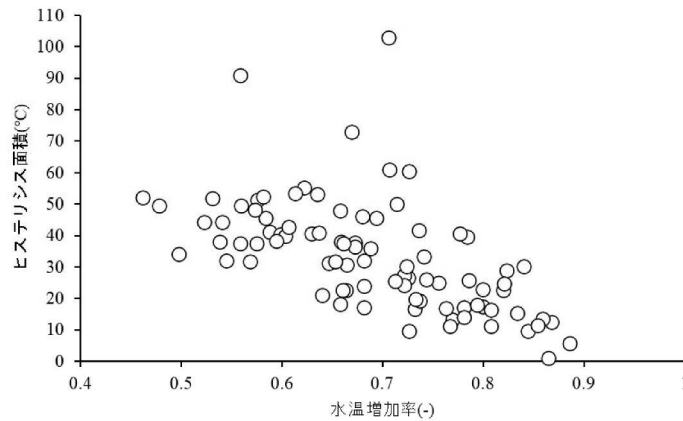


図-2.4.17 ヒステリシス面積と水温増加率の比較

り、他の地点とは外れた傾向を示していた。この結果に関して、これらの地点は江の川の土師ダムおよび灰塚ダムの直下の地点であることを確認している。このように、ダム下流地点では水温増加率に明確な傾向が存在しているわけではないことから、ダムの影響についてはヒステリシスの方が反映していることが示された。

2.5 まとめ

本研究では、中国地方の5つの一級水系を対象に流域網羅的な多地点で河川水温の連続モニタリングを実施し、河川水温の時空間変動特性について検討した。さらに、気温に対する水温の応答特性とその要因に着目した分析を実施した。まず、河川水温の時空間変動特性に関する検討より、河川水温の空間分布からは高津川における河川水温の変動は地下水との熱交換による影響を受けていることや、佐波川、江の川および高梁川の本川におけるダム下流地点で夏季の河川水温が他の地点と比較して低くなることが明らかになった。また、河川水温の時系列比較より、ダムや地下水との熱交換による影響を受ける地点では夏季の水温が低く、冬季の水温が高くなる傾向が確認されたほか、気温に対する年較差の縮小や位相の遅れが引き起こされることが確認された。次に、気温と水温の関係性に着目した分析においては、水温増加率(気温に対する水温の上昇率)の空間的な分布特性を流域網羅的に把握した。河川の流況が気温と水温の関係性に及ぼす影響を統計的に分析したところ、河川流量の規模が増大するにつれて水温増加率、 R^2 値が著しく低下し、気温と水温の関係性は流況による影響を強く受けることが定量的に示された。そこで、河川水温が気温による影響を最も強く受けていることが示された流況(低水流量以上かつ平水流量未満)における水温増加率と環境要因との関係性を統計的に分析した結果、水温増加率の多寡には地形や土地利用が影響しており、その中でも特に河床勾配や標高、小起伏丘陵地、扇状地性低地、小起伏山地のような地形的な特徴量の寄与が大きいことを明らかにした。さらに、ヒステリシス特性に着目した検討より、河川水温の空間分布や時系列比較からダムや地下水との熱交換の影響を受けることが分かっていた地点ではヒステリシス特性も強くなる傾向を確認し、特にダムによる影響を受ける地点ではその傾向が顕著であった。

以上より、流域網羅的な河川水温の連続モニタリングとその結果の詳細な分析により、流域システムにおける河川水温の変動特性を明らかにした。

参考文献

- 1) Coutant, C.C.: Perspectives on temperature in the pacific northwest's fresh waters, *Environmental Sciences Division*, Publication No. 4849, Oak Ridge National Laboratory, 1999.
- 2) 赤松 良久, 河野 誉仁, 乾 隆帝, 宮本 仁志: 中国地方一級河川における河川水温変動特性, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.73, No.4, pp.I_1207-1212, 2017.
- 3) 宮本仁志, 道奥康治: 流域水温の連続観測と解析, 水工学論文集, 第 51 巻, pp.1105-1110, 2006.
- 4) 河野 誉仁, 赤松 良久, 乾 隆帝: 中国地方一級水系における河川水温の時空間構造変化, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.74, No.5, pp.I_463-468, 2018.
- 5) 赤松 良久, 宮園 誠二, 谷口 徳紀, 宮平 秀明, 大中 臨: 中国地方一級水系における水温増加率と流域特性との関係の検討, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.77, No.2, pp.I_985-990, 2021.
- 6) 溝口 裕太, 赤松 良久, 宮本 仁志, 崎谷 和貴: 河川流域の水温変動特性を説明する重要な特徴量の検出とその解釈—中国地方の小瀬川・佐波川・高津川における夏季と冬季の観測水温を対象に—, 河川技術論文集, 第 29 巻, 2023 年 6 月.
- 7) 国土交通省: 水文水質データベース, <https://www1.river.go.jp/>.
- 8) 国土交通省中国地方整備局: 佐波川水系河川整備計画【国管理区間】, https://www.cgr.mlit.go.jp/yamaguchi/river/saba/plan/pdf/sakutei_all.pdf.
- 9) 大野宏之: メッシュ農業気象データ利用マニュアル Ver4.1, 農研機構, 2021.
- 10) 気象庁: 解析雨量, <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/now/kurashi/kaiseki.html>.
- 11) 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, Vol.8, No.2, pp.184-196, 1995.
- 12) 浦野 仁志, 宮本 仁志, 前羽 洋, 戸田 祐嗣: 河川流域の流水水温形成における基底流水温の影響について, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.69, No.4, pp.I_1681-I_1686, 2013.
- 13) Kędra, M., Wiejaczka, Ł.: Climatic and dam-induced impacts on river water temperature: Assessment and management implications, *Science of The Total Environment*, 626(1), pp.1474-1483, 2018.
- 14) Yamazaki D., S. Togashi, A. Takeshima, T. Sayama: High-Resolution Flow Direction Map of Japan. (in Japanese), *Annual journal of Hydraulic Engineering (JSCE)*, 74(5), I_163-I_168, 2018.
- 15) 国土数値情報ダウンロード(土地利用細分メッシュデータ第 2.6 版): <https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/>.
- 16) 国土地理院: 国土数値情報ダウンロード(2 万分の 1 土地分類基本調査): <https://nlftp.mlit.go.jp/kokjo/inspect/inspect.html>.
- 17) Strahler, A.N.: Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 63, pp.1107-1142, 1952.
- 18) Erik Štrumbelj, Igor Kononenko: Explaining prediction models and individual predictions with feature contributions, *Knowledge and Information Systems*, vol. 41, pp. 647-665, 2014.
- 19) 生田 理弘, 大熊 孝, 大川 秀雄, 神立 秀明, 中村 一郎: 河川水温と気温等の相関に関する研究—信濃川水系魚野川を例に—, 水文・水資源学会誌, Vol.4, No.1, pp.39-45, 1991.
- 20) Webb, B.W., Nobilis, F.: Water temperature behaviour in the River Danube during the twentieth century, *Hydrobiologia*, 291, pp.105-113, 1994.
- 21) Briggs, M.A., Johnson, Z.C., Snyder, C.D., Hitt, N.P., Kurylyk, B.L., Lautz, L., Irvine, D.J., Hurley, S.T., Lane, J.W.: Inferring watershed hydraulics and cold-water habitat persistence using multi-year air and stream temperature signals, *Sci. Total Environ.*, 636, 1117-1127, 2018.

第3章 深層学習を用いた中国地方一級水系における流域一貫の河川水温予測モデルの開発

3.1 概説

第1章でも述べたように、近年の人工知能技術の発展に伴い、深層学習が大きな注目を集めており、河川水温予測に限らず、河川工学分野での適用事例が数多く存在している⁷⁾。例えば、河川の水位・流量予測^{2),3)}、ダムや貯水池への流入量予測⁴⁾に代表されるような防災への活用から、水質の予測⁵⁾や魚類の分布予測⁶⁾などの河川環境まで深層学習が幅広く活用されている。深層学習は、過去に蓄積された観測データから学習した傾向を基に予測するデータ駆動型のモデリング手法の一つである。そのため、モデリングが容易であるほか、物理モデルのように流域全体の地形や河道断面などの多種多様なデータを必要せず、複雑なモデルパラメータ同定なしに河川水温予測を瞬時に予測可能である。こうした利点もあり、近年では河川水温予測へ深層学習を適用した事例もいくつか存在する。Feigl *et al.* (2021)⁷⁾は、オーストリアの10の流域を対象に深層学習を含む複数の機械学習モデルを適用し、深層学習の河川水温予測に対する有用性を示した。Shadlar *et al.* (2022)⁸⁾は、深層学習の中でも時系列データの学習・推論能力にも適する Long Short Terms Memory (LSTM)⁹⁾を用いて日平均流量、水温を同時に予測可能なモデルを構築し、米国本土に存在する合計101地点における予測を実施した。Stajkowski *et al.* (2020)¹⁰⁾は、深層学習の中でも時系列データの学習・推論能力に優れる LSTM をカナダの Credit 川の下流地点における河川水温予測に適用し、その有用性を示した。我が国の事例として、原口ら(2021)¹¹⁾は、有明海に流入する一級水系における河川最下流地点の水温を LSTM を用いて予測し、その有用性を示した。このように、深層学習は近年大きな注目を集めており、世界各国での適用事例も年々増えてきている。その一方で、そのほとんどは複数流域を扱っている場合でも各流域内の水温観測所は本川の数地点に限られている場合が多く、支流も含めた流域網羅的な多地点における予測の研究事例は十分でない。さらに、我が国においては、深層学習を用いた河川水温予測の開発事例がほとんど存在しない。これは、第1章でも述べたように、我が国では流域スケール水温観測網が十分でなく、データ駆動型の深層学習モデリングに不可欠になる長期の水温観測データを取得困難であったことが理由の一つにある。

そこで、本研究では第2章で得られた中国地方一級水系における河川水温の連続モニタリングデータを活用して深層学習に基づく流域一貫の河川水温予測モデルを開発する。さらに、入出力層の構造および入力層に用いるデータの種類の異なる複数条件で比較することによって、深層学習を用いた河川水温予測モデルの高度化を実施した。

3.2 深層学習を用いた河川水温予測モデルの構築

3.2.1 深層学習の基礎

ここでは、深層学習を理解する上で、基本となる人工ニューラルネットワーク (Artificial Neural Network: ANN) の仕組みを説明するとともに、それを拡張した深層学習モデルの構成およびその特性について説明する。まず、ANN は、重回帰、ロジスティック回帰に代表されるような従来広く用いられる統計モデルと比較して、非線形のデータ処理能力に優れている点が大きな特徴である。図-3.2.1 に、ANN の基本構造を示す。ANN は、入力層、中間層および出力層から成る。ネットワーク内部は、各層が複数個の素子(人工ニューロン)から構成され、それぞれの素子が隣接する層の各素子と結合される仕組みとなっている。人工ニューロンでは、以下の式(3.1)、式(3.2)に示すような計算を行うことで入力と出力の関係性を結び付けている。

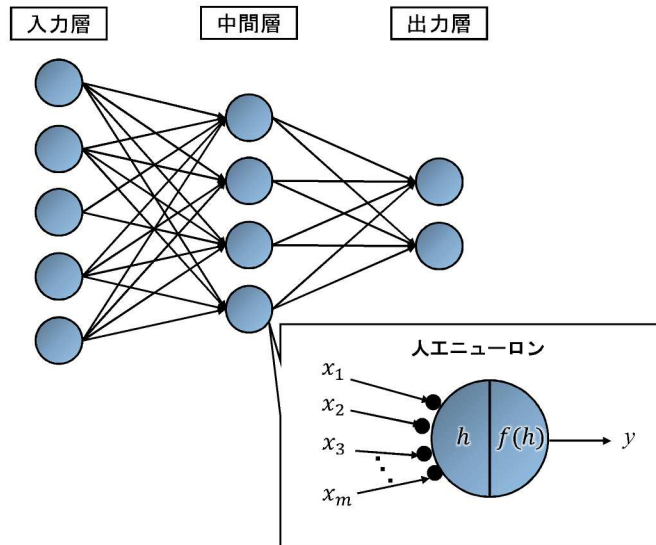


図-3.2.1 人工ニューラルネットワークと深層学習の違い

$$h = \sum_{k=1}^m w_k x_k + b_k \quad (3.1)$$

$$y = f(h) \quad (3.2)$$

ここに、 x は入力値、 w は重み、 y は出力値、 b はバイアス、 $f(h)$ は活性化関数である。式(3.1)、(3.2)に示した演算過程に着目すると、入力 x は w によって重みづけされた後に線形結合され、そこへバイアスが足されて h として算出されている。 h が情報量を表しているならば、重みは一つ一つの入力情報の重要性であると解釈できる。ANN は、この重みとバイアスを最適化することによって、より正解に近い値を出力する。この一連の流れが、ANN の“学習”と呼ばれる処理の仕組みである。

ANN は、河川水温予測に対してもいくつかの適用事例^{12)~14)}が報告されており、その有用性が確認されている。その一方で、ANN の特性上の問題点として、特に入力データの情報量やネットワーク構造が大きくなって特徴量が複雑になることによる表現能力の低下等の問題が挙げられる。そのため、例えば流域全体における水温の連続モニタリングデータを蓄積していくにつれて、蓄積されているデータが持つ特徴量の多さや複雑さに対してニューラルネットワークが学習可能な特徴量が限界を迎えてしまい、柔軟なモデリングが困難になることが懸念される。

一方で、深層学習は ANN が抱える表現能力の課題に対して、本来は 1 層であった中間層の層数を増やすことで表現能力を向上させた手法である。深層学習の特徴の一つとして、大量の学習データに基づいて本質的な特徴量を自動で抽出する点が挙げられる。深層学習は、画像処理、自然言語処理および株価予測に代表される時系列分析など、幅広い分野での適用事例が報告されており^{15)~17)}、どのような処理を担うかでネットワークの種類は大きく異なる。水工学分野の例を挙げると、鈴木ら¹⁸⁾は複数の雨量観測地点の時系列情報から作成した時空間 2 次元データに対して、画像処理等で用いられる畳み込みニューラルネットワーク (Convolutional Neural Network : CNN) を用いて降雨予測モデルを開発している。福丸ら¹⁹⁾は、LSTM を用いて流域一貫の 3 時間先の河川水位・流量予測を予測可能なモデルを開発している。また、3.1 でも示したように、LSTM を河川水温予測に対して適用した事例も存在する^{10), 11)}。このように、深層学習はどのような処理を担う

かでネットワークの種類は大きく異なることから、これまで問題に応じて数々のモデルが用いられてきた。

3.2.2 深層学習を用いた河川水温予測モデルの概要

前項で述べたように、深層学習はどのような処理を担うかでネットワークの種類は大きく異なることから、目的に応じたネットワークの選定が重要である。本研究で予測の対象とする河川水温は、過去の波形が現時刻あるいは将来の波形に影響を及ぼすような物理量であるため、こうした時系列依存の学習・推論の能力に優れる LSTM を基礎としてモデルを開発した。本研究で構築した河川水温予測モデルは入力層、中間層、出力層の3層で構成される(図-3.2.2)。なお、ここでは流域内の観測所が2地点の場合の例を示している。入力層に流域内多地点で観測された気温や雨量などの気象量を時系列データとして入力し、出力層において中間層からの出力が結合されることで、多地点の水温を予測可能な仕組みとした。中間層に使用した LSTM は再帰型ニューラルネットワーク(Recurrent Neural Network: RNN)の一種である。従来の RNN は学習時の勾配消失や、誤差関数が無限大となる勾配爆発に起因する短期記憶問題²⁰⁾が生じ得るが、LSTM はこれらの問題を軽減することが可能である。LSTM ブロックの内部構造を図-3.2.3 に示す。LSTM ブロックの主な特徴は①過去時系列の記憶を保持する記憶セル(C)、②過去時系列の記憶をどれだけ忘却するかを調節する忘却ゲート(f)、③新しい記憶を追加する割合を調節する入力ゲート(i)、④記憶セルの内容を出力にどれだけ反映するかを調節する出力ゲート(o)の合計4つのセルおよびゲートから構成される点である。以降に LSTM 内部での記憶セルおよび各種ゲートにおける演算処理の詳細を説明する。まず、前時刻 $t-1$ における出力 h と現時刻 t における入力 x に対して、入力ゲート i 、忘却ゲート f 、出力ゲート o および新たな記憶情報 g が以下の式(3.3)～(3.6)により算出される。

$$i = \sigma(W_{xi}x + b_{xi} + W_{hi}h + b_{hi}) \quad (3.3)$$

$$f = \sigma(W_{xf}x + b_{xf} + W_{hf}h + b_{hf}) \quad (3.4)$$

$$o = \sigma(W_{xo}x + b_{xo} + W_{ho}h + b_{ho}) \quad (3.5)$$

$$g = \tanh(W_{xg}x + b_{xg} + W_{hg}h + b_{hg}) \quad (3.6)$$

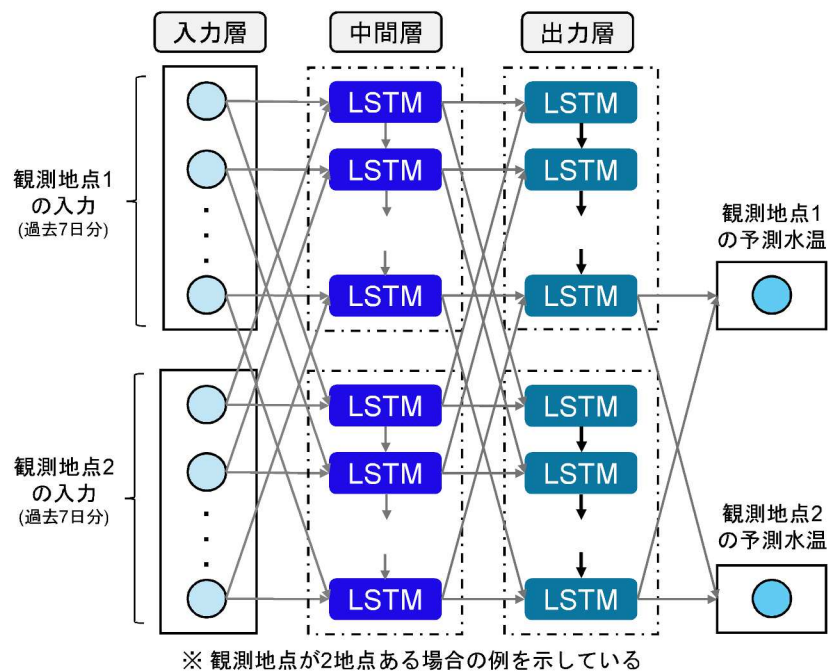


図-3.2.2 深層学習を用いた河川水温予測モデルの概念図

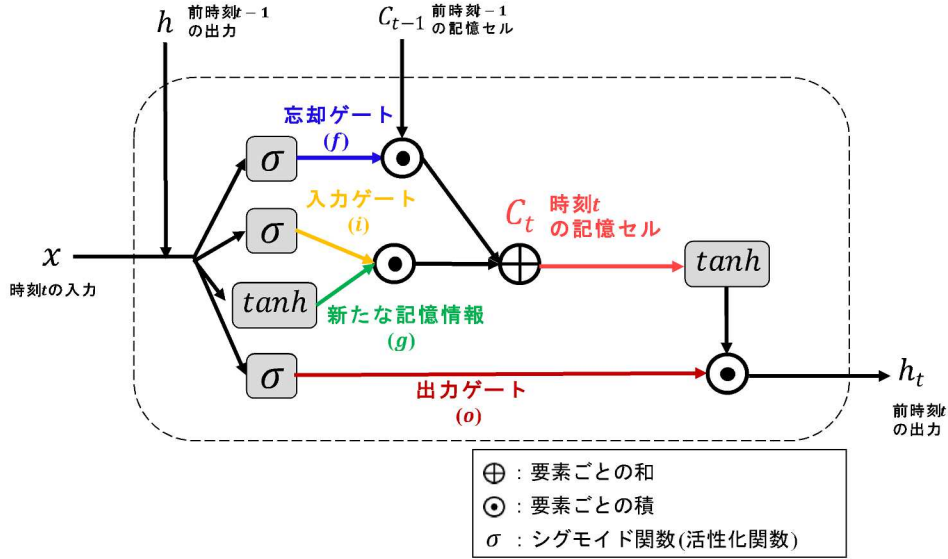


図-3.2.3 LSTM ブロックの内部構造

ここに、 W_{jk} は重みマトリックス、 b_{jk} はバイアスのベクトルである。また、 W_{jk} と b_{jk} の第一の添字 j は x 、あるいは h のどちらにかかる重みであるか、第二の添字 k は i, f, o, g のうち何を出力するためのものであるかを示している。また、 σ は独立変数 z に対して以下の式(3.7)に定義されるような関数であり、シグモイド関数と呼ばれる。

$$\sigma(z) = \frac{1}{1 + \exp(-z)} \quad (3.7)$$

式(3.3)～式(3.6)で算出された各種ゲートと新たな記憶情報を基に時刻 t における記憶セル C_t および出力 h_t は以下の式(3.8)、(3.9)で算出される。

$$C_t = i \odot g + C_{t-1} \odot f \quad (3.8)$$

$$h_t = o \odot \tanh(C_t) \quad (3.9)$$

ここに、 $\odot$ は要素ごとの積を表す。式(3.8)の第一項は新たな記憶情報 g をどれほどの割合で記憶セル C_t に反映するか、第二項は過去時系列の記憶セル C_{t-1} 内の情報をどの程度忘却するかを意味しており、これらの和が記憶セル内の情報となる。さらに、式(3.9)においては記憶セル C_t 内の情報をどの程度出力するかを出力ゲート o によって制御することで最終的な出力 h_t を得る。つまり、LSTMが従来型のRNNと比較して優れている点は、記憶セルを通して過去時系列の情報を踏まえた出力を得ることに加え、古い情報の中で不要な部分は忘却し、新たな記憶情報の中で必要な部分のみを出力に反映できる点にある。

3.2.3 学習条件

ネットワークの学習時の各種設定について表-3.2.1に示す。深層学習モデルの学習は、出力層で算出される出力値と真値の誤差関数が最小になるように出力のパラメータである重みとバイアスを最適化することで実現される。誤差関数は、データ数 N のとき、出力値 h_t 、真値 y_t に対して式(3.10)で定義されるMSE (Mean Squared Error)とした。

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (h_t - y_t)^2 \quad (3.10)$$

表-3.2.1 学習時の条件

項目	設定内容
最適化手法	確率的勾配降下法
誤差関数	MSE
バッチサイズ	512
エポック数	300
中間層のユニット数	400

誤差関数の最適化手法は、確率的勾配降下法 (Stochastic gradient descent : SGD)²¹⁾を採用した。確率的勾配降下法は、全学習データのうちその一部(ミニバッチ)をランダムに取り出し、各ミニバッチで誤差関数が最小になる重みとバイアスを逐一更新する手法である。重み w およびバイアス b については以下の式(3.11), (3.12)で更新される。

$$w^{n+1} \rightarrow w^n - \varepsilon \nabla MSE \quad (3.11)$$

$$b^{n+1} \rightarrow b^n - \varepsilon \nabla MSE \quad (3.12)$$

ここで、 w^n と b^n は n ステップ目の更新時における重みとバイアス、 ∇MSE は誤差関数 MSE の勾配、 ε は1ステップあたりの収束の速度を表す学習率である。学習率に関して、AdaGrad²²⁾などの最適化アルゴリズムにより決定する手法も考えられるが、本研究では最も一般的に設定される値である0.01を採用した。誤差関数の最適化を、ミニバッチ分割をせずに全ての学習データに対して一括で実施した場合、誤差関数が局所的に最小値をとるような局所最適解により学習が停滞しやすいといった問題がある。一方で、確率的勾配降下法のようなミニバッチ分割された個々のデータセットに対して最適化を行う手法は、局所最適化が起こりにくいという利点がある。

そして、深層学習で学習をする上で、①ミニバッチのデータ数(バッチサイズ)、②学習計算の更新回数(エポック数)、③中間層のユニット数を設定する必要があるが、本研究においてはそれらのパラメータを試行錯誤的に検討し、表-3.2.1に示す設定値とした。

3.3 入出力層の構造に関する検討

3.3.1 緒論

深層学習を用いて流域一貫の高精度な河川水温予測は、物理モデルのように流域全体の地形や河道断面などの多種多様なデータを必要とせず、複雑なモデルパラメータ同定なしに河川水温を瞬時に予測可能であることが大きな利点である。したがって、第2章で取得した河川水温の連続モニタリングデータを活用することで、中国地方一級水系全体における流域一貫の河川水温予測が可能となる。その一方で、我が国において深層学習を用いて流域一貫の河川水温予測モデルの開発および高度化に関する検討はほぼ皆無である。深層学習モデルの精度を大きく支配する要因の一つに、入出力層の構造が考えられる。福丸ら(2024)²³⁾は、深層学習を用いた河川水位予測モデルを開発するとともに、モデルの高度化に関する検討を実施し、その中で [1] 単一地点の水位を個々に予測するモデルを流域内全地点に適用する場合と [2] 流域内全地点の水位を一つのモデルで同時予測するモデルを比較した。その結果、[2] の流域内全地点の水位を同時予測するモデルが高精度であることが分かった。深層学習を用いた河川水温予測モデルの高度化をする上でも、こうした入出力層の構造に関する検討が極めて重要であるが、こうした入出力層の構造に関する検討を河川水温予測モデルで実施した事例は皆無である。

そこで、本研究では島根県一級水系の高津川流域を対象に、前節で説明した深層学習を用いた河川水温予測モデルにおいて、入出力層の構造として最適な条件を検討する。

3.3.2 対象流域

本研究では高津川流域を対象とした(図-3.3.1)。島根県の高津川は、流域面積 1090km²、幹川流路延長 81km の一級河川であり、島根県益田市で日本海へ流入する。高津川本川にはダムが存在

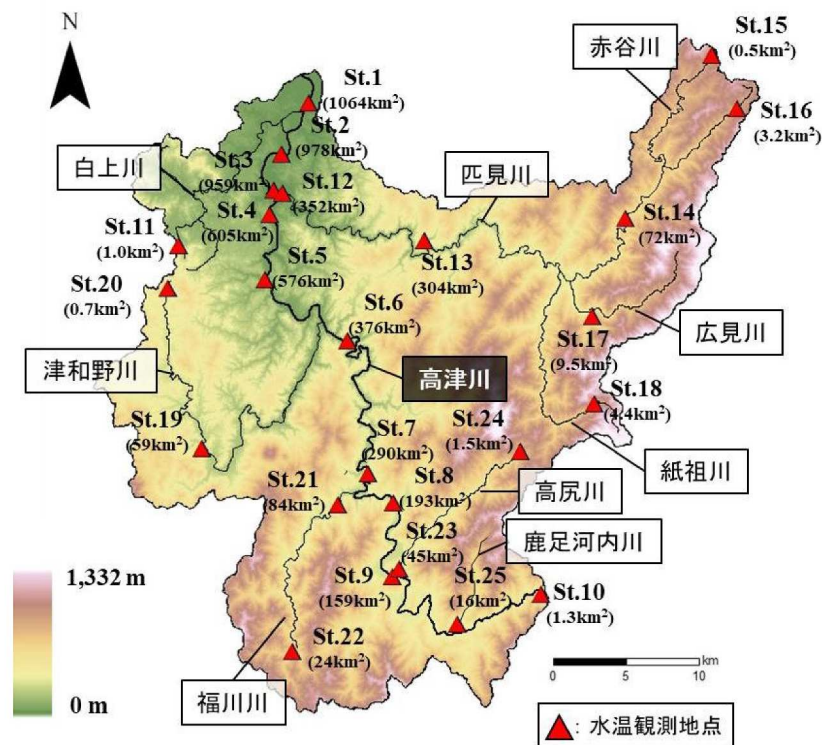


図-3.3.1 対象流域と検討対象地点

せず、支川を含めても水温変化に影響を及ぼし得る河川構造物はほとんどない。また、第2章で示したように、本川上流域(図-3.3.1中のSt.9)の河川水温は地下水との熱交換の影響で冬季に高くなる特徴がある。

検討対象地点は、第2章で示した高津川のモニタリング対象地点の中から、後述の学習・検証期間において1年以上の欠損がなく、十分にデータが存在している地点とし、St.1～St.25と定義した。そして、図-3.3.1において、各水温観測地点(St.1～St.25)の下に、各水温観測地点を流出点とする集水域面積も併せて表記している。

3.3.3 解析方法

3.3.3.1 解析条件

本研究では、流域内の単地点で水温を予測する場合と流域内多地点で水温を予測する場合についての比較を行うために、入力・出力層の異なる3つの条件でモデルを構築した。入出力層の組み合わせを表-3.3.1に示す。まず、Case1について、検討対象地点における過去7日前から現在までにおける気温を入力し、同地点における現時刻の水温を出力する。Case2については、検討対象地点を流出点とするような集水域内に位置する地点における過去7日前から現在までの気温を入力し、検討対象地点における現時刻の水温を単一で出力する。なお、Case1およびCase2は単地点の水温予測であるため、検討対象地点の25地点(St.1～St.25)で地点ごとの予測計算を実施することで流域全体における水温予測値を得るものとした。Case3について、流域内多地点における過去7日前から現時刻までの気温を入力し、流域内多地点における現時刻の水温を同時出力する。

検証にはSt.1～St.25で観測された水温のうち、2017年5月30日から2021年4月30日に観測された1時間間隔のデータを使用した。気温データは、国立研究開発法人 農業・食品産業技術総合研究機構(農研機構)の農研機構メッシュ農業気象データ²⁴⁾により入手した1時間間隔の気温データにおいて、水温調査地点に該当するメッシュのものを使用した。なお、各種データの欠測値に関して、前後の時系列における値を用いて線形補間を施した。さらに、学習計算時に入出力層に含まれる各種データ間で値の大きさに偏りがある場合、学習精度が低下することが知られている。そこで、本研究では福丸らの既往研究²³⁾に従い、以下の式(3.13)に示すような各種データの平均値を0、標準偏差を1とする標準化処理を施した。

$$x_i \leftarrow \frac{x_i - \mu}{\sigma} \quad (3.13)$$

ここに、 x_i は*i*番目におけるデータ、 σ は標準偏差、 μ は平均である。

先述の2017年5月30日から2021年4月30日までの期間におけるデータセットを入出力データ間の関係性を学習するための学習期間と水温予測モデルの精度検証を行う検証期間に分けた。なお、学習期間と検証期間ともに流域内の全地点(St.1～St.25)で一貫して予測精度の検証をするために、水温データがSt.1～St.25の全地点において1か月を超えるような欠測が存在しないような期間を選定した。学習期間が2017年5月30日から2018年6月26日、検証期間を2020年11月1日から2021年4月30日とした。

表-3.3.1 入出力層の条件

入力層			出力層
種類	時間 (day)		
Case1	単地点の気温	-7～0	単地点の水温
Case2	集水域内全地点の気温		
Case3	流域内全地点の気温		

3.3.3.2 定量評価指標

本研究では、各計算ケース(Case1～Case3)の精度を定量的に比較するために、以下の式(3.14)で定義される二乗平均平方根誤差(Root Mean Squared Error: RMSE)を算出した。

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{si} - T_{oi})^2} \quad (3.14)$$

なお、 T_{oi} 、 T_{si} は*i*番目のデータにおける実測水温および予測水温、 N はデータ数である。

3.3.4 結果および考察

3.3.4.1 観測水温との比較

図-3.3.2はCase1～Case3を実測水温と比較した結果を示している。なお、ここでは特徴的な傾向が確認された地点を選定し、St.1(図-3.3.2(a))については下流域に位置するアメダス観測所の益田²⁶⁾で観測された時間雨量も示している。まず、本川下流域に位置するSt.1(図-3.3.2(a))～St.5(図-3.3.2(e))に着目すると、Case1は2020年12月から2021年3月の冬季から春季にかけて実測水温を最大で5℃程度と、大幅に過大評価していることが分かる。これについて、流域一貫の熱収支に着目すると、上流域の河川水は主に水表面で大気と熱交換しながら下流に移流するため、下流域の河川水温は上流域の気温の影響も受ける。したがって、単地点の入出力を想定したCase1のモデルでは、上流域に位置する地点における気温の影響を反映できずに冬季から春季にかけての水温を捉えきれなかったと考えられる。一方で、Case2およびCase3による予測水温はCase1で見られた冬季から春季にかけての過大評価傾向は改善しており、最大で5℃程度の過大評価傾向が見られたCase1と比較すると予測精度は向上した。これは、予測対象とする地点より上流域に位置する地点における気温が水温変動に与える影響を反映できたためと考えられる。これらの結果から、本川下流域のような集水域面積の大きな地点においては、多地点の気温を入力層に持たせることで予測精度が向上することが示された。次に、本川上流域に位置しているSt.9(図-3.3.1(f))に着目すると、いずれの計算ケースにおいてもCase1で下流域のSt.1(図-3.3.2(a))～St.5(図-3.3.2(e))において見られた過大評価傾向は確認されなかった。これは、本川上流域においては下流に比べると流量が小さく、その地点における気温と水温の関係性が強いことから、単地点の気温のみから水温を良好に予測できたと考えられる。さらに、St.9(図-3.3.2(f))の冬季における実測水温は本川下流のSt.5(図-3.3.2(e))や匹見川に位置するSt.12(図-3.3.2(h))やSt.13(図-3.3.2(i))と比較して高く、本川源流付近の平地にある湿原からの湧水の影響を受けるが、いずれのケースも実測値を概ね良好に捉えていることが分かる。このことから、物理モデルでは地下水流入に伴う熱輸送を考慮しなければ再現が難しい湧水による水温変化²⁵⁾も良好に予測できる可能性が示された。これは、深層学習モデルが湧水により水温が受ける影響も包括して学習したためと推察される。

支流の白上川の源流付近に位置するSt.11(図-3.3.2(g))について、すべての計算ケースで実測水位を概ね捉えていることが分かる。一方で、赤谷川の源流部に位置するSt.15(図-3.3.2(j))ではCase1、Case2の計算水温が、特に2020年12月から2021年2月にかけての水温を過大評価している。これについて、St.15(図-3.3.2(j))の大きな特徴は標高の高い山地かつ河川水温が河畔植生による日射の遮蔽を受けやすい地点であり、その地点における気温が水温に及ぼす影響は相対的に小さい。そのため、単地点の気温と水温の関係性のみを学習しているCase1やCase2では再現性が低かったと推察される。一方で、Case3はCase1およびCase2で見られた過大評価を低減していることが分かる。St.15は源流付近の地点であることから、それより下流の気温も入力に与えているCase3で精度が向上しているのは、物理的根拠に乏しい。この理由に関して、深層学習の

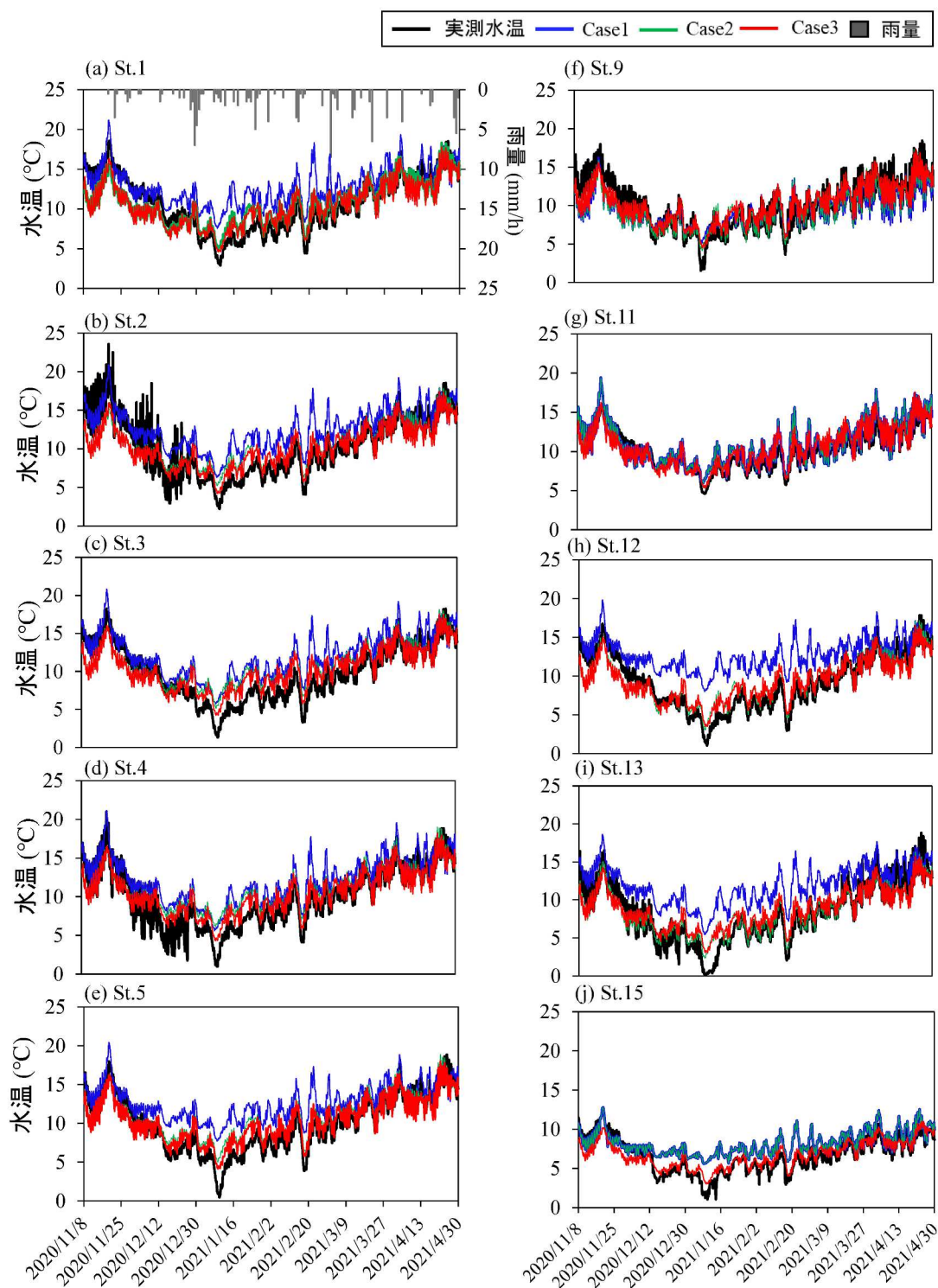


図-3.3.2 各ケース(Case1～Case3)の比較

学習アルゴリズムから考察すると、Case3 のモデルは多地点における水温予測値と観測値の誤差を最小化する学習をしているが、この過程で流域内多地点における水温同士の関連性を学習したことで、Case3 は精度が向上した可能性が考えられる。匹見川に位置する St.12(図-3.3.2(h))、St.13(図-3.3.2(i))に関して Case2, Case3 は実測水温を概ね捉えており、再現性は良好であった。しかしながら、Case1 に関してはいずれの地点においても実測水温を 5°C 以上過大評価している

ことが分かる。匹見川の源流は標高が高く気温の低い山地に位置しているので流域全体で見ても水温が特に低く、平地に位置する St.12(図-3.3.2(h))や St.13(図-3.3.2(i))においても上流の低水温の河川水による影響を受ける。そのため、Case1 のような単地点の入出力を与える場合、匹見川上流の気温および水温の特徴を反映できず、特に水温が急低下する季節における水温を捉えきれないと考えられる。

最後に、図-3.3.2 に示すほとんどの地点において、Case3 の再現性は良好であるものの、2021 年 1 月上旬に実測水温が急激に低下する傾向については予測しきれていないことが分かる。これについて、図-3.3.2(a)の St.1 に示したハイエトグラフに着目すると、12 月下旬から 1 月上旬にかけてピーク雨量が 7mm/h を上回る降雨イベントが発生しており、それに伴い水温が低下したため、気温のみの入力では降雨による影響を良好に捉えきれなかったと推察される。こうした、水温変動が気温以外の気象要素により影響を受けている時系列の再現性については課題である。

3.3.4.2 予測精度の定量評価

各種計算ケースの精度について定量的に評価するために、地点全体で RMSE を算出した結果を図-3.3.3 に示す。なお、ここでは RMSE の表示を本川と支川に分け、支川については河川内に位置する地点数が多い方から順に示している。本川下流域の St.1~St.5 においては Case1 の RMSE は 2.5℃ を上回っている一方で、Case2 や Case3 の RMSE は 2℃ 以下の値をとっている。これは、図-3.3.2 の実測水温との時系列比較からも確認されたように、特に集水域面積の大きな下流域では多地点の気温を入力に与えることで、Case1 では反映できなかった上流域の気温による水温変動の影響を考慮できたためである。St.8~St.10 や St.11, 17, 18 および St.24 のような上流域はいずれの計算ケースの RMSE も 2℃ 以下となっており、すべての計算ケースで時系列全体における再現性は高い。支流の RMSE に着目すると、Case3 の RMSE ほとんどの地点で 1.5℃ を下回っており、他の計算ケースと比較しても実測値を高精度に予測していることが分かる。一方で、Case1

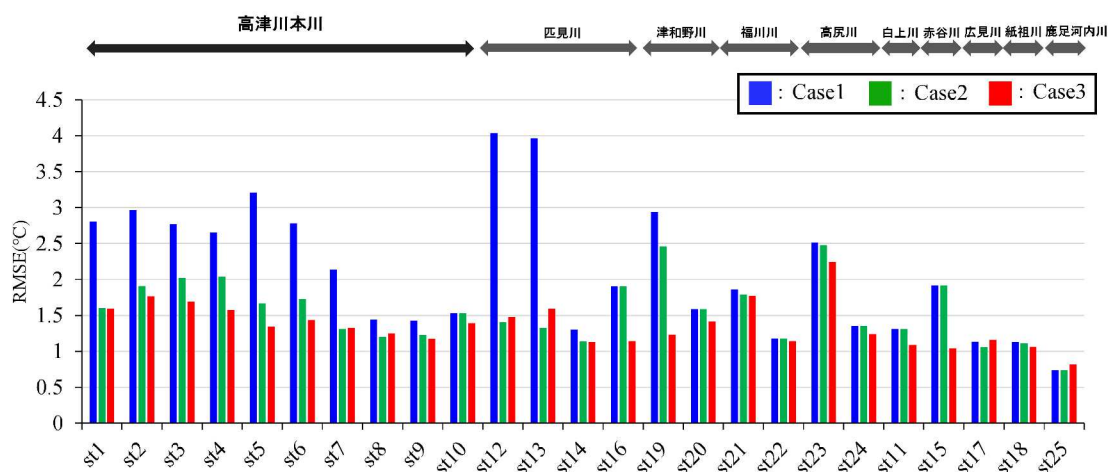


図-3.3.3 各計算ケースにおける RMSE の比較

表-3.3.2 各ケースにおける流域内全地点の RMSE の平均と分散

	平均(°C)	分散(°C ²)
Case1	2.10	0.79
Case2	1.56	0.18
Case3	1.36	0.01

については St.12, St.13 のような RMSE が 3.5°C を上回る地点が確認された。これは、前節の図-3.3.2 に示した St.12, St.13 の結果において冬季から春季にかけての過大評価傾向が特に大きかったためである。また、St.15 や St.16, St.19 においては Case1, Case2 では RMSE が大きいですが、Case3 で劇的に RMSE の値が小さくなっていることが分かる。これらの結果を踏まえると、本川下流等の集水域面積が大きい地点においては、Case2, Case3 のような上流集水域の気温を反映したモデルの RMSE が小さくなることが分かる。ただし、源流付近の地点では、Case3 の精度が高かった。これは、図-3.3.2(j) の St.15 の議論でも示したように、モデルが多地点における水温予測値と観測値の誤差を最小化するような学習をする過程で、この過程で流域内多地点における水温同士の関連性を学習したためと考えられる。

各種計算ケースの予測精度について流域全体として比較するために、高津川流域内の全地点で RMSE の平均と分散を算出した結果を表-3.3.2 に示す。まず、各種計算ケースの RMSE の平均値は Case1 においては 2.10°C と 2°C を上回っているが、Case2 および Case3 では 2°C を下回っており、Case3 については 1.36°C と良好な値を示した。さらに、分散に着目すると Case3 は 0.01°C^2 と他の計算ケースと比較しても最も小さな値を示し、流域内の多地点で予測精度のばらつきが小さいことが示された。以上の結果から、流域内多地点における気温を入力に与えることで、流域内多地点の河川水温を高精度に同時予測可能であることが示された。

3.4 入力層のデータの種類に関する検討

3.4.1 緒論

3.3 において、深層学習を用いて流域一貫の高精度な河川水温予測のための入出力層の構造に関する検討を実施した結果、流域内多地点における水温を同時予測するモデルが最適であることが明らかになった。ただし、このモデルは、気温のみを入力に与えて河川水温を予測するものであったことから、降雨イベント時に水温が低下する際の精度に課題があった。これは、降雨時の水表面の冷却や、降雨流出の影響で斜面から冷たい水が河川に流入する炎症を再現できていないためであるが、雨量が河川水温に大きな影響を及ぼすことは第2章の分析からも明らかになっている。したがって、流域一貫の水温予測モデルのさらなる高度化を実現するためには、気温のみならず雨量も入力層に与えることが有効と考えられる。さらに、3.3では高津川流域を対象にしたものであったが、雨量の入力が予測精度に及ぼす影響を詳細に解明する際には、降雨流出特性が異なるような複数水系での検証も重要となる。

本研究では流域一貫の河川水温予測モデルのさらなる高度化のために、中国地方の5つの一級水系を対象に深層学習を用いた河川水温予測モデルを開発するとともに、気温だけでなく雨量もモデルに入力した場合における予測精度の変化について検討する。

3.4.2 対象流域

本研究では、中国地方一級水系である佐波川、高津川、太田川、江の川および高梁川の5水系を対象にした(図-3.4.1)。なお、検討対象地点は、第2章で示したモニタリング対象地点と同様とした。地点数について、佐波川は12地点、高津川は23地点、太田川は17地点、江の川は22地点、高梁川は13地点である。また、各河川名の下に流域面積および幹川流路延長も併せて記載した。また、後述の3.4.4で結果を示す水温観測地点については地点名も記載している。地点名の定義は、各河川のイニシャルに加えて、下流から上流に向けて順番に番号を振った。

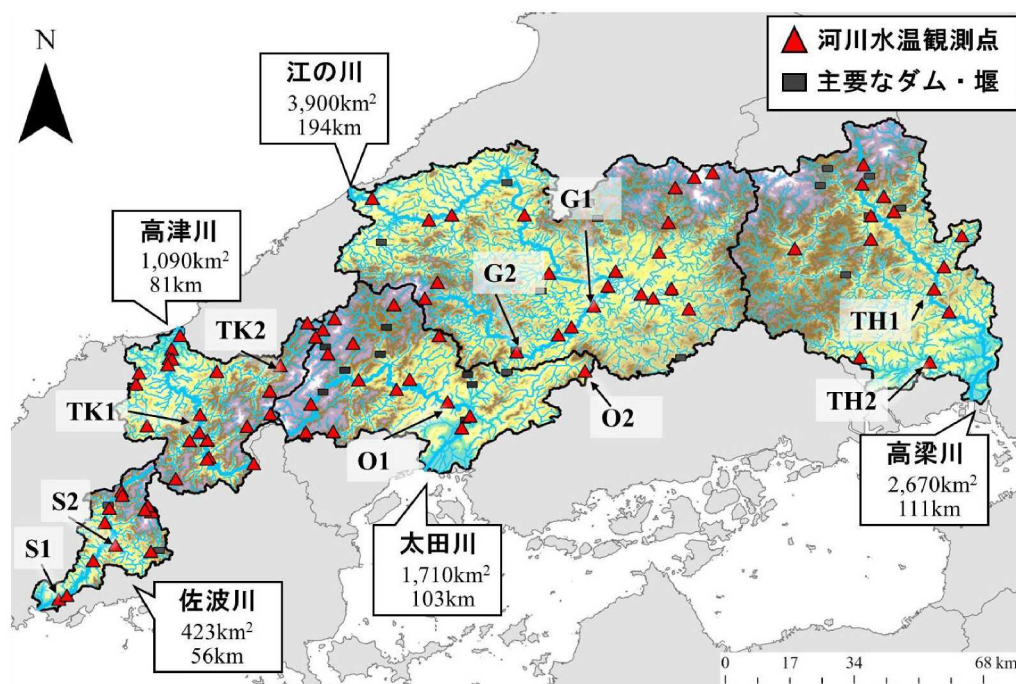


図-3.4.1 対象流域と検討対象地点

3.4.3 解析方法

3.4.3.1 解析条件

本研究では、入出力層に用いるデータの種類の異なるモデルを河川流域別で構築し、各モデルの精度比較をすることで、モデルの高度化について検討した。本研究では、図-3.2.2で説明したモデルを使用するものとし、水温予測に必要な入力データを配置する入力層、入出力データを学習する中間層および予測水温を出力する出力層の3種類で構成される。3.3において、深層学習を用いた河川水温予測モデルの入出力層の構造に関する検討を実施し、予測対象地点の気温から水温を地点毎に予測するモデルに比べ、流域全体の気温から流域全体の水温を同時予測するモデルが高精度であることを示した。したがって、本研究でも流域内全地点における時系列データを過去7日分入力し、流域内全地点の水温を同時予測する仕組みとした。

雨量を入力に与えた場合の予測精度の変化について検討するために、表-3.4.1に示す入出力条件に従い、水温予測モデルを流域毎に構築した。まず、Case1は3.3で最も精度が高かったモデルと同様の条件である。具体的には、流域内全地点における過去7日前から現在までの気温を1時間間隔で入力し、現時点における流域内全地点の水温を同時予測するものとした。一方、Case2は気温に加えて過去7日前から現在までの雨量も入力データとして用いた。

出力層に用いるデータに関して、河川水温は第二章における河川水温の連続モニタリングで取得したデータを用いた。入力層に用いるデータに関して、気温は国立研究開発法人 農業・食品産業技術総合研究機構(農研機構)の農研機構メッシュ農業気象データ(空間解像度:1km)²⁴⁾を、雨量は気象庁の解析雨量(空間解像度:1km)を用い、いずれも水温観測地点に対応するメッシュのものを抽出した。なお、学習時に入出力層に含まれる各種データ間で値の大きさに偏りがある場合、学習精度が低下することが知られている。そこで、3.3と同様に、式(3.13)に基づいて各種データの平均値を0、標準偏差を1とするような標準化処理を施した。

モデルが入出力データ間の関係を学習するための学習期間および精度検証を行うための検証期間を流域別でまとめたものを表-3.4.2に示す。学習期間は、各流域内の多地点で1ヶ月を超えるような欠測が存在せず、なおかつ1年半以上の期間を選定した。ただし、太田川に関しては出水による水温ロガーの流失等の理由で欠測した期間が多く存在したことから、他の流域に比べると1年3ヶ月程度(2019/9/20~2020/12/31)と短くなっている。検証期間については、年間を通しての精度検証をするために、各流域内の多地点で極力欠測が少ない1年間を選定した。

表-3.4.1 モデルの入出力条件

Case	入力層	出力層
	種類	
1	過去7日分の気温	流域内全地点における現時刻の水温
2	過去7日分の気温・雨量	

表-3.4.2 各河川におけるモデルの学習・検証期間

河川名	学習期間	検証期間
佐波川	2017/5/29~2019/7/15	2021/1/1~12/31
高津川	2017/5/27~2019/5/22	2020/1/1~12/31
太田川	2019/9/20~2020/12/31	2021/1/1~12/31
江の川	2019/10/5~2021/8/13	2021/9/1~2022/9/1
高梁川	2018/10/20~2020/12/31	2021/1/1~12/31

3.4.3.2 定量評価指標

本研究では、Case1 と Case2 で観測水温との誤差がどれほど小さくなるか議論するために、以下の式(3.15)で定義される平均絶対誤差率 (Mean Absolute Percentage Error : MAPE) を用いた。

$$MAPE = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N \left| \frac{T_{st} - T_{ot}}{T_{ot}} \right| \times 100 \quad (3.15)$$

ただし、 T_{ot} 、 T_{st} は時刻 t における観測水温および予測水温であり、 N は検証期間全体における観測水温のデータ数である。MAPE が 0%に近いほど予測水温と実測水温の適合度が高いことを意味する。

3.4.4 結果および考察

3.4.4.1 観測水温との比較

各ケースにおける予測水温と実測水温の比較を図-3.4.2に示す。なお、ここでは結果の代表例として各河川流域において特徴的な傾向が確認された水温観測地点(地点名および位置は、図-3.4.1に記載)を選定し、(a)~(j)で示した。また、図内には検証期間におけるハイトグラフもプロットした。まず、1~5月および11~12月の冬、春季の再現性について、ほとんどの地点において両ケースともに実測水温を高精度に予測し、両ケースの精度に大きな差は見られなかった。これは、秋季から春季で実測水温が大きく低下するような降雨イベントがほとんど発生していないためである。高津川の本川上流における水温は源流付近の平地にある湿原からの湧水の影響で高くなることが第2章からも明らかになったが、TK1(図-3.4.2(c))の冬季の再現性は両計算ケースで良好であることが分かる。これは、深層学習モデルが入出力間の関係性を学習する際に、湧水が河川水温に及ぼす影響まで学習したためと考えられる。次に、6~8月の出水時期の再現性に関して、Case1 ではほとんどの地点で実測水温を大幅に過大評価しているのに対し、雨量も入力に用いた Case2 は過大評価傾向を軽減した。特に佐波川流域の S1、S2(図-3.4.2の(a), (b))、高津川流域の TK1、TK2(図-3.4.2の(c), (d))および高梁川流域の TH1、TH2(図-3.4.2の(i), (j))における予測精度の向上が顕著であり、Case1 は7月下旬から8月上旬で5℃以上過大評価する時系列が多く存在したが、Case2 は2℃程度の過大評価に抑えられた。これは、モデルが雨量と水温の関係性を学習する際に、雨水による水表面の冷却や、降雨流出に伴って河川水温が低下する現象を良好に学習したためである。本来、物理モデルで湧水や降雨流出の影響を考慮する場合、観測水温からは直接的に同定することが困難なパラメータを有する地下水の流れ、熱輸送に関する基礎式を解く必要があるが、深層学習モデルは観測水温と気温、雨量の関係性のみから高精度に予測できることが示された。このように、多くの地点で雨量を入力に用いることによる予測精度の向上が確認できたものの、太田川の支川に位置している O2(図-3.4.2(f))は、Case2 と Case1 で予測精度に大きな差が確認されなかった。これに関して、O2 は源流付近に位置し、実測水温の日変動量が本川の O1 より大幅に大きいことから、気温や日射等による水表面の熱交換が降雨流出に比べて支配的であることが考えられる。そのため、気温のみ入力に用いた Case1 でも良好な予測が可能であったことが推察される。また、江の川の G2(図-3.4.2(h))は両ケースで予測精度が低かった。これに関して、G2 の上流約 0.43km に土師ダム(総貯水容量：47,300,000m³)が存在するが、土師ダムは太田川への分水も行っている関係で放流量が学習・検証期間中に大きく変動する。本来、深層学習モデルはダムの影響を受けた水温波形を学習するため、ダムの影響も考慮できることが考えられるが、土師ダムのようにダム諸量が学習・検証期間で大きく変動するような場合においては、予測精度が低下することが明らかとなった。

各ケースの出水時期における予測精度の違いについて更に詳細に評価するために、図-3.4.2において顕著な予測精度の向上が認められた佐波川の S1 および高梁川の TH2 と各ケース間の精度

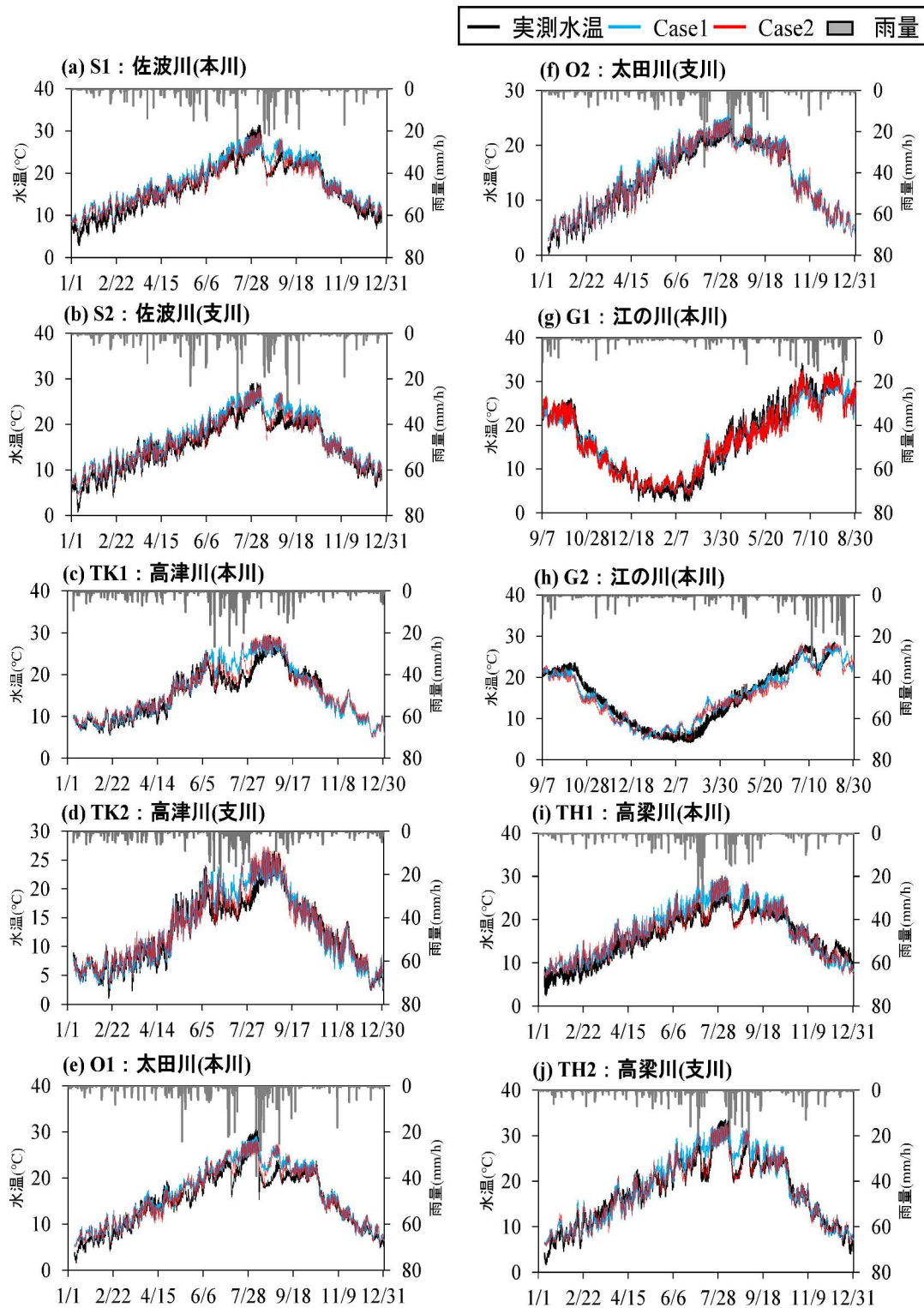


図-3.4.2 各計算ケース(Case1, Case2)における予測水温と実測水温の比較

差が小さかった太田川の O2 における 6～8 月の時系列比較を図-3.4.3 に示す。まず、7 月 15 日および 8 月 15 日付近に発生した 20mm/h を上回るような降雨イベント時に関して、Case1 は多くの時系列で 5°C 以上過大評価していたが、Case2 は最大でも 2°C 程度に低減した。また、降雨発生時の実測水温が降下する傾向だけでなく、日変動量が小さくなる傾向まで高精度に予測できてい

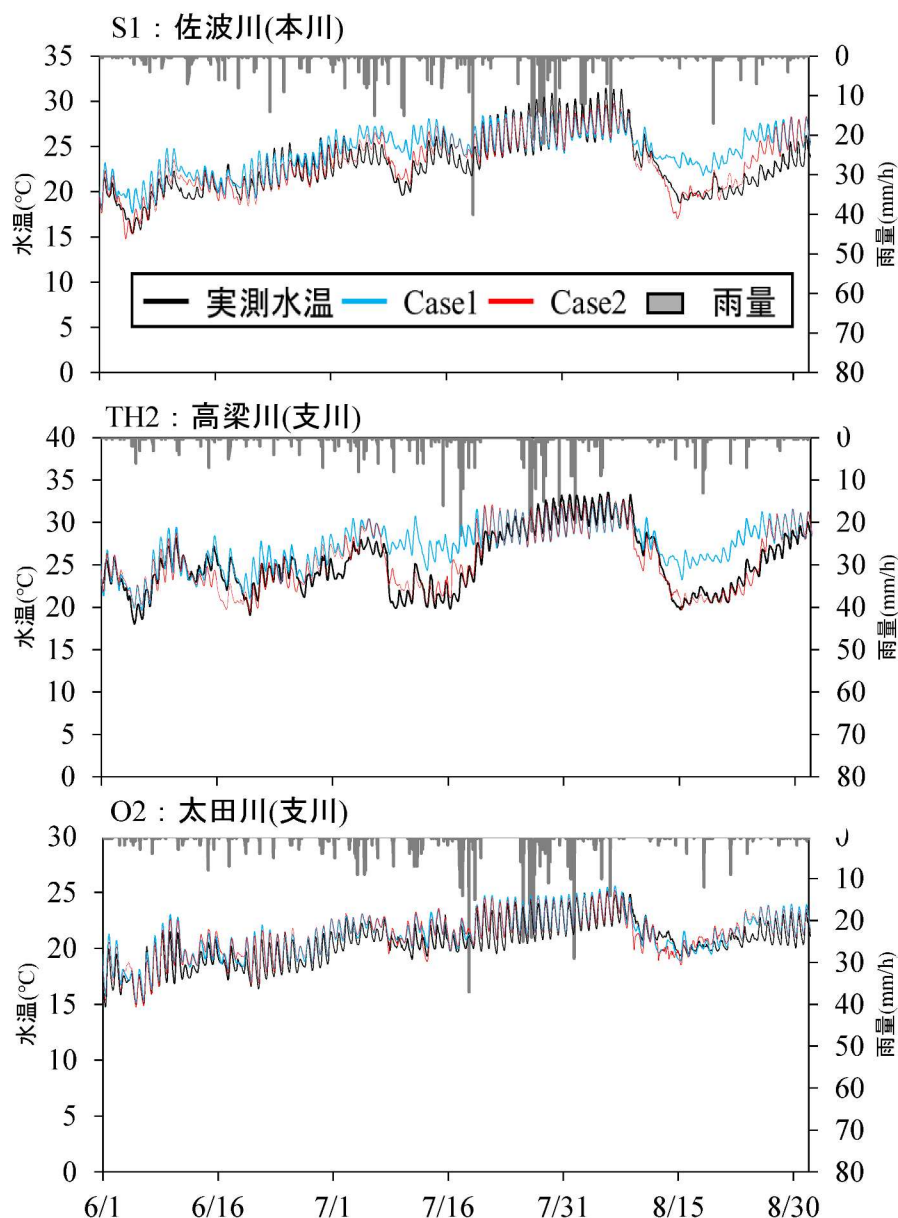


図-3.4.3 6～8月の出水時期における各ケースの精度比較

ることが分かる。水温の変動幅が小さくなるのは、降雨流出の影響で熱容量が大きくなることや雨天時は日射による水表面での熱交換が生じにくくなることに起因するが、Case2 ではそのような変化も良好に学習していることが示された。太田川の源流に位置する O2 については、図-3.4.2 でも示されたように、実測水温自体も降雨の影響を S1 や TH2 ほどは受けておらず、時系列全体の水温を高精度に予測していることが確認された。

3.4.4.2 予測精度の定量評価

夏季の出水時期における予測精度の変化を定量的に評価するために、水温観測地点全体で MAPE を 6～8 月の期間で算出し、空間分布にしたものを図-3.4.4 に示す。なお、ここでは 6～8 月の期間で二ヶ月以上の欠測があり、精度評価が困難であった地点においては、プロットしていない。まず、Case1 に関して、流域ごとに MAPE の大小が大きく異なっており、特に高津川流域

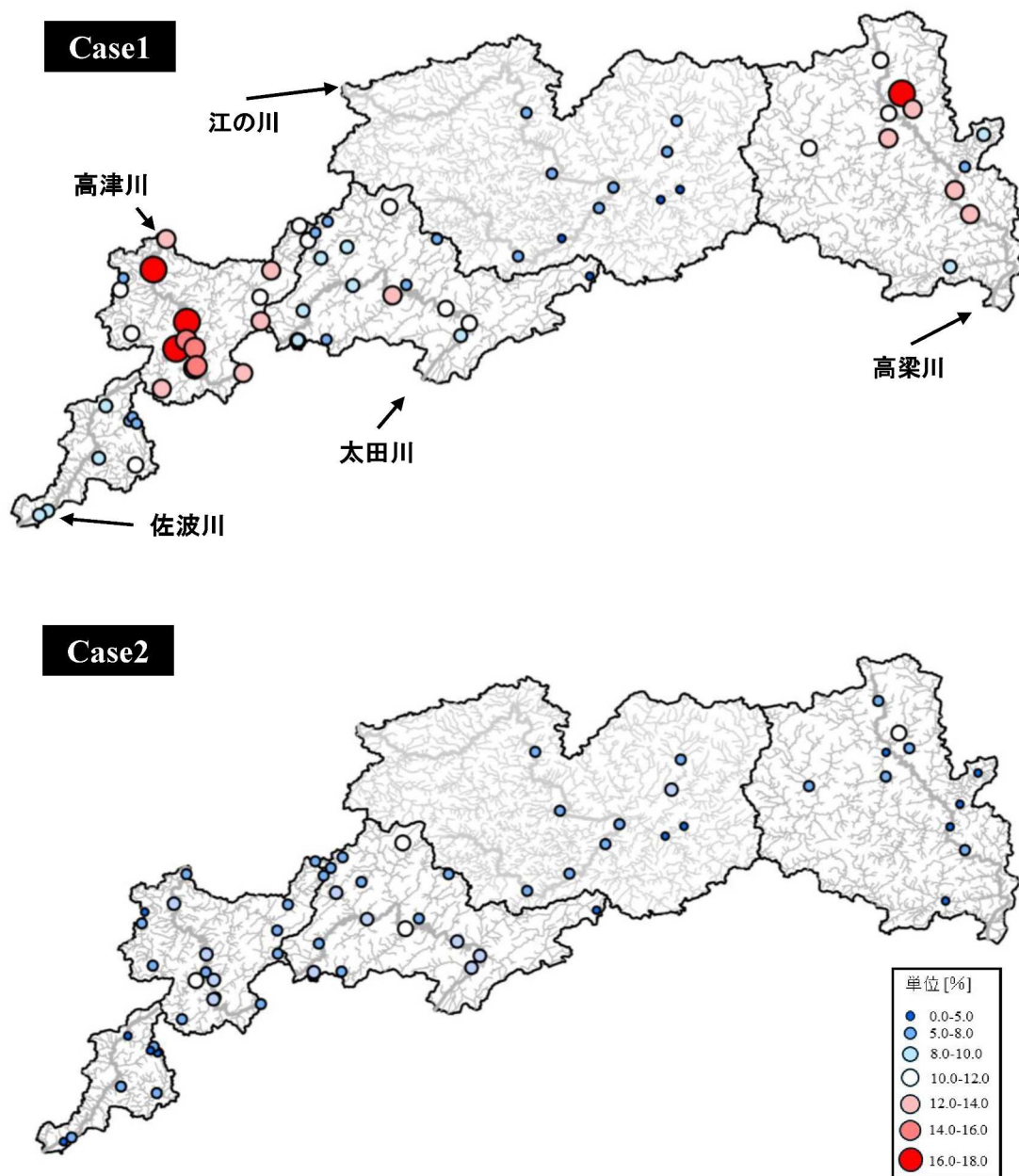


図-3.4.4 各ケースの平均絶対誤差率(MAPE)の空間分布

および高梁川流域においては源流を除くほとんどの地点で 10%以上と誤差率が大きくなっている地点が多く存在していることが分かる。また、MAPE が流域全体的に高い高津川流域においても、源流付近の地点の MAPE は 10%以下となっており、相対的に小さいことが分かる。この結果に関して、第 2 章における図-2.3.6 に示した河川水温のヒステリシス特性の大きさより、高津川の源流地における水温は基底流出の影響を強く受けることが示唆されたが、こうした基底流出の水温は気温に大きく依存することが知られている²⁷⁾。そのため、高津川の源流地点は気温のみの入力からでも予測できたためである。また、江の川流域における Case1 の MAPE に着目すると、流域内のほとんどの地点で 10%を下回っており、他の流域と比較して相対的に精度が高かった。この結果に関して、江の川は気温上昇に対する河川水温の上昇率が中国地方のどの流域と比べても大きいことが報告されており²⁸⁾、気温が水温に与える影響が相対的に大きい特徴があるため、江の川流域における Case1 の MAPE は他流域と比較して小さかったことが推察される。次に、Case2

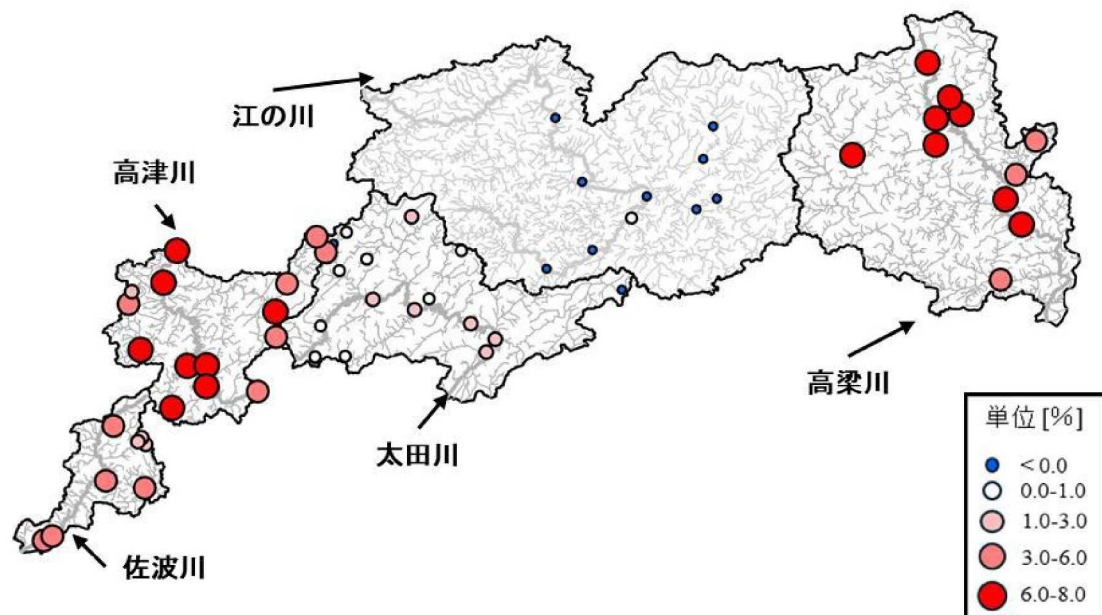


図-3.4.5 各ケースの平均絶対誤差率(MAPE)の差(Case1-Case2)の空間分布

に関してはほとんどの地点で MAPE が 10%以下となっており，Case1 のように地点ごとに MAPE の差は生じなかった．実際に，全地点での MAPE の平均値および標準偏差を算出したところ，平均は Case1 が 9.86%，Case2 が 6.60%であり，標準偏差は Case1 が 3.57%，Case2 が 1.88%と平均，標準偏差ともに Case2 の方が小さかった．この MAPE の変化が温度差としてどれほどであるか評価するために，実測値と計算値の差の絶対値を 6～8 月で時間平均し，全地点で平均したところ，Case1 が 1.35℃，Case2 が 1.12℃であった．以上のことから，雨量も入力に用いることで流域全体的に予測精度が向上することが示された．

各ケースの精度の差について詳細に検討するために，Case1 に対する Case2 の MAPE の差を算出し，空間分布にしたものを図-3.4.5 に示す．MAPE の差が正值を取る場合，Case2 は Case1 に比べて精度が高いことを意味する．まず，ほとんどの流域で本川に位置している地点における MAPE の差が源流付近の地点に比べて大きくなっていることが分かる．これは，流出量は集水域面積が大きい本川の地点のほうが大きく，水温に強い影響を及ぼすためである．各流域別で精度の向上幅を比較すると，佐波川，高津川および高梁川流域は精度の向上幅が特に大きく，ほとんどの地点において 7.5%程度の MAPE の差が生じていることが分かる．太田川については全地点の MAPE の差が正值であり，精度が向上していることは示されたが，佐波川，高津川および高梁川と比較すると精度の向上幅が小さかった．これは，表-3.4.2 の学習期間に着目すると，太田川以外の河川では 1 年半～2 年程度の学習期間で 6～8 月の出水時期を 2 年分含んでいるのに対し，太田川では 2019/9/20～2020/12/31 と出水時期を 1 年分しか含んでいない．そのため，雨量が水温に与える影響を他の河川ほどは十分に学習できず，予測精度の向上幅が小さかったことが推察される．したがって，今後さらに水温の観測データを蓄積し，学習データを増幅させることで，モデルの精度はさらに向上する可能性が示された．

江の川の結果に着目すると，ほとんどの地点で MAPE の差は 0 に近く，負値を取っている地点も存在した．これは，図-3.4.4 の Case1 の結果からも示されたように，気温のみからでも高精度な予測ができていたことが要因の一つである．さらに，江の川は上流域の三次盆地で本川，馬洗川および西城川のほぼ同一の集水域規模の 3 川が合流するような典型的な放射状流域である．そ

のため、放射状流域で生じる複雑な流れ場と河川水温の関係性を雨量の入力のみからでは学習できなかった可能性が考えられる。しかし、図-3.4.4 の Case2 の結果を見ても、江の川の MAPE は他の河川と同様に 10%程度であることから、江の川においても Case2 の精度が良好であることは定量的に確認できる。

以上の結果から、水温がダムの影響を受けやすい地点の精度の課題が存在するものの、気温に加えて雨量も入力に用いることで 6~8 月における予測精度が大幅に向上し、流域一貫の高精度な河川水温予測を実現可能であることが示された。

3.5 まとめ

本研究では、第 2 章で得られた中国地方一級水系における河川水温の連続モニタリングデータを活用して深層学習に基づく流域一貫の河川水温予測モデルを開発するとともに、入出力層の構造および入力層に用いるデータの種類の異なる複数条件で比較することによって、深層学習を用いた河川水温予測モデルの高度化を実施した。

入出力層の構造に関する検討は、高津川流域を対象に、気温のみから水温を予測可能なモデルを構築するとともに、単地点の水温を地点ごとに予測する場合と、流域内全地点の水温を同時予測する場合の比較検討を実施した。その結果、流域内全地点の水温を同時予測する場合については、流域全体の気温を入力条件とすることによって、予測対象とする各地点の上下流に位置する地点や、流域内の近隣の地点における水温との関係性も良好に学習するため、流域全体として予測精度が最も高かった。次に、入力層のデータの種類の検討では、中国地方の 5 つの一級水系を対象に流域内全地点における気象データを入力に用いて流域内全地点の水温を同時予測するモデルを構築するとともに、気温のみを入力する場合と気温に加えて雨量も入力する場合の 2 条件でモデルを比較した。その結果、気温のみの入力では特に集水域面積が大きい本川の地点で 6~8 月の出水時期の水温を 5℃以上過大評価したのに対し、雨量を用いると最大でも 2℃程度に低減し、平均絶対誤差率(MAPE)はほとんどの地点で 10%以下となった。また、流域ごとに予測精度の上昇幅は異なり、気温だけでなく雨量も入力に用いる条件では、気温のみ用いる条件と比較して MAPE の差が 7.5%程度になる地点も確認された。

以上の結果から、流域一貫で河川水温を予測可能な深層学習モデルは、地点別に予測する場合と比較して高精度であったほか、気温だけでなく雨量も入力に用いることで、水温が雨量の影響を受ける出水時期も含めた年間の高精度な河川水温予測を実現した。

参考文献

- 1) Corona, C. R. and Hogue, T. S.: Machine learning in stream and river water temperature modeling: a review and metrics for evaluation, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 29, 2521–2549, 2025.
- 2) 一言正之, 櫻庭雅明, 清雄一: 深層学習を用いた河川水位予測手法の開発, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol. 72, No. 4, pp. I_187-I_192, 2016.
- 3) 福丸大智, 赤松良久, 新谷哲也, 藤井晴香: 深層学習を用いた流域内多地点における河川水位・流量予測モデルの開発, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol. 77, No. 2, pp. I_1231-I_1236, 2021.
- 4) 田村和則, 加納茂紀, 三浦心, 山脇正嗣, 金子拓史: ダム流入量長時間予測への深層学習の適用—ダム防災操作の効率化を目指して—, 土木学会論文集 B1(水工学) Vol. 74, No. 5, I_1327-I_1332, 2018.
- 5) 中谷 祐介, 石崎 裕大, 西田 修三: 深層学習を用いた感潮河川の水質変動予測, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol. 73, No. 4, pp. I_1141-I_1146, 2017.
- 6) 滝山 路人, 赤松 良久, 福丸 大智, 宮園 誠二, 中尾 遼平: 深層学習を用いた流域網羅的な魚類環境 DNA 濃度予測モデルの開発, 河川技術論文集, 第 30 巻, pp. 59-64, 2024.
- 7) Feigl, M., Lebedzinski, K., Herrnegger, M. and Schulz, K. : Machine-learning methods for stream water temperature prediction, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, Vol. 25, pp. 2951-2977, 2021.
- 8) Sadler, J.M., Appling, A.P., Read, J.S., Oliver, S.K., Jia, X., Zwart, J.A., Kumar, V.: Multi-Task Deep Learning of Daily Streamflow and Water Temperature, *Water Resources Research*, 58(4), e2021WR030138, 2022.
- 9) Hochreiter, S. and Schmidhuber, J.: Long Short-Term Memory, *Neural Computation*, Vol. 9, No. 8, pp. 1735-1780, 1997.
- 10) Stajkowski, A., Kumar, D., Sauji, P., Bonakdari, H. and Gharabaghi, B. : Genetic-Algorithm-Optimized Sequential model for Water Temperature Prediction, *Sustainability*, Vol. 12, 5374, 2020.
- 11) 原口菜奈子, Lin HAO, 丸谷靖幸, 渡部哲史, 矢野真一郎: リカレントニューラルネットワークによる河川最下流の水温予測モデルの構築, 土木学会論文集 B1(水工学) Vol. 77, No. 2, I_1219-I_1224, 2021.
- 12) Ionescu, C.-S., Opriş, I., Nistoran, D.-E. G., Baciuc, C.-A.: Forecasting Model for Danube River Water Temperature Using Artificial Neural Networks, *Hydrology*, 12(2), 21, 2025.
- 13) Hebert, C., Caissie, D., Satish, M.G., El-Jabi, N.: Modeling of hourly river water temperatures using artificial neural networks, *Water Quality Research Journal*, 49(2), pp. 144-162, 2014.
- 14) Piotrowski, A.P., Napiorkowski, N.J., Napiorkowski, J.J., Osuch, M: Comparing various artificial neural network types for water temperature prediction in rivers, *Journal of Hydrology*, 529(1), pp. 302-315, 2015.
- 15) 今井健: 医用自然言語処理分野における人工知能技術応用, 人工知能, 第 35 巻, 4 号, pp. 474-479, 2020.
- 16) 藤吉弘亘, 山下隆義: 深層学習による画像認識, 日本ロボット学会誌, Vol. 35, No. 3, pp. 180-185, 2017.
- 17) 水文善之: 機械学習を用いた国債イールドカーブの変動モデルの構築と長期金利予測, 人工知能学会第二種研究会資料金融情報学研究会, pp. 46-49, 2018.
- 18) 鈴木紹晃, キムスンミン, 立川康人, 市川温, 萬和明: 豪雨の発生予測に対する畳み込みニューラルネットワークの応用, 土木学会論文集 B1(水工学) Vol. 74, No. 5, I_295-I_300, 2018.
- 19) 福丸 大智, 赤松 良久, 新谷 哲也, 藤井 晴香: 深層学習を用いた流域内多地点における河川水位・流量予測モデルの開発, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol. 77, No. 2, pp. I_1231-I_1236,

2021.

- 20) Pacanu, R., Mikolov, T. and Bengio, Y.: On the difficulty of training recurrent neural networks, Proceedings of the 30th International Conference on Machine Learning, Vol.28, pp.1310-1318, 2013.
- 21) Lecun, Y., Bottou, L., Genevieve, B. O. and Muller, K.L.: Efficient Back Prop, Lecture Notes Comput. Sci., Vol. 1524, pp. 9-15, 1998.
- 22) Duchi, J., Hazan, E. and Singer, Y.: Adaptive subgradient methods for online learning and stochastic optimization, Journal of machine learning research, Vol.12, pp. 2121-2159, 2011.
- 23) 福丸大智, 赤松良久, 新谷哲也: 深層学習を用いた中小河川流域一貫の水位予測手法の高度化に関する研究, 土木学会論文集, Vol.79, No.8, 22-00234, 2023.
- 24) 大野宏之: メッシュ農業気象データ利用マニュアル Ver4.1, 農研機構, 2021.
- 25) Mousumi, K.A., Hiramatsu, K., Onishi, T.: Groundwater Contribution to River Water Temperature, Reviews in Agricultural Science, 13(1), 1-19, 2025.
- 26) 気象庁:過去の気象データ検索, <https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/>, 閲覧日: 2021/12/30.
- 27) 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, Vol.8, No.2, pp.184-196, 1995.
- 28) 赤松良久, 宮園誠二, 谷口徳紀, 宮平秀明, 大中臨: 中国地方一級水系における水温増加率と流域特性との関係の検討, 土木学会論文集 B1(水工学)Vol.77, No.2, pp.I_985-I_990, 2021.

第4章 熱収支式を組み込んだ降雨流出氾濫(RRI)モデルの開発

4.1 概説

第1章で述べたように、物理ベースの河川水温予測手法は、統計ベースの手法のように地点での予測に留まることなく、河川水温の縦断分布を得ることができ、熱収支式を構成する個々の要素に対する水温の応答プロセスを詳細に理解することも可能である。ただし、これまでに国内外で開発されてきた物理ベースの水温予測モデル^{リ-5)}の多くは、一部の河川区間など、適用可能な空間スケールが限定される場合が多い。こうした課題もあり、近年では降雨流出現象や河川流を流域全体で予測可能な分布型流出モデルに河川の熱収支式を実装することで、河川水温を流域スケールで解析可能なモデルがいくつか開発されている⁶⁾⁻⁸⁾。その中でも、わが国では高橋&入江(2021)⁹⁾が降雨流出および氾濫現象を流域一体的に解析可能なオープンソースの降雨流出氾濫(Rainfall-Runoff-Inundation: RRI)モデル¹⁰⁾に河川の熱収支式を組み込むことで河川網全体の水温を予測可能なモデルを開発し、日本の兵庫県に位置する加古川流域に適用するとともに、気候変動が加古川の水温分布およびアユの生息域に及ぼす影響評価まで実施している。しかし、アメリカの US Geological Survey (USGS)に代表されるように、水温観測網が充実している場合を除いては河川水温の観測網は十分とは言い難く、流域全体でのモデルの検証は十分でない場合が多い。流域スケールの河川水温予測の高度化を実現するためには、一部の地点だけではなく、流域網羅的な河川水温の連続モニタリングデータを用いた検証を行うことで、モデルの有用性や課題をより明確に理解する必要がある。

そこで、本研究では高橋&入江(2021)が開発した RRI モデルをベースとした河川水温予測モデルを一部拡張し、島根県一級水系の高津川流域に適用するとともに、第2章で取得した河川水温モニタリングデータと比較することで、流域スケールの水温予測に対するモデルの有用性と課題を明確にする。

4.2 方法

4.2.1 対象流域

図-4.2.1は、本研究の対象である高津川の流域図を示している。なお、図内には精度検証に用いた河川水温の観測地点とその地点が位置する支流の集水域も示している。また、国土交通省の流量観測所と気象庁の AMeDAS 気象観測所の位置も示している。高津川は、島根県に位置しており、日本海に注ぐ流域面積 1090km²、幹川流路延長 81km の一級河川である。第二章においても述べたように、流域の土地利用に関して、山地森林が流域のほとんどを占めており、流域全体の約 96%にも及ぶ。また、高津川本川にはダムは存在しておらず、支流を含めても河川水温の変化に大きな影響を及ぼし得る河川構造物は存在しない。特に本川上流の水温は、湿原からの湧水による影響を受けることが第二章で明らかになっている。

第2章で実施したように、高津川流域では流域網羅的な河川水温の連続モニタリングデータが存在している。本研究では、このモニタリングデータの中から、数カ月以上に渡るような欠損データが存在していない 27 地点のデータをモデルの精度検証に用いるものとし、図内には St.1～St.27 として示している。

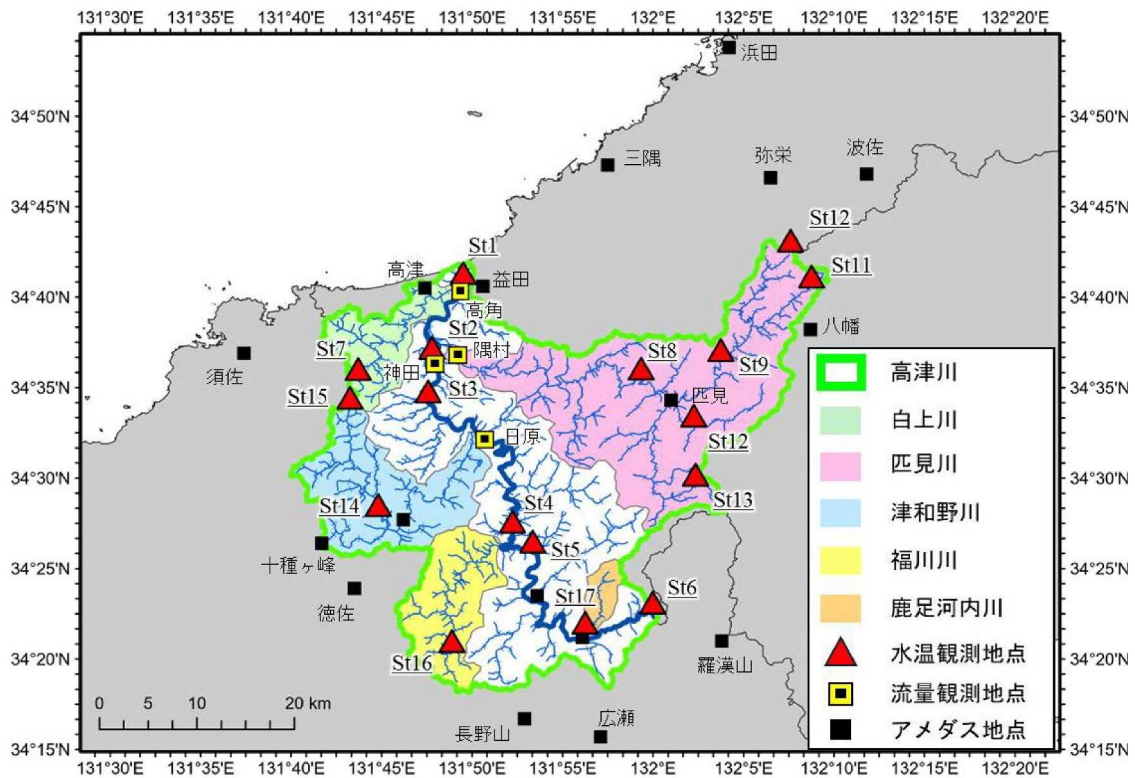


図-4.2.1 対象流域

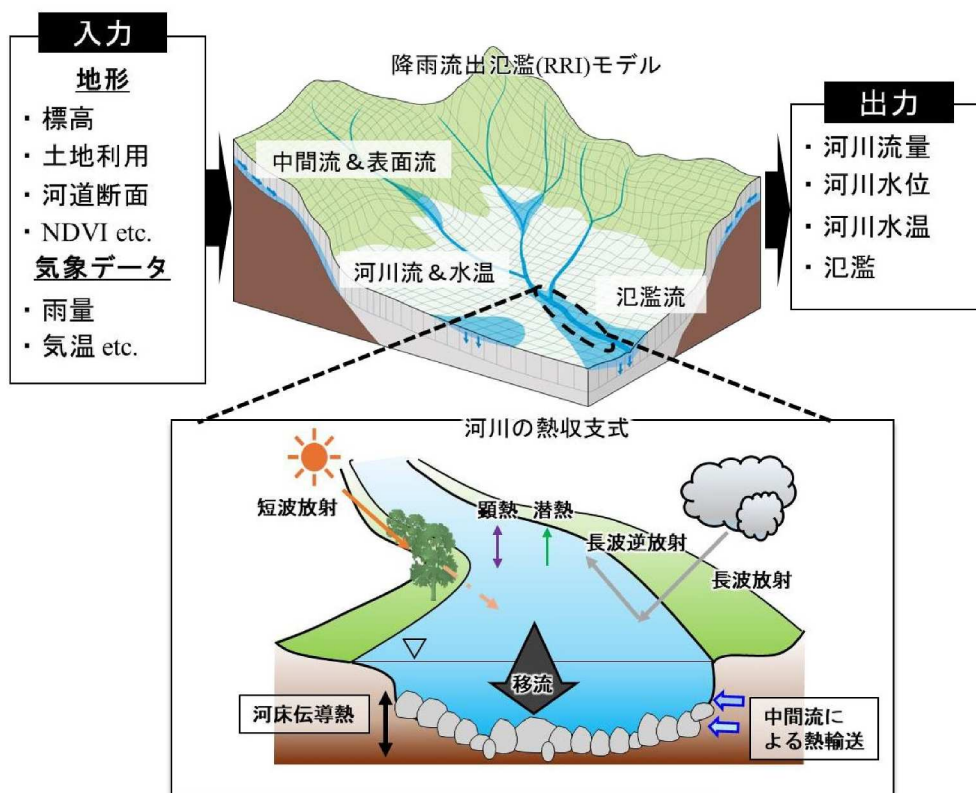


図-4.2.2 熱収支式を組み込んだ降雨流出氾濫 (RRI) モデル

4.2.2 熱収支式を組み込んだ降雨流出氾濫 (RRI) モデルの構築

4.2.2.1 モデルの全体像

図-4.2.2 は、熱収支式を組み込んだ降雨流出氾濫 (RRI) モデルの概念図を示している。このモデルは、Rainfall-Runoff-Inundation (RRI) モデルをベースに、河道における一次元熱収支式を組み込んだものであり、地形データや気象データを入力することで、流域全体の水位、流量および水温を予測可能である。ここで、RRI モデルは降雨流出から氾濫までの現象を流域一体的に解析可能なモデルである。このモデルは、流域を斜面と河道のセルに分割し、斜面セルでは二次元不定流モデル、河道セルでは一次元不定流モデルを適用することで斜面流と河道流の両方を追跡する。さらに、このモデルでは河道と斜面の水のやりとりから氾濫流の考慮も可能としている。また、河川の熱収支式に関して、高橋&入江(2021)では熱の移流、大気との熱交換、河床伝熱を考慮していたが、本研究は新たに斜面からの中間流出に伴う熱輸送も考慮している。

4.2.2.2 流れ場の基礎方程式

ここでは、降雨流出氾濫 (RRI) モデルの基礎方程式について詳細に説明する。まず、斜面流については以下の式(4.1)～(4.3)に示す質量保存則と運動方程式で計算する。

(質量保存則)

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = r - f - q_{sr} + q_{rs} \quad (4.1)$$

(運動方程式)

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} + \frac{\partial uq_x}{\partial x} + \frac{\partial vq_x}{\partial y} = -gh_s \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho_w} \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial q_y}{\partial t} + \frac{\partial uq_y}{\partial x} + \frac{\partial vq_y}{\partial y} = -gh_s \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho_w} \quad (4.3)$$

ここに、 h_s : 斜面水深(m)、 q_x, q_y : x, y 方向の単位幅流量(m^2/s)、 u, v : x, y 方向の流速(m/s)、 r : 降雨強度(m/s)、 f : 地表面あるいは山地の表土層から地下への鉛直浸透量(m/s)、 q_{sr}, q_{rs} : 斜面から河川、河川から斜面へやりとりされる流量(m/s)、 H : 基準面からの水位(m)、 ρ_w : 水の密度($=1000\text{kg/m}^3$)、 g : 重力加速度(m/s^2)である。

また、 τ_x, τ_y はそれぞれ x, y 方向のせん断応力(kg/m^2)であり、以下のように式 Manning 則を用いて式(4.4)、(4.5)のように計算している。

$$\frac{\tau_x}{\rho_w} = \frac{gn_s^2 u \sqrt{u^2 + v^2}}{h^{1/3}} \quad (4.4)$$

$$\frac{\tau_y}{\rho_w} = \frac{gn_s^2 v \sqrt{u^2 + v^2}}{h^{1/3}} \quad (4.5)$$

ここに、 n_s は粗度係数である。

ここで、RRI モデルで斜面流を追跡する際には、山地では側方流を解き、水田などの平坦な土地では表層土壌層への鉛直浸透を考慮した斜面流が解かれる(図-4.2.3)。まず、山地の側方流(図-4.2.3(a))については、図-4.2.4のように山地の表層土壌を地表面付近の大空隙層と、基岩層上部の毛管水が卓越するマトリックス層に分け、各層で Darcy 則を適用している¹¹⁾。土層が飽和した場合には、拡散波近似に基づき式(4.2)、(4.3)における慣性項(左辺全体)を無視しつつ、式(4.4)、(4.5)と連立して算出する表面流と Darcy 則に従う側方地中流の総和で斜面流が計算される。この一連の流れを記述した流量流積関係式を式(4.6)、(4.7)に示す。

$$q_x = \begin{cases} -k_m d_m \left(\frac{h_s}{d_m} \right)^\beta \frac{\partial H}{\partial x} & (h_s \leq d_m) \\ -k_a (h_s - d_m) \frac{\partial H}{\partial x} - k_m d_m \frac{\partial H}{\partial x} & (d_m < h_s \leq d_a) \\ -\frac{1}{n_s} (h_s - d_a)^{5/3} \sqrt{\left| \frac{\partial H}{\partial x} \right|} \operatorname{sgn} \left[\frac{\partial H}{\partial x} \right] - k_a (h_s - d_m) \frac{\partial H}{\partial x} - k_m d_m \frac{\partial H}{\partial x} & (d_a < h_s) \end{cases} \quad (4.6)$$

$$q_y = \begin{cases} -k_m d_m \left(\frac{h_s}{d_m} \right)^\beta \frac{\partial H}{\partial y} & (h_s \leq d_m) \\ -k_a (h_s - d_m) \frac{\partial H}{\partial y} - k_m d_m \frac{\partial H}{\partial y} & (d_m < h_s \leq d_a) \\ -\frac{1}{n_s} (h_s - d_a)^{5/3} \sqrt{\left| \frac{\partial H}{\partial y} \right|} \operatorname{sgn} \left[\frac{\partial H}{\partial y} \right] - k_a (h_s - d_m) \frac{\partial H}{\partial y} - k_m d_m \frac{\partial H}{\partial y} & (d_a < h_s) \end{cases} \quad (4.7)$$

ここに、 n_s は斜面の粗度係数であり、 k_a ：大空隙層の飽和透水係数 (m/s)、 k_m ：マトリックス層の不飽和透水係数 (m/s) で k_a/β (β は係数) である。また、 d_a 、 d_m はそれぞれ土層厚 D (m) に有効空隙率 γ_a 、 γ_m を乗じた値である。そして、 $\operatorname{sgn}(x)$ は符号関数であり、 x が正值の場合は 1 を、負値の場合は -1 を返す。

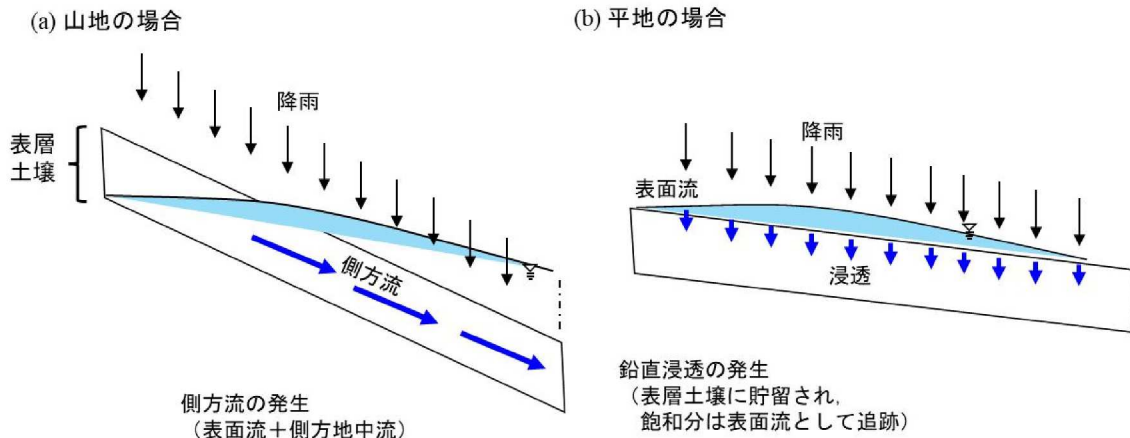


図-4.2.3 RRI モデルの(a)山地と(b)平地における斜面流の扱いの違い

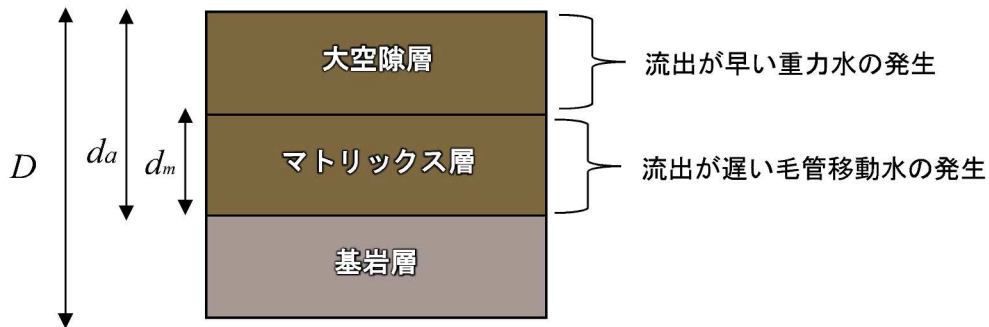


図 4.2.4 RRI モデルで想定している山地の土壌

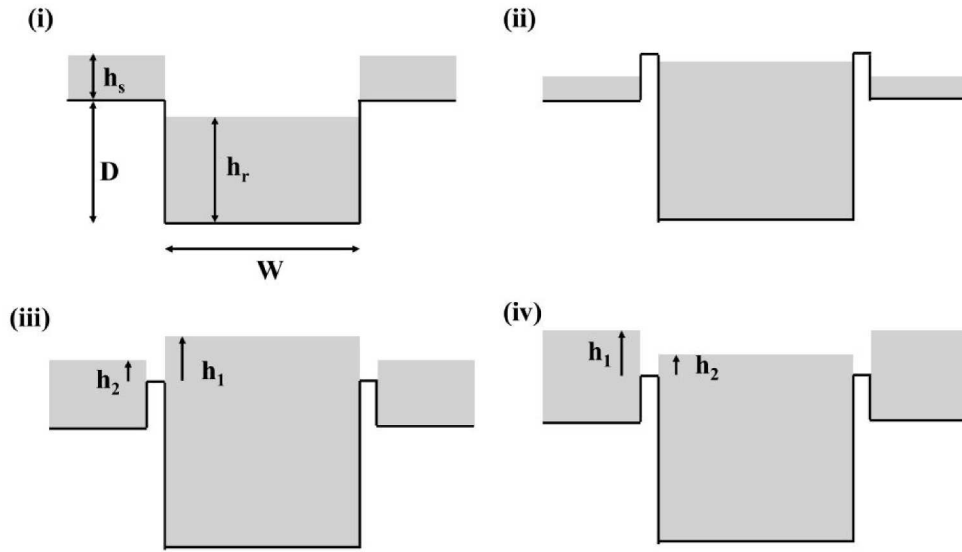


図-4.2.5 斜面と河道の関係

一方で、平地の鉛直浸透を考慮した斜面流(図-4.2.3(b))については、式(4.1)の質量保存則の右辺第二項の鉛直浸透量 f を式(4.8)の Green-Ampt 式¹²⁾により計算するとともに、表層土壌の飽和で浸透しきれない場合における余剰分の単位幅流量 q_x , q_y は以下の式(4.9), (4.10)で拡散波近似に基づいて表面流のみを考慮する.

$$f = k_v \left[1 + \frac{(\varphi - \theta_i)S_f}{F} \right] \quad (4.8)$$

$$q_x = -\frac{1}{n_s} h^{5/3} \sqrt{\left| \frac{\partial H}{\partial x} \right|} \operatorname{sgn} \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right) \quad (4.9)$$

$$q_y = -\frac{1}{n_s} h^{5/3} \sqrt{\left| \frac{\partial H}{\partial y} \right|} \operatorname{sgn} \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right) \quad (4.10)$$

ここで、 k_v は鉛直飽和透水係数、 φ は土壌の中空隙率、 θ_i は初期の堆積含有率、 S_f は湿潤前線における吸引圧、 F は累積浸透量である.

河川流に関しては、基本的には斜面流の基礎方程式(4.1)～(4.3)と同様に質量保存則および運動方程式に従うが、一次元で計算する. なお、RRI モデルでは河川と斜面でやり取りされる流量を図-4.2.5に示すような河川・斜面の水位と斜面の地盤高・堤防高さとの関係性を基に考慮することによって河川氾濫や直接流出量を計算している. 具体的には、以下の(i)～(iv)の場合を想定して河川と斜面でやり取りされる流量が計算される. なお、ここでの地盤高とは斜面の標高から土層厚 D を差し引いた高さのことである.

(i) 河川水位が地盤高より低い場合：斜面から河道に流入する単位幅流量 q_{sr} を式(4.11)で計算する.

$$q_{sr} = \mu_1 h_s \sqrt{gh_s} / (\Delta x \Delta y) \quad (4.11)$$

ここに、 μ_1 は定数 $(= (2/3)^{3/2})$ 、 Δx , Δy ：斜面セルサイズ(m)、 g は重力加速度である.

(ii) 堤防があり、河川水位が地盤高より高く、かつ河川・斜面水位の両方とも堤防高より低い場合：河川と斜面での水のやり取りは生じない.

(iii) 河川水位が堤防高(無堤の場合は地盤高)および斜面水位より高い場合：以下の越流式(4.12)によって河川から斜面への越流量 q_{rs} を計算する．

$$q_{rs} = \begin{cases} \mu_2 h_1 \sqrt{2gh_1}/(\Delta x \Delta y) & h_2/h_1 \leq 2/3 \\ \mu_3 h_2 \sqrt{2g(h_1 - h_2)}/(\Delta x \Delta y) & h_2/h_1 > 2/3 \end{cases} \quad (4.12)$$

ここに、 μ_2, μ_3 は定数(=0.35, 0.91), h_1 は河川水位と堤防高(地盤高)の差, h_2 は斜面水位と堤防高(地盤高)の差である．

(iv) 斜面水位および河川水位が堤防高(無堤の場合は地盤高)より高く、かつ斜面水位のほうが河川水位より高い場合：式(4.12)によって斜面から河道に流入する流量 q_{sr} (m³/s) を計算する．この場合、 h_1 は斜面水位と堤防高(地盤高)の差, h_2 は河川水位と堤防高(地盤高)の差である．

4.2.2.3 河川の熱収支式

本研究では、河川水温が断面一様に分布していることを仮定し、式(4.13)に示す一次元の熱収支式を解くことで河川水温を算出した．

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = -u \frac{\partial T_w}{\partial x} + \frac{1}{c_w \rho_w V} (Q_{atm} B + Q_{bed} P_w) + \frac{Q_{sr}}{V} (T_{sl} - T_w) \quad (4.13)$$

ここに、 T_w ：河川水温(K), T_{sl} ：斜面からの側方地中流に伴う流入水温(K), u ：流速(m/s), c_w ：水の比熱(J/kg/K), ρ_w ：水の密度(kg/m³), V ：水塊の体積(m³), Q_{atm} ：水面からの熱フラックス(J/s/m²), B ：水面の面積(m²), Q_{bed} ：河床からの熱フラックス(J/s/m²), P_w ：河床面の面積(m²), Q_{sr} ：斜面から河道に流入する側方地中流量(m³/s)である．なお、式(4.11)の右辺第2項は水面と河床面での熱交換を、右辺第3項は山地斜面で発生する側方地中流による熱輸送を表している．以下、各項の算出方法について詳細に説明する．

まず、水面で生じる大気との熱交換量 Q_{atm} に関して、短波放射 Q_s , 長波放射 Q_a , 長波逆放射 Q_{br} , 潜熱 Q_e , 顕熱 Q_c を考慮し、以下の式(4.14)で算出した．なお、式(4.14)の各項の算出の際には、一時的に熱量の単位を(Btu/ft²/hr)で算出し、後に(J/s/m²)への単位変換をした．

$$Q_{atm} = Q_s + Q_a - Q_{br} - Q_e - Q_c \quad (4.14)$$

短波放射量 Q_s (Btu/ft²/hr) は、Webb&Zhang(1997)¹³⁾を基に、前羽ら(2012)¹⁴⁾の知見を用いて河畔林による遮蔽を考慮するように次式から算出した．

$$Q_s = Q_0 a_t (1 - R_s) (1 - 0.65 C_L^2) (1 - V_s) (1 - D_{ad}) \quad (4.15)$$

$$D_{ad} = (1 - r) (1 - d) \exp(-fh) \quad (4.16)$$

$$V_s = 1 - \exp \left[-A \cdot \left\{ \exp \left(\frac{NDVI}{B} \right) - 1 \right\} \right] \quad (4.17)$$

ここに、 Q_0 ：大気上端の水平面日射量(Btu/ft²/hr), a_t ：大気散乱・吸収率, R_s ：水面での短波放射の反射率, C_L ：雲量(0~1), D_{ad} ：河床までの透過割合, r ：水面の吸収割合(=0.6), d ：河床の反射割合(=0.2), f ：短波放射の減衰係数(=0.05), V_s ：河畔植生による日射遮蔽率, A, B ： V_s 算出時のモデルパラメータで $A: 3.29, B: 2.94$ としている．なお、式(8)の V_s は正規化植生指標(Normalized Difference Vegetation Index: NDVI)を用いてモデル化されているが、前羽ら(2012)¹⁴⁾と同様に土地利用区分が山地森林に位置する河道セルでのみ適用した．

大気からの長波放射による水中への熱伝達量 Q_a (Btu/ft²/hr) は以下の式(4.18)で計算される。

$$Q_a = (2.89 \times 10^{-6}) \cdot \sigma \cdot (1.0 + 0.17C_L^2)(T_a + 460)^6(1 - R_L) \quad (4.18)$$

ここに、 σ : Stefan-Boltzmann 定数, T_a : 気温 (°F), R_L : 水面での長波放射の反射率 (=0.03) である。

長波逆放射による水面から大気への熱伝達量 Q_{br} (Btu/ft²/hr) は、以下の式(4.19)で計算される。

$$Q_{br} = \varepsilon \sigma (T_w + 460)^4 \quad (4.19)$$

ここで、 ε : 放射率 (=0.97) である。

潜熱 Q_e (Btu/ft²/hr), 顕熱 Q_c (Btu/ft²/hr) については、以下の式(4.20), (4.21)で算出される。

$$Q_e = \gamma L(a + b \cdot WIND)(e_0 - e_a) \quad (4.20)$$

$$Q_c = \gamma L(a + b \cdot WIND) \left(0.01 \cdot \frac{P_a}{29.92} \right) (T_w - T_a) \quad (4.21)$$

ここに、 γ : 水の密度 (lb/ft³), L : 蒸発熱 (1084 - 0.5 T_w) (Btu/lb), $WIND$: 風速 (mph), P_a : 大気圧 (in. Hg), e_a : 大気の蒸気圧 (in. Hg), a, b : モデルパラメータで高橋&入江 (2021)⁹⁾と同様に、 $a=6.8 \times 10^{-5}$ (ft/hr-in. Hg), $b=5.4 \times 10^{-5}$ (ft/hr-in. Hg) とした。また、 e_0 : 水面での飽和蒸気圧 (in. Hg) であり、水温 T_w の関数として式(4.22)で表される。

$$e_0 = 0.1001 \exp(0.03 T_w) - 0.0837 \quad (4.22)$$

式(4.13)の右辺第三項の河床伝導熱 Q_{bed} については、Pike *et al.* (2013)¹⁵⁾を基に、Webb&Zhang(1997)の知見を用い、厚さ d_{bed} (m) の河床堆積層で生じる水温と河床温度の温度勾配から式(4.23)で算出した。

$$Q_{bed} = \kappa \frac{(T_b - T_w)}{d_{bed}} \quad (4.23)$$

ここに、 T_b : 河床温度 (K) であり、 κ : 土壌の熱伝導率 (W/m/K) である。熱伝導率 κ については、湿った砂地を想定して 2 (W/m/K) を与えた¹⁵⁾。また、河床堆積層の厚さ d_{bed} については、観測水温と計算水温の誤差が小さくなるように試行錯誤的に選定し、0.3m とした。

河床温度 T_b に関しては、河床堆積層を河川水および河床堆積層よりさらに地下深くの層に挟まれた薄い層とみなし、式(4.24)に示す熱収支式で計算した¹⁵⁾。

$$\frac{\partial T_b}{\partial t} = \frac{1}{c_b \rho_b d_{bed}} Q_b \quad (4.24)$$

ここに、 c_b, ρ_b は河床土壌の比熱、密度である ($c_b \cdot \rho_b = 3.0 \times 10^6$ J/m³/K)。また、 Q_b は河床に作用する熱フラックス総計 (J/s/m²) であり、以下の式(4.25)で表される。

$$Q_b = Q_s \cdot D_{ad} - \kappa \frac{(T_b - T_w)}{d_{bed}} - \kappa \frac{(T_b - T_g)}{d_g} \quad (4.25)$$

ここに、 T_g : 河床のさらに深い地下深度に定義される地下帯水層中の水温 (K), d_g : 河床堆積層から地下帯水層までの深さ (m) であり、本研究では観測水温と計算水温の誤差が最小になるように試行錯誤的に選定し、2.9m とした。 T_g は、後述の源流水温を算出する際に用いた地中温度と同様であると仮定して与えた。

式(4.13)の右辺第 4 項の側方地中流に伴う熱輸送項においては、斜面からの流入水温と河川水温の温度差のフラックスで計算される。この際、必要になる側方地中流の水温 T_M (K)は、近藤の知見¹⁶⁾に倣い、以下の気温から地中温度を算定する式で算出した。

$$T_{sl} = \sum_{n=1}^{12} F_n \cos(n\omega t - \varphi_n - \varepsilon) + T_M \quad (4.26)$$

$$F_n = f_n \exp(-\varepsilon) \quad (4.27)$$

$$\varepsilon = z \cdot \left(\frac{\omega}{2\kappa_{soil}} \right) \quad (4.28)$$

ここに、 f_n ：周波数成分 n における地表面温度の振幅(°C)、 φ_n ：周波数成分 n における気温の位相差、 ε ：位相の遅れ、 κ_{soil} ：土壌の温度拡散係数(=0.7×10⁻⁶ m²/s)、 T_M ：年平均気温(°C)、 ω ：周波数(2 π /365)、 t ：1 月 1 日からの日数である。また、地中温度算定時の地中深度 z (m)に関しては、式(3)で斜面の単位幅流量を算出する際に使用した土層厚と同様の値とし、1.0m とした。

源流水温の算出について、源流水温は地中深部の温度と地表面温度の算術平均で近似される¹⁶⁾。本研究では、地表面温度を気温で代用し、以下の式(4.29)で源流水温 T_0 を算出した。

$$T_0 = \frac{T_a + T_g}{2} \quad (4.29)$$

ここで、 T_a は気温(K)である。また、 T_g は基底流出が発生するような地中深部の温度であり、前述の式(4.26)～(4.28)を用いて計算した。その際、源流に位置する観測地点の水温との誤差が小さくなる深さ z を選定し、 $z = 3.2$ m を流域一様に与えた。

4.2.2.4 離散化手法

ここで、式(4.1)や式(4.13)、(4.24)のような微分方程式から解を得るためには、時間・空間的に離散化する必要がある。表-4.2.1 に、本モデルで取り扱った各基礎方程式の時間・空間方向の離散化手法についてまとめたものを示す。まず、空間微分項の取り扱いについて、どの基礎方程式も 1 次風上差分法を用いた。一方で、時間微分項については、河川の熱収支式(式(4.13))の第二項目以降の熱交換項および河床の熱収支式(式(4.24))は 1 次 Euler 法を用いたが、流れ場の質量保存則(式(4.1))および河川の熱収支式(式(4.13))の第 1 項の移流項は適応時間ステップ Runge-Kutta 法を用いた。適応時間ステップ Runge-Kutta 法は、通常の Runge-Kutta 法で常微分方程式を時間発展させると同時に、その誤差を推定して時間刻み dt を逐一調整する手法で、安定性に優れる¹⁷⁾。以下、流れ場の質量保存則を例に、適応時間ステップ Runge-Kutta 法のアルゴリズムについて説明する。まず、式(4.1)の質量保存則を式(4.6)、(4.7)や式(4.9)、(4.10)のような流量流積関係式と連立すると

表-4.2.1 モデルで取り扱った基礎方程式の離散化手法

式番号	基礎方程式の概要	離散化手法	
		時間微分項	空間微分項
(4.1)	流れ場の質量保存則	適応時間ステップ Runge-Kutta 法	1 次風上差分法
(4.13)	河川の熱収支式	右辺第 1 項目の移流項：	
		適応時間ステップ Runge-Kutta 法	
		右辺第 2 項目以降の熱交換項：	
(4.23)	河床の熱収支式	1 次 Euler 法	
		1 次 Euler 法	

ともに、時間微分項以外のすべての項を右辺にまとめると、式(4.30)に示すように右辺全体が時間ステップ n における水深 h_s^n と時刻 t^n の関数になる。

$$\frac{\partial h_s^n}{\partial t} = f(t^n, h_s^n) \quad (4.30)$$

このとき、関数 f は式(4.30)の解となる h_s の単位時間当たりの変化量を表す関数である。適応時間ステップ Runge-Kutta 法では、5 次精度を有する Runge-Kutta 法で次の時間ステップ $n+1$ の水深 h_s^{n+1} を計算するとともに、4 次精度の Runge-Kutta 法で計算した場合の水深 h_s^{n+1*} も求めることで、両者の差から誤差を見積もる。

5 次精度の Runge-Kutta 法は、式(4.30)に基づいて t と $t+dt$ を内分する 6 つの時点で h_s の時間方向の勾配 $k_1 \sim k_6$ を求め、これを加重平均したものから次の時間ステップの水深を推定する。この一連の流れを以下の式(4.31)、(4.32)に示す。

$$\begin{aligned} k_1 &= \Delta t f(t^n, h_s^n) \\ k_2 &= \Delta t f(t^n + a_2 \Delta t, h_s^n + b_{21} k_1) \end{aligned} \quad (4.31)$$

...

$$\begin{aligned} k_6 &= \Delta t f(t^n + a_6 \Delta t, h_s^n + b_{61} k_1 + b_{62} k_2 + \dots + b_{65} k_5) \\ h_s^{n+1} &= h_s^n + c_1 k_1 + c_2 k_2 + c_3 k_3 + c_4 k_4 + c_5 k_5 + c_6 k_6 \end{aligned} \quad (4.32)$$

ここに、 $a_2 \sim a_6$ 、 $b_{21} \sim b_{65}$ は $k_1 \sim k_6$ 算定の際に用いる係数、 $c_1 \sim c_6$ は次の時間ステップ $n+1$ の水深 h_s^{n+1} を求める際に用いる $k_1 \sim k_6$ の重みづけ係数である。

また、同じ $k_1 \sim k_6$ を用いることで、4 次精度の h_s^{n+1*} も以下の式(4.33)のように推定可能である。

$$h_s^{n+1*} = h_s^n + c_1^* k_1 + c_2^* k_2 + c_3^* k_3 + c_4^* k_4 + c_5^* k_5 + c_6^* k_6 \quad (4.33)$$

ここに、 $c_1^* \sim c_6^*$ は 4 次精度の h_s^{n+1*} を求める際に用いる $k_1 \sim k_6$ の重みづけ係数である。

この際の数値解法の誤差 δ は以下の式(4.34)で定義される。

$$\delta \equiv h_s^{n+1} - h_s^{n+1*} = \sum_{i=1}^6 (c_i - c_i^*) k_i \quad (4.34)$$

δ_0 を許容誤差としたとき、誤差 δ が δ_0 を超える場合には、 Δt を以下のように修正する。

$$\Delta t = \max \left(0.9 \Delta t \left| \frac{\delta_0}{\delta} \right|^{0.25}, 0.5 \Delta t \right) \quad (4.35)$$

このように、適応時間ステップ Runge-Kutta 法では各時間ステップでの誤差を基に dt を逐一修正していくため、従来 Runge-Kutta 法に比べて精度・安定性共に優れることが期待される。

これまで述べた適応時間ステップ Runge-Kutta 法は、斜面流と河川流の両方で適用されることになる。この際、斜面と河道の水のやり取りを Δt_s 間隔で実施するとしたとき、式(4.35)で斜面流の Δt を更新する際の初期値は Δt_s とした。一方、河川流の時間ステップ Δt_r は、斜面流より小さい時間刻みで解くものとし、 Δt_s の公約数で設定するものとした。また、式(4.13)、式(4.23)の熱収支式についても時間刻み Δt_r で解く設定としている。こうした条件を踏まえ、本研究では Δt_s を 600s、 Δt_r を 60s として計算した。

4.2.3 解析方法

4.2.3.1 解析条件

熱収支式を組み込んだ降雨流出氾濫 (RRI) モデルの有用性を検証するために、高津川流域における河川流量および水温の再現計算を実施した。検証用のデータに関して、流量は国土交通省による高角、神田、隅村水位・流量観測所および日原水位・流量観測所の観測値を用いた。このうち、神田地点は、国土交通省の高津川水系河川整備計画において、利水の計画基準点である¹⁸⁾。計算期間は、2020年1月1日～12月31日の1年間とした。河川水温は、図-4.2.1に示した流域網羅的な観測地点の水温と比較した。入力データに関して、地形はYamazaki *et al.* (2018)¹⁹⁾が整備した日本域表面流向マップ (J-FlwDir) から取得可能な30m解像度のデータに対し、150m解像度にアップスケーリングしたものを使用した。つまり、RRIモデルでの解析は150m解像度のグリッドセル上で実施される。また、正規化植生指標 (Normalized Difference Vegetation Index: NDVI) は国土交通省²⁰⁾より250m解像度のデータを取得し、地形データの解像度に合うように150m解像度にリサンプルしたものを用いた。なお、計算期間である2020年のNDVIが存在していなかったため、公開されているデータセットの中で最新の2012年の1～12月の各月のデータを取得するとともに、計算時には各月に対応するNDVIの河川セル上の値を使用した。

河川セルの定義に関しては山田ら²¹⁾を参考にし、集水域面積が1km²以上になるようなグリッドセルとして与え、それ以外の領域は斜面セルとして扱った。この際のモデル内に反映された河川セルと斜面セルの分布を図-4.2.6に示す。なお、図内には後述の河道断面データ作成において、実河道断面を入力した区間および河道断面の例を示す水位観測所も示している。河道断面データに関して、それぞれの河道断面の例を図-4.2.7に示す。なお、ここでは本川下流の直轄区間に位置する高角水位・流量観測所および直轄区間外の支流に位置する隅村水位・流量観測所における河道断面の例を示した。

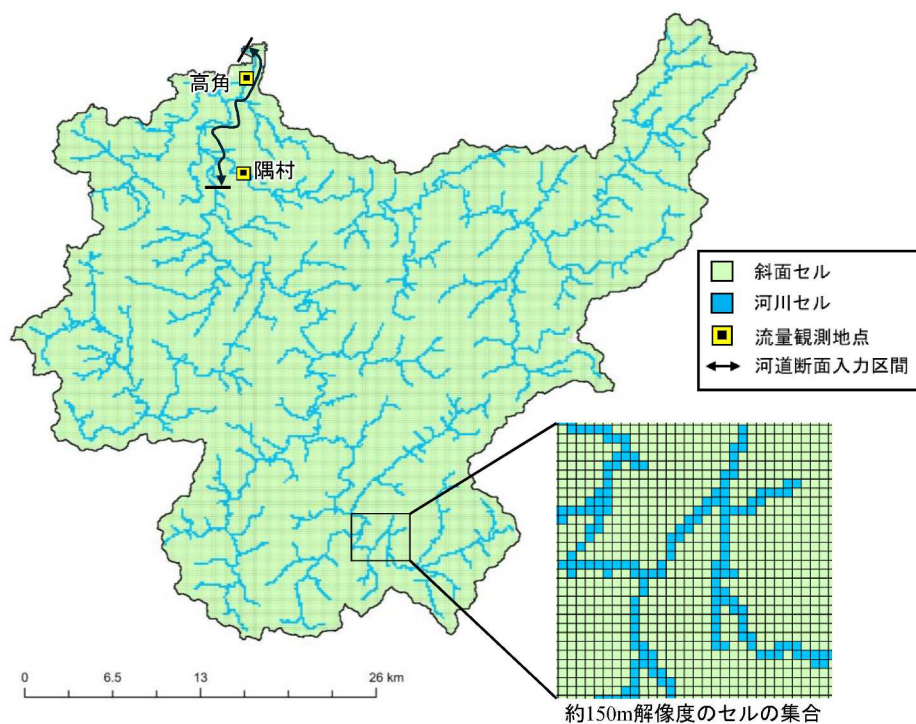


図-4.2.6 モデル内で反映された河川セルと斜面セルの分布

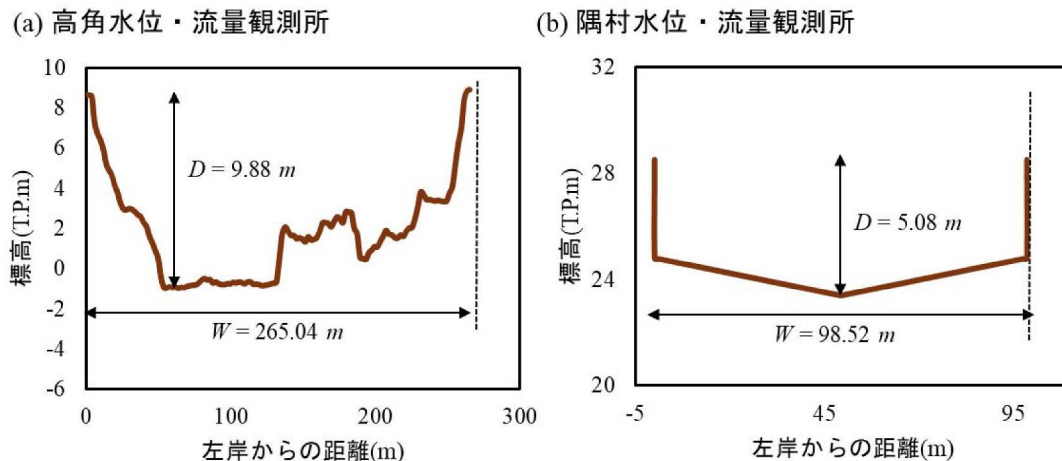


図-4.2.7 モデルに入力した河道断面の例

((a)：高角水位・流量観測所の断面，(b)：隅村水位・流量観測所の断面)

まず，本川の河口から上流へ 14.2km の直轄区間においては，図-4.2.7(a)に示すような正確な実河道断面を反映するものとし，2020 年に実施された航空レーザー測深結果を使用した．一方で，実河道断面データが存在しない直轄区間以外の区間は，図-4.2.7(b)に示すような底面が三角形の河道断面を仮定した．ここで，直轄区間以外の区間での断面寸法の設定に関して，山田ら²¹⁾が提案した手法に従い，川幅および河道深さと集水域面積の関係式(4.36)，(4.37)を基に設定した．

$$S = aA + 10 \quad (4.36)$$

$$W/D = 2.898A^{0.324} \quad (4.37)$$

ここに， S ：河積(m^2)， D ：水面から河道最深点までの深さ(m)， W ：川幅(m)， A ：集水域面積(km^2)である．この式を用いることで，集水域面積から河道断面の寸法を推定可能である．ただし， a は 1.0～1.2 をとるパラメータであり，設定の必要がある．本研究では，式(4.36)，(4.37)から推定した川幅が衛星画像で確認した実河道の川幅と極力合う値を選定するものとし， a は 1.0 とした．

気象データに関して，雨量データは気象庁のレーダー・アメダス解析雨量(空間解像度：1km)²²⁾を用いた．また，河川水温を計算するにあたり，雨量に加えて気温，風速，蒸気圧，雲量が必要となる．気温に関しては，国立研究開発法人 農業・食品産業技術総合研究機構(農研機構)の農研機構メッシュ農業気象データ(空間解像度：1km)²³⁾を使用した．風速，蒸気圧および雲量については図-4.2.1に示した AMeDAS 気象観測地点のデータを基に 1km 解像度の面データを作成した．風速は観測値が存在した 9 地点(浜田，吉賀，広瀬，弥栄，徳佐，津和野，益田，須佐，高津気象観測所)のデータに逆距離荷重内挿(IDW)を施した．蒸気圧については，高津川流域近傍で観測値が存在していたのは浜田気象観測所のみであったため，この地点の蒸気圧を流域一様に与えた．雲量は，2020 年の観測値が存在しなかったため，浜田気象観測所で観測された天気を基に快晴の場合は 0.5，晴れの場合は 5.0，曇天の場合は 9.5，雨天の場合は 10.0 とした仮定値を流域一様に与えた．図-4.2.8 に，本川下流に位置する水温観測点の St.2 における各気象要素の時系列を示す．

RRI モデルで斜面流を計算する際のモデルパラメータを表-4.2.2 に示す．本研究では，図-4.2.9 に示す 5 つの土地利用区分(水田，畑地，山地森林，都市域，水域)で個別にパラメータを設定して解析を実施した．なお，土地利用区分については，国土交通省の国土数値情報²⁴⁾から 100m 解像度のデータを取得し，150m にリサンプルしたものを用いた．各パラメータに関して，山地森林は図-4.2.3(a)にも示したように，側方地中流と表面流を想定した式(4.6)，(4.7)に関連するパラメ

ータの飽和有効空隙率(γ_a)、不飽和有効空隙率(γ_m)、飽和透水係数(k_a)および飽和・不飽和の透水係数比 β を主に設定した。一方で、それ以外の土地利用は図-4.2.3(b)に示したような鉛直浸透流および表面流が発生する平地と考え、飽和有効空隙率(γ_a)および鉛直方向の透水係数を設定している。ここで、都市域については飽和有効空隙率(γ_a)および鉛直方向の透水係数を0にすることで、表面流のみの発生を想定している。各パラメータの同定に関しては、RRIモデルのマニュアル²⁵⁾に示されているデフォルト値を参考にしつつ、試行錯誤的に実施した。

この際、河川水温を高精度に予測する際、洪水時よりも平水時の流量を再現することが重要になる。そのため、式(4.6)、(4.7)の不飽和有効空隙率(γ_m)を大きくすることで、毛管水が発生するマトリックス層に保持可能な水分量を増加させ、ハイドログラフの逓減時や平水時の再現性が極力高くなるように調整した。また、河道の粗度係数については、河道網全体で $0.03\text{m}^{-1/3}\text{s}$ を一様に与えた。初期条件として与える斜面および河川の水深は別途実施した前1年間(2019/1/1~12/31)のRRIモデルによる助走計算結果を用いた。

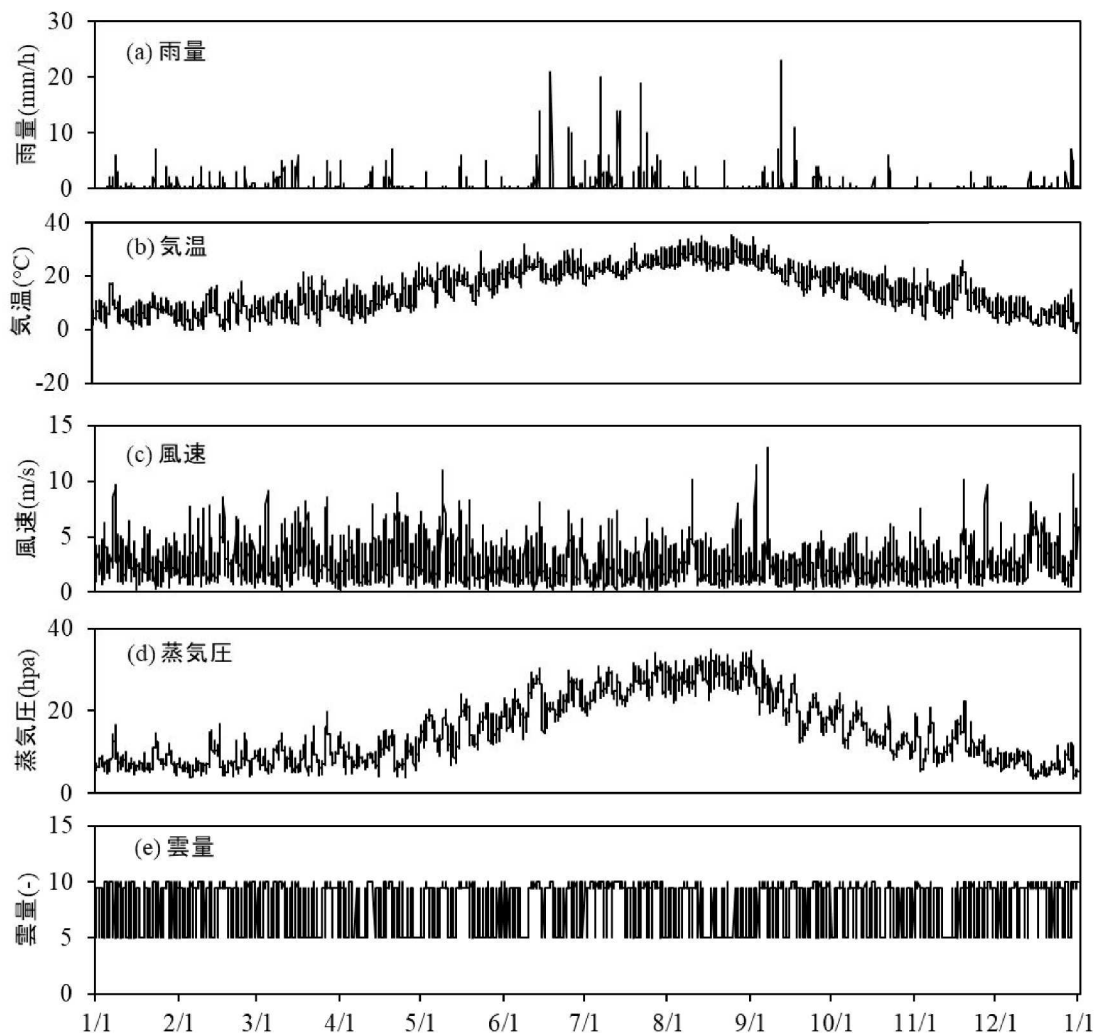


図-4.2.8 St.2の気象要素((a):雨量,(b):気温,(c):風速,(d):蒸気圧,(e):雲量)の時系列

表-4. 2. 2 RRI モデルで斜面流を解く際のモデルパラメータ

パラメータ	単位	関連する式	水田	荒地	山地	都市域	水域
斜面の粗度係数 (n_s)	$m^{-1/3}s$		1.0	0.2	0.4	0.01	0.03
表層土壌厚(D)	m		1.0	1.0	1.0	0.0	1.0
飽和有効空隙率 (γ_a)	-		0.479	0.471	0.55	0.0	0.471
不飽和有効空隙率(γ_m)	-	式(4.6), (4.7)	-	-	0.45	-	-
飽和側方透水係数(k_a)	m/s		-	-	0.3	-	-
飽和一不飽和透水係数比(β)	-		-	-	4	-	-
鉛直方向の透水係数(k_{sv})	$10^{-7}m/s$	式(4.8)	2.78	5.56	-	0.00	5.56

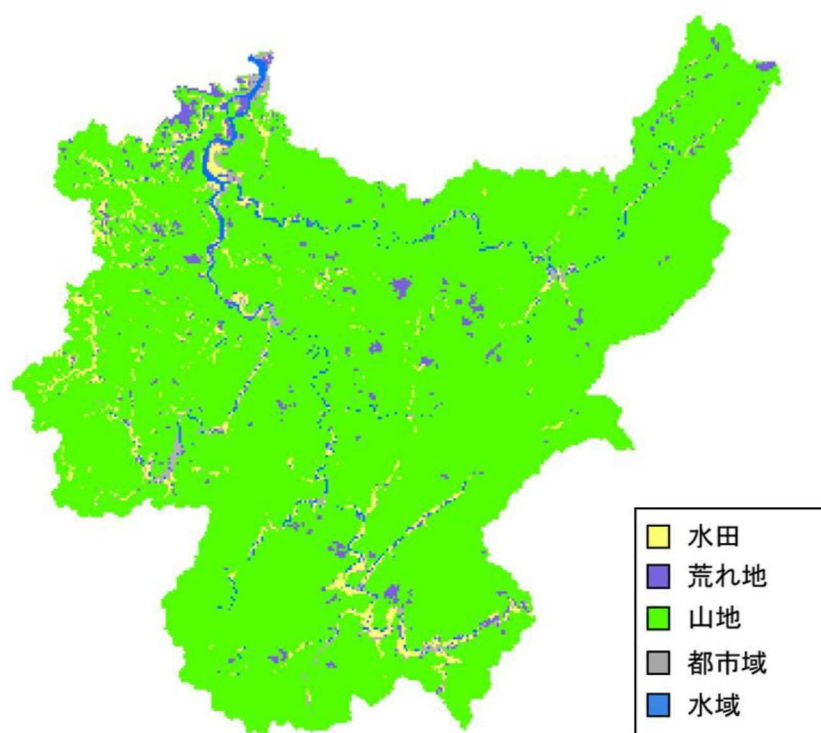


図-4. 2. 9 高津川流域における土地利用分布

4.2.3.2 定量評価指標

熱収支式を実装した降雨流出氾濫(RRI)モデルの精度を定量的に評価するために、河川流量の精度評価には[1]Nash-Sutcliffe 係数(以下、Nash 係数と表記)²⁶⁾、[2]計算期間の1年間の中で最大の流量で定義されるピーク流量の誤差率(E_{pe})および[3]実測値が平水流量以下の時系列における時間平均誤差率(E_b)を、河川水温の精度評価には[4]二乗平均平方根誤差(Root Mean Squared Error: RMSE)を使用した。それぞれの指標の定義式を以下の式(4.38)～(4.41)に示す。

$$\text{Nash} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{si} - Q_{oi})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{oi} - Q_{oave})^2} \quad (4.38)$$

$$E_{pe} = \frac{Q_o^{Max} - Q_s^{Max}}{Q_o^{Max}} \times 100 \quad (4.39)$$

$$E_b = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{Q_{si} - Q_{oi}}{Q_{oi}} \right| \times 100 \quad (4.40)$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{si} - T_{oi})^2} \quad (4.41)$$

ここに、 Q_{oi} : 観測流量、 Q_{si} : 計算流量、 Q_{oave} : 観測流量の計算期間全体における時間平均値、 Q_o^{max} : 実測ピーク流量、 Q_s^{max} : 計算ピーク流量、 T_{oi} : 観測水温、 T_{si} : 計算水温、 N : データ数である。ここで、Nash 係数は値が 1.0 をとる場合に完全予測を表し、0.7 以上で流量ハイドログラフの時系列全体の再現性が良好と判断することができ²⁷⁾、それ以外の指標については値が 0 に近いほど実測値との誤差が小さいことを意味している。

4.3 結果および考察

4.3.1 河川流量の精度評価

図-4.3.1 に、熱収支式を組みこんだ RRI モデルによる計算流量と実測流量を比較したものを示す。なお、ここでは結果の代表例として本川下流に位置し、利水の計画基準点になっている神田水位・流量観測所と支川の匹見川に位置する隅村水位・流量観測所における結果を示している。また、図の上段には流域平均雨量を、下段には流量が $100\text{m}^3/\text{s}$ 以下の部分を拡大したものも示している。まず、両地点ともに期間全体で実測流量を概ね良好に再現した。特に、6～8 月の出水時におけるハイドログラフの立ち上がりと逓減時の両方で河川流量を高精度に再現した。一方で、神田水位・流量観測所(図-4.3.1(b))におけるピーク流量が $600\text{m}^3/\text{s}$ を上回るような大規模な洪水イベントが年間に数回発生しているが、こうした洪水時のピーク流量は実測値を大幅に過小評価した。これは、本研究ではハイドログラフの逓減部や平水時の再現性が極力高くなるように毛管水が発生するマトリックス層に保持可能な水分量を大きくしたが、それに伴って本来であれば早い中間流や表面流出が卓越するような立ち上がり時からピーク流量にかけての流出に遅れが生じ、ピーク流量を過小評価したことが考えられる。次に、流量が $100\text{m}^3/\text{s}$ 以下の時系列に拡大したハイドログラフに着目すると、ピーク流量が $100\text{m}^3/\text{s}$ 以下の小規模な増水時や平水時の流量は全体として過大評価していることが分かる。これは、本計算では主に表面流と中間流のみを考慮しているため、地下水流が卓越するような流れを良好に再現できなかったためと考えられる。

次に、流域内の全ての水位・流量観測所における精度を定量的に評価するために、Nash 係数、

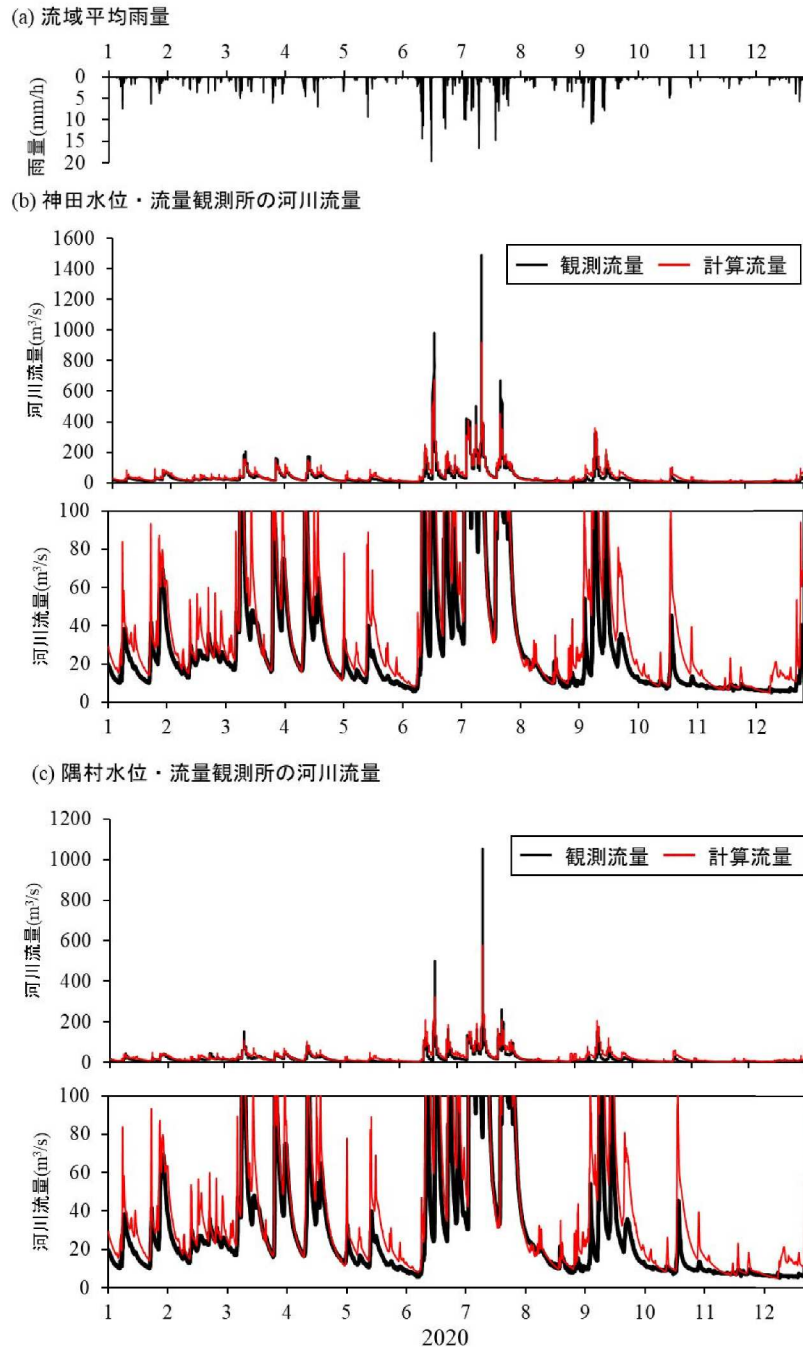


図-4.3.1 (a)神田地点および(b)隅村地点における実測流量と計算流量の比較
 ((a)：流域平均雨量，(b)：流量ハイドログラフ，(c)：流量 $100\text{m}^3/\text{s}$ 以下を拡大したグラフ)

ピーク流量の値の誤差率(E_{pe})および実測値が平水流量以下の時系列における時間平均誤差率(E_b)を全地点で比較したものを図-4.3.2に示す。まず、Nash 係数(図-4.3.2(a))については流域内の全地点で 0.7 以上の値をとっており、流量ハイドログラフの再現性は概ね良好であることが定量的に示された。次に、 E_{pe} (図-4.3.2(b))に関して、流域内の全地点で 20%以上となっており、地点全体でピーク流量を大幅に過小評価していた。これは、図-4.3.1においても示したように、本研究では逓減時や平水時の再現性を重視して遅い中間流を支配するようなマトリックス層の保水能力を高めたことで、表面流出や流出が早い中間流が発生しにくくなったためである。最後に、 E_b (図-4.3.2(c))に関して、ほとんどの地点で 60%以上であり、全地点において地下水流出の影響が大

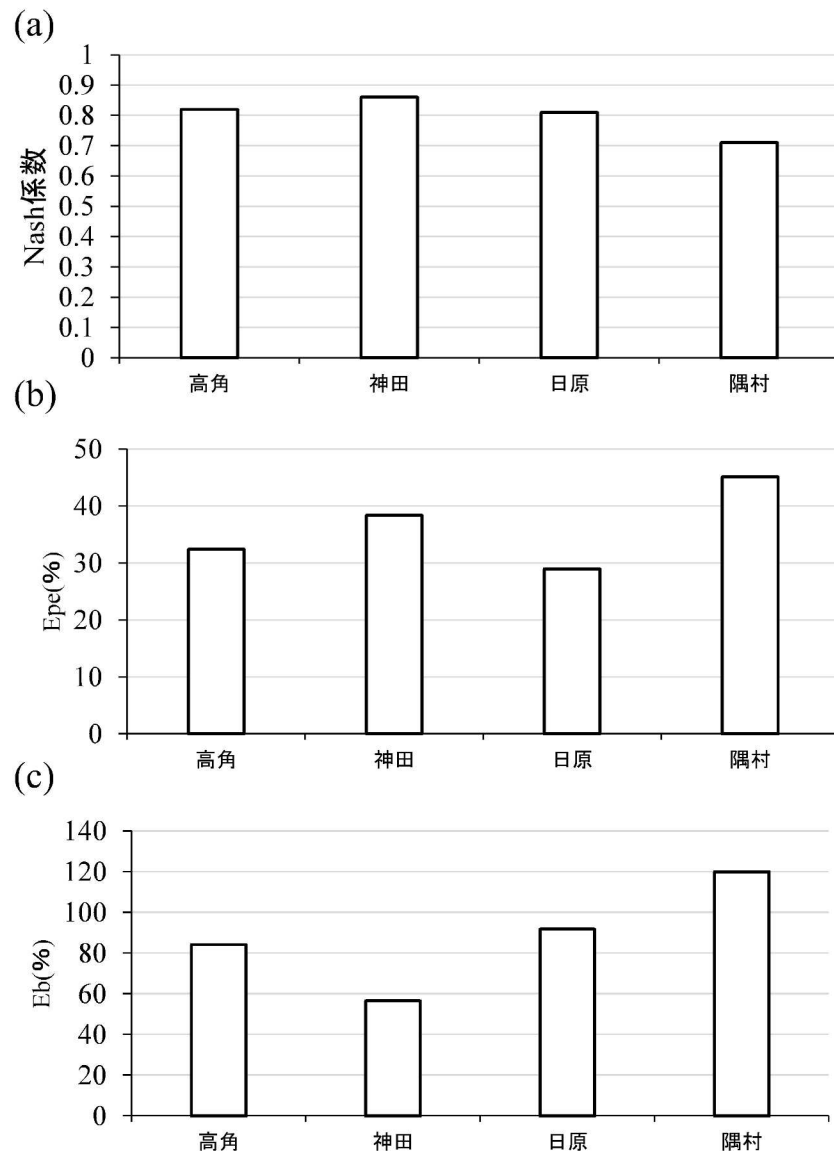


図-4.3.2 各水位・流量観測所における(a)Nash 係数, (b) E_{pe} , (c) E_b の比較

きい平水時の再現性は課題があることが定量的に示された。

以上より、熱収支式を組み込んだ降雨流出氾濫 (RRI) モデルを、出水時も含めた時系列全体で評価すると概ね良好な精度であった。ただし、地下水流出が支配的となる平水時の再現には課題があったことに加え、本来は地下水流出が支配的な平水時も遅い中間流として扱うことで、ピーク流量の過小評価を引き起こすことも示された。このことを踏まえると、流れ場の精度向上を図るうえでは、地下水流動の再現が極めて重要であることが示された。

4.3.2 河川水温の精度評価

図-4.3.3 は、各水温観測地点における日平均水温の実測値との比較を示している。なお、ここでは結果の代表例として各河川流域において特徴的な傾向が確認された水温観測地点 (地点名および位置は、図-4.2.1 に記載) を選定し、(a)~(f)で示している。まず、本川の St.2 (図-4.3.3(a)), St.4 (図-4.3.3(b)) や支川の St.9 (図-4.3.3(c)), St.14 (図-4.3.3(f)) に着目すると、年間を通しての日平均水温の変動を概ね再現した。その中でも、下流域に位置している St.14 (図-4.3.3(f)) におい

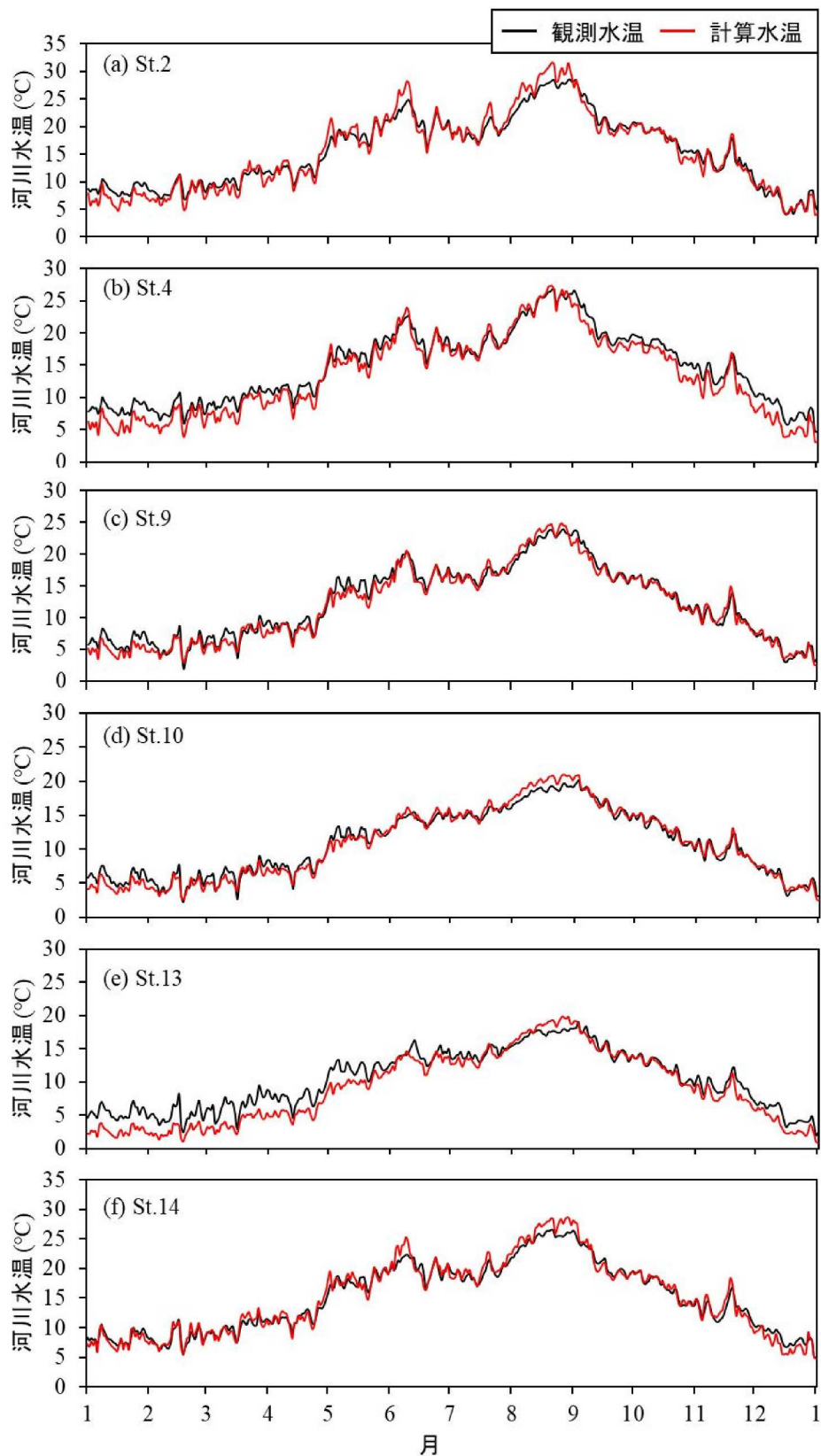


図-4.3.3 各水温観測地点における予測水温と実測水温の比較

ては全季節で実測水温を極めて高精度に予測しており、他の地点においても6～8月の夏季の日平均水温をよく捉えていることが分かる。一方で、St.2(図-4.3.3 (a))、St.4(図-4.3.3 (b))および

St.9(図-4.3.3(c))では1～3月、9～12月の水温を過小評価しており、特に本川上流のSt.4(図-4.3.3(b))では最大で3℃程度の過小評価が確認された。この結果に関して、St.4(図-4.3.3(b))が位置する本川上流域には扇状地が広がっており、特に冬季における河川水温は温かい湧水の影響を受けることが第2章の結果から明らかになったが、本研究で構築したモデルでは地下水流と熱輸送を考慮しておらず、湧水の影響を再現できなかったためと考えられる。また、図-4.3.1に着目すると、神田、隅村水位・流量観測所のいずれも特に9月の河川流量を過大評価している。これにより、熱容量が実際と比べて大きくなることで水温上昇が抑制され、水温の過小評価につながったことも考えられる。支川の匹見川源流より下流0.8kmのSt.10(図-4.3.3(d))に関して、年全体の水温を高精度に予測した。この結果は、式(4.29)に示した地中深部の温度と地表面温度の算術平均による源流水温の近似式が、実際の源流水温を高精度に予測できていたことを意味している。一方で、支流の紙粗川源流から下流に約3.5kmのSt.13(図-4.3.3(e))は特に1～3月、9～12月の実測水温を大幅に過小評価した。この原因として、湧水の影響も考えられるが、式(4.29)で源流水温を算出する際のパラメータとなる地中深度を3.2mと流域一様で与えたことも理由の一つとして考えられる。

季節別における流域全体の河川水温の傾向を把握するために、(a)6～8月の夏季と(b)1,2月および12月の冬季の各季節における時間平均の空間分布を図-4.3.4に示す。なお、図内には高津川流域内の主要な河川名を記載している。また、観測水温との傾向の違いも把握するために、観測水温から得られた各季節の平均水温も丸でプロットしている。まず、夏季(6～8月)の平均水温(図-4.3.4(a))に着目すると、観測水温と予測水温の空間分布はよく対応しており、本川下流や支流の津和野川で平均水温が20℃以上と高くなる傾向や、標高が高い山地に位置する匹見川の源流付近で17℃以下と低くなる傾向を良好に捉えた。これは、図-4.3.3から示されたように、6～8月は時系列全体で高精度であったためである。一方で、冬季の平均水温(図-4.3.4(b))に着目すると、支流の匹見川や福川川の水温が6℃以下と低く、津和野川の水温が7.5℃以上と高くなる傾向は概ね再現した。その一方で、本川における水温の空間分布に着目すると、観測水温は中下流全体で7.5以上と高くなっているのに対し、予測水温は本川全体で6.0～7.0℃と実測水温を過小評価していた。これは、本モデルでは地下水による熱輸送の影響を考慮しておらず、特に地下水の影響で上流の水温が温められるプロセスを再現できなかったため、本川全体の実測水温を過小

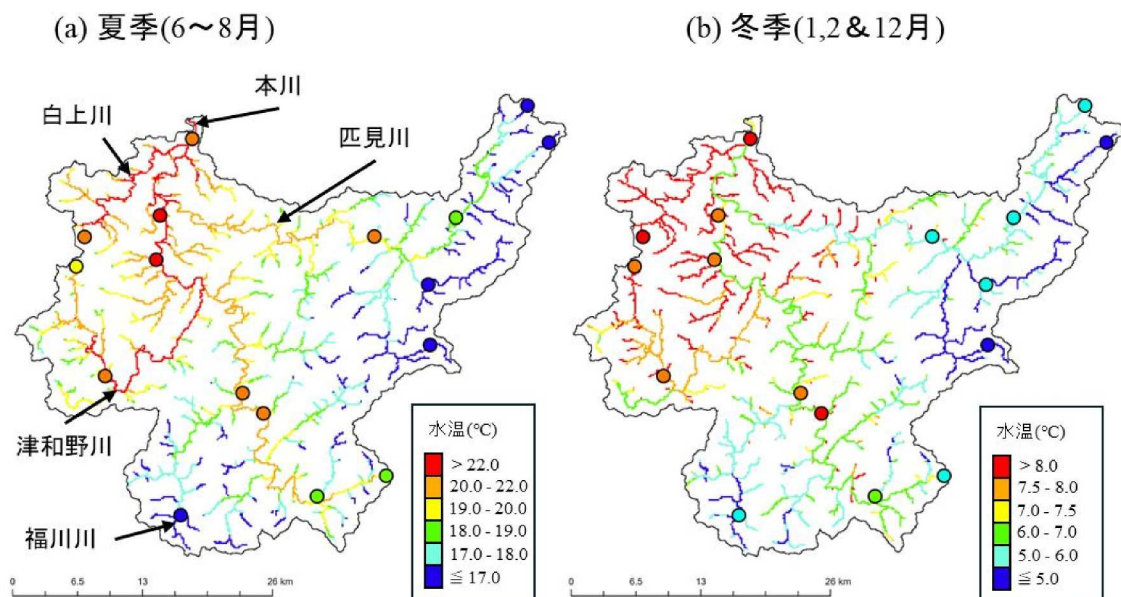


図-4.3.4 夏季(6～8月)および冬季(1, 2&12月)の平均水温の空間分布

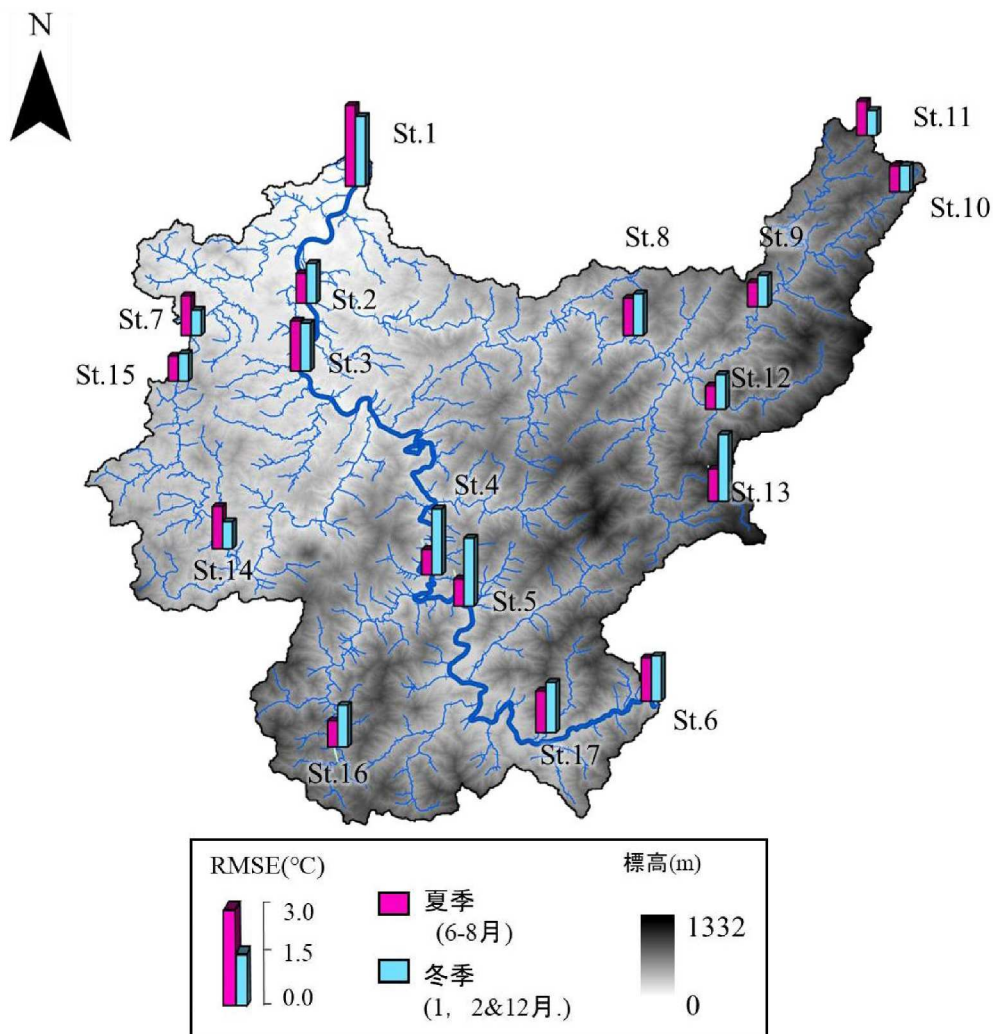


図-4.3.5 夏季(6～8月)および冬季(1, 2&12月)における RMSE の空間分布

評価したことが考えられる。この傾向については、河川水温を形成する熱交換のうち、地下水との熱交換がどれほどの割合を占めているか等、熱収支に着目した検討が必要になる。しかし、地下水流とその熱交換を実装していない本章のモデルではこうした検討は困難であるため、地下水の熱交換も含めた流域熱収支を理解可能なモデル開発が必要である。

河川水温の精度を定量評価するために、RMSE を 1～2 月および 12 月の冬季と 6～8 月の夏季の期間で算出したものを図-4.3.5 に示す。まず、夏季の RMSE に関してはほとんどの地点で 1.5°C 以下をとっており、流域全体で大きな精度のばらつきはなかった。一方で、冬季の RMSE は、St.9～St.12, St.14～St.16 のように 1.5°C 以下の地点もあれば、St.1, St.4, St.5 および St.13 のように 3.0°C 程度になるような地点も確認された。夏季と冬季それぞれで全観測地点での RMSE の平均と標準偏差を計算すると、夏季の平均が 1.14°C、標準偏差が 0.36°C であり、冬季の平均は 1.72°C、標準偏差が 0.73°C であった。Lee *et al.* (2021)⁶⁾ は、米国の Snoqualmie 川における 10 年以上の長期の水温予測で夏季水温の RMSE が 1.57°C、Loinaz *et al.* (2013)²⁸⁾ は米国の Silver Creek 流域における約 2 年半の水温予測で RMSE が 1.7°C と報告している。さらに、高橋&入江⁹⁾ は、日本の加古川流域を対象に熱収支式を組み込んだ降雨流出氾濫 (RRI) モデルを適用した結果、1 年間の計算結果から算出した RMSE は最も高精度だった地点で 1.39°C であったと報告している。本研究でも、

特に夏季では流域内全地点で既往研究と同等の精度であると言える。ただし、冬季は RMSE の流域全体の平均としては良好であるが、特に地下水との熱交換を受ける本川上流においては RMSE が既往研究で示されていた値と比較しても大きくなることが明らかになった。

以上の結果から、熱収支式を組み込んだ降雨流出氾濫 (RRI モデル) は年間を通じて河川水温を概ね良好に再現し、特に夏季に高い精度を示したものの、地下水との熱交換の影響を受ける地点では冬季の水温を過小評価する傾向が確認された。

4.4 まとめ

本研究では、高橋&入江(2021)が開発した RRI モデルをベースとした河川水温予測モデルの熱収支式において直接流出に伴う熱輸送を考慮したモデルを島根県一級水系の高津川流域に適用するとともに、第 2 章で取得した河川水温モニタリングデータと比較することで、モデルの有用性に関して検討した。まず、河川流量の精度検証の結果、ハイドログラフの計算期間全体の傾向は概ね予測できており、ハイドログラフの時系列全体の適合度を表す Nash 係数も流域内の全ての水位・流量観測所で 0.7 以上と良好であった。ただし、河川流量が平水流量以下をとるときの誤差率を算出したところ、平水時の誤差率は流域内のほとんどの地点で 60%以上と高く、地下水流出が支配的な平水時の流れ場の再現性に課題があることが分かった。次に、河川水温は、流域全体で年全体の水温を概ね良好に予測し、特に 6~8 月の夏季における RMSE は全水温観測地点で 1.5°C 以下と高精度であったものの、冬季に地下水との熱交換による影響を強く受ける地点では RMSE が 3.0°C 以上と相対的に高かった。

以上より、熱収支式を組み込んだ RRI モデルにより、流域網羅的な河川水温を予測可能にはなったものの、地下水流動と地下水との熱交換も考慮したモデルを開発することが極めて重要であることが示された。

参考文献

- 1) Dugdale, S. J., Malcolm, I. A., & Hannah, D. M.: Drone-based structure-from-motion provides accurate forest canopy data to assess shading effects in river temperature models., *Science of the Total Environment*, 678, 326–340, 2019.
- 2) Fabris, L., Malcolm, I. A., Buddendorf, W. B., & Soulsby, C.: Integrating process-based flow and temperature models to assess riparian forests and temperature amelioration in salmon streams, *Hydrological Processes*, 32(6), 776–791, 2018.
- 3) Daniels, M.E., Danner, E.M.: The Drivers of River Temperatures Below a Large Dam, *Water Resources Research*, 56(5), 2020.
- 4) LeBlanc, R.T., Brown, R.D. and FitzGibbon, J.E.: Modeling the Effects of Land Use Change on the Water Temperature in Unregulated Urban Streams, *Journal of Environmental Management*, 49(4), 1997.
- 5) Geoseff, M., Strzepek, K. and Chapra, S.: Modeling the Potential Effects of Climate Change on Water Temperature Downstream of a Shallow Reservoir, Lower Madison River, MT, *Climate change*, 68(3), 331-353, 2005.
- 6) Lee, S.Y., Fullerton, A.H., Sun, N. and Torgersen, C.E.: Projecting spatiotemporally explicit effects of climate change on stream temperature: A model comparison and implications for coldwater fishes, *Journal of Hydrology*, 588, 2020.
- 7) Arnold, J.G., Srinivasan, R., Mutiah, R.S. and Williams, J.R.: Large area hydrologic modeling and assessment part I: Model development, *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 34 (1), pp.73-89, 1998.
- 8) 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.
- 9) 高橋祐馬, 入江政安 : 気候変動が加古川の水温およびアユの生態に与える影響, 土木学会論文 文集 B1(水工学), Vol.77, No.1, pp.98-110, 2021.
- 10) Sayama, T., Ozawa, G., Kawakami, T., Nabesaka, S. and Fukami, K.: Rainfall–runoff–inundation analysis of the 2010 Pakistan flood in the Kabul River basin, *Hydrological Sciences Journal – Journal des Sciences Hydrologiques*, 57(2), 298-312, 2011.
- 11) 立川 康人, 永谷 言, 寶 馨 : 飽和・不飽和流れの機構を導入した流量流積関係式の開発, 水工学論文集, 第 48 巻, pp.7-12, 2004.
- 12) Raws, W.J., Ahuja, L.R., Brakensiek, D.L. and Shirmohammadi, A.: Infiltration and soil water movement, *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill Inc., New York, 5.1-5.51, 1992.
- 13) Webb, B.W. and Zhang, Y.: Spatial seasonal variability in the components of the river heat budget, *Hydrological Process*, 11, 79-101, 1997.
- 14) 前羽 洋, 宮本 仁志, 中山 和也 : NDVI による日射遮蔽と流量推定の補正による河川水温ネットワークモデルの改良, 土木学会論文 文集 B1(水工学), Vol.68, No.4, pp.I_733-pp.I_738.
- 15) Pike, A., Danner, E., Boughton, D., Melton, F., Nemani, R., Rajagopalan, B. and Lindley, S.: Forecasting river temperatures in real time using a stochastic dynamics approach, *Water Resources Research*, 49, 1-15, 2013.
- 16) 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, Vol.8, No.2, pp.184-196, 1995.
- 17) Cash, J.R., Karp, A.H.: A variable order Runge-Kutta method for initial value problems with rapidly varying right-side sides, *ACM Trans. On Math. Software*, 16(3), pp.201-222, 1990.
- 18) 国土交通省 : 高津川水系河川整備計画【国管理区間】, <https://www.cgr.mlit.go.jp/hamada/kasen/takatugawaseibikeikaku/sakutei/seibikeikaku/takatukawasei>

bikeikaku.pdf.

- 19) Yamazaki D., S. Togashi, A. Takeshima, T. Sayama: High-Resolution Flow Direction Map of Japan. (in Japanese), Annual journal of Hydraulic Engineering (JSCE), 74(5), I_163-I_168, 2018.
- 20) 国土地理院：植生指標データのダウンロード, <https://www.gsi.go.jp/kankyochiri/ndvi-download.html>.
- 21) 山田 真史, 富樫 冨佳, 佐山 敬洋：分布型降雨流出氾濫モデルに適用する中小河川の河道断面推定法, 河川技術論文集, 第 26 巻, pp.211-216, 2020.
- 22) 気象庁：解析雨量, <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/kurashi/kaiseki.html>.
- 23) 大野宏之：メッシュ農業気象データ利用マニュアル Ver4.1, 農研機構, 2021.
- 24) 国土交通省：国土数値情報ダウンロードサイト, <https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/>.
- 25) International Center for Water Hazard and Risk Management (ICHARM), Public Works Research Institute (PWRI) : Rainfall-Runoff-Inundation(RRI) Model manual ver1.4.2, 2017.
- 26) Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V.: River flow forecasting through conceptual models part I-A discussion of principles, Journal of Hydrology, Vol. 10, pp. 282-290, 1970.
- 27) Ragab, R., Moidinis, D., Albergel, J., Khouri, J., Drubi, A. and Nasri, S.: The HYDROMED model and its application to semi-arid Mediterranean catchments with hill reservoirs 2: rainfall-runoff model applications to three Mediterranean catchments with hill reservoirs, Hydrology and Earth System Sciences, pp. 544-562, 2001.
- 28) Loinaz, M. C., Davidsen, H. K., Butts, M. and Bauer-Gottwein, P. : Integrated flow and temperature modeling at the catchment scale, Journal of Hydrology, Vol. 495, pp. 238-251, 2013.

第5章 地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルの開発

5.1 概説

第1章においても述べたように、気候変動時代において流域総合水管理に代表されるような治水・利水・環境のバランスの取れた流域圏創成を実現するうえで、流域スケールの高精度な河川水温予測を実現するとともに、流域の水・熱収支の理解が極めて重要である。第4章において、降雨流出および氾濫現象を流域一体的に解析可能なオープンソースの降雨流出氾濫(Rainfall-Runoff-Inundation: RRI)モデル¹⁾をベースにした河川水温予測モデルを開発し、島根県一級水系の高津川流域を対象に有用性を評価した。その結果、年全体の水温を概ね良好に予測し、特に夏季の水温は高精度に予測したものの、冬季は湧水の影響で水温が温められる本川上流における予測精度が不十分であり、地下水流動とそれによる熱輸送の考慮が重要になることを明らかにした。こうした地下水の影響を考慮しつつ、年間の高精度な河川水温予測と流域水・熱収支の理解を実現するためには、流域全体の水の流れを解く際に平水時の地下水流動から出水時の降雨流出・氾濫現象までシームレスに扱うことが可能なモデルの開発が基本となる。

流域全体の水の流れを予測する手法として、グリッドセルベースで水・物質循環や生態系の解明を目的とした分布型水物質循環モデルが開発されている。例えば、中山²⁾は、地表水—地下水の相互作用を考慮した統合型水文生態系モデル NICE (National Integrated Catchment-based Eco-hydrology) を開発し、霞ヶ浦流域での地下水が水・物質循環に及ぼす影響を評価している。佐藤ら³⁾は、琵琶湖流域における水・物質循環を考慮した分布型モデルと湖沼の流動・生態系モデルを結合した琵琶湖流域水物質循環モデルを開発し、河川の流況や水質、湖内水温を評価した。しかし、こうしたモデルは主に地下水流出が卓越する平水時の流れを重視したものが多く、中間流・表面流が卓越する大規模出水時の再現性は十分でないことが指摘されている⁴⁾。

一方、出水時の降雨流出現象を予測可能な分布型流出モデルが数多く開発されている。立川ら⁵⁾は、山体土層で生じる飽和・不飽和流れの機構を反映した流量流積関係式を基に、中間流と表面流を一体的に追跡可能な分布型流出モデルを開発し、宮崎県上椎葉ダム流域においてピーク流量の規模が異なる4洪水に対して適用したところ、ハイドログラフの立ち上がり時から逓減時にかけて高い再現性があることを示した。また、第4章の水温予測モデルのベースとなった降雨流出氾濫(Rainfall-Runoff-Inundation: RRI)モデル¹⁾も代表的な分布型流出モデルの一つである。このモデルは、出水時の流れ場を高精度に予測可能であることから、ダムの洪水調節効果の検証等、治水関連の適用事例が幅広く存在する⁶⁾。しかし、分布型流出モデルは、主には降雨時の直接流出に着目したものが多く、平水時も含めて高精度に予測可能なモデルの開発は十分でない。以上のように、これまで平水時の水・物質循環から出水時の降雨流出・洪水氾濫まで目的に応じた数々の分布型モデルが開発されたが、両者をシームレスに高精度で予測可能なモデルの開発は十分でない。

そこで、本研究では降雨流出氾濫(RRI)モデルと準三次元地下水流動モデルを融合することで平水時の地下水流動から出水時の降雨流出現象までシームレスに解析可能なモデルを開発するとともに、地下水との熱交換まで考慮した河川の熱収支式を実装することにより、地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルを開発する。また、このモデルを島根県高津川流域に適用し、第4章で開発した熱収支式を実装した降雨流出氾濫(RRI)モデルとの比較検討を実施した。さらに、流域の貯留量や総流出量に対する地下水流出・直接流出のバランスといった水収支に着目した検討に加え、熱収支バランスや地下水による熱輸送が水温変化に及ぼす影響に着目した検討を実施した。

5.2 方法

5.2.1 対象流域

本研究の対象流域は、第4章と同様に島根県一級水系の高津川流域とした。高津川の流域図およびモデルの精度検証に用いた河川流量および河川水温の観測地点の分布は図-4.2.1に示した通りである。

5.2.2 地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルの開発

5.2.2.1 モデルの全体像

図-5.2.1は、地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルの全体像を示している。このモデルは、第4章で開発した熱収支式を実装した降雨流出氾濫(RRI)モデルに準三次元地下水流動モデルを組み込むとともに、河川の熱収支式において地下水との熱交換も考慮したものである。流れ場の予測は、中間流・表面流を解くための二次元斜面流モデルと河川流を解くための一次元河川流モデルおよび表土層より下層の地下水流動を解くための準三次元地下水流動モデル

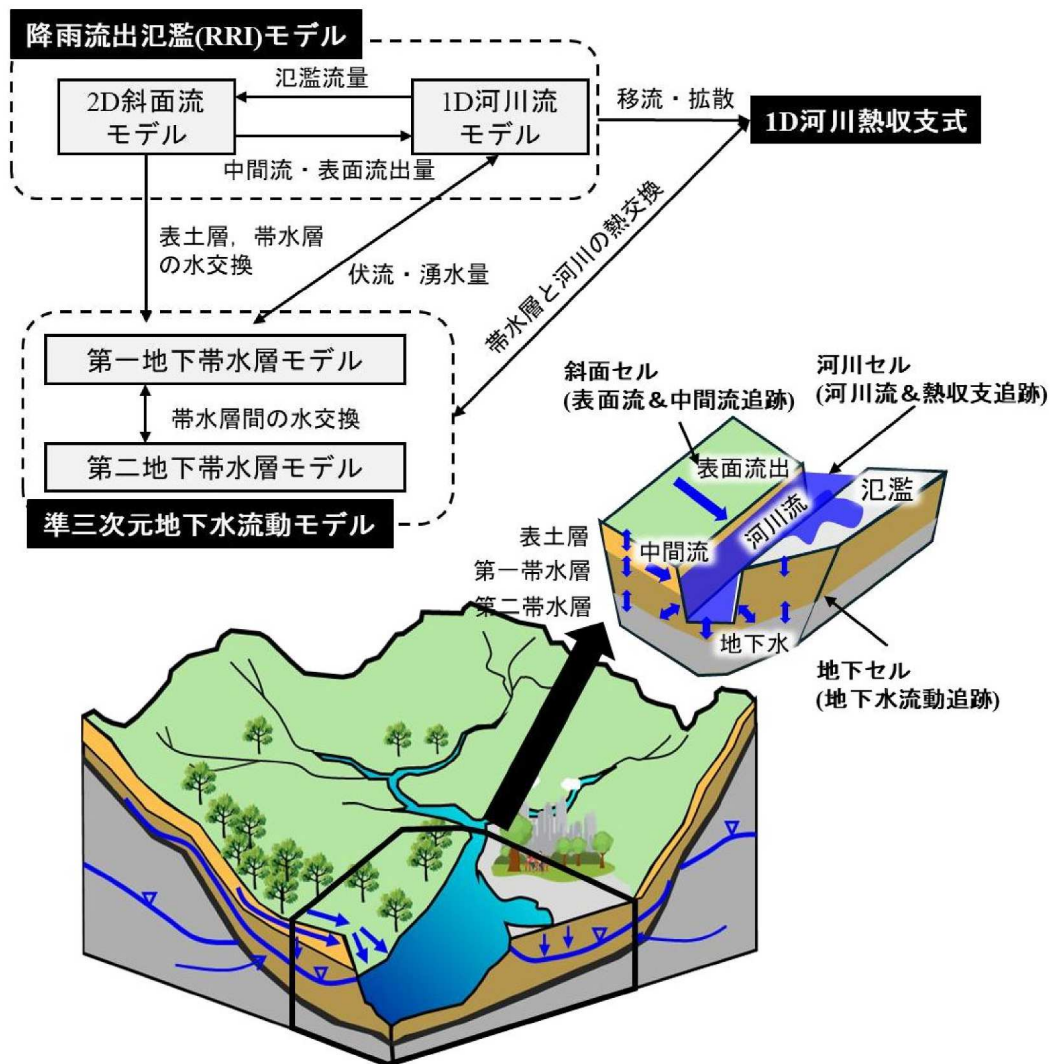


図-5.2.1 地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデル

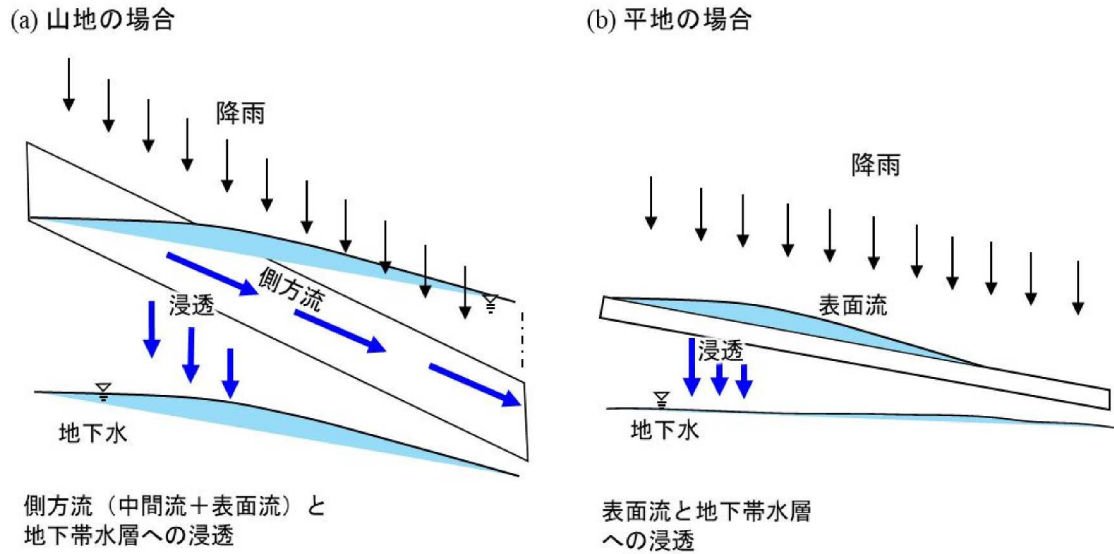


図-5.2.2 水・熱収支一体解析モデルの(a)山地と(b)平地における斜面流の扱いの違い

の3つのサブモデルで構成されている。河川水温の予測に関しては、第4章のモデルから地下水との熱交換を新たに考慮した熱収支式を実装している。また、本研究ではRRIモデルで従来から定義されている斜面セルおよび河道セルに加え、準三次元地下水流動モデルを解くための地下セルを新たに定義するとともに、各サブモデル間で生じる水・熱の交換を考慮する仕組みとした。このようにすることで、出水時に発生する降雨流出現象だけでなく、平水時を支配する地下水流動までシームレスに扱うことが可能になるとともに、これによって生じる熱交換も考慮可能にしている点が本モデルの大きな特徴である。以降、各サブモデルの基礎方程式について、詳しく説明する。

5.2.2.2 斜面流の基礎方程式

斜面流の基礎方程式に関しては、基本的には4.2.2.2で説明したRRIモデルと同様であるため、ここでは地下水流動も考慮したことで扱いに変更が生じた部分のみを示す。まず、斜面流の質量保存則は、以下に示すとおりである。

$$\frac{\partial h_s}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = r - f - q_{sr} + q_{rs} \quad (5.1)$$

ここに、 h_s : 斜面水深(m), q_x, q_y : x, y 方向の単位幅流量(m^2/s), r : 降雨強度(m/s), q_{sr}, q_{rs} : 斜面から河川, 河川から斜面へやりとりされる流量(m/s), f : 斜面から地下帯水層への鉛直浸透量(m/s)である。

本モデルにおける山地および平地における斜面流の扱いの概念図を図-5.2.2に示す。まず、山地の流れ(図-5.2.2(a))は、RRIモデルと同様に中間流と表面流を一体的に追跡可能な流量流積関係式(4.6), (4.7)と式(5.1)を連立して解くが、ここでは地下帯水層への鉛直浸透量 f も考慮する。一方で、平地の流れ(図-5.2.2(b))に関して、RRIモデルと同様に地下への鉛直浸透量 f を考慮し、浸透しきれない分を式(4.9), (4.10)および式(5.1)で連立して表面流として追跡する。この際、鉛直浸透した水はRRIモデルでの扱い(図-4.2.3(b))のように表層土壌に貯留されることはなく、地下水流として追跡される仕組みとした。ここで、鉛直浸透量 f については、RRIモデルと同様に式(4.8)のGreen-Amptモデル⁷⁾を適用した。

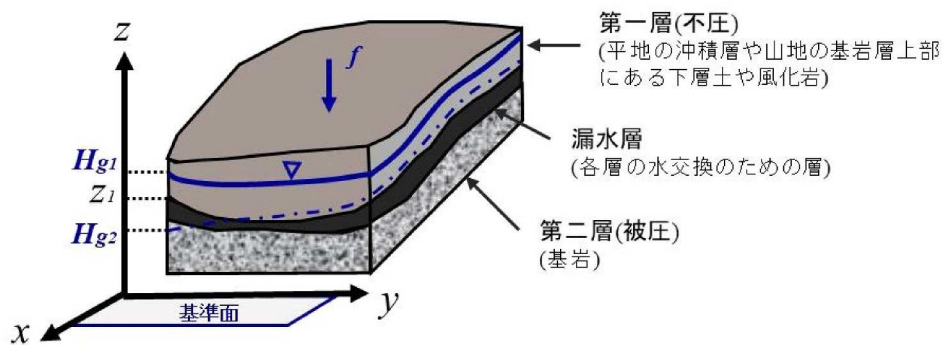
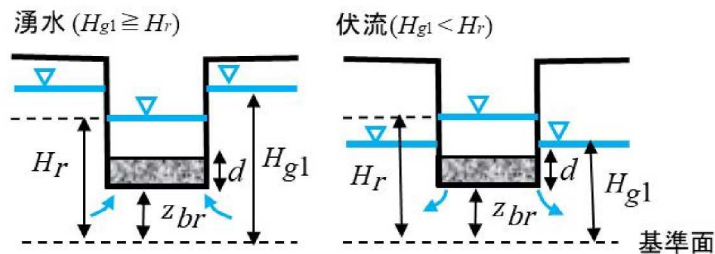


図-5.2.3 準三次元地下水流動モデルで定義した帯水層

地下水位が河床高より高い場合($H_{g1} \geq z_{br}$)



河川水位が河床高より低い場合($H_{g1} < z_{br}$)

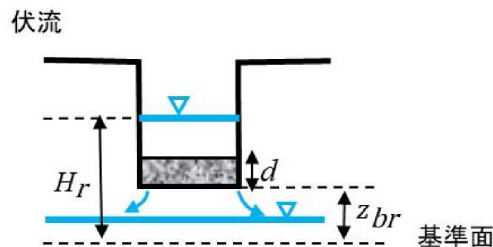


図-5.2.4 河川と地下帯水層の水のやり取り

斜面から河川へやり取りされる流量 q_{sr} あるいは河川から斜面へやりとりされる流量 q_{rs} については、式(4.11)および式(4.12)を用いて計算した。

5.2.2.3 地下水流動の基礎方程式

地下水流動は、準三次元地下水流動モデルにより解析した。ここで、準三次元地下水流動モデルとは、地盤を異なる透水性を有する複数の帯水層が鉛直方向に成層しているものと考え、各層で平面二次元の地下水流動に関する基礎方程式を解くとともに、各層間の鉛直方向の水のやり取りも考慮したモデルである。このモデルでは、従来の三次元地下水流動モデルと比較して計算負荷を大幅に削減できるほか、従来の平面二次元の地下水流動モデルでは考慮できないような各層の透水性の違いや鉛直方向の水のやり取りも考慮できることから、広域的な浸透流解析に適用に適することが知られている⁸⁾。本研究では、図-5.2.3に示すように、平野部の沖積層や山地の表土層と基岩層の間にある下層土や風化岩を想定した浅い帯水層を第一層、それよりさらに深層の基岩層を第二層とした準三次元地下水流動モデルを開発した。準三次元地下水流動モデルの基礎

方程式を式(5.2)～式(5.4)に示す.

$$s_1 \frac{\partial H_{g1}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_1 (H_{g1} - z_1) \frac{\partial H_{g1}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_1 (H_{g1} - z_1) \frac{\partial H_{g1}}{\partial y} \right) + f - q_{gr} - S \quad (5.2)$$

$$s_2 \frac{\partial H_{g2}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(T_2 \frac{\partial H_{g2}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_2 \frac{\partial H_{g2}}{\partial y} \right) + S \quad (5.3)$$

$$S = k_3 \frac{H_{g1} - H_{g2}}{D_3} \quad (5.4)$$

ここに, s_1, s_2 : 第一層, 第二層の貯留係数, H_{g1}, H_{g2} : 第一層, 第二層の地下水位(m), k_1, k_3 : 第一層, 漏水層の透水係数(m/s), z_1 : 第一層の底面標高(m), S : 第一層と第二層で交換される地下水量(m/s), D_3 : 漏水層の層厚(m)である. T_2 は第二層の透水量係数(m²/s)で, 被圧時は第二層の層厚 D_2 (m), 透水係数 k_2 (m/s)を用いて $T_2 = k_2 D_2$, 不圧時は第二層底面 z_2 を用いて $T_2 = k_2 (H_{g2} - z_2)$ である. ここで, 第一層が飽和した場合には, 飽和分を中間流・表面流が発生する表土層に湧出するものとした.

地下帯水層と河川との水のやり取りの概念図を図-5.2.4に示す. 地下帯水層と河川でやり取りされる流量 q_{gr} は, Kinzelbach (1990)⁹⁾を参考に, 以下の式(5.5)に示す漏水法則に従うものとし, 河川水位と地下水位の勾配を基に計算される.

$$q_{gr} = \begin{cases} \frac{k_r}{d} (H_{g1} - H_r) & \text{if } H_{g1} > z_{br} \\ -\frac{k_r}{d} (H_r - z_{br}) & \text{otherwise} \end{cases} \quad (5.5)$$

ここに, z_{br} : 河床標高(m), H_r : 河川水位(m)である. d は河床で水交換が生じる河床透水層の厚さに関するパラメータであり, 本研究では原田ら¹⁰⁾を参考に, 河川網全体で 1.0m を仮定した. また, 河床透水層の透水係数 k_r については, 河床透水層が砂と礫で構成されているとした場合に $10^{-7} \sim 10^{-2}$ m/s のオーダーが考えられたため¹¹⁾, 河川流量の精度を確認しつつ, 2.5×10^{-6} m/s を河川網全体に設定した.

5.2.2.4 河川の熱収支式

河川の熱収支式は, 以下の式(5.6)を実装した.

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = -u \frac{\partial T_w}{\partial x} + \frac{1}{c_w \rho_w V} Q_{atm} B + \frac{1}{c_w \rho_w V} Q_{bed} P_w + \frac{Q_{sr}}{V} (T_{sl} - T_w) + \frac{Q_{gr}}{V} (T_{gl} - T_w) \quad (5.6)$$

ここに, T_w : 河川水温(K), T_{sl} : 斜面からの側方地中流に伴う流入水温(K), T_{gl} : 地下水温(K), u : 流速(m/s), c_w : 水の比熱(J/kg/K), ρ_w : 水の密度(kg/m³), V : 水塊の体積(m³), Q_{atm} : 水面からの熱フラックス(J/s/m²), B : 水面の面積(m²), Q_{bed} : 河床からの熱フラックス(J/s/m²), P_w : 河床面の面積(m²), Q_{sr} : 斜面から河道に流入する側方地中流量(m³/s), Q_{gr} : 地下帯水層と河川でやり取りされる流量(m³/s)で, 式(5.5)から算出した q_{gr} に河道長および川幅を乗じることで計算される. なお, 式(5.6)の右辺第1項から第4項は順に, 移流項, 大気との熱交換項, 河床伝熱項, 側方地中流に伴う熱輸送項であり, 第4章の熱収支式を実装した RRI モデルと同様である. 一方で, 右辺第5項は地下水との熱交換項を表しており, 本モデルで新たに実装した項である. ここで, 地下水との熱交換項を算出する際に必要になる地下水温 T_{gl} については, 4.2.3.3で説明した斜面からの側方地中流に伴う流入水温 T_{sl} の算出方法と同様に, 式(4.26)～式(4.28)で算出した. なお,

地中温度算定時に設定する必要がある地中深度 $z(m)$ に関しては，地表面から準三次元地下水流動モデルで計算した地下水面 H_{g1} までの深さを与えた。

5.2.2.5 離散化手法

斜面流モデルの質量保存則(式(5.1))と河川の熱収支式(式(5.6))の離散化手法は，4.2.2.4で示した表-4.2.1と同様である。したがって，ここでは主に準三次元地下水流動モデルの離散化手法について説明する。表-5.2.1に準三次元地下水流動モデルの時間・空間方向の離散化手法についてまとめたものを示す。準三次元地下水流動モデルのいずれの基礎方程式においても，空間方向の離散化は1次風上差分法を用いた。一方で，時間方向の離散化については，式(5.2)の第4，5項および式(5.4)の第3項は1次Euler法を用いたが，それ以外の項については地下水解析や熱流体解析で扱うような楕円型偏微分方程式の数値解法で広く用いられるIADI法(反復交互方向陰解法)^{12), 13)}を採用した。以下，式(5.4)の右辺第3項を除いた式を例にしてIADI法のアルゴリズムについて説明する。

まず，式(5.4)の右辺第3項以外の項を時間方向に陰的に離散化するとともに，空間微分項を1次風上差分法で離散化すると以下の離散化方程式(5.7)が得られる。

$$\begin{aligned} & H_{g2\ i-1,j}T_{2\ ij}/\Delta x^2 + H_{g2\ ij-1}T_{2\ ij-1}/\Delta y^2 \\ & - H_{g2\ ij}(T_{2\ i-1,j}/\Delta x^2 + T_{2\ ij}/\Delta x^2 + T_{2\ ij-1}/\Delta y^2 + T_{2\ ij}/\Delta y^2 + s_{2\ ij}/\Delta t) \\ & + H_{g2\ i+1,j}T_{2\ ij}/\Delta x^2 + H_{g2\ ij+1}T_{2\ ij}/\Delta y^2 \\ & = -s_{2\ ij}H_{g2\ ij}^*/\Delta t \end{aligned} \quad (5.7)$$

ここに， $i=1, \dots, N_x$ ， $j=1, \dots, N_y$ に対して， $H_{g2\ ij}$ ， $s_{2\ ij}$ ， $T_{2\ ij}$ ：格子点(ij)上における第二層の地下水位 H_{g2} ，貯留係数 s_2 ，透水量係数 T_2 ， Δx ， Δy ： x ， y 方向の格子間隔， Δt ：時間刻みである。また， $H_{g2\ ij}^*$ は，1つ前の時間ステップにおける H_{g2} である。

この時，以下の列方向の $H_{g2\ ij-1}$ ， $H_{g2\ ij}$ ， $H_{g2\ ij+1}$ について，式(5.7)を整理すると，

$$AA_j H_{g2\ ij-1} + BB_j H_{g2\ ij} + CC_j H_{g2\ ij+1} = DD_j \quad (5.8)$$

ただし， $AA_j = T_{2\ ij-1}/\Delta y^2$ ， $BB_j = T_{2\ i-1,j}/\Delta x^2 + T_{2\ ij}/\Delta x^2 + T_{2\ ij-1}/\Delta y^2 + T_{2\ ij}/\Delta y^2 + s_{2\ ij}/\Delta t$ ， $CC_j = T_{2\ ij}/\Delta y^2$ ， $DD_j = -s_{2\ ij}H_{g2\ ij}^*/\Delta t - H_{g2\ i+1,j}T_{2\ ij}/\Delta x^2 - H_{g2\ i-1,j}T_{2\ ij}/\Delta x^2$ である。

同様に，行方向についても，

$$AA_i H_{g2\ i-1,j} + BB_i H_{g2\ ij} + CC_i H_{g2\ i+1,j} = DD_i \quad (5.9)$$

表-5.2.1 準三次元地下水流動モデルで取り扱った基礎方程式の離散化手法

式番号	基礎方程式の概要	離散化手法	
		時間微分項	空間微分項
(5.2)	第1層の質量保存則	右辺第1，2，3項：	
		IADI法	
		右辺第4，5項：	
(5.4)	第2層の質量保存則	1次Euler法	
		右辺第1，2項：	
		IADI法	
(5.4)	第2層の質量保存則	右辺第3項：	
		1次Euler法	

ただし, $AA_i = T_{2\ i-1,j}/\Delta x^2$, $BB_i = T_{2\ i-1,j}/\Delta x^2 + T_{2\ i,j}/\Delta x^2 + T_{2\ i,j-1}/\Delta y^2 + T_{2\ i,j}/\Delta y^2 + s_{2\ i,j}/\Delta t$
 $CC_j = T_{2\ i,j}/\Delta x^2$, $DD_j = -s_{2\ i,j}H_{g2\ i,j}^*/\Delta t - H_{g2\ i,j+1}T_{2\ i,j}/\Delta y^2 - H_{g2\ i,j-1}T_{2\ i,j}/\Delta y^2$ である.

このとき, IADI 法は, 列方向の解 $H_{g2\ i,j-1}$, $H_{g2\ i,j}$, $H_{g2\ i,j+1}$ を未知数にした連立方程式(5.8)と行方向の解 $H_{g2\ i-1,j}$, $H_{g2\ i,j}$, $H_{g2\ i+1,j}$ を未知数にした連立方程式(5.9)を交互に解くという一連の流れを解が収束するまで反復する解法である. この際, 反復回数 k における解を $H_{g2\ i,j}^k$ としたとき, 一つ前の反復回数 $k-1$ における解 $H_{g2\ i,j}^{k-1}$ との差が許容誤差 $\varepsilon(m)$ 以内であれば, 計算を終了する仕組みである. 本研究では, 藤崎(1991)¹⁴⁾を参考に, ε は $0.01(m)$ として解析した. また, 計算時の時間間隔 Δt に関しては, $60(s)$ とした. さらに, 格子間隔 Δx , Δy は後述する入力地形データの解像度と統一し, 第4章の熱収支式を組み込んだ RRI モデルと同様の条件とした.

5.2.3 解析方法

構築したモデルの有用性を評価するために, 高津川流域を対象に第2章で取得した河川水温のモニタリング結果を用いた精度検証をするとともに, 第4章で開発した熱収支式を組み込んだ RRI モデルとの比較を実施した. ここで, 熱収支式を組み込んだ RRI モデルによる計算を Case1, 地表水・地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルによる計算を Case2 と定義する. 計算期間は, 第4章と同様に 2020 年 1 月 1 日～12 月 31 日の 1 年間とした. 精度検証用のデータに関して, 図-4.2.1 に位置を示した国土交通省管理の流量観測所の流量および第2章で実施した河川水温の連続モニタリングデータを用いた. 入力地形や河道断面, 気象データに関しても, 基本的には第4章と同様であるため, ここでは概要のみを示す. 地形は Yamazaki *et al.* (2018)¹⁵⁾が整備した日本域表面流向マップ(J-FlwDir)から 30m 解像度のデータを, NDVI については国土地理院¹⁶⁾より 250m 解像度のデータを取得し, いずれのデータ 150m 解像度にリサンプルしたものをを用いた. また, 河道断面に関しては本川の河口から上流へ 14.2km の直轄区間においては, 2020 年に実施された航空レーザ測深結果を用い, それ以外の区間は底面が三角形の河道断面を仮定した. 気象データに関して, 雨量は気象庁のレーダー・アメダス解析雨量(空間解像度: 1km)¹⁷⁾を用い, 気温データは国立研究開発法人 農業・食品産業技術総合研究機構(農研機構)の農研機構メッシュ農業気象データ(空間解像度: 1km)¹⁸⁾を使用した. そのほかの気象量(風速, 蒸気圧, 雲量)については気温や雨量のように面的なデータが存在しなかったため, 図-4.2.1 に位置を示した AMeDAS 気象観測地点のデータを空間内挿することで, 1km 解像度の面データを作成した.

斜面流モデルを計算するにあたり, 図-4.2.9 に示す 5 つの土地利用区分(水田, 畑地, 山地森林, 都市域, 水域)で個別にパラメータを設定した. まず, 側方流の発生を想定した山地森林におけるパラメータを表-5.2.2 に示す. ここで, Case1 は第4章の RRI モデルを用いているため, 表-4.2.2 に示したパラメータと同様である. Case1 と Case2 で表層土壌厚(D)およびマトリックス

表-5.2.2 各ケースの山地における斜面流モデルのパラメータ

項目	関連する式	単位	Case1	Case2
斜面の粗度係数(n_s)		$m^{-1/3}s$	0.4	
飽和透水係数(k_a)		m/s	0.3	
飽和有効空隙率(γ_a)	式(4.6),	-	0.55	
飽和一不飽和透水係数比(β)	(4.7)	-	4	
不飽和有効空隙率(γ_m)		-	0.45	0.325
表層土壌厚(D)		m/s	1.0	0.8
鉛直方向の透水係数(k_v)	式(4.8)	$10^{-7} m/s$	0.0	0.5

表-5.2.3 山地以外の土地利用における斜面流モデルのパラメータ

パラメータ	単位	関連する式	水田	荒地	都市域	水域
斜面の粗度係数 (n_s)	$m^{-1/3}$		1.0	0.2	0.01	0.03
表層土壌厚(D)	m		1.0	1.0	0.0	1.0
飽和有効空隙率 (γ_a)	-		0.479	0.471	0.0	0.471
不飽和有効空隙 率(γ_m)	-	式(4.6), (4.7)	-	-	-	-
飽和側方透水係 数(k_a)	m/s		-	-	-	-
飽和—不飽和透 水係数比(β)	-		-	-	-	-
鉛直方向の透水 係数(k_{sv})	$10^{-7}m/s$	式(4.8)	2.78	5.56	0.00	5.56

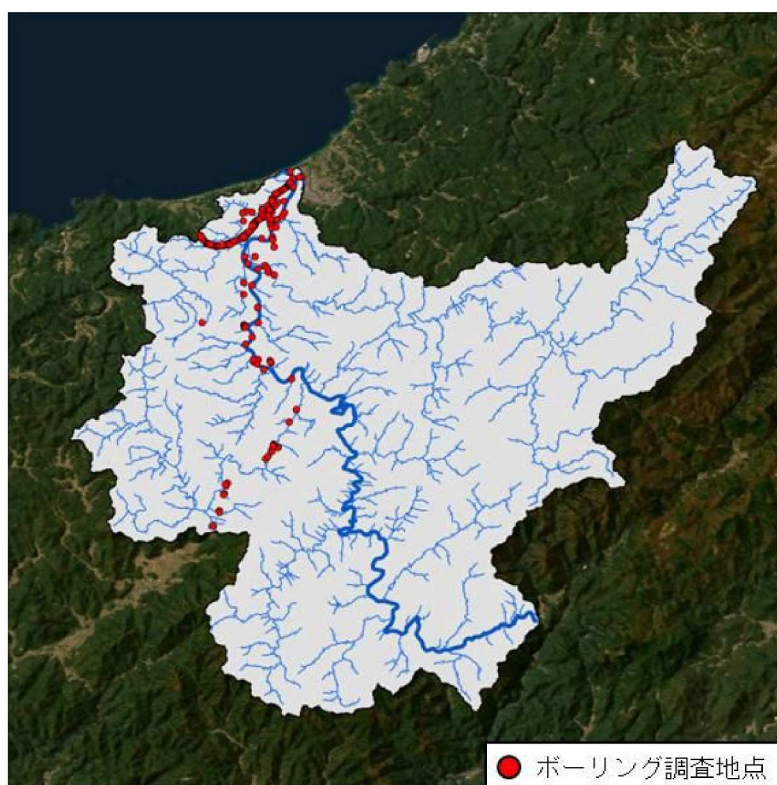


図-5.2.5 高津川流域におけるボーリング調査実施地点

層の不飽和有効空隙率(γ_m)が異なるのは、直接流出のみを考慮した Case1 はマトリックス層で発生する遅い中間流を D と γ_m で制御して逡減時や平水時の精度を極力高めていたが、Case2 では平水時に支配的な地下水流動も考慮したことで、 D と γ_m で平水時の流量を制御する必要がなくなったためである。次に、鉛直浸透を仮定した山地以外の土地利用におけるパラメータを表-5.2.3に示す。ここで、表層土壌厚(D)を除く全てのパラメータは Case1 と Case2 で同様である。一方、 D に関して、Case1 では鉛直浸透した水を貯留するための表層土壌厚として考慮している(図-

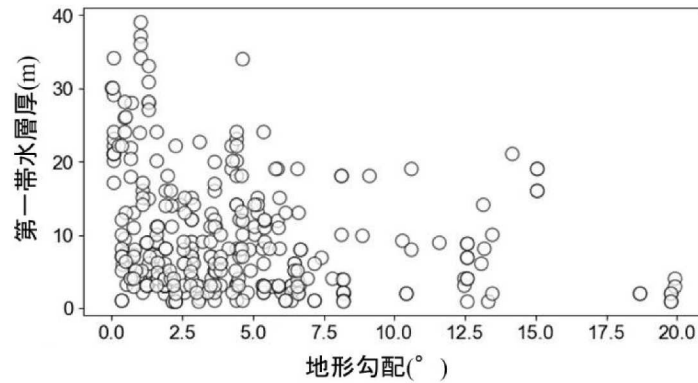


図-5.2.6 第一帯水層厚と地形勾配の関係

表-5.2.4 各地下帯水層の層厚

帯水層	地形勾配	層厚
第一層	0.0° - 2.5°	11.0 m
	2.5° - 5.0°	7.0 m
	5.0° - 15.0°	5.0 m
	15.0° - 20.0°	2.0 m
	20.0° -	0.5 m
漏水層	—	1.0m
第二層	—	底面深度を-標高 60m に一律設定

4.2.3(b))のに対し、Case2 では鉛直浸透した水は地下水流として追跡する(図-5.2.2(b))ため考慮していない。河川流モデルに関して、河道の粗度係数は河道網全体で $0.03\text{m}^{-1/3}\text{s}$ を一様に与えた。Case2 において、準三次元地下水流動モデルで計算をするにあたり、設定した各層の帯水層厚を選定する必要がある。まず、平野部の沖積層あるいは山地の下層土層や風化岩を想定している第一層については、図-5.2.5 に示す位置で実施されているボーリング調査結果を基に、以下の手順で選定した。まず、ボーリング柱状図において、N 値が 50 以上として記載されている層の多くは土質が岩盤であることを確認したため、N 値が 50 以下の層の厚さを第一帯水層厚と定義した。そして、地形勾配と第一帯水層厚の関係性を比較しつつ、地形勾配別に第一帯水層厚を設定した。ここで、地形勾配と第一帯水層厚の関係を比較した散布図を図-5.2.6 に示す。この散布図から、地形勾配が 0.0-2.5°, 2.5-5.0°, 5.0-15.0°, 15.0-20.0° の 5 つの区分で取り得る第一帯水層厚の範囲が異なることが分かる。したがって、本研究では第一帯水層厚を各区分における平均値付近の値としつつ、河川流量の精度を確認しながら試行錯誤的に設定した。設定した地下帯水層厚を表-5.2.4 に示す。なお、斜面勾配が 20°より大きくなるような場合における第一帯水層厚のデータは存在しなかったが、図-5.2.4 の傾向から 15.0-20.0°の場合より小さいと推定されたため、これを考慮しつつ河川流量の精度を確認しながら設定した。地形勾配およびそれを基に設定された第一帯水層厚の空間分布を図-5.2.7 に示す。基岩層を想定している第二層は、斎藤らを参考¹⁹⁾に、帯水層底面を標高-60m とし、第一層と第二層の水交換のための漏水層の層厚は 1.0m を流域一様に与えた。表-5.2.5 に、各帯水層で設定したパラメータを示す。まず、第一層および漏水層のパラメータは、河川流量の精度を基に、試行錯誤的に選定したものを流域一様で与えた。第二層の貯留係数に関して、一般に不圧状態と被圧状態でオーダーが大きく異なることを踏まえ、それぞれで異なる値を設定した。透水係数については、産総研の 20 万分の 1 日本シームレス地質図を基に、図-5.2.8 のように 5 つの主要な地質(地質 1~5)に分類し、文献²⁰⁾, ²¹⁾を参考に与えた。

計算の初期条件に関して、準三次元地下水流動モデルで算出する地下水位、RRI モデルで算出する斜面水深、河川の水深ともに、Case1 は前 1 年間(2019/1/1～12/31)、Case2 は前 5 年分(2015/1/1～2019/12/31)の助走計算結果を初期値に用いた。なお、Case2 で流れ場の助走計算期間が 5 年と長いのは、Case1 と同様の 1 年では準三次元地下水モデルの計算が安定しないことを確認したためである。河川水温に関しては、初期値による影響が小さいことを確認したため、計算期間初期の 2020/1/1 0:00 の河川水温を河川網全体で 10.0℃ として計算をした。

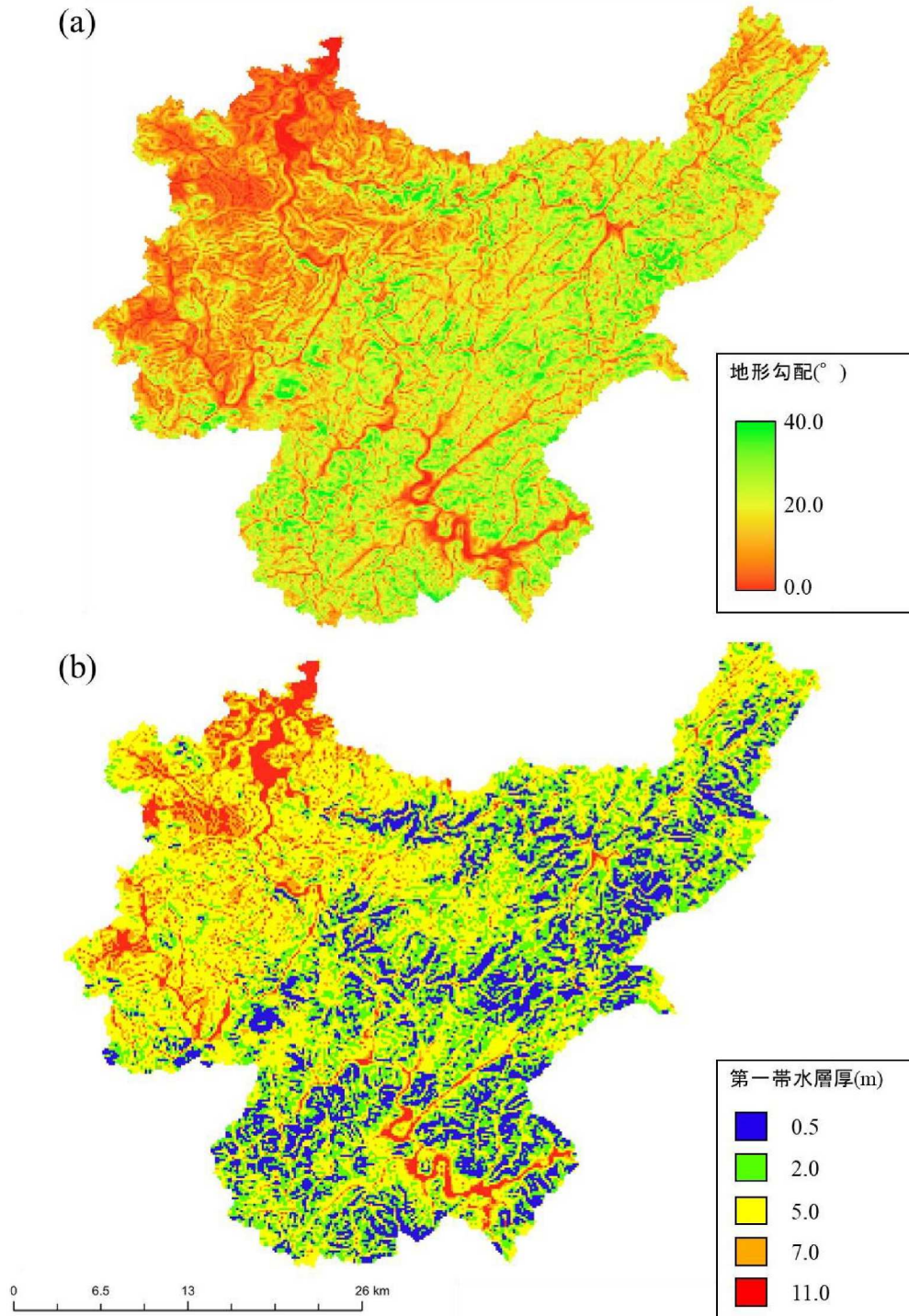


図-5.2.7 (a)地形勾配および(b)第一帯水層厚の空間分布

表-5. 2. 5 準三次元地下水モデルのパラメータ

帯水層	項目	単位	値
第一層	貯留係数 (s_1)	-	0.2
	透水係数 (k_1)	m/s	5.0×10^{-3}
漏水層	透水係数 (k_3)	m/s	1.0×10^{-10}
第二層	貯留係数 (s_2)	-	不圧時 : 0.1 被圧時 : 0.001
	透水係数 (k_2)	m/s	地質 1 : 8.17×10^{-7} 地質 2 : 5.62×10^{-7} 地質 3 : 1.00×10^{-7} 地質 4 : 1.00×10^{-8} 地質 5 : 1.00×10^{-8}

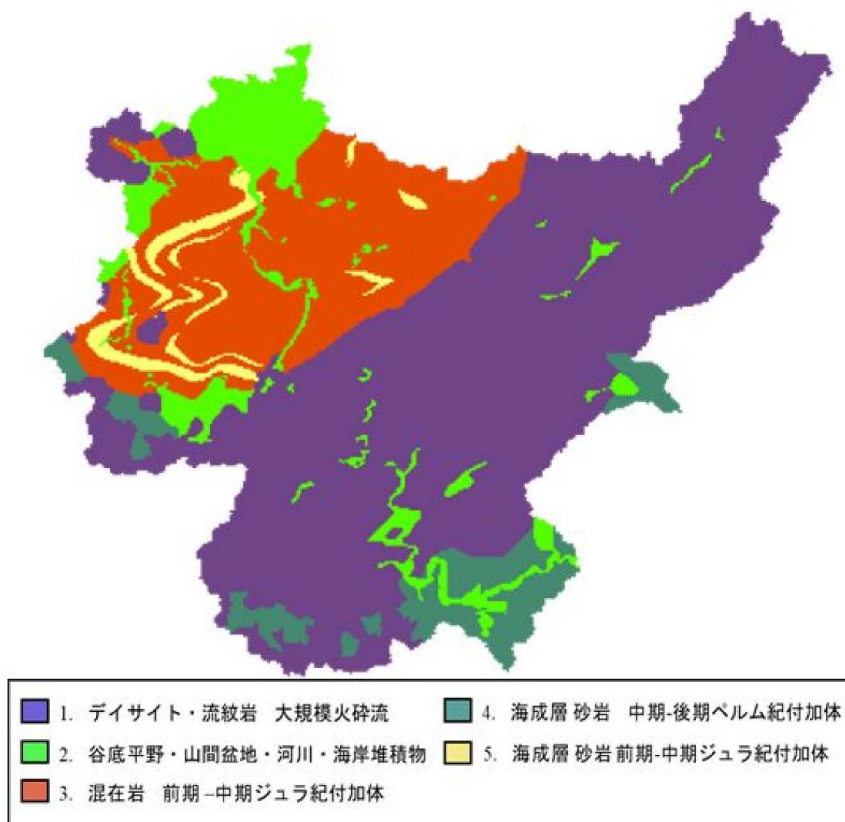


図-5. 2. 8 高津川流域の地質分類図

5.3 結果および考察

5.3.1 河川流量の精度評価

各ケースにおける予測流量を実測流量と計算期間全体で比較したものを図-5.3.1に示す。なお、ここでは結果の代表例として、利水の計画基準点の神田地点の結果を示している。また、図の上段には流域平均雨量を、下段には流量が $100\text{m}^3/\text{s}$ 以下の部分を拡大したものも示している。まず、図-5.3.1 上段の各地点におけるハイドログラフに着目すると、Case1、Case2 の両ケースでハイドログラフ全体の増減を概ね良好に再現した。特に、6～9月に発生した実測ピーク流量が $1000\text{m}^3/\text{s}$ を上回るような大規模出水時においては、両ケースでハイドログラフの立ち上がりおよび逓減時を高精度に捉えた。この結果に関して、特にハイドログラフの逓減時は中間流出が卓越することが考えられるが、RRI モデルをベースとしている斜面流モデルがこうした中間流出を良好に再現したためである。一方で、ピーク流量に着目すると、両ケースともに過小評価してはいるものの、Case2の方が相対的に高精度であった。Case1の方がピーク流量を大幅に過小評価したのは、Case1はハイドログラフの逓減時や平水時の精度を極力高めるために、毛管水層に保持可能な水分量を大きくするようにパラメータを同定したが、それに伴って表面流の流量を過小評価したと考えられる。次に、図-5.3.1 下段の平水時の再現性に着目すると、5月中旬、10月中旬および12月末に発生しているピーク流量 $40\text{m}^3/\text{s}$ 以下の小規模な増水時において、Case1は大幅に過大評価していたのに対し、Case2ではその傾向を改善している。さらに、11～12月の流域平均雨量が最大でも $5\text{mm}/\text{h}$ 以下の期間における平水時の河川流量に関しても、Case2はCase1の過大評価を軽減し、実測流量を概ね良好に捉えていることが分かる。これは、Case2は地下水流も考慮に入れているこ

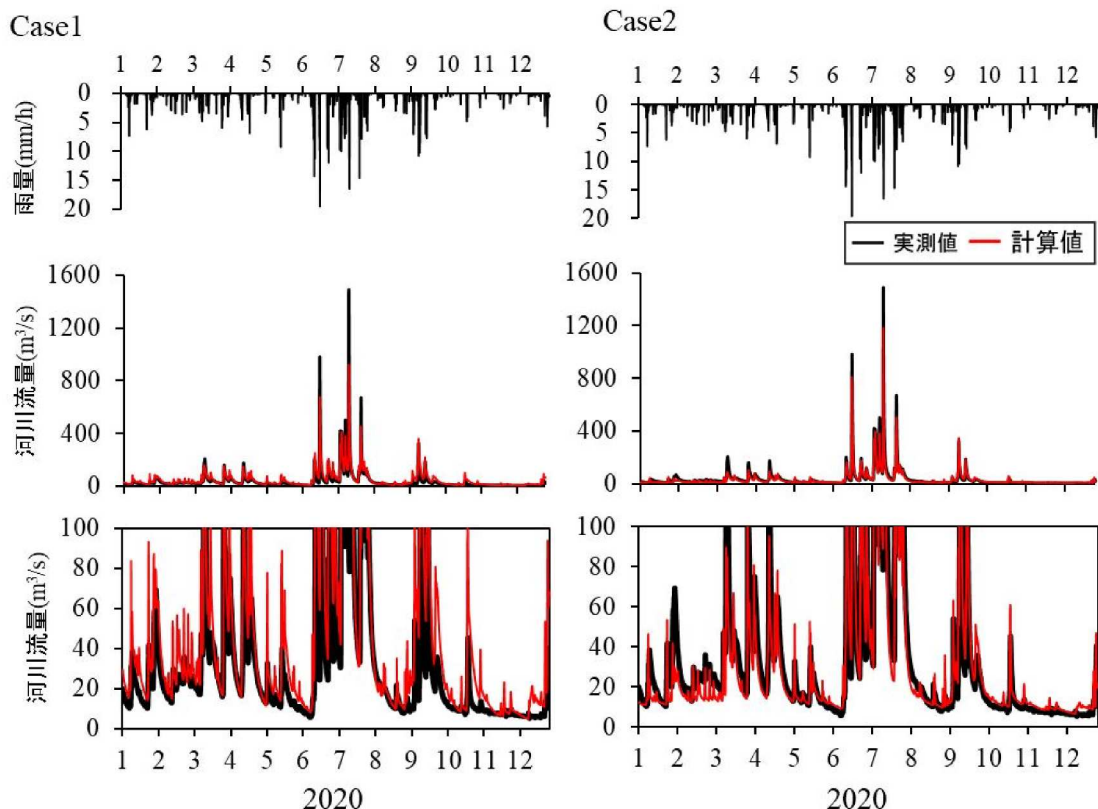


図-5.3.1 神田地点における実測流量と計算流量のケース別比較

(上段：流域平均雨量，中段：流量ハイドログラフ，下段：流量 $100\text{m}^3/\text{s}$ 以下を拡大したグラフ)

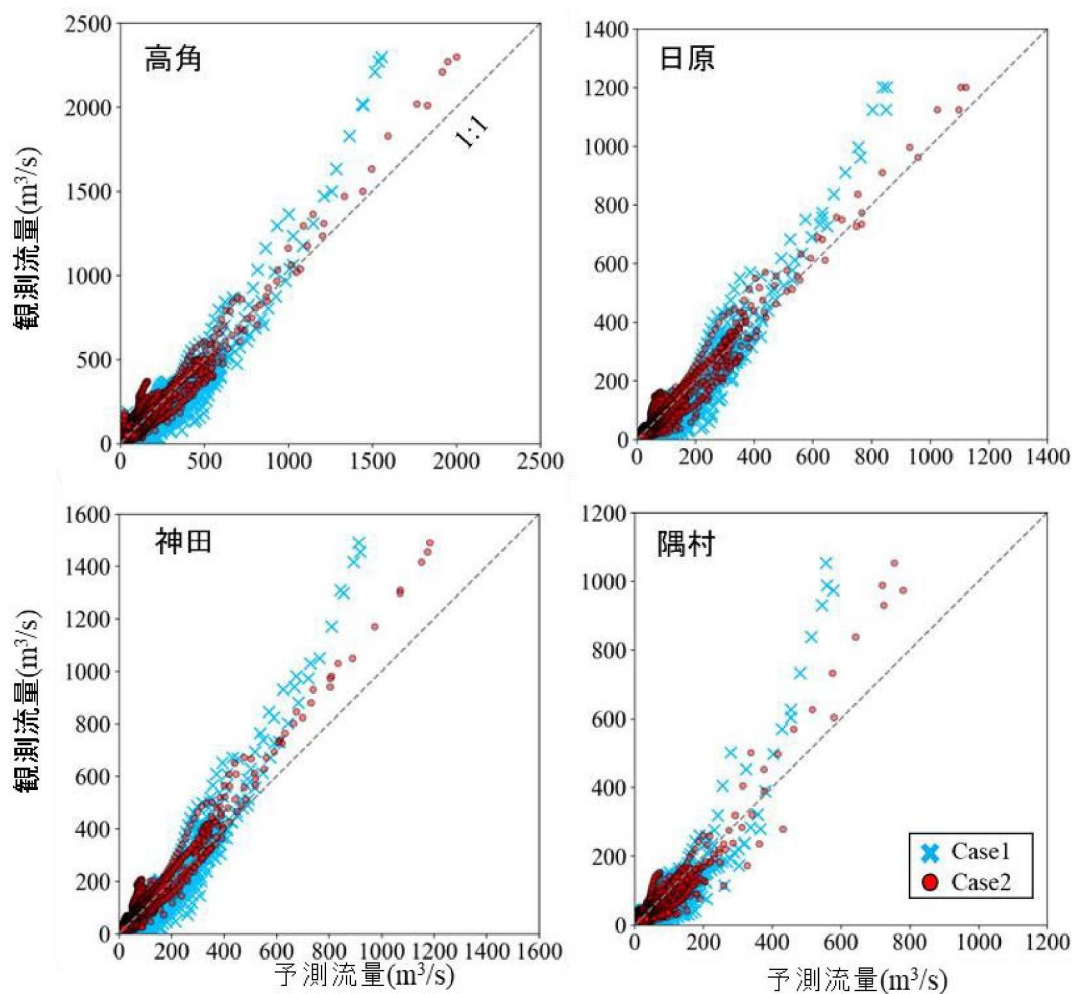


図-5.3.2 各ケースにおける実測流量と計算流量の比較

とにより、地下水流の影響も受けるような小規模出水時や平水時の流量の再現性が向上したと考えられる。隅村地点が位置する匹見川は、集水域全体を急峻な山地が占めているほか、上流部には峡谷地形の匹見峡が広がっており、下流にかけても広い範囲で河床に透水性が極めて低い岩盤が露出している特徴がある²²⁾。5.2.3で述べたように、Case2は準三次元地下水流動モデルで第一層に流域一様の透水係数や貯留係数を設定していたが、これらのパラメータの値が実際と異なっていたことや、岩盤が露出している場合はモデルの第一層で想定しているような基岩層より上部の層が存在しないことから、Case2においても精度が低かった可能性が考えられる。

流域全体の予測精度の傾向を調べるために、すべての流量観測地点における実測流量と各ケースの計算流量を比較した散布図を図-5.3.2に示す。まず、流量が高角地点で $500\text{m}^3/\text{s}$ 以下、それ以外の地点で $400\text{m}^3/\text{s}$ 以下になるような場合においては、Case1は実測値を大幅に過大評価したのに対し、Case2は1:1直線の近くに点が散布し、実測値を概ね捉えていることが分かる。また、両ケースで本川の日原地点を除く全地点においてピーク流量付近の実測値を過小評価する傾向はあったものの、流量が $500\text{m}^3/\text{s}$ 以上の出水時に関してもCase2はCase1の過小評価を大幅に軽減した。特に、本川の日原地点においてはCase2がすべての流量規模で1:1直線とよく対応している。一方で、支流の匹見川に位置する隅村地点は、Case2でもピーク流量の過小評価量が他の地点に比べて特に大きかったことに加え、実測流量が $400\text{m}^3/\text{s}$ 以下の場合においても他の地点ほど顕著な精度の改善が見られなかった。

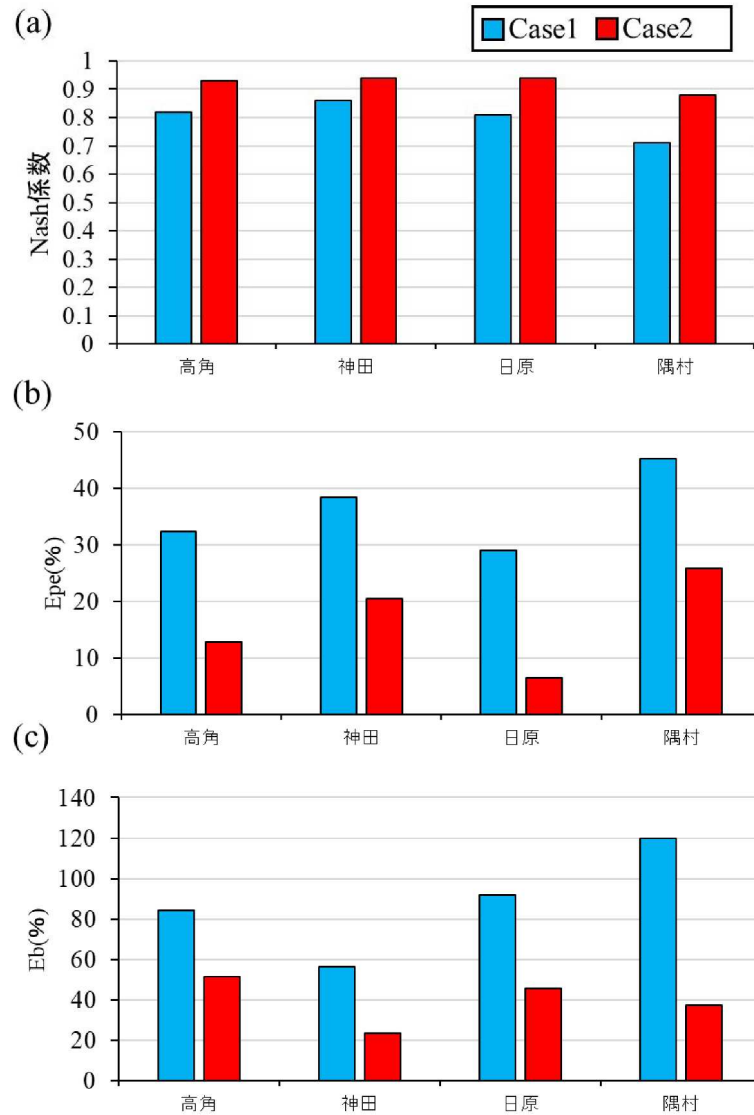


図-5.3.3 各水位・流量観測所における(a)Nash 係数, (b) E_{pe} , (c) E_b の比較

各種計算ケースの予測精度をハイドログラフ全体、大規模出水時および平水時のそれぞれで、定量的に比較するために、[1] 1.0 に近いほどハイドログラフ全体の適合度が高いとされる Nash-Sutcliffe 係数 (以下、Nash 係数と記載)²³⁾、[2] ピーク流量の値の誤差率 (E_{pe}) および [3] 実測値が平水流量以下の時系列における時間平均誤差率 (E_b) を算出した結果を図-5.3.3 に示す。なお、平水流量は 1 年間のうち、185 日はこれを下回らない流量と定義されるものであり、本研究では 1 時間間隔の流量を基に算出した。まず、Nash 係数 (図-5.3.3(a)) を各ケースで比較すると、Case1 は最大でも 0.8 程度であったのに対し、Case2 はほとんどの地点で 0.9 以上とハイドログラフ全体の適合度が高かった。次に、 E_{pe} (図-5.3.3(b)) に関して、Case1 はほとんどの地点で 30% 以上であったのに対し、Case2 は最大でも 25% 程度であった。実際に、 E_{pe} の全地点における平均値を比較したところ、Case1 は 36.2%、Case2 は 16.5% とピーク流量の過小評価を約 20% 軽減したことが示された。最後に、 E_b (図-5.3.3(c)) に関して、Case1 では全地点で 50% 以上であり、最も誤差が大きかった隅村地点では 120% 程度だったのに対して、Case2 は全地点で 40% 程度に軽減した。 E_b の全地点における平均値を比較したところ、Case1 は 88.07%、Case2 は 39.37% と、平水流量の誤差を約 50% 軽減したことが示された。

以上より，本研究で開発した地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルは，平水時と出水時の両方で第4章のモデルと比較して高精度であり，平水時と出水時の流量をシームレスに高精度で予測可能であることが示された。

5.3.2 河川水温の精度評価

図-5.3.4は，各計算ケースにおける予測水温と実測水温との日平均値で比較したものを示している．なお，ここでは結果の代表例として各河川流域において特徴的な傾向が確認された水温観測地点(地点名および位置は，図-4.2.1に記載)を選定し，(a)～(e)で示している．また，本川上流

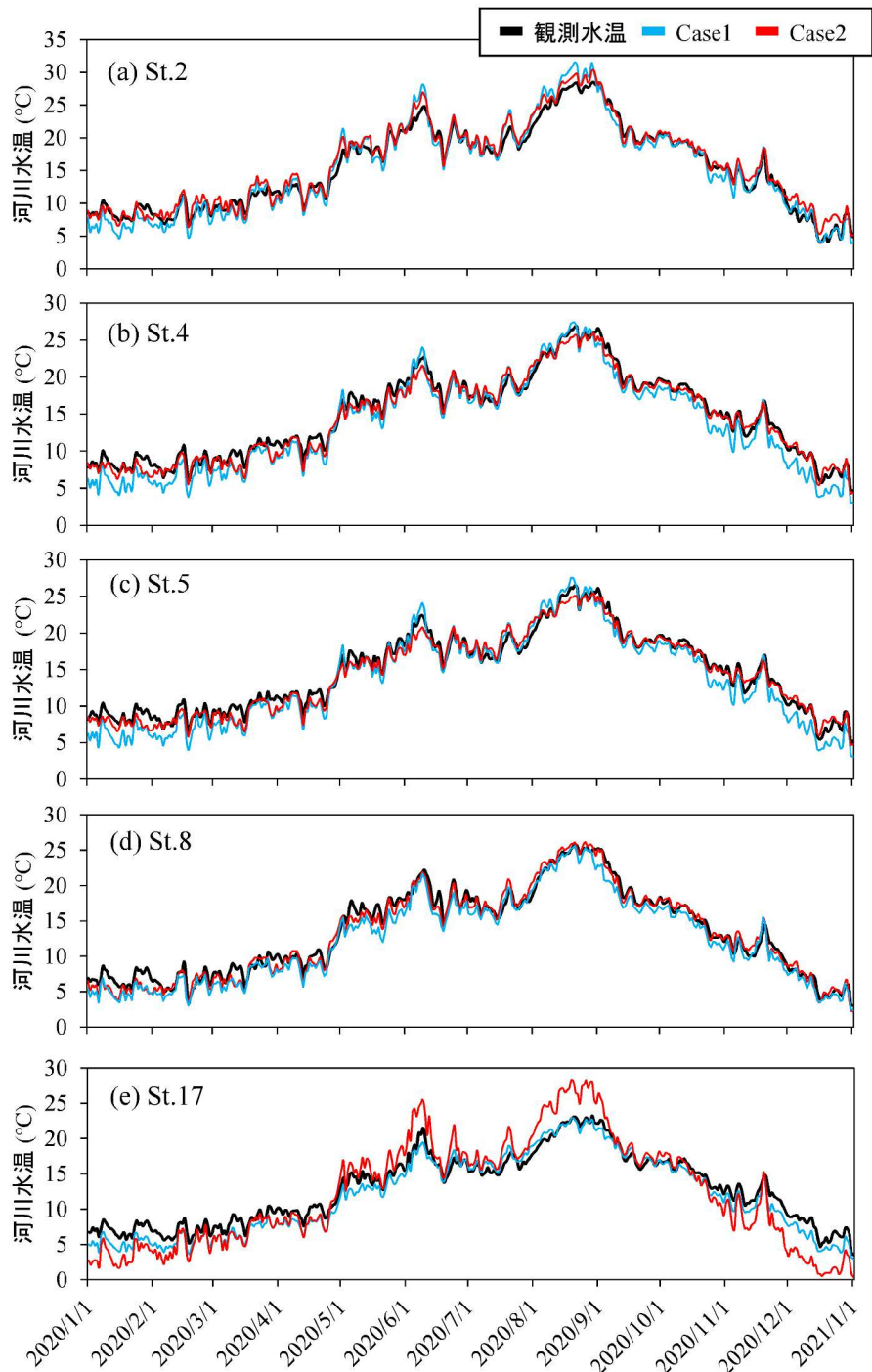


図-5.3.4 各ケースにおける予測水温と実測水温の比較

に位置する St.4(図-5.3.4(b))および St.5(図-5.3.4(c))は、湧水の影響を強く受けて冬季の水温が温められることが第2章で示された地点である。まず、両ケースにおいて、ほとんどの地点で年全体の水温を概ね良好に予測した。河川水温が湧水の影響を受ける St.4(図-5.3.4(b))および St.5(図-5.3.4(c))において各ケースの結果を比較すると、Case1 では1, 2月および11, 12月の冬季の水温を5°C程度過小評価したのに対し、地下水流とそれによる熱輸送を考慮した Case2 では劇的に精度が向上していることが分かる。また、本川下流の St.2(図-5.3.4(a))においては、Case1 では6月上旬および8月下旬から9月上旬の水温が5°C程度の過大評価傾向していたのに対し、Case2 では過大評価が2°C以下に抑えられていることを確認した。さらに、支川の匹見川に位置する St.8(図-5.3.4(d))においても、Case1 では9月以降の水温を過小評価していたが、Case2 ではほとんど過小評価していないことが分かる。これは、地下水による熱交換をモデルが適切に考慮できているためと考えられる。一方で、支川の鹿足河内川に位置する St.17(図-5.3.4(e))に着目すると、Case2 の方が Case1 と比較して精度が低く、実測値との差が最大で5°C程度存在していることを確認した。これは、こうした上流の源流域に近い集水域面積が小さい地点においては、

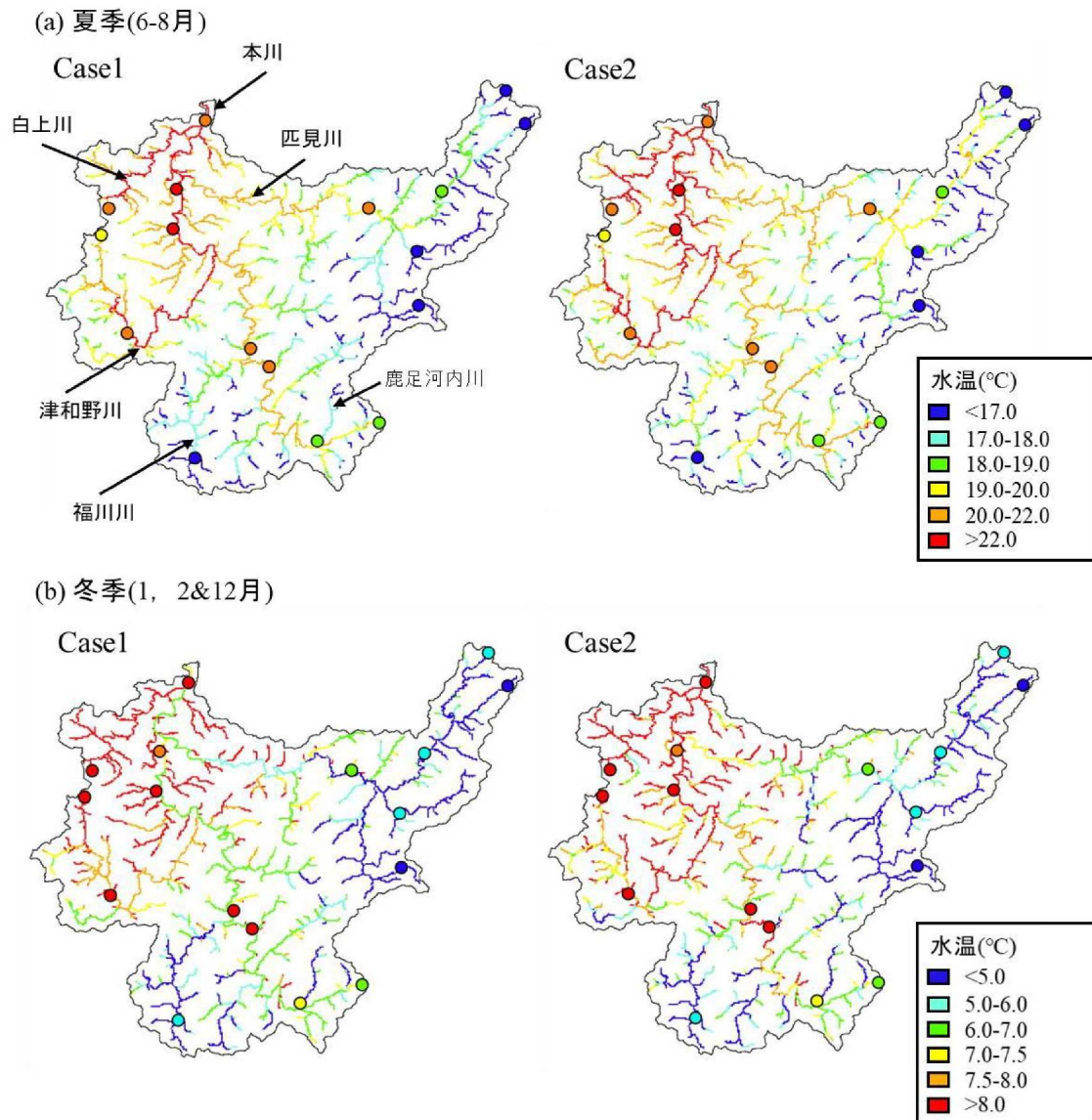


図-5.3.5 各ケースにおける(a)夏季(6-8月)および(b)冬季(1, 2&12月)の平均水温の空間分布

河川と地下水の水・熱のやり取りがモデルで適切に再現できていなかったことに起因するが、詳細については後述の 5.3.3.3 および 5.3.4.4 で考察する。

流域全体における河川水温の空間分布特性をどれほど予測できているか確認するために、各ケースにおける(a)夏季(6-8月)および(b)冬季(1, 2&12月)の平均水温の空間分布を比較したものを図-5.3.5 に示す。なお、図内には観測水温から算出した平均水温の値も丸でプロットしている。まず、夏季(図-5.3.5(a))の結果に着目すると、両ケースともに下流域における予測水温が 22℃ 以上と相対的に高く、観測水温の傾向を良好に捉えていることが分かる。一方で、冬季(図-5.3.5(b))は、各ケースで予測水温の空間分布が大きく異なっており、Case1 では本川、津和野川および匹見川の源流を除くほとんどの区間で実測水温を過小評価したのに対し、Case2 は過小評価を軽減していることが確認された。また、本川の上流域において、湧水の影響で観測水温が 8.0℃ 以上と下流域と同等に高い地点が存在しているが、Case2 ではこの傾向を良好に再現していることが分かる。各ケースの精度の違いについて定量的に検討するために、RMSE をケース別で算出し、夏季(6-8月)と冬季(1, 2&12月)のそれぞれで比較したものを図-5.3.6 に示す。まず、夏季(図-5.3.6(a))における RMSE を各ケースで比較すると、本川下流の St.1, St.3 および支流の St.8 は Case2 の方が Case1 と比較して小さかったものの、それ以外の地点では Case1 の方が僅かに小さかった。ただし、図-5.3.4 の St.2(図-5.3.4(a))、St.4(図-5.3.4(b))および St.5(図-5.3.4(c))からも確認できるように、両ケースで夏季における水温の時系列変化を良好に予測したことや、図-5.3.5(a)において両モデルで水温の空間分布を概ね良好に捉えていたことを踏まえると、RMSE の値としては Case1 の方が僅かに小さくはなったが、両ケースで同等に夏季の水温を高精度に予測したことが分かる。次に、冬季(図-5.3.6(b))に着目すると、本川は St.2 を除く全地点と支川の St.9, St.14 では Case2 の RMSE の方が小さく、特に湧水の影響を受ける St.4 および St.5 は RMSE が Case1 は 2℃ 以上だったのに対し、Case2 は 1℃ 以下と RMSE が 1/2 に軽減した。また、St.2, St.7, St.9, St.10, St.14, St.15 および St.16 は、Case2 の RMSE の方が Case1 より僅かに大きくはなっているものの、両ケースとも 1℃ 程度と小さく、ほぼ同等の精度であった。ただし、図-5.3.4(e)において Case2 の精度が年全体で低いことが示された St.17 は、両季節で Case2 の RMSE が 4℃ 程度と大きく、Case1 の 2 倍程度であった。

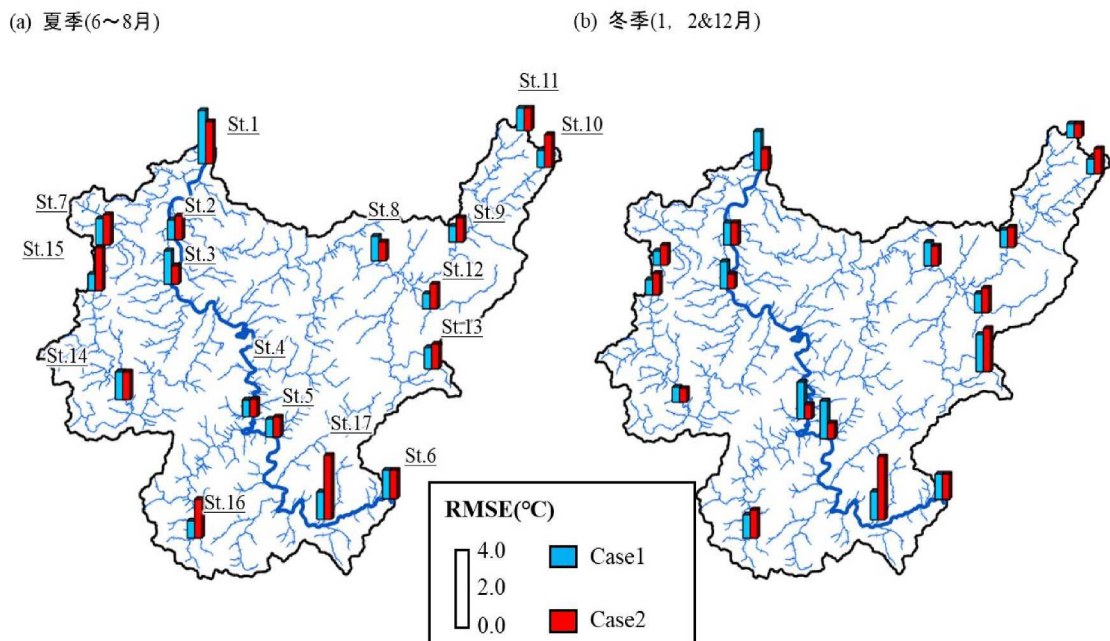


図-5.3.6 (a)夏季(6~8月)および(b)冬季(1, 2&12月)におけるケース別の RMSE の空間分布

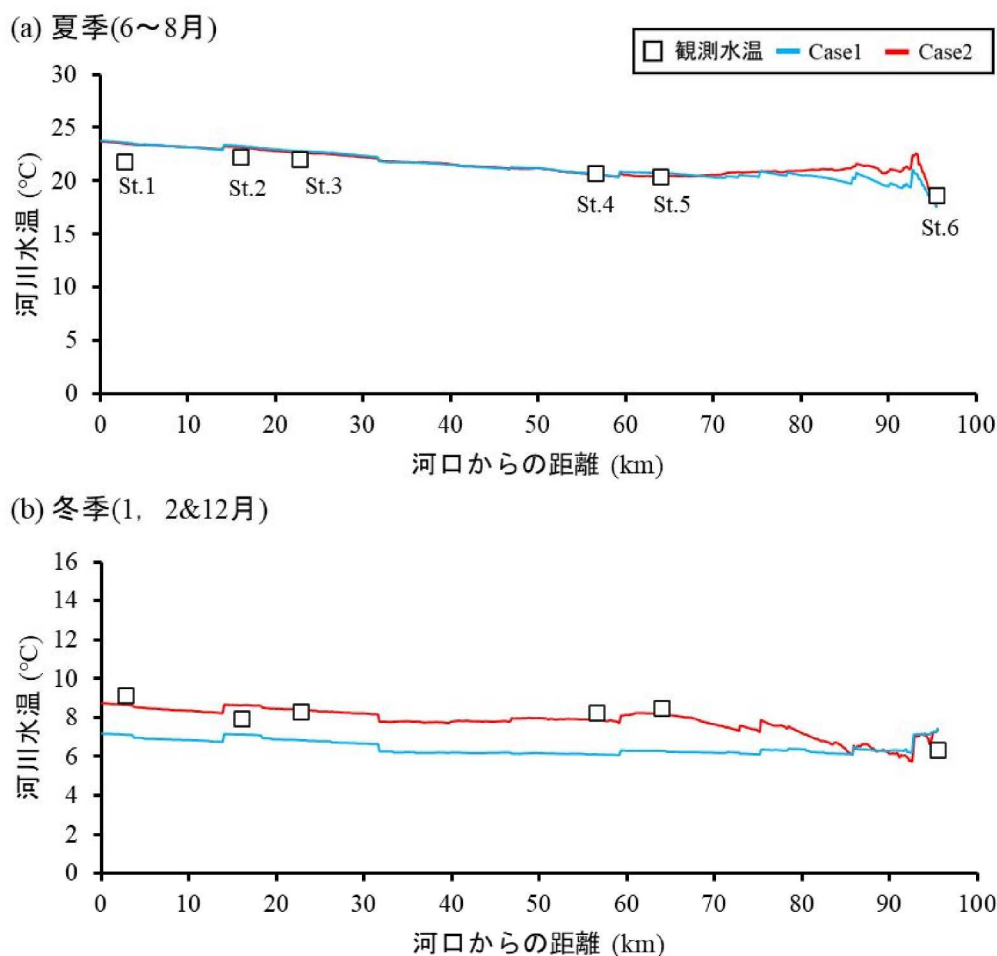


図-5.3.7 各ケースにおける(a)夏季(6~8月)および(b)冬季(1, 2&12月)の平均水温の縦断分布

図-5.3.6において、Case2の冬季における精度向上が顕著であった本川において、各ケースの(a)夏季(6~8月)と(b)冬季(1, 2&12月)における平均水温の縦断分布を算出し、実測値と比較したものを図-5.3.7に示す。なお、図内に四角でプロットしている観測水温の点の下には水温観測地点名も記載している。まず、夏季(図-5.3.7(a))に着目すると、両ケースともに実測水温を高精度に予測しており、ケース間での精度の差も生じていないことを確認した。このことから、Case1のRRIモデルをベースとした河川水温予測モデルでも十分に予測できていたことが分かる。一方で、冬季(図-5.3.7(b))に関して、Case1では源流のSt.6を除く本川全体で実測値を 2°C 以上過小評価していたのに対し、Case2では実測値との差が全地点で 1°C 以下と極めて高精度に予測した。この結果は、地下水流動とそれに伴う熱輸送を考慮することは、湧水の影響を特に強く受けるような本川上流域だけでなく、本川全体の再現性に影響を及ぼすことを示している。

以上の結果から、源流に近いような集水域面積が小さい河川では精度が低下する地点がいくつか確認されたものの、Case2で地下水とそれに輸送される熱も考慮することによって、湧水の影響を受ける本川における予測精度はCase1より劇的に向上することが示された。

5.3.3 水収支に関する検討

5.3.3.1 流域における貯留量に着目した分析

集水域で発生した降雨は、その一部が流域に貯留され、残りは河川に流出する。ここでは、以下の式(5.10)に基づく水収支解析を観測値とモデルの両方で実施することにより、流域の貯留およ

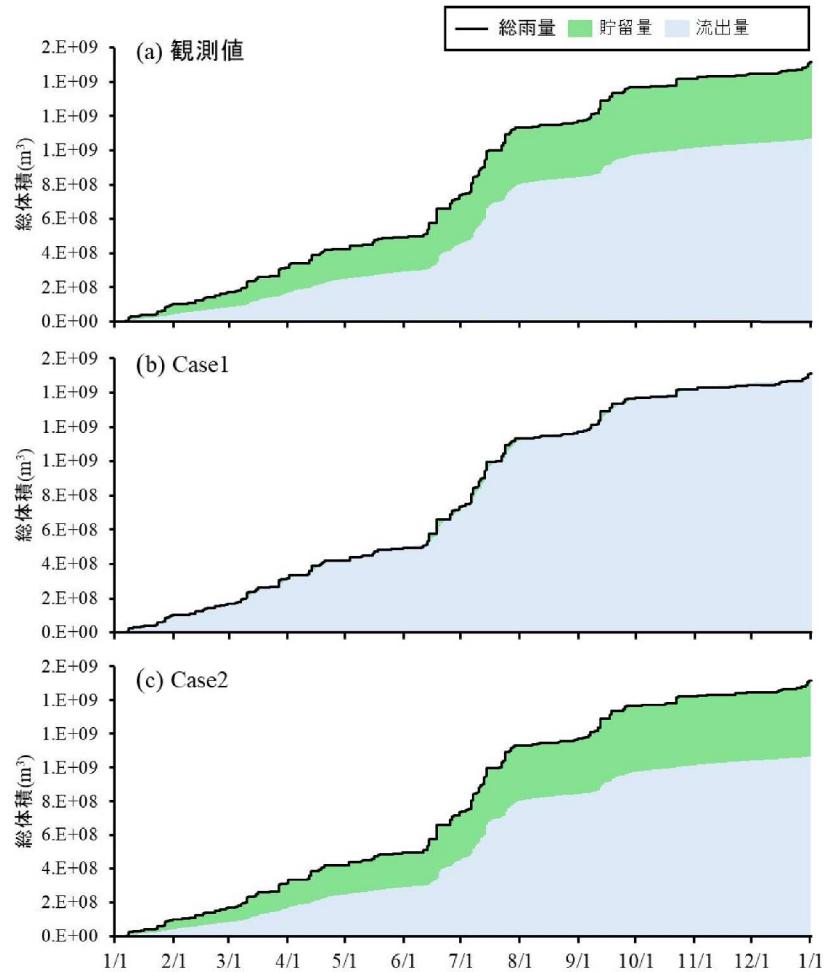


図-5.3.8 神田水位・流量観測所における総雨量に対する貯留量・流出量のバランス
((a) 観測値, (b) Case1, (c) Case2)

び流出のバランスについて把握するとともに、モデルでそれが再現できているかを検討する。

$$\frac{dS}{dt} = \frac{RA}{3.6} - Q_{out} \quad (5.10)$$

ここに、 R ：集水域の空間平均雨量(mm/h)、 A ：集水域面積(km²)、 Q_{out} ：集水域の最下端における河川流量(m³/s)である。

本川下流に位置し、利水の計画基準点になっている神田水位・流量観測所を流出点とした集水域において、貯留量と流出量のバランスを比較した水収支図を図-5.3.8に示す。まず、観測値(図-5.3.8(a))の傾向から、年全体の総雨量に対して、その半分以上が流出し、残りが貯留されている傾向が分かるが、Case1のモデルでは貯留量が0に近い値をとっており、降雨はすべて河川に流出していることが分かる。これは、Case1のモデルでは、降雨に対する応答が早い直接流出のみを考慮しているためである。一方で、Case2(図-5.3.8(c))は観測値の水収支図(図-5.3.8(a))と同様の傾向をとっており、貯留量と流出量のバランスを概ね良好に再現していることが分かる。流域内の全ての観測所における貯留量を把握するために、年全体の総雨量に対して河川へ流出した割合(以降、流出率と記載)を観測値およびCase1, Case2で算出したものを図-5.3.9に示す。まず、Case1は観測値の流出率がいずれの水位観測所も70～80%の値をとっているのに対し、予測では90%以上を示した。一方で、Case2の流出率はすべての水位・流量観測所で観測値と同程度であり、観測値とのずれは最大でも10%程度であった。

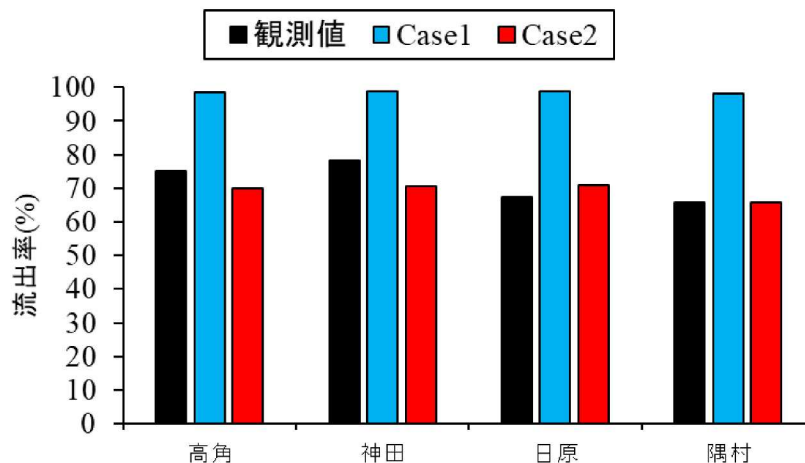


図-5.3.9 観測値と各計算ケース (Case2, Case3) における流出率の比較

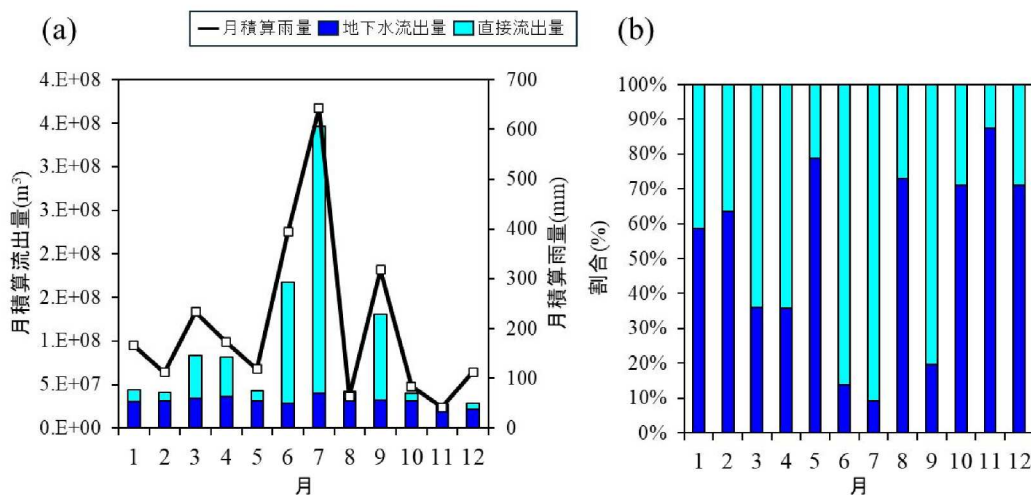


図-5.3.10 神田水位・流量観測所における月別の地下水流出量と直接流出量の比較
(a)時系列比較, (b)各流出量のバランスの比較

これらの結果から、Case2 のモデルは年間の集水域全体の降雨に対する貯留・流出のバランスを適切に再現できていることが示された。

5.3.3.2 直接流出量と地下水流出量のバランス

ここでは、河川への流出量に着目し、Case2 のモデルによって算出された直接流出成分と地下水流出成分のバランスについて検討した。神田水位・流量観測所の集水域における地下水流出量および直接流出量に関して、月別の積算値の(a)時系列比較と(b)各流出量の割合の比較を図-5.3.10に示す。なお、図-5.3.10(a)の月別の時系列比較中には、各月における積算雨量もプロットしている。まず、図-5.3.10(a)の時系列比較に着目すると、地下水流出量は年間を通して大きな値の変化は確認されなかった。一方で、中間流出量は月別に値が大きく変化しており、特に月積算雨量が300mmを超えるような6、7月および9月の直接流出量が他の月に比べて大幅に増大した。このことを踏まえて、図-5.3.10(b)の各流出量の割合に着目すると、月積算雨量が200mm以下の時期においては地下水流出量が総流出量の60%以上となっているのに対し、月積算降水量が300mmを超えるような月においては地下水流出量の割合が減少し、直接流出量が80%以上となっていることが分かる。この結果より、Case2は平水時には地下水流出が、出水時には直接流出が支配的になるという一般的に知られている傾向を再現していることが示された。

5.3.3.3 地下水流出量の空間分布

地下水流出量の空間的な傾向の違いを把握するために、Case2 によって計算された各河川セルへの地下水流出量の空間分布を図-5.3.11 に示す。なお、ここでは式(5.6)で算出した各河川セルに流入(あるいは流出)する地下水流量を年全体で時間積分した値を示している。この値が正值を示す場合、当該河川セルでは湧水が生じており、負値を示す場合は伏流が生じていることを意味する。まず、本川および白上川、匹見川、津和野川および福川川では多くの区間で湧水が生じていた。特に、本川の上流域や支川の津和野川、白上川においては地下水流出量が相対的に多い傾向があった。この結果に関して、図-5.2.5(a)の地形勾配からも分かるように、本川上流や津和野川、白上川が位置する下流域で地形勾配が緩やかで一般に湧水が発生しやすいような谷底平野が形成されているほか、実際に本川は上流域の谷底平野で発生する湧水が水源になっていることも報告されている²⁴⁾。このことから、Case2 は本川と上記に挙げたような支川における地下水との水のやり取りを適切に再現していると考えられる。一方で、鹿足河内川やそのほかの集水域面積が小さい源流付近の河川においては、多くの区間で地下水流出流量が負値をとっており、計算上は伏流が発生していることが確認された。この結果に関して、鹿足河内川と本川は湧水の影響を受けている谷底平野で接続しており、少なくとも合流部付近では湧水が発生している可能性が高い。また、5.2.2.3 で説明したように、本研究では式(5.5)で地下水流出量を計算する際に、河床が砂や礫と仮定した場合の透水係数を河川網全体で一様に与えたが、山地の源流域では透水性が極めて低い山体基岩が河床に露出している場合もあり、実際には伏流が生じにくいことも考えられる。このことから、こうした集水域面積が小さい源流付近の河川においては、地下と河川の水のやり取りを適切に反映できていない可能性が高い。ただし、この点に関しては十分に解明できていな

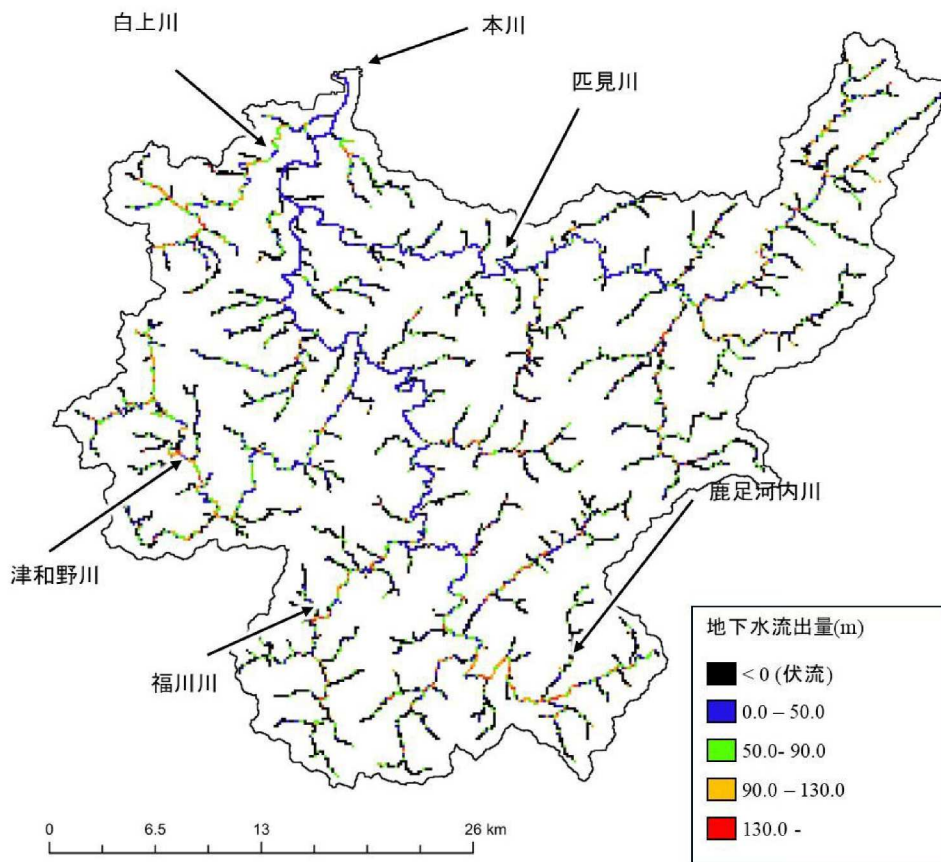


図-5.3.11 年全体における地下水流出量の空間分布

いため、今後現地の情報も踏まえた検証が必要である。以上の結果より、集水域面積が小さい河川では課題が見られたものの、それ以外の区間では地下水と河川水の水のやり取りを適切に再現できていることが示唆された。

5.3.4 熱収支に関する検討

5.3.4.1 水温観測地点における熱収支の検討

Case2 で実装した熱収支式(5.6)は、ある河川セルをコントロールボリュームとした場合の熱収支を記述したものである。したがって、水温観測地点が存在する河川セルに着目し、熱収支式(5.6)を構成する各項のバランスを分析することにより、ある河川水温観測地点での水温を形成する熱収支について検討することが可能である。そこで、熱収支式(5.6)の[1]移流熱(右辺第1項)、[2]大気との交換熱(右辺第2項)、[3]河床伝熱(右辺第3項)、[4]側方地中流による輸送熱(右辺第4項)、[5]地下水との交換熱(右辺第5項)の各熱量の時系列変化および寄与率を比較した。ここで、寄与率は、式(5.6)の右辺第1項から第5項をそれぞれ $T_1 \sim T_5$ としたとき、例えば地下水との熱輸送項 T_5 の寄与率を計算する場合、以下の式(5.11)のように定義する。

$$R = \frac{T_5}{|T_1| + |T_2| + |T_3| + |T_4| + |T_5|} \times 100 \quad (5.11)$$

ここに、寄与率 R は-100～100%の範囲をとり、正值の場合は当該の項が水温を上昇させる方向に

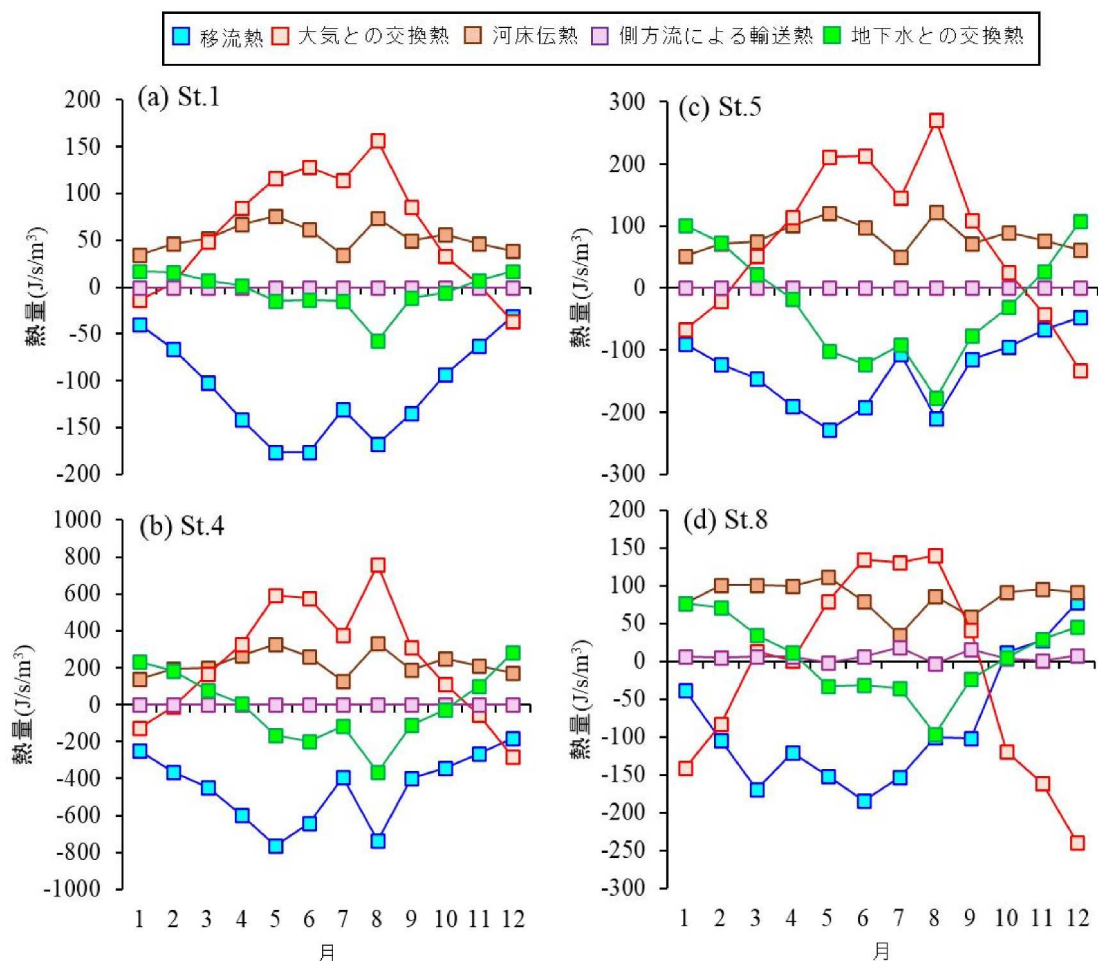


図-5.3.12 各水温観測地点における月別の熱収支

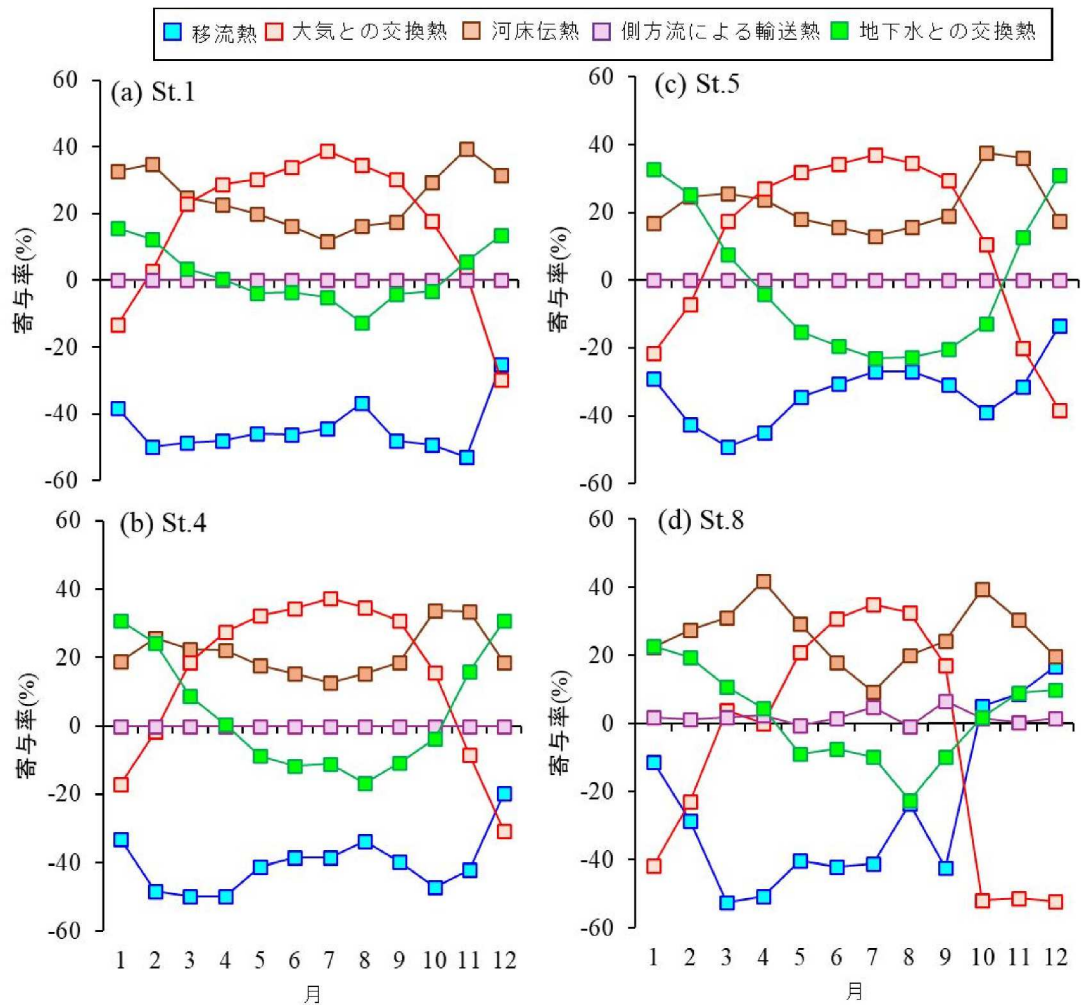


図-5.3.13 各水温観測地点における各熱交換量の寄与率

寄与していることを意味する。各交換熱の月平均値の変化を図-5.3.12，寄与率を図-5.3.13に示す。なお，ここでは結果の代表例として，特徴的な傾向が示された本川の St.1，St.4，St.5 および 匹見川の St.8 を選定し，(a)～(d)として示している。まず，6～8月の熱量の月変化(図-5.3.12)に着目すると，いずれの地点においても大気との交換熱が水温を上昇させる方向に強く働き，水温を冷却する方向には移流熱と地下水との熱交換熱が働いていることが分かる。この夏季において，図-5.3.12で当該地点における各熱フラックスの寄与率を確認すると，6～8月は大気との交換熱が約40%と水温上昇に大きく寄与していることが分かる。これは，夏季は日射量および気温が他季節より高いため，式(4.15)の短波放射量と式(4.18)の長波放射量が増大することに加え，気温が水温を上回ることでも式(4.21)の顕熱による大気から水面への熱輸送量が特に大きくなったためである。一方で，1～3月および11，12月の熱量の月変化(図-5.3.12)に着目すると，St.1(図-5.3.12(a))，St.4(図-5.3.12(b))およびSt.8(図-5.3.12(d))は，大気との交換熱が水温を降下させる方向に働き，河床伝熱および地下水との熱交換が水温を温める方向に働いていることが分かる。ここで，図-5.3.13で地下水との交換熱の寄与率に着目すると，本川最下流の St.1(図-5.3.13(a))や匹見川の St.8(図-5.3.13(d))は1月および12月に20%程度となり，夏季の6～8月のうち寄与率が水温を冷やす方向に大きかった8月と同等であった。一方で，本川上流の St.4(図-5.3.13(b))およびSt.5(図-5.3.13(c))は，1月および12月における地下水との交換熱の寄与率が40%程度と

夏季と比較しても大きくなっていることが分かる. このことから, 本川上流における河川水温は, 特に冬季において湧水の影響を強く受けていることが示された.

5.3.4.2 流域全体における熱収支の検討

ここでは, 流域全体の熱収支について検討する. 熱収支式(5.6)を流域内に存在する河川セル全体で積分することにより, 以下の式(5.12)に示す流域全体の貯留熱量 ΔE (J/s/m³)を定義する.

$$\Delta E = \frac{1}{V_r} \sum_{j=1}^{n_{riv}} \sum_{i=1}^{n_{cell,j}} c_w \rho_w \frac{\partial T_{wi}^j}{\partial t}$$

$$= \frac{1}{V_r} \sum_{j=1}^{n_{riv}} \sum_{i=1}^{n_{cell,j}} \left\{ Q_{i-1}^j (T_{wi-1}^j - T_{wi}^j) + Q_{atm,i}^j B_i^j + Q_{bed,i}^j P_{wi}^j + Q_{sr,i}^j (T_{sli}^j - T_{wi}^j) + Q_{gr,i}^j (T_{gli}^j - T_{wi}^j) \right\} \quad (5.12)$$

ここに, V_r : 河川網全体の水の体積 (m³), n_{riv} : 河川網を構成する河川の総数, $n_{cell,j}$: 河川 j におけるセルの総数, T_{wi} , Q_i^j , $Q_{atm,i}^j$, $Q_{bed,i}^j$, B_i^j , P_{wi}^j , $Q_{sr,i}^j$, $Q_{gr,i}^j$, T_{sli}^j , T_{gli}^j : 河川 j の上流端から i 番目のセルにおける河川水温 (K), 河川流量 (m³/s), 水面からの熱フラックス (J/s/m²), 河床からの熱フラックス (J/s/m²), 水面の面積 (m²), 河床の面積 (m²), 斜面から河道に流入する側方地中流量 (m³/s), 地下帯水層と河川でやり取りされる流量 (m³/s), 斜面からの側方地中流に伴う流入水温 (K), 地下水温 (K) である. 式(5.12)の各項を月別に比較した(a)流域熱収支および(b)各交換熱の寄与率を図-5.3.14に示す. まず, 流域熱収支図(図-5.3.14(a))に着目すると, 図-5.3.12の各地点における熱収支と同様に 5~9 月は気象との交換熱および河床伝熱が水温を上昇させる方向に働いており, 移流熱および地下水との交換熱がそれに釣り合うように水温を冷却する方向に働いていた. この際の気象との交換熱の寄与率を図-5.3.14(b)で確認すると, 30~40%と大きく, 流域全体で見ても夏季は気象との交換熱が水温を上昇させる方向に支配的であることが示された. 一方, 1, 2 月および 11, 12 月の流域熱収支(図-5.3.14(a))に関しては, 地下水との交換熱および河床伝

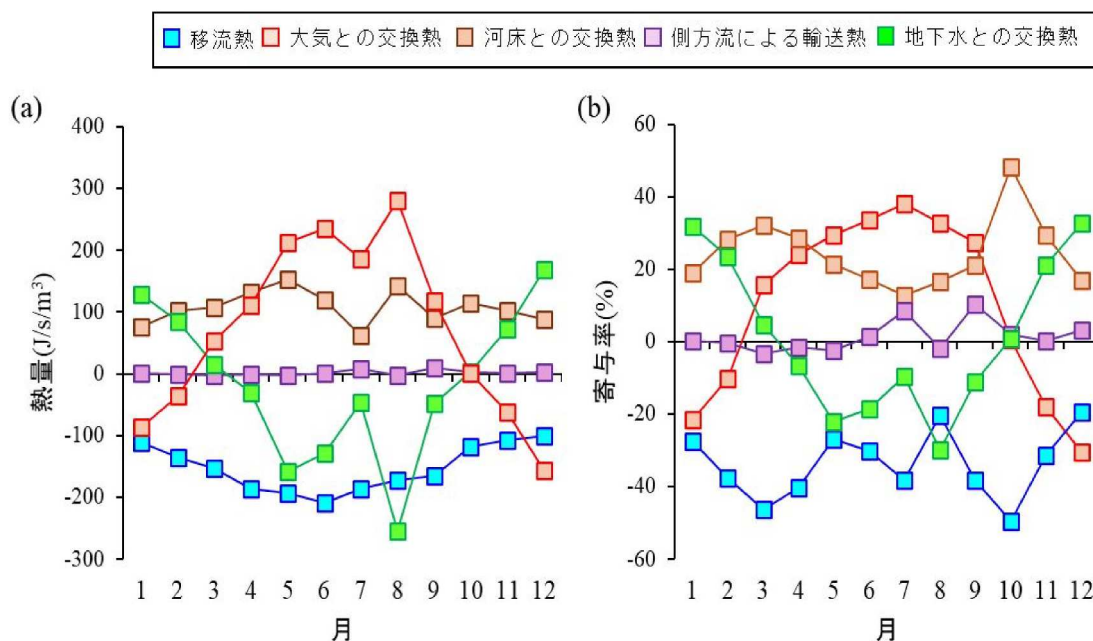


図-5.3.14 月別における(a)流域熱収支および(b)寄与率

熱が水温を上昇させる方向に働いており、大気との交換熱と移流熱は水温を冷ます方向に働いていた。ここで、河床伝熱に関しては、1、2月および11、12月に限らず年全体で水温を上昇させる方向に作用しており、大気との交換熱と地下水との交換熱が小さい10月に寄与率(図-5.3.14(b))が40%以上と特に大きいことが確認された。一方、地下水との交換熱に関しては、1月および12月において寄与率(図-5.3.14(b))が約40%に達しており、冬季の水温上昇に対して最も大きく寄与していることが分かる。この結果と夏季に地下水との熱交換が水温を冷却する方向に寄与していたことも踏まえると、高津川の水溫は流域全体的に地下水との熱交換による影響を受けていることが示された。

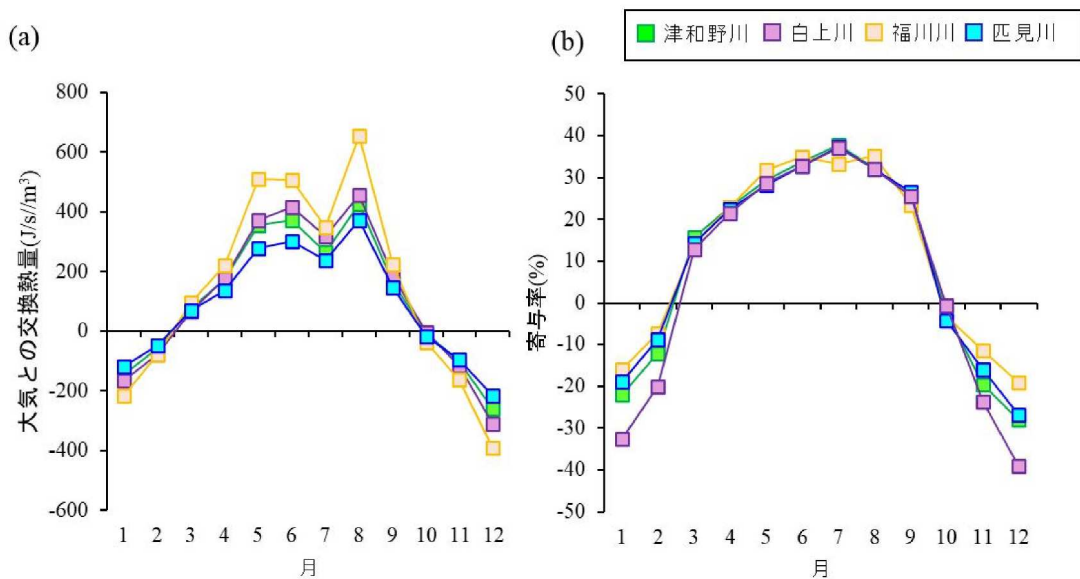


図-5.3.15 主要支川の集水域別における(a)大気との交換熱量および(b)寄与率の比較

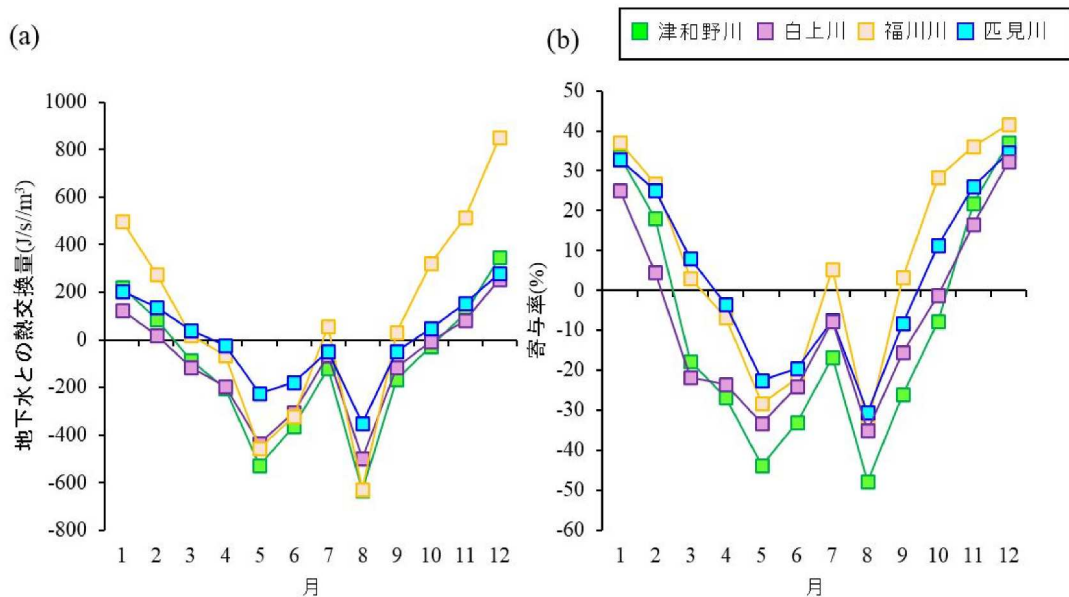


図-5.3.16 主要支川の集水域別における(a)地下水との交換熱量および(b)寄与率の比較

5.3.4.3 支川の集水域別における熱収支の比較

流域熱収支において、夏季と冬季のそれぞれで水温の上昇に大きく寄与していた大気との交換熱と地下水との交換熱に着目し、流域内の主要な支川の集水域別の比較を実施した。なお、ここでは図-4.2.1に示している水温観測地点が存在する支川の集水域のうち、流域面積が50km²以上の白上川、匹見川、津和野川、福川川を対象とした。まず、大気との交換熱の(a)月別の変化および(b)寄与率を集水域別に比較したものを図-5.3.15に示す。大気との熱交換量(図-5.3.15(a))は、集水域別に差が生じており、特に福川川が大きく、匹見川が小さかった。ただし、寄与率(図-5.3.15(b))に着目すると、特に寄与率が大きかった5～9月において集水域別に差が生じていないことが分かる。このことから、大気との交換熱が河川水温に及ぼす影響の度合いは、流域内のどの支川もほぼ同等であることが明らかになった。次に、地下水との交換熱の(a)月別の変化および(b)寄与率を集水域別に比較したものを図-5.3.16に示す。地下水との交換熱は、交換熱量(図-5.3.16(a))と寄与率(図-5.3.16(b))の両方で集水域別に差が生じており、5～10月は津和野川の寄与率が水温を冷却する方向に、1,2月および10～12月は福川川の寄与率が水温を温める方向に最大であることが分かる。この結果より、地下水との交換熱は大気との交換熱とは異なり、支川別の差が大きく、その大小関係は季節ごとにも異なることが明らかになった。

5.3.4.4 流域全体における地下水との交換熱の空間分布

地下水との交換熱の空間分布特性の把握とその妥当性の検証のために、Case2における地下水との熱交換項の寄与率と2章の図-2.3.6に示したヒステリシス面積を比較したものを図-5.3.17に示す。なお、ここでの寄与率は、図-5.3.13でSt.4およびSt.5における地下水との熱交換項の寄与率が特に高かった12月の月平均値を基に算出している。また、ヒステリシス面積(図-5.3.17(b))は、値が大きいと地下水との熱交換による影響を受けていると考えることができる指標である。まず、地下水との熱交換の寄与率の空間分布(図-5.3.17(a))に着目すると、本川、白上川、匹見川、津和野川、福川川は源流付近を除くほとんどの区間で寄与率が20%以上となっており、湧水によって河川水温が温められていることが分かる。特に、本川上流、匹見川上流、津和野川および福川川に関しては寄与率が40%以上となる区間も存在した。また、これらの寄与率

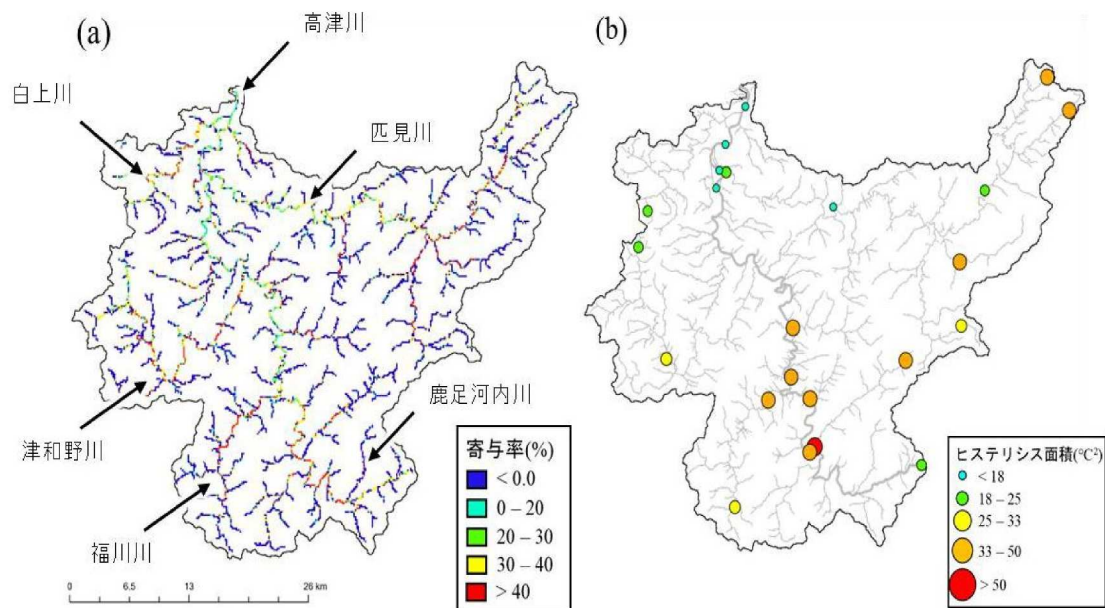


図-5.3.17 (a)地下水との熱交換項の寄与率と(b)ヒステリシス面積(再掲)の空間分布

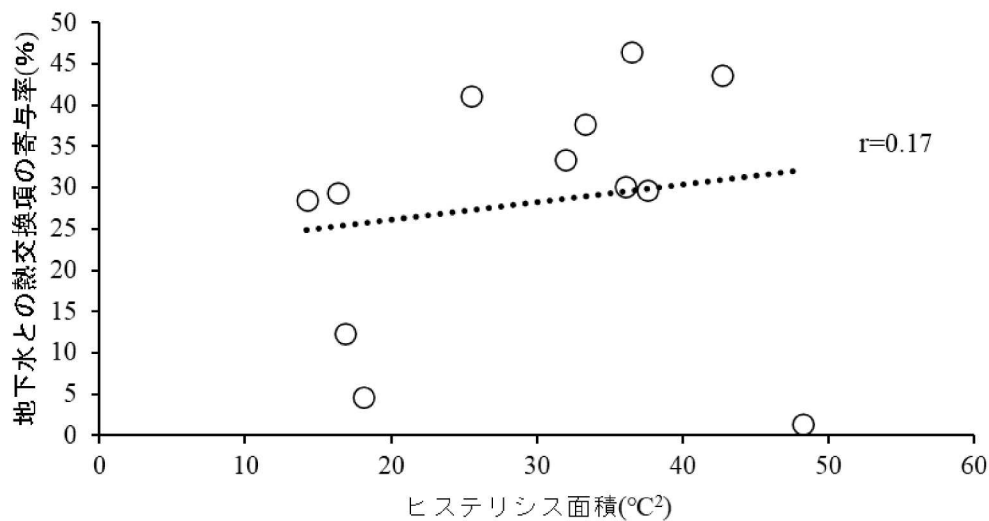


図-5.3.18 地下水との熱交換項の寄与率とヒステリシス面積の散布図による比較

が高い区間においては、ヒステリシス面積(図-5.3.17(b))も大きく、観測と Case2 のモデルで地下水との熱交換の影響が大きい区間が概ね対応していることが分かる。ただし、例えば匹見川の源流部や鹿足河内川のように寄与率が 0 以下となっており、冬季に水温が冷却される区間が多く存在した。これらの区間は、図-5.3.11において、河川と地下の水のやり取りで伏流が生じていた区間と一致している。式(5.6)にも示しているように、地下水との熱交換は地下と河川の温度差およびやり取りされる流量を基に算出されるが、伏流が生じたことで地下と河川でやり取りされる流量が負になり、地下水との熱交換項が負になったことを確認している。また、図-5.3.4(e)で示した St.17 のように、集水域面積が小さいいくつかの地点では Case2 が Case1 と比較して精度が悪化したが、それは伏流が生じる可能性が低い区間でも計算上は伏流が生じたためである。地下水との熱交換項の寄与率とヒステリシス面積との関係性を定量的に評価するために、両者を比較した散布図を図-5.3.18 に示す。また、図内には最小二乗法から算出した近似直線と相関係数も示している。なお、ここでは地下水との熱交換項の寄与率が負になった地点は除外している。この結果から、近似直線からのばらつきが存在しており、相関係数は 0.17 と低いものの、地下水との熱交換項の寄与率とヒステリシス面積は概ね対応していることを確認した。

以上の結果から、Case2 のモデルは、集水域面積が小さい区間では課題があったものの、地下水との熱輸送を概ね良好に反映できていることが示された。

5.4 まとめ

本研究では、降雨流出氾濫(RRI)モデルと準三次元地下水流動モデルを融合するとともに、地下水との熱交換まで考慮した河川の熱収支式を実装することで、地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルを開発した。まず、第 4 章で開発した熱収支式を組み込んだ RRI モデルと河川流量の精度を比較したところ、第 4 章のモデルは小規模な増水時や平水時の流量を過大評価する傾向が確認されたが、新たに開発したモデルは平水時・出水時の両方で実測値を良好にとらえ、Nash 係数がほとんどの流量観測地点で 0.9 以上を示し、ピーク流量誤差は RRI モデルと比較して 20%軽減し、平水流量の誤差率も約 50%軽減した。次に、河川水温の精度比較の結果、新たに開発したモデルは、第 4 章のモデルでは高精度な予測が難しかった湧水の影響を受ける地点の

冬季の水温も高精度に予測した。特に、本川では地点全体の劇的に精度向上が認められ、第4章のモデルでは冬季の平均水温の誤差が地点全体で2°C以上過小評価していたのに対し、新たに開発したモデルでは1°C以下に低減した。そして、流域の水収支に着目した検討に関して、新たに開発したモデルの年間の降雨に対する流出率を実測値と比較した結果、最大でも10%程度の差に留まり、流域の貯留・流出のバランスを適切に再現していることを確認した。本川下流における集水域全体の直接流出量と地下水流出量のバランスを各月で比較した結果、月積算雨量が200mm以下の時期においては地下水流出量が総流出量の60%以上となっているのに対し、月積算降水量が300mmを超えるような出水時期においては地下水流出量の割合が減少し、直接流出量が80%以上となっていることを確認した。さらに、水温観測地点における熱収支を検討したところ、冬季は地下水との熱交換項が水温を温める方向に働いていることを確認し、特に本川上流において40%程度と大きいことを確認した。また、流域熱収支の分析結果より、高津川の水温は流域全体として地下水による熱交換による影響を受けていることや、その影響度合いは支川の集水域別で異なる傾向を明らかにした。

以上より、本研究で開発したモデルは河川水温予測モデルで年間の高精度な流れ場・水温の予測を実現したほか、水・熱収支の分析から地下水流出とそれに伴う熱輸送項のバランスも適切に反映していることも確認され、流域の水・熱収支を正しく理解するのに有効であることが示された。

参考文献

- 1) Sayama, T., Ozawa, G., Kawakami, T., Nabesaka, S. and Fukami, K.: Rainfall-runoff-inundation analysis of the 2010 Pakistan flood in the Kabul River basin, *Hydrological Sciences Journal – Journal des Sciences Hydrologiques*, 57(2), 298-312, 2011.
- 2) 中山忠暢, 渡辺正孝: 霞ヶ浦流域での地下水が水・物質収支に及ぼす影響の再評価, 水工学論文集, 第49巻, pp.1231-1236, 2004.
- 3) 佐藤 祐一, 小松 英司, 永禮 英明, 上原 浩, 湯浅 岳史, 大久保 卓也, 岡本 高弘, 金 再奎: 陸域-湖内流動-湖内生態系を結合した琵琶湖流域水物質循環モデルの構築とその検証, 水環境学会誌, 34巻, 9号, pp.125-141, 2011.
- 4) 清水裕太, 小野寺真一, 松森堅治: 水文流出モデルを用いた流域からの窒素流出量推定—現状と課題—, 日本水文科学会誌, 第44巻, 第4号, pp.207-223, 2014.
- 5) 立川 康人, 永谷 言, 寶 馨: 飽和・不飽和流れの機構を導入した流量流積関係式の開発, 水工学論文集, 第48巻, pp.7-12, 2004.
- 6) 近者 敦彦, 中村 要介, 阿部 紫織, 佐山 敬洋, 若月 泰孝: 平成27年関東・東北豪雨における鬼怒川上流ダムによる洪水調節効果の分析, 水工学論文集 B1(水工学), Vol.74(4), pp.I_1507-1512, 2018.
- 7) Raws, W.J., Ahuja, L.R., Brakensiek, D.L. and Shirmohammadi, A.: Infiltration and soil water movement, *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill Inc., New York, 5.1-5.51, 1992.
- 8) 日本地下水学会: 地下水シミュレーション—これだけは知っておきたい基礎理論—, 技報堂出版, p.29, 2010.
- 9) Kinzelbach, W. (上田年比古 監訳): 「パソコンによる地下水解析」, 森北出版, pp.5-11, 51-78, 1990.
- 10) 原田守博, 岡嶋和義, 山田達也: 野洲川扇状地における河川水と地下水との水交換に関する考察, 水工学論文集, 第48巻, pp.385-390, 2004.
- 11) 社団法人 地盤工学会: 土質試験の方法と解説-第一回改訂版-, 地盤工学会, 2004.
- 12) Douglas, J., Rechford, H.H.Jr: On the numerical solution of heat conduction problems in two or three space variables, *Trans. Am. Math. Soc.*, 82, pp.421-439, 1956.
- 13) Peaceman, D.W., Rachford, H.H.Jr.: The numerical solution of parabolic and elliptical difference equations, *Jour. Soc. Industrial and Applied Mathematics*, 3(11), pp.28-41, 1955.
- 14) 藤崎 克博: 地下水数値計算法(7)1-6 差分法の応用, 地下水学会誌, 第33巻, pp.35-42, 1991.
- 15) Yamazaki D., S. Togashi, A. Takeshima, T. Sayama: High-Resolution Flow Direction Map of Japan, *Annual journal of Hydraulic Engineering (JSCE)*, 74(5), I_163-I_168, 2018.
- 16) 国土地理院: 植生指標データのダウンロード, <https://www.gsi.go.jp/kankyochiri/ndvi-download.html>.
- 17) 気象庁: 解析雨量, <https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/kurashi/kaiseki.html>.
- 18) 大野宏之: メッシュ農業気象データ利用マニュアル Ver4.1, 農研機構, 2021.
- 19) 斉藤 泰久, 鈴木 章浩, 伊藤 寛: 準三次元地下水浸透流解析モデルを応用した分布型水循環モデル (WCAP) の構築, 土木学会論文集 B, Vol.62, No.1, pp.1-15, 2006.
- 20) 柳澤孝一, 古屋和夫, 大沢英昭, 若松尚則, 梅田浩司: 我が国における地盤の透水性に関する調査・研究(その1), 動力炉・核燃料開発事業団(現 核燃料サイクル機構)中部事業所, PNC-TN7410-92-015, 1992.
- 21) 井尻裕二, 澤田淳, 赤堀邦晃: 我が国の岩盤の水理特性について, 核燃料サイクル開発機構東海事業所技術資料, JNC TN8400 99-090, 1999.
- 22) 国土交通省: 高津川水系の流域及び河川の概要,

https://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/shaseishin/kasenbunkakai/shouiinkai/kihonhou shin/051125/pdf/ref1-3.pdf, 2005.

- 23) Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V. : River flow forecasting through conceptual models part I-A discussion of principles, Journal of Hydrology, Vol. 10, pp. 282-290, 1970.
- 24) 環境省 HP:「島根県の代表的な湧水」, <https://www.env.go.jp/water/yusui/result/sub2/shimane.html>.

第6章 気候変動が流域システムにおける河川水温に及ぼす影響評価

6.1 概説

第1章でも述べたように、気候変動は河川の洪水と共に渇水も引き起こすことが指摘されており^{1),2)}、平水時の河川流量が減少することで河川水温が上昇しやすくなることや、それに伴って水質や河川生態系にも悪影響が及ぶことが懸念されている。このような中で、治水・利水・環境が調和した健全な流域圏創成を実現するためには、気候変動が流域システムにおける河川水温に及ぼす影響を定量的に評価する必要がある。第3～5章では、第2章で取得した河川水温の連続モニタリングデータを活用しつつ、深層学習および物理モデルに基づく流域一貫の河川水温予測モデルの開発と高度化を実現した。ここで、第3章で開発した深層学習モデルは、観測地点での予測には留まるものの、気温と雨量のみに基づく流域一貫の河川水温予測が可能であることから、database for Policy Decision making for Future climate change (d4PDF)¹⁾に代表される将来気候予測シミュレーションから得られる将来気温・雨量のみから瞬時に河川水温の将来予測値を得ることが可能となる。一方、第4, 5章で開発した物理モデルは、気温や雨量等の気象量の他にも地形や土地利用等の多様なデータが必要にはなるものの、深層学習のように点での予測に留まることなく、河川網全体で網羅的な河川水温の将来予測値を得ることが可能となるほか、熱収支の理解まで可能である。このように、深層学習と物理モデルのそれぞれで異なる利点があり、第3章～第5章では現況期間における年間の河川水温予測に対する個々のモデルの有用性が示されてきた。今後、気候変動が流域システムの河川水温に及ぼす影響を適切に評価する上では、深層学習と物理モデルの両モデルの比較検討を実施する必要がある。また、深層学習モデルに代表される過去に蓄積されたデータの傾向に基づく統計ベースの手法は、気候変動のように過去の観測値の傾向から大きく外れるような極端気象下の水温予測には適さない可能性が指摘されている³⁾。

本研究では、島根県の高津川流域を対象に河川水温の将来予測をするにあたり、第3章で構築した深層学習に基づく河川水温予測モデルと第5章で構築した流域水・熱収支一体解析モデルの予測精度を比較し、両モデルの利点と課題を明らかにした。そのうえで、河川水温予測に対して各種水温予測モデルを適用した結果を基に、深層学習モデルで生じた課題について考察する。

6.2 対象流域

本研究の対象流域は、第4, 5章と同様に島根県一級水系の高津川流域とした。ここで、後述の6.3の各種水温予測モデルの精度検証は、基本的には第4, 5章と同様の地点(地点名および位置は、図-4.2.1に記載)を対象に実施する。ただし、深層学習モデルで1年を上回るような学習データの大量欠損によりモデリングが困難だったSt.3, St.8およびSt.17は、検討の対象外とした。

6.3 深層学習モデルと物理モデルの精度比較

6.3.1 解析方法

本研究では、第3章の深層学習を用いた河川水温モデルと第5章の地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルによる2020年の1年間の計算結果を基に、精度を比較する。以降、第3章のモデルを深層学習モデル、第5章のモデルを物理モデルと表記する。ここで、各種水温予測モデルで計算をするにあたり、モデルへの入力条件やパラメータ等の設定については、第3

章および第5章と同様とする。

6.3.2 結果および考察

図-6.3.1は、各種水温予測モデルにおける予測水温と実測水温を日平均値で比較したものを示している。なお、ここでは結果の代表例として特徴的な傾向が確認された地点(地点名および位置は、図-4.2.1に記載)を選定し、(a)~(e)として示している。また、St.2(図-6.3.1(a))の図内には、

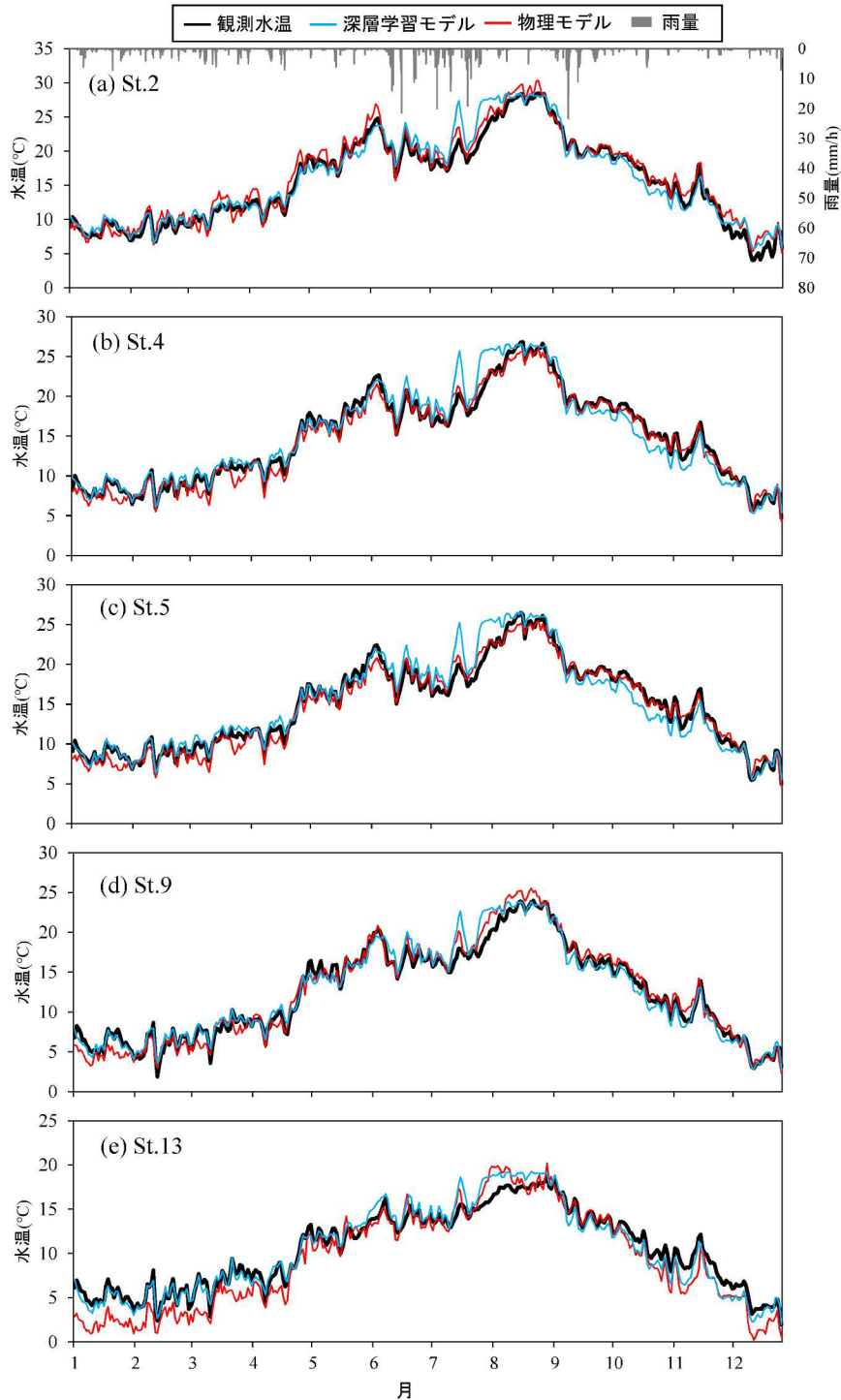


図-6.3.1 各種水温予測モデルによる予測値と実測値の比較

時間雨量のハイトグラフもプロットしている。まず、深層学習モデル、物理モデルの両モデルにおいて、ほとんどの地点で年全体の水温を概ね良好に予測した。St.2(図-6.3.1(a))、St.4(図-6.3.1(b))、St.5(図-6.3.1(c))およびSt.9(図-6.3.1(d))における1~4月の精度を各種モデルと比較すると、物理モデルは1月や3月に実測値の変動を捉えきれずにSt.2(図-6.3.1(a))では過大評価、それ以外の地点では過小評価する時系列がいくつか存在したが、深層学習モデルは1~4月全体で実測値を高精度に予測した。一方で、7月中旬から8月に着目すると、深層学習モデルは7月の降雨終了後に河川水温が緩やかに上昇して最高水温を迎える傾向を良好に捉えきれず、当該時系列全体で5.0℃程度過大評価していたのに対し、物理モデルはほとんどの地点で実測値を高精度に予測した。9~12月の精度に着目すると、特に本川上流に位置するSt.4(図-6.3.1(b))およびSt.5(図-6.3.1(c))においては深層学習モデルが実測値を最大で2℃程度過小評価しているのに対し、物理モデルは実測値を高精度に予測していることが分かる。これは、本川上流の河川水温は地下水との熱交換の影響を強く受けることが第2章および第5章で明らかになったが、過去7日分の気温・雨量を入力に与えて現時刻の河川水温を予測する深層学習モデルでは、それより前からゆっくり時間をかけて流入する地下水の影響を考慮しきれずに当該期間中の水温を過小評価した可能性が考えられる。St.13(図-6.3.1(e))においては、物理モデルは1~4月および9~12月の全体で実測値を過小評価していたことに加え、8月全体で実測値を5℃程度過大評価しており、計算期間全体として物理モデルの精度が低くなっていることが分かる。これは、図-5.3.4や図-5.3.17でも議論したように、本研究で開発した物理モデルはSt.13が位置するような集水域面積

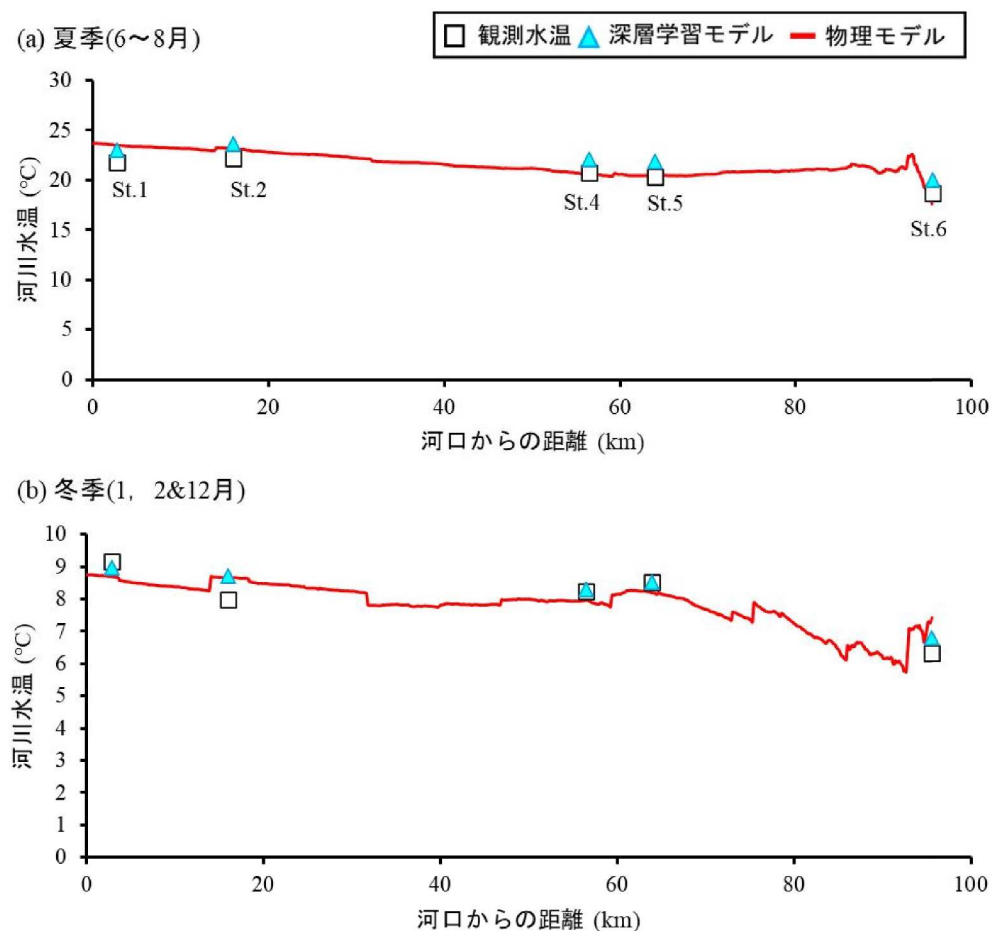


図-6.3.2 各モデルにおける(a)夏季(6~8月)および(b)冬季(1, 2&12月)の平均水温の縦断分布

の小さい源流付近の河川において計算上の伏流が発生したことにより，夏季の水温を上昇させ，冬季の水温を下降させる方向に地下水との熱交換が作用したためである．

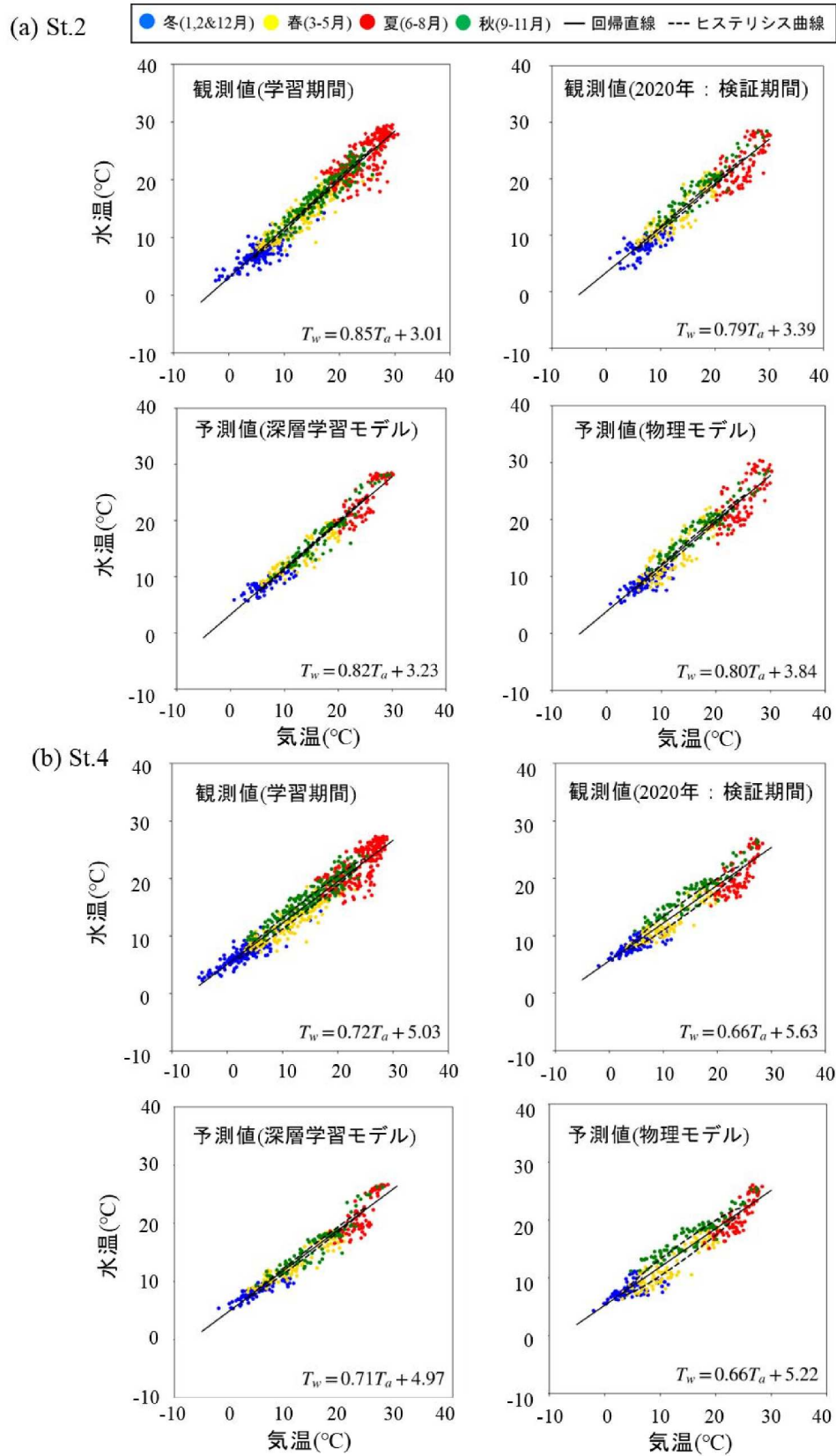


図-6.3.3 (a)St.2 および(b)St.4 における日平均気温と日平均水温の比較

各種計算モデルの(a)夏季(6～8月)と(b)冬季(1, 2&12月)における平均水温の縦断分布を本川で算出し、実測値と比較したものを図-6.3.2に示す。なお、図内に四角でプロットしている観測水温の点の下には水温観測地点名も記載している。まず、夏季(図-6.3.2(a))のモデル間の精度を比較すると、St.1を除く全地点で物理モデルによる予測値の方が観測値に近い値を取っており、深層学習モデルはほとんどの地点で実測値を過大評価していることが分かる。深層学習モデルが夏季の平均水温を過大評価しているのは、図-6.3.1において深層学習モデルは7月中旬から8月にかけて水温が上昇する時系列の水温を過大評価していることを示したが、その結果を反映したことによるものである。一方で、冬季(図-6.3.2(b))はSt.2およびSt.6を除く全地点で深層学習モデルの方が僅かに実測値と近い値を取っていた。これは、物理モデルは1～4月に実測値の変動を深層学習ほどは捉えきれずにSt.2では過大評価、それ以外の地点では過小評価する時系列が図-6.3.1で確認されたが、この結果を反映したことによるものである。ただし、夏季(図-6.3.2(a))および冬季(図-6.3.2(b))のいずれの季節においても、深層学習モデルと物理モデルの両方で実測値を高精度に再現しており、本川においてモデル間の大きな精度の差は認められなかった。

本川下流のSt.2および上流のSt.4において、日平均気温と日平均水温を比較した散布図を図-6.3.3に示す。なお、ここでは深層学習モデルの学習期間(2017/5/27～2019/5/22)の観測水温、モデルの検証期間(2020年)における観測水温、深層学習モデルおよび物理モデルの予測水温について散布図を作成している。また、散布図は季節別で色を分けてプロットしており、回帰直線およびヒステリシス曲線も表示している。ここで、回帰直線の傾きは第2章で気温に対する水温上昇率で定義した水温増加率に対応している。まず、両地点で共通する傾向として、深層学習および物理モデルの両モデルで2020年の観測値を基にした散布図の傾向を概ね再現した。ただし、特に両地点で気温が25～30℃になる場合の点に着目すると、2020年の観測値や物理モデルは気温上昇に応じて水温も直線的に上昇しているが、深層学習モデルは気温が高くなっても最終的にはSt.2(図-6.3.3(a))では30℃、St.4(図-6.3.3(b))では25℃程度とほぼ同一の水温で点が飽和するような傾向が確認された。この結果に関して、各地点における学習期間の観測データを基にした散布図を見ても、当該の水温が学習した水温の範囲から大きく外れているわけではないが、水温が25～30℃になるような場合のデータが全学習データに対して少なく、2年半分の学習データでは高温時における気温に対する水温の応答を十分に学習できなかった可能性が推察される。したがって、今後も河川水温の連続モニタリングを継続することにより、深層学習モデルの学習データをさらに蓄積していくことが重要である。水温増加率に着目すると、物理モデルはいずれの水温観測地点においても2020年の観測値と同等であり、St.4(図-6.3.3(b))においては観測値と予測値の両方で水温増加率が一致していた。一方で、深層学習モデルは2020年の観測値の水温増加率と大きな値の違いはないものの、両地点で過大評価した。ここで、2020年と学習期間における観測値の水温増加率を比較すると、両地点で2020年の方が学習期間より0.06小さくなっているが、特にSt.4(図-6.3.3(b))の深層学習モデルの水温増加率は学習期間のそれに類似した値を取っていることが分かる。学習期間より2020年の水温増加率が小さかったのは、St.2から約250m上流に位置している神田水位・流量観測所における2020年の平水流量が19.08m³/sと学習期間を包括する2017～2019年の3年間の平均平水流量の17.83m³/sに対して大きかったことを確認しているが、これにより気温に対する水温の応答が小さくなったことが要因の一つと考えられる。また、St.4の散布図(図-6.3.3(b))に着目すると、特に2020年の秋季において気温が10～20℃の範囲で水温が20℃程度になる点の割合が多く、これにより気温に対する水温の応答が緩和されたと考えられる。2020年に水温が20℃以上の点が多かったのは、2020年は平水流量が学習期間より多かったことから地下水流出量も多く、前季節の夏季の熱履歴を保持した地下水との熱交換の影響を特に強く受けたためと推察される。このように、深層学習モデルは学習データの水温増加率に類似した傾向を算出し、それより水温増加率が小さくなる2020年で気温に対する水温の応答を過大評価することが示された。以上の結果を踏まえると、水温増加率の観点から評価すると、物理モ

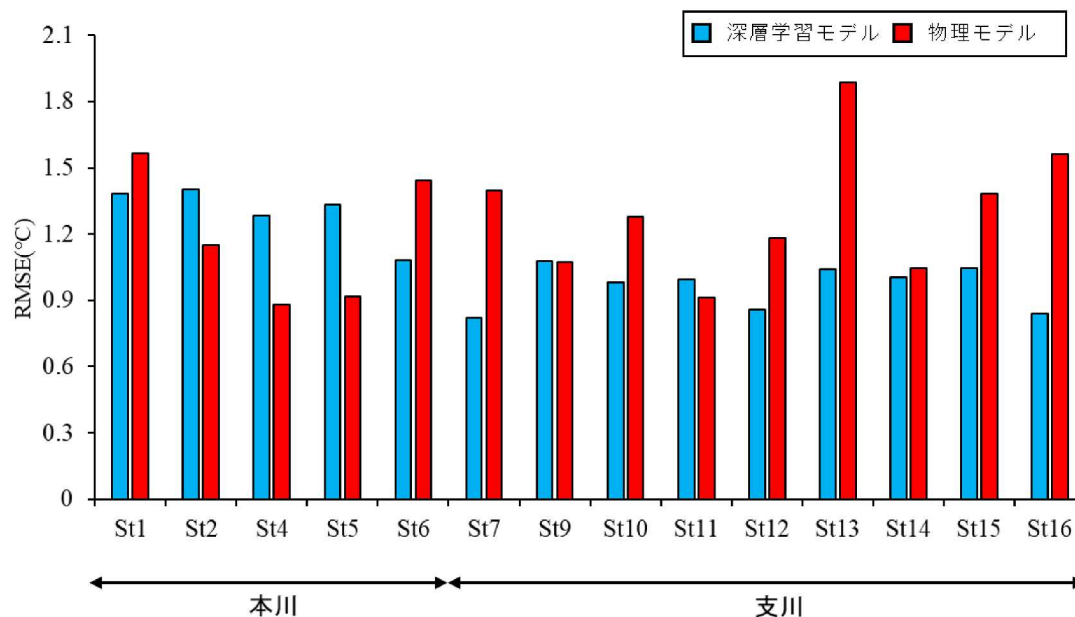


図-6.3.4 各種水温予測モデルの地点別における RMSE の比較

デルの方が高精度であることが示された。また、St.4(図-6.3.3(b))においては気温と水温の間に強いヒステリシス特性が存在し、同一の気温でも秋季の方が春季より水温が高くなる傾向が特に強かったが、このような傾向は深層学習モデルと比較して物理モデルの方が良好に再現していることが分かる。これは、図-6.3.1(b)からも示したように、深層学習モデルは夏季の熱の履歴を保持した地下水が緩やかに河川に流出して秋季から冬季にかけての水温を温める影響を十分に考慮できず、9～12月の水温を過小評価していたためである。

流域全体における各種水温予測モデルの精度を定量的に評価するために、計算期間全体における RMSE を各種計算モデルで計算し、地点別で比較したものを図-6.3.4 に示す。まず、本川においては多くの地点で物理モデルの RMSE が深層学習より小さく、特に本川上流に位置する St.4 と St.5 においてはその傾向が顕著であった。これは、図-6.3.1～図-6.3.3 でも議論したように、物理モデルは夏季の熱の履歴を保持した地下水が緩やかに河川に流出して秋季から冬季にかけての水温を温める影響を十分に再現したことにより、特に 9 月以降の精度が深層学習モデルに比べて高かったためである。一方で、支川の結果に関しては、多くの地点で深層学習モデルの RMSE の方が小さくなっており、特に集水域面積が小さい源流付近の河川に位置する St.7, St.13 および St.16 においては物理モデルと深層学習モデルの RMSE の差が 0.5°C 以上と大きかった。これらの地点は図-6.3.1(e)の St.13 の結果と同様に、物理モデルで地下水流出量を計算する際に計算上の伏流が発生したことにより、冬季の水温を過小評価し、夏季の水温を過小評価する方向に地下水との熱交換項が作用したことを確認している。したがって、本川においては物理モデルの方が深層学習よりも高精度であったが、支流も含めた精度は深層学習モデルの方が高精度であることが定量的に示された。

6.4 河川水温の将来予測

6.4.1 将来気候予測データベース (d4PDF) の概要

本研究で用いた地球温暖化に資するアンサンブル気候予測データベース database for Policy

Decision making for Future climate change (d4PDF)¹⁾は、水平解像度 60km の気象研究所全球大気モデル MRI-AGCM3.2 (以下、全球モデル)²⁾を用いた全球実験と、全球実験の結果を境界条件として日本域をカバーする領域で気象研究所領域気候モデル NHRCM (以下、領域モデル)^{4),5)}を用いて水平解像度 20km に力学的ダウンスケーリングをした領域実験がある。本研究では、領域実験で想定している過去実験、2°C 上昇実験および 4°C 上昇実験シナリオから得られる気温、雨量データに対してバイアス補正したものを使用した。以降、各シナリオで想定している気候条件について詳しく説明する。

まず、過去実験は 1951~2010 年の 60 年間で実施されており、この期間に観測された海面水温 (SST) と海氷、温室効果ガス濃度変化、硫酸性エアロゾル濃度変化、オゾン濃度変化、火山性エアロゾル濃度変化を全球モデルの境界条件としつつ、SST と海氷に小さな摂動を与えるアンサンブル計算をした結果に基づくものであり、領域実験においては合計 50 アンサンブルが存在する。つまり、領域実験から得られる過去実験は 3000 年相当 (=60 年分×50 アンサンブル) のデータが存在することになる。一方で、将来シナリオの 2°C 上昇実験および 4°C 上昇実験は、全球平均地表面高き気温が産業革命以前から 2°C あるいは 4°C 上昇した場合を想定したシナリオであり、2°C 上昇実験は 3240 年相当 (60 年×6SST×9 アンサンブル) で 4°C 上昇実験は 5400 年相当 (60 年×6SST×15 アンサンブル) のデータが存在している。ここで、将来シナリオで想定している 6SST とは、第 5 期結合モデル相互比較計画 (CMIP5)⁶⁾に貢献した主要 6 モデルにより予測された 6 つの海面水温上昇変化の空間パターン (CC, GF, HA, MI, MP, MR) を指しており、これを全球モデルに与えた場合の全球平均気温の応答が +2°C あるいは +4°C になるように設定されている。このように、d4PDF は、上記の 6 つの SST パターンを想定しつつ、初期値に摂動を与えたアンサンブル実験を実施することで作成された大規模アンサンブルデータセットであることが最大の特徴である。

6.4.2 解析方法

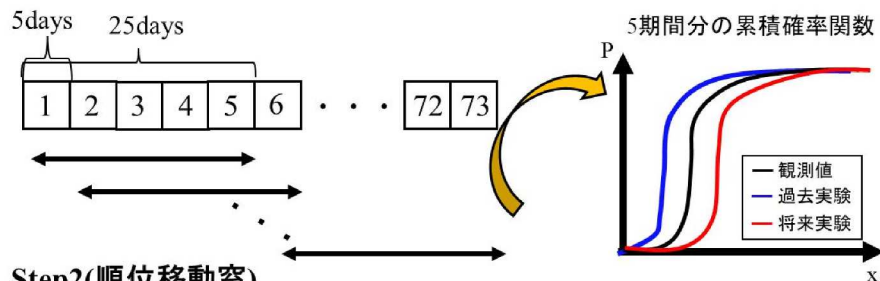
本研究では、バイアス補正をした d4PDF の 2°C、4°C 上昇実験と過去実験のデータから算出した将来変化量を現況の観測気温・雨量に足し合わせることで将来気温・雨量を作成し、これを水温予測モデルに入力することで河川水温の将来予測を実施した。まず、d4PDF のバイアス補正を実施した。d4PDF のような将来気候予測データセットは、過去の気象を再現する過去実験においても観測値とのずれ (バイアス) が存在する。これは、モデルそのものが持つバイアスであり、将来実験においても存在することが考えられるため、気候変動の影響評価を行う際にはこのバイアスを適切に補正する必要がある。本研究では、Watanabe *et al.* (2020)⁷⁾によって提案された Two-pass バイアス補正法を用いた。Two-pass バイアス補正の流れを図-6.4.1 に示す。この手法は、d4PDF の過去実験値と将来実験値との間の将来変化量と過去実験値と観測値を 2 つの移動窓を用いて求め、補正対象となる過去実験値の順位統計量に足し合わせることで、将来の疑似観測値を求める手法である。具体的には、1 年を 5 日×73 期間に分け、補正対象とする過去実験値 (以降、補正対象値と記述) が属する期間を中心とする 5 期間分 (=25 日) の観測値、過去実験値および将来実験値の累積確率関数を作成する。この 5 期間は、補正対象値がどの時系列に属しているかによって移動するため、期間移動窓と呼んでいる。そして、期間移動窓で作成された観測値、過去実験および将来予測の累積確率関数において、補正対象値の順位を中心とした複数データで移動平均を算出し、これを基にバイアスと将来変化量を算出する。この移動平均は、補正対象値の順位によって移動する複数のデータを基に算出されるため、順位移動窓と呼んでいる。なお、この処理を施すうえで、順位移動窓に含まれるデータ数を観測値、過去実験値および将来実験値で設定する必要がある。本研究では、Watanabe *et al.* (2020)⁷⁾と同様に、バイアスの算出には観測値と過去実験値のそれぞれでデータ全体の 0.1% を、将来変化量の算出には過去実験値と将来実験値のそれぞれでデータ全体の 0.03% を使用した。最後に、求めたバイアスとトレンドを補正対象値に足し合わせることで、将来の疑似観測値を求める。ここで、将来変化量を 0 とすることで、過去実験値の補

正值を求めることも可能である。また、この手法で得られる補正值は順位統計量であることから、最終的には時系列データに変換する必要がある。そのため、本研究では観測値の時系列全体に対する順位を求め、その順位に対応した補正值を上で求めた順位統計量から抽出することで、補正值の時系列データを取得した。使用データに関して、観測値には、図-4.2.1に示している AMeDAS 地点の中で、合計で 10 年分以上の欠損が存在しない地点における 1981～2010 年の観測値を用いた。各種データの観測地点に関して、雨量は 12 地点(広瀬、弥栄、徳佐、波佐、津和野、益田、須佐、三隅、長野山、匹見、六日市、羅漢山)、気温は 17 地点(図-4.2.1に示している全地点)である。過去実験値には、d4PDF から得られる過去実験の 1981～2010 年の 30 年分の 50 アンサンブルを、将来実験値には d4PDF の 2℃、4℃ 上昇実験を使用した。将来実験値のアンサンブル数に関して、2℃ 上昇実験は 60 年分の 54 アンサンブル(CC, GF, HA, MI, MP, MR の 6SST×9 摂動)、4℃ 上昇実験は 60 年分の 90 アンサンブル(CC, GF, HA, MI, MP, MR の 6SST×15 摂動)である。ここで、将来変化量については SST 毎に算出した。すなわち、補正值は 1981～2010 年における過去実験の補正值に加え、上述の期間を基準に全球の平均気温が 2℃(あるいは 4℃)上昇した場合における将来気温・雨量が SST 別で 30 年分算出される。

上記のようにバイアス補正をした d4PDF の気温・雨量はアメダス地点におけるものであるが、物理モデルで水温予測を行う際には面データが、深層学習モデルで水温予測を行う際にも予測対象の水温観測地点におけるデータが必要になる。そこで、本研究では以下に示す流れで、アメダス地点における将来気温、雨量データを面データにする処理を施した。まず、バイアス補正後の 2℃ 上昇、4℃ 上昇実験値から過去実験値を差し引くことで各アメダス地点における気温・雨量の

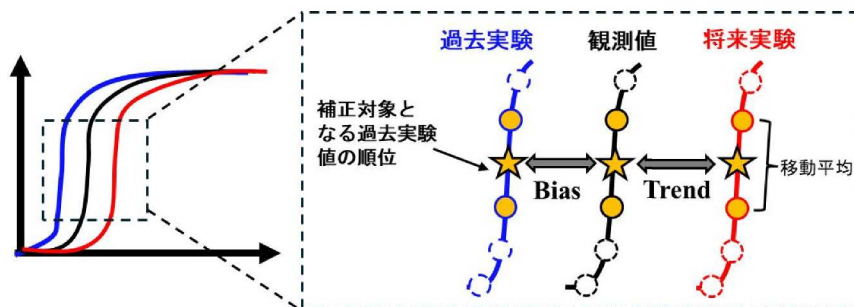
Step1(期間移動窓)

データ全体を1/1～12/31で73×5日の期間に分け、補正対象の過去実験値が属する期間が中心の5期間(25日分)で累積確率関数を作成



Step2(順位移動窓)

補正対象となる過去実験値の順位を中心とした複数サンプルの移動平均を基にバイアスと将来変化量(トレンド)を計算
⇒ 補正対象となる過去実験値に足し合わせる



補正值(将来の疑似観測値)
= 過去実験値 + バイアス + トренд

図-6.4.1 バイアス補正手法

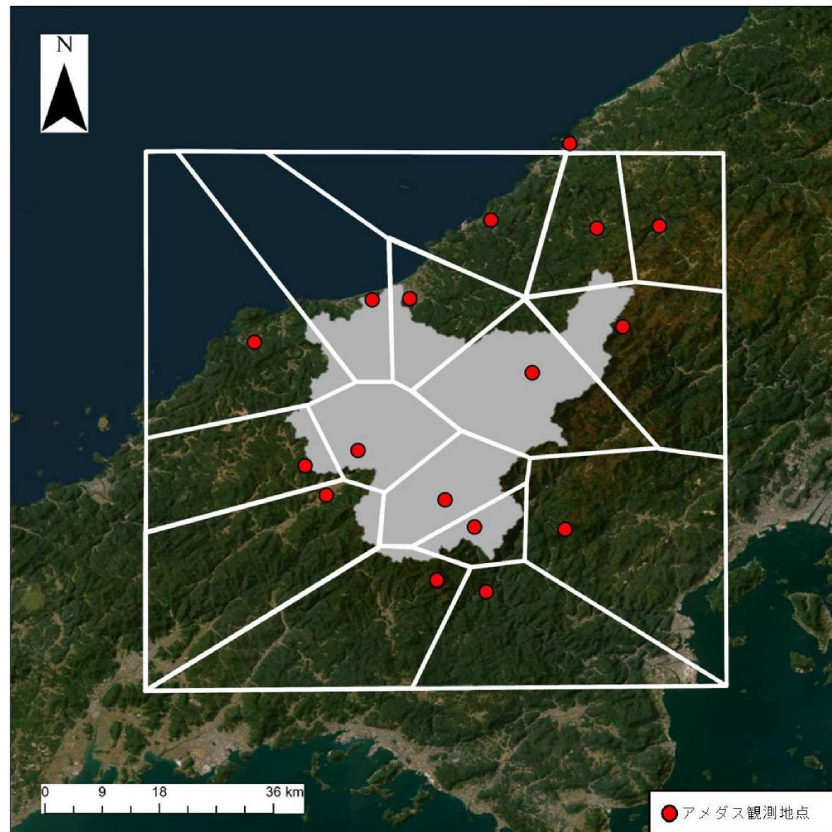


図-6.4.2 高津川流域周辺に位置するアメダス観測地点のティーセン分割図

将来変化量を算出した。次に、各アメダス観測地点を母点としたティーセン分割を図-6.4.2のように行い、各ティーセン領域内における雨量、気温の将来変化量を算出した。そして、雨量は気象庁の解析雨量(空間解像度:1km)、気温は農研機構メッシュ農業気象データ(空間解像度:1km)にティーセン分割された将来変化量を足し合わせることで、将来気温・雨量の面データを取得した。この際、バイアス補正後の気温、雨量は過去実験が1981～2010年の30年分存在するが、本研究では2008～2010年の3年分に対応する将来変化量を2℃上昇、4℃上昇実験のSST別でそれぞれ算出し、上記の手法に基づいて将来気温、雨量を作成した。すなわち、最終的には2008～2010年の3年間を基準に全球の平均気温が2℃(あるいは4℃)上昇した場合における将来気温・雨量の1km解像度の面データがSST別に算出される。

現況気候下と将来気候下(2℃上昇実験、4℃上昇実験)における流域平均雨量の比較を図-6.4.3に、流域平均気温の比較を図-6.4.4に示す。なお、比較はSST別に実施している。まず、雨量の比較(図-6.4.3)より2℃上昇実験および4℃上昇実験のいずれにおいても、ほとんどのSSTで流域平均雨量が20mm/h以上の場合には、1:1直線より上に多くの点が散布しており、将来的な降雨規模の増大が確認された。現況雨量が30mm/h程度と最大になる場合の点に着目すると、多くのSSTで4℃上昇実験の方が2℃上昇実験と比較して将来的な規模の上昇幅が大きく、特にHAやMPはその傾向が顕著であった。実際に、最大雨量の将来変化倍率をSST別に算出したところ、2℃上昇実験はCCが1.08倍、GFが1.07倍、HAが1.03倍、MIが1.05倍、MPが1.01倍、MRが1.05倍となり、4℃上昇実験はCCが1.12倍、GFが1.09倍、HAが1.10倍、MIが1.02倍、MPが1.13倍、MRが1.09倍であった。ただし、特に4℃上昇実験のMIにおいては、現況雨量が25mm/h以下になるような場合においては、将来的に規模が減少するような点も多く存在した。次に、気温の比較(図-6.4.4)より、2℃上昇実験、4℃上昇実験の両方で点が45度直線より上に

散布していることから、将来的な気温の上昇が確認された。期間全体における平均気温を基に将来変化量を算出したところ、2°C 上昇実験は CC が 1.79°C、GF が 2.10°C、HA が 1.84°C、MI が

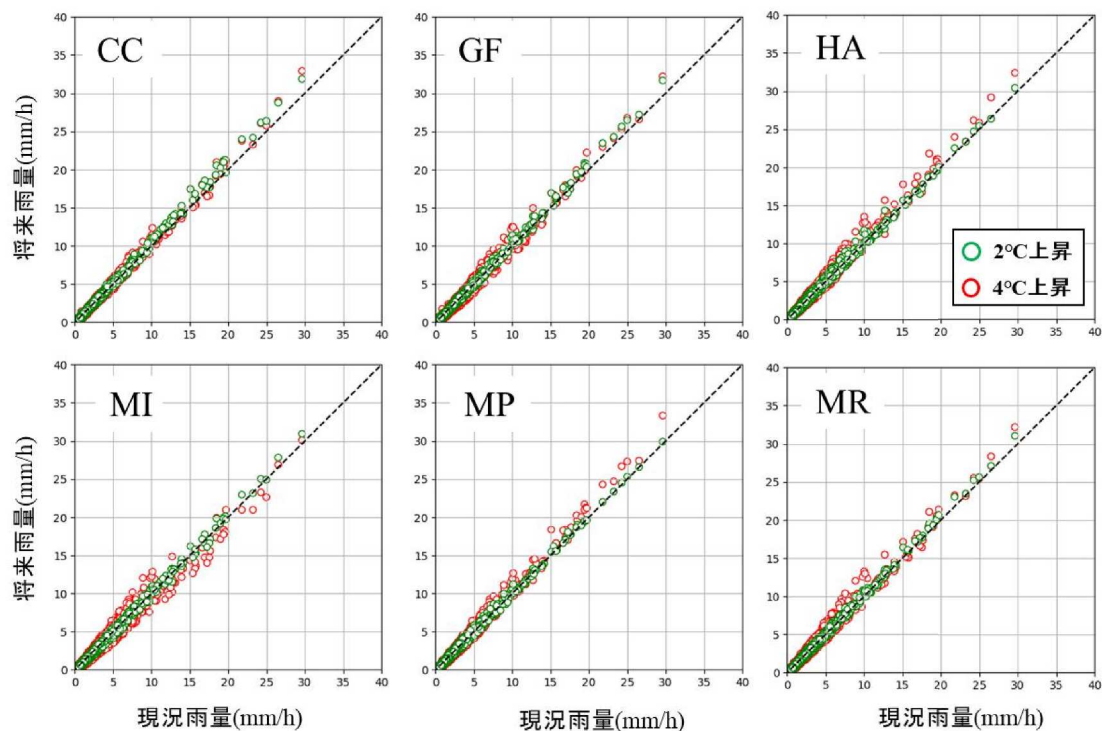


図-6.4.3 各 SST における現況気候下と将来気候下の流域平均雨量の比較

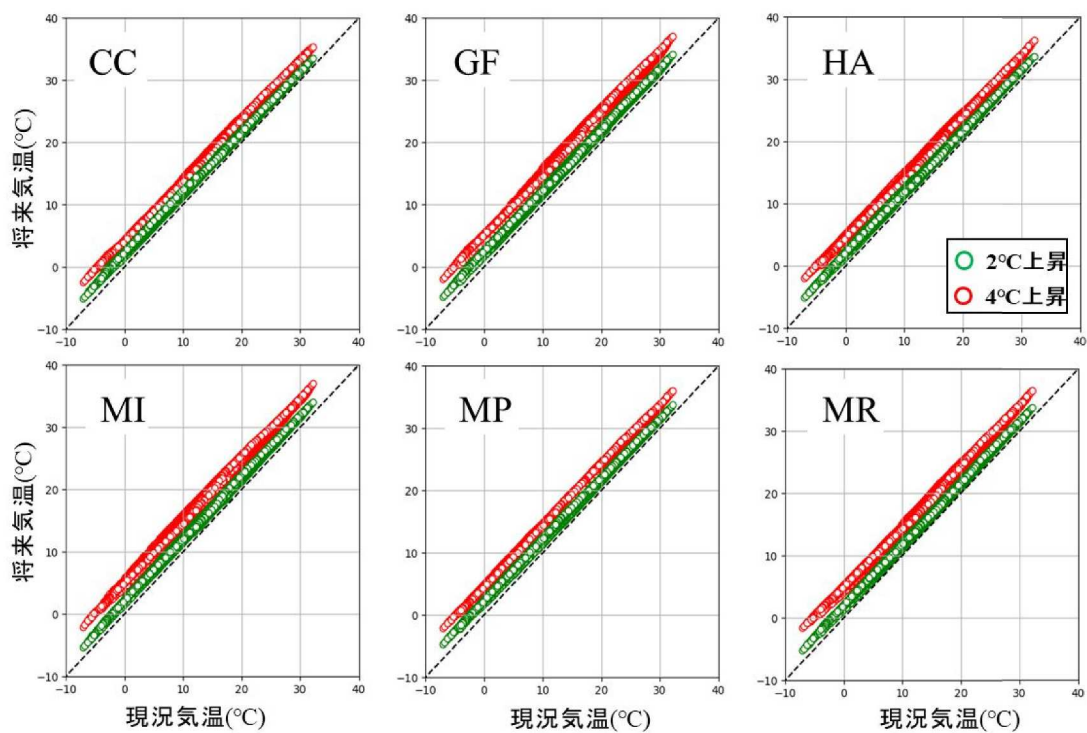


図-6.4.4 各 SST における現況気候下と将来気候下の流域平均気温の比較

2.01°C, MP が 2.00°C, MR が 1.73°C となり, 4°C 上昇実験は CC が 3.84°C, GF が 4.69°C, HA が 4.23°C, MI が 4.87°C, MP が 4.17°C, MR が 4.45°C と SST 別に差が生じていることを確認した。次に, 将来雨量, 気温の季節別における規模の変化を把握するために, 月積算雨量および月平均気温の将来変化倍率の推移を 2°C 上昇, 4°C 上昇実験の SST 別に比較したものを図-6.4.5 に示す。まず, 雨量の将来変化倍率(図-6.4.5(a))に関して, 2°C 上昇, 4°C 上昇実験ともに季節および SST 別に将来変化倍率に差が生じており, 4°C 上昇実験ではこの傾向が顕著であった。季節別の将来変化倍率に着目すると, 特に5~9月における4°C 上昇実験がほとんどのSSTで倍率が1.0以下をとっており, 特にMIは倍率が最も小さかった9月に0.8程度を取っていることが分かる。Hatsuzuka & Sato (2019)⁸⁾は, d4PDFを用いて日本全域の夏季(6~8月)における降雨の将来変化傾向を月別に分析しており, 西日本においては100年確率雨量などの極値雨量の規模は増大する一方で, 月積算雨量は減少することを示した。図-6.4.3の結果を踏まえても, 本研究は既往研究と同様の傾向であり, 将来的に豪雨の規模は増大する一方で平常時の雨量は減少することが示された。次に, 気温の将来変化量(図-6.4.5(b))に関して, 2°C 上昇実験では約1.0~2.5°C, 4°C 上昇実験では約3.5~6.0°Cの変化が季節, SST 別で確認された。特に, 4°C 上昇実験はSST別に将来変化量が大きく異なっており, MIは将来変化量が全季節の中で特に大きかった10月に6.0°C程度であったのに対し, CCは最大でも4.0°C程度であることが分かる。MIは気温の将来変化量が最

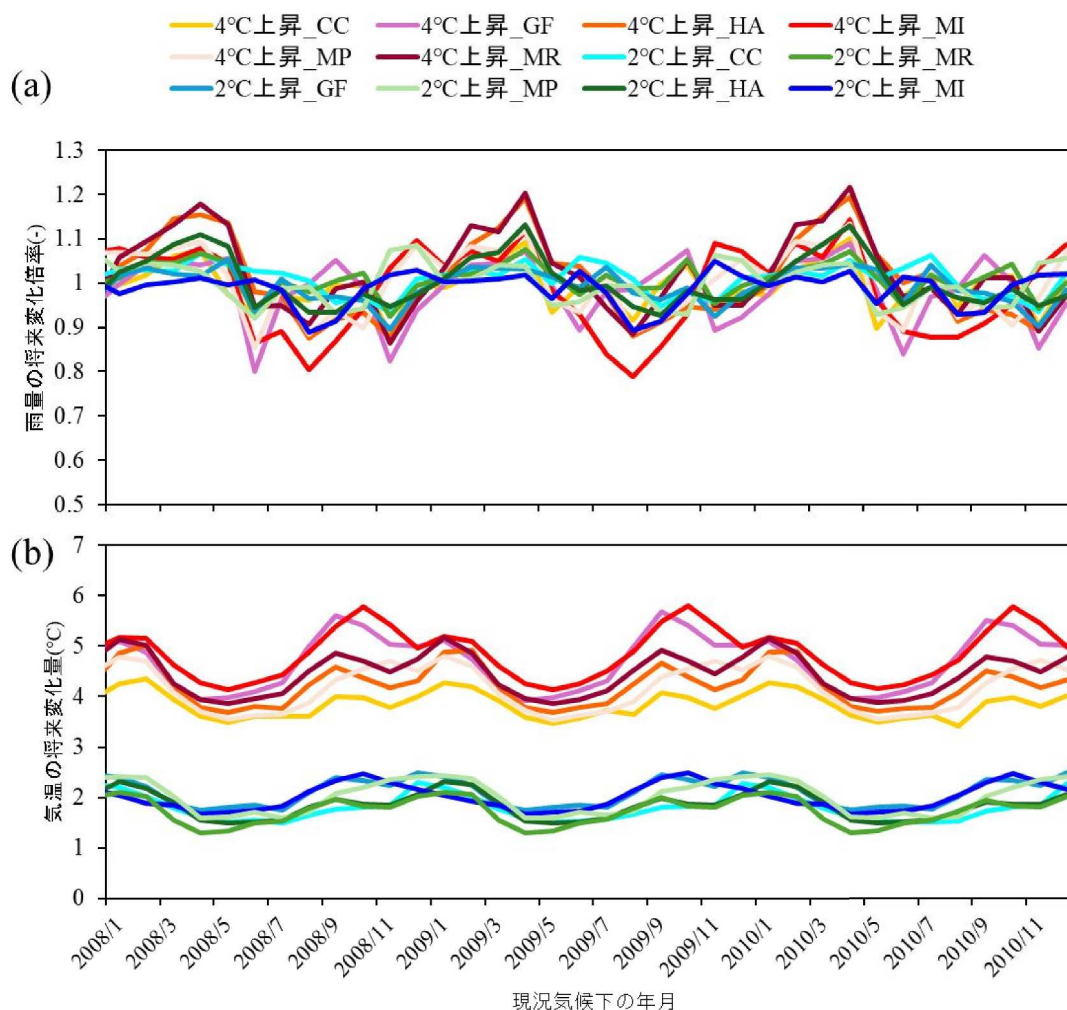


図-6.4.5 SST 別における(a)月積算雨量の将来変化倍率および(b)月平均気温の将来変化量の比較

表-6.4.1 河川水温の将来予測の計算条件

	現況	2℃ 上昇実験	4℃ 上昇実験
計算期間	2008～2010 年の 3 年間	2008～2010 年の 3 年間で基準に全球の 平均気温が 2℃(4℃)上昇した期間	
入力雨量		バイアス補正後の 2℃(4℃)上昇実験値	
入力気温	観測値	(全 SST の中で気温の将来変化量が最大 の MI)	
その他の入力 気象データ (蒸気圧, 風速, 雲量)	現況期間の 2008～2010 年に AMeDAS 地点で観測されたデー タを空間内挿した値		

大であるだけでなく、図-6.4.5(a)より雨量の将来変化倍率も夏季に特に小さくなる特徴があったため、河川水温の上昇が特に引き起こされやすい SST であることが考えられる。

河川水温の将来予測の計算条件を表-6.4.1に示す。本研究では、2008/1/1～2010/12/31の3年間を現況期間とした場合の現況予測に加え、現況期間を基準に全球の平均気温が2°C、4°C上昇した場合の3年間における河川水温の将来予測を実施した。この際、2°C上昇実験、4°C上昇実験の解析においては、図-6.4.5(b)より気温の将来変化量が最大であったMIで実施した。MIでは、4°C上昇実験において多くの降雨規模で現況より雨量が減少し、期間最大規模の雨量においても2°C上昇実験より規模が小さくなるなど、本来想定される傾向とは逆の特徴が図-6.4.3からも示されている。しかし、河川水温予測においては、気温上昇と渇水傾向の増大に伴う河川流量の減少が水温上昇の主要因になることを鑑み、気温上昇量が最大かつ雨量の将来的な減少が顕著なMIを対象として解析を行うこととした。

6.4.3 結果および考察

6.4.3.1 各種水温予測モデルによる河川水温の将来予測結果の比較

各種水温予測モデルの将来予測結果について検討するために、現況水温および将来水温をモデル別で比較したものを図-6.4.6に、その際における各種水温予測モデルによる予測水温を比較した散布図を図-6.4.7に示す。なお、ここでは結果の代表例として、本川下流のSt.2および上流のSt.4における結果を示しており、それぞれ(a)、(b)としている。まず、図-6.4.6の結果より現況水温の時系列を確認すると、図-6.3.1の2020年における再現計算の結果と同様に、いずれの地点も深層学習モデルと物理モデルで大きな差は生じていなかった。図-6.4.7で各種水温予測モデルの散布図による比較を確認しても、いずれの地点も1:1直線付近に点が散布していることから、深層学習モデルと物理モデルは現況期間において予測水温が概ね対応していることが分かる。この傾向に関して、図-6.3.1の2020年の再現計算結果からも分かるように、物理モデル、深層学習モデルの両モデルで実測水温を良好に予測していたことを踏まえると、2008～2010年の現況期間でも両モデルで妥当な予測値が得られていると考えられる。ただし、特にSt.2(図-6.4.7(a))において、水温が25～30°Cになる場合に注目すると、深層学習モデルは物理モデルに比べて予測値が一定の範囲に集中しており、1:1直線から乖離していることが確認された。これは、図-6.3.3でも議論したように、深層学習モデルで学習した水温の範囲の上限付近に相当する高水温条件下ではモデルが十分に学習できておらず、物理モデルと乖離が生じた可能性があると考えられる。次に、将来水温に関して、図-6.4.6より深層学習モデル、物理モデルの両方で2°C上昇、4°C上昇実験下における顕著な水温の上昇が確認された。各種水温予測モデルの将来水温の時系列を比較すると、2°C上昇、4°C上昇実験ともに7～9月を除く期間全体としてはモデル間で傾向に大きな差は生じていないことが確認された。一方で、7～9月の将来水温に着目すると、物理モデルは2°C上

昇実験で 2°C 程度、4°C 上昇実験で 5°C 程度の将来変化量が生じ、結果として 4°C 上昇実験の水温が両地点で 30~35°C になったのに対し、深層学習モデルは将来変化量が物理モデルの 1/2 程度となり、4°C 上昇実験においても両地点でほぼ 30°C 以下であった。図-6. 4. 7 において各種水温予

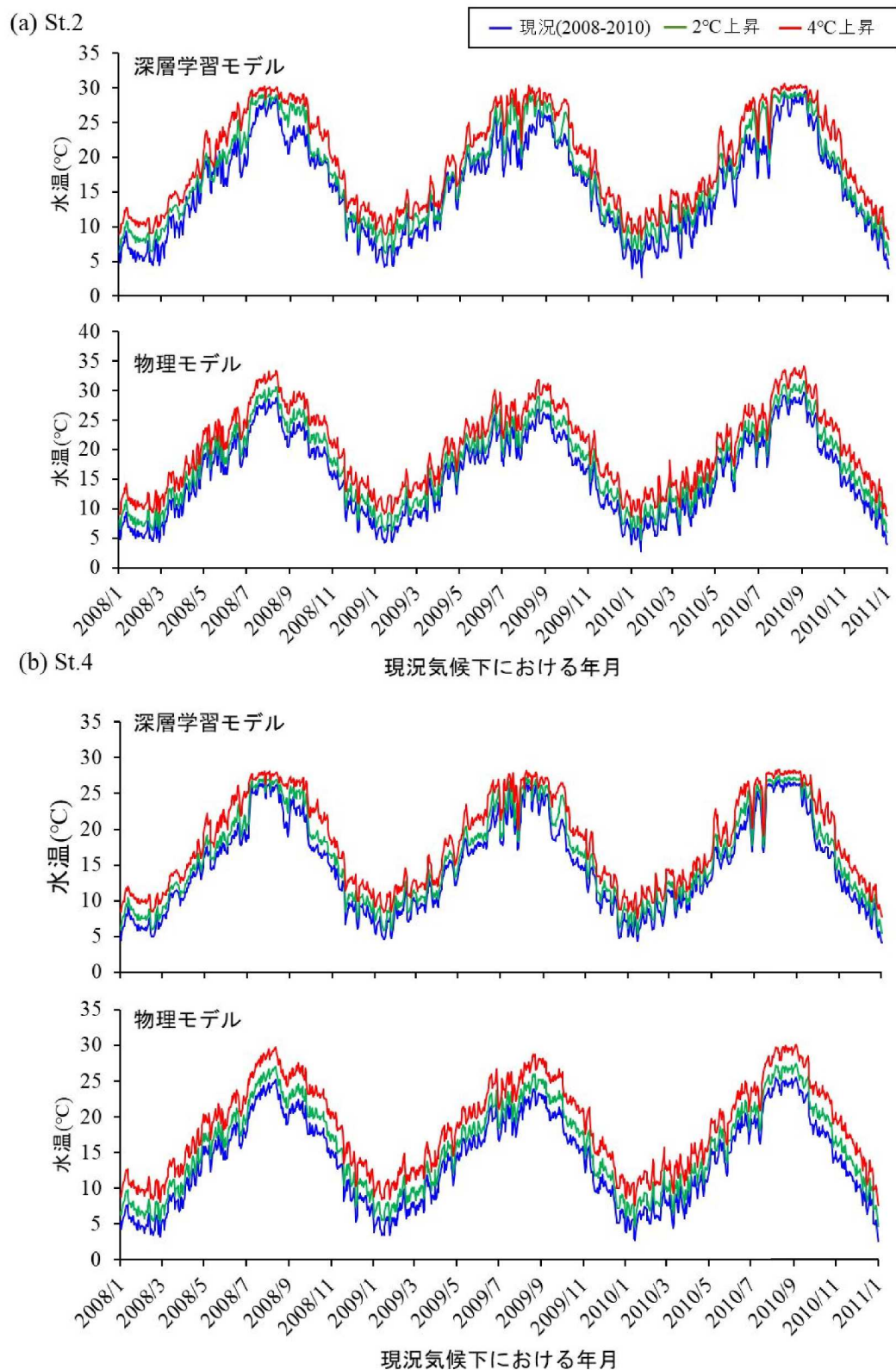


図-6. 4. 6 (a)St.2 および(b)St.4 における各種計算モデルによる現況水温と将来水温の時系列比較

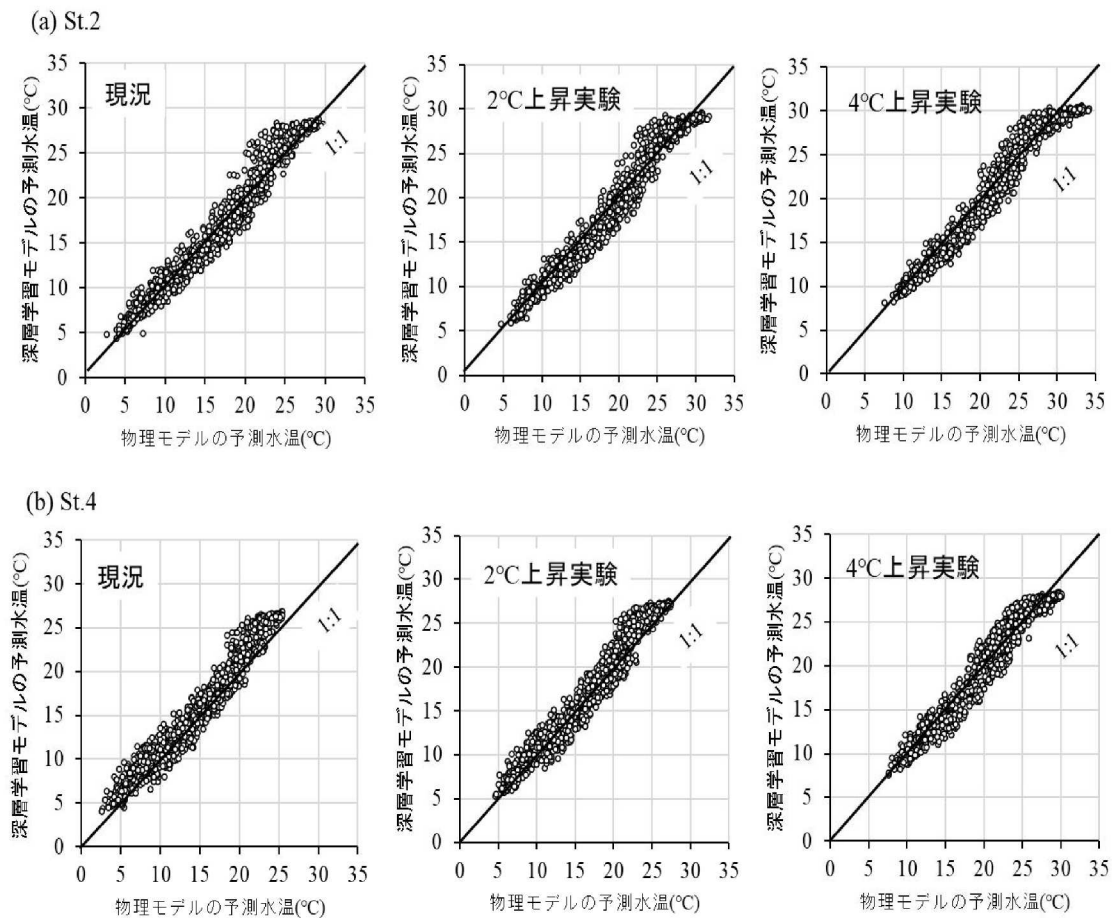
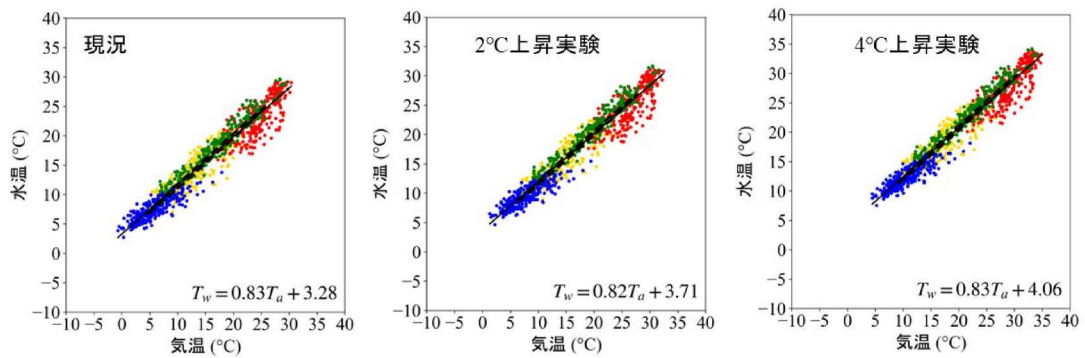


図-6.4.7 現況水温および将来水温における深層学習モデルと物理モデルの比較

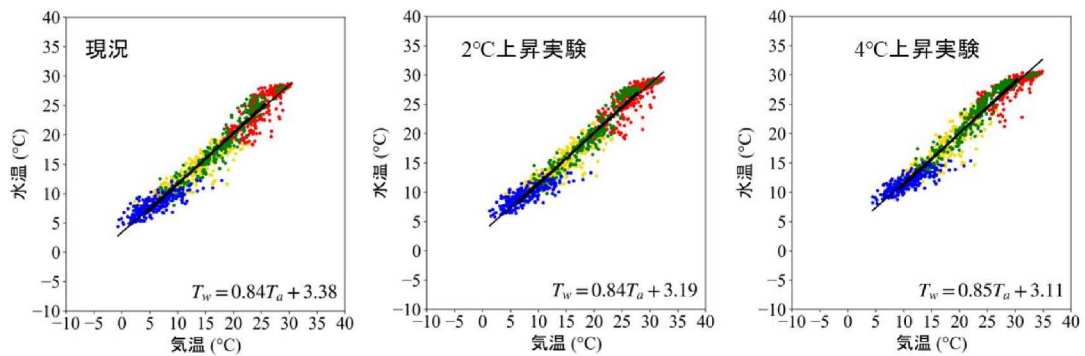
測モデルによる予測値を散布図で比較すると、深層学習モデルによる予測水温が St.2(図-6.4.7(a))では30°C, St.4(図-6.4.7(b))では28°C程度で頭打ちになることにより、2°C 上昇実験、4°C 上昇実験と水温の規模が増大するにつれて散布図がS字型になっていることが分かる。現況、2°C 上昇実験および4°C 上昇実験における各種水温予測モデルによる予測水温と気温を日平均値で比較した散布図を図-6.4.8に示す。なお、ここでも(a)本川下流の St.2 および(b)上流の St.4 の結果を示している。また、散布図は季節別で点の色を分けており、ヒステリシス曲線および線形回帰直線もプロットしている。まず、St.2(図-6.4.8(a))の結果に関して、物理モデルは現況、2°C 上昇実験および4°C 上昇実験のいずれも気温上昇に伴って河川水温も直線的に上昇しており、この直線的な関係は現況と将来で変化していないことが分かる。一方で、深層学習モデルは気温が30°C以下になるような場合は、物理モデルと同様に気温と水温の関係性はほぼ直線的であるものの、30°C以上になると気温の値によらず水温予測値がほぼ一定値を取った。気温が30°C以上において回帰直線からの点のばらつきを見ても、高水温の際に深層学習モデルの予測水温が頭打ちになる傾向は、特に4°C 上昇実験で顕著に表れていることが分かる。次に、St.4(図-6.4.8(b))に関して、物理モデルの結果に着目すると、現況、2°C 上昇実験および4°C 上昇実験のいずれも気温と水温の間に強いヒステリシス特性が存在し、同一の気温でも秋季の方が春季より水温が高くなる傾向が特に強かった。これは、第2章の河川水温のモニタリング結果でも明らかになっている傾向であり、河川水温が地下水との熱交換の影響を強く受けることにより生じるものであるが、将来気候下の2°C 上昇、4°C 上昇実験においても同様にヒステリシス特性を示すことが明らかになった。一方で、深層学習モデルは、現況、2°C 上昇実験および4°C 上昇実験のいずれもヒステ

(a) St.2

物理モデル

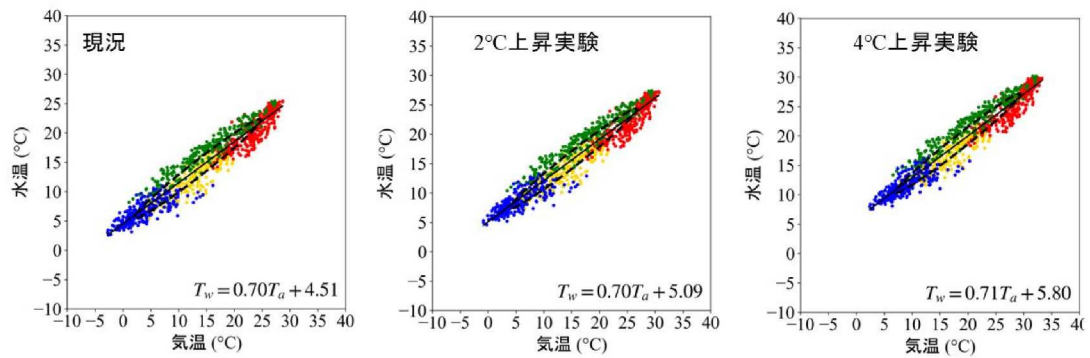


深層学習モデル



(b) St.4

物理モデル



深層学習モデル

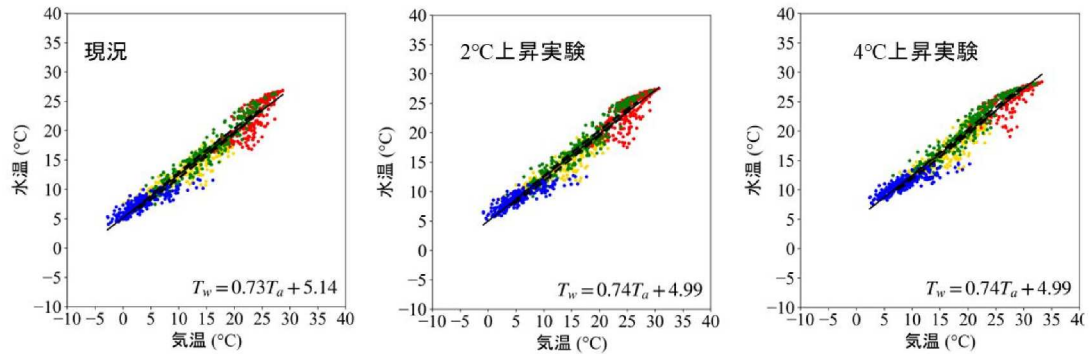


図-6.4.8 (a)St.2 および(b)St.4 における各種水温モデルによる予測水温と気温との比較

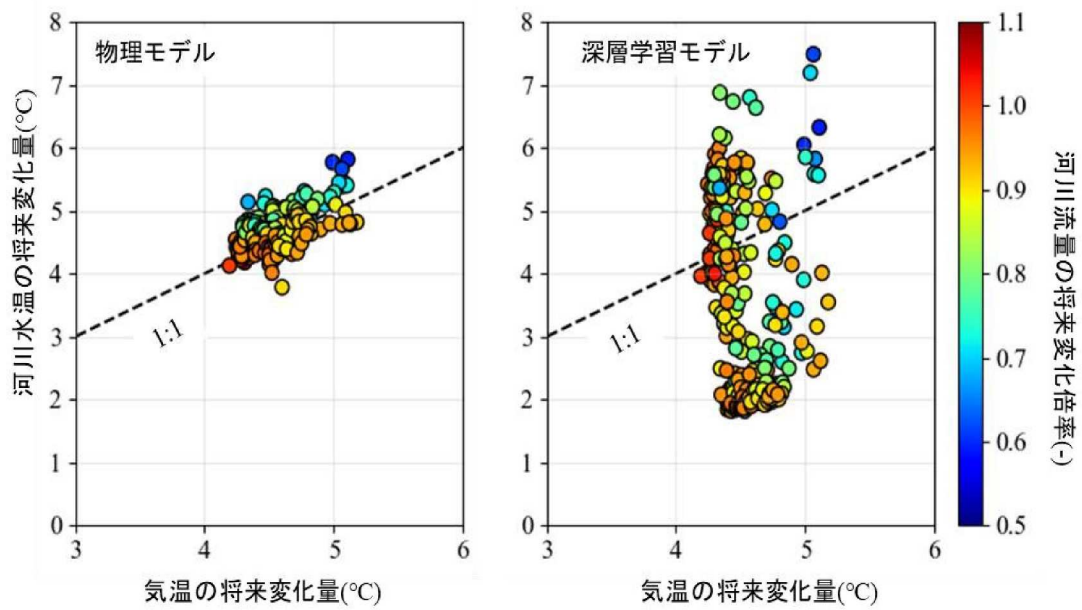


図-6.4.9 St.2 における夏季(6～8月)の日平均気温，日平均流量および日平均水温の将来変化の関係

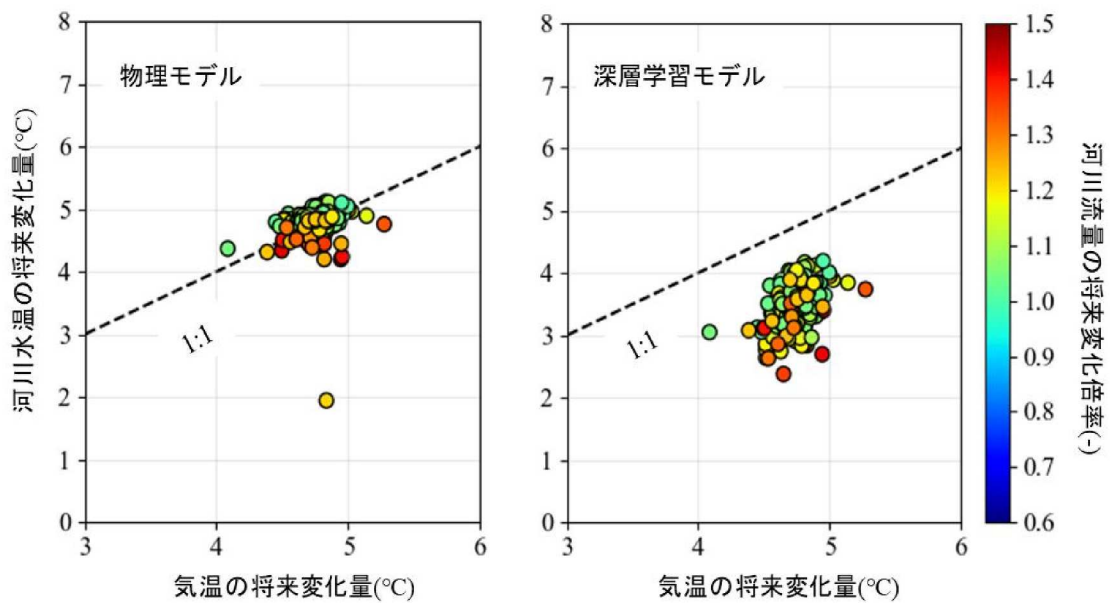


図-6.4.10 St.2 における冬季(1, 2&12月)の日平均気温，日平均流量および日平均水温の将来変化の関係

リシス曲線が回帰直線にほぼ重なっており，ヒステリシス特性を表現できていなかった．これは，図-6.3.3でも議論したように，深層学習モデルは過去7日分の気温，雨量から水温を予測するが，この期間の入力では前季節の熱の履歴を保持した地下水による熱交換を十分に学習できなかったためである．また，St.2(図-4.4.8(a))と同様に，特に4°C上昇実験で深層学習モデルによる高水温時の予測水温が頭打ちになる傾向も確認された．

河川流量の将来変化が気温と水温の将来変化量の関係に及ぼす影響を夏季(6～8月)のデータを

基に比較した散布図を図-6.4.9に、冬季(1,2月および12月)のデータを基に比較した散布図を図-6.4.10に示す。なお、ここでは本川下流の St.2 における物理モデル、深層学習モデルによる現況および 4°C 上昇実験の予測値を基にした結果を示している。また、河川流量の将来変化倍率については、物理モデルによって算出した現況流量と将来流量を基に算出している。まず、夏季(図-6.4.9)に着目すると、物理モデルは 1:1 直線付近にほとんどの点が散布しており、気温と水温の将来変化量の間に大きな値の差は生じなかった。ただし、河川流量の将来変化倍率が 1 付近の値をとる場合においては、気温と水温の将来変化量がほぼ同等の値を取っているが、0.5~0.8 付近の値をとる場合においては、気温の将来変化量が 4.0~5.0°C であるのに対し、河川水温の将来変化量は 5.0~6.0°C と高くなっていることが分かる。これは、熱容量の減少によって、大気との熱交換、河床伝熱および地下水との熱交換のような気温に関連する熱交換の影響をより強く受けたた

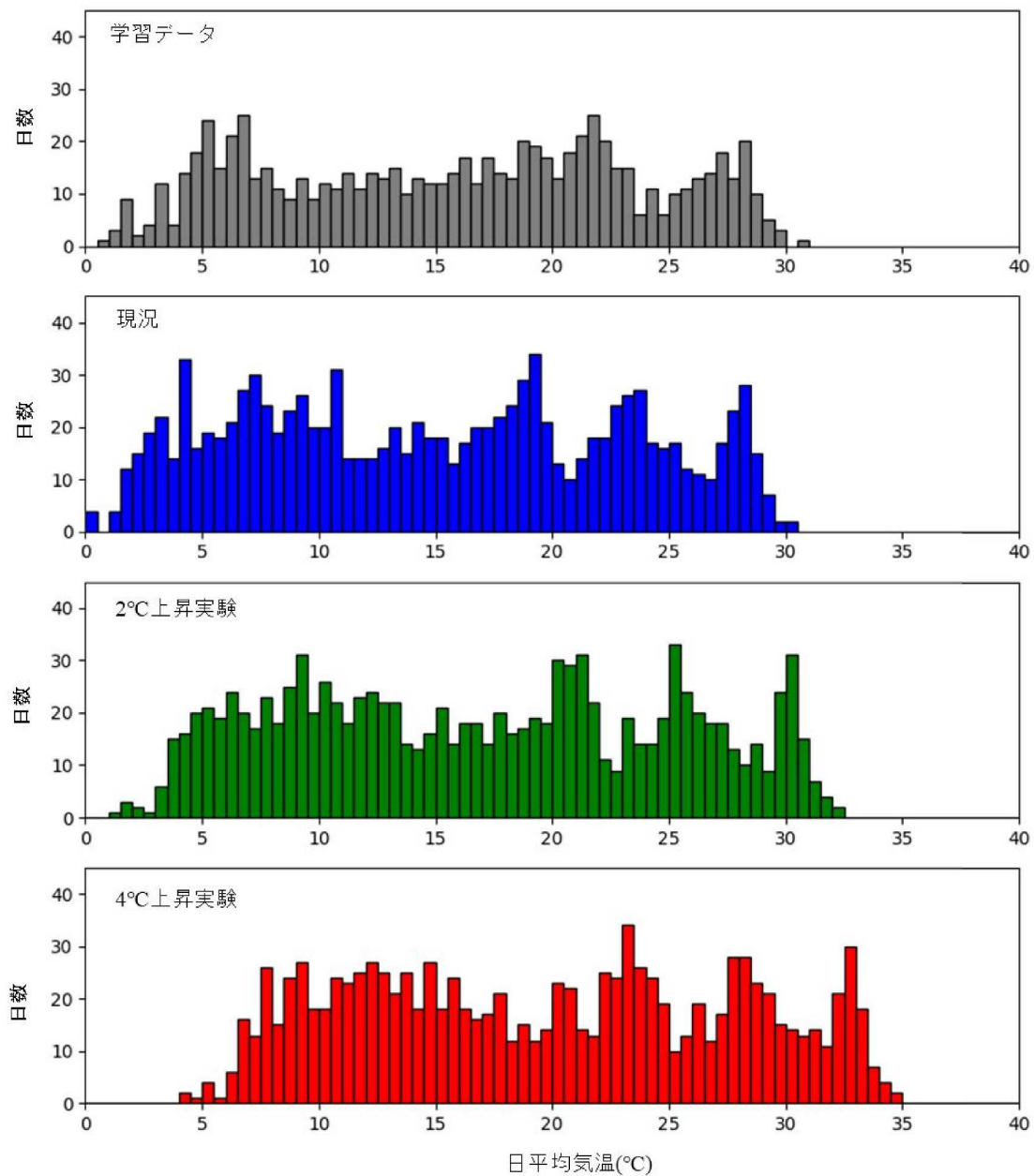


図-6.4.11 深層学習モデルの学習と現況、将来予測に用いた気温の頻度分布

めであり、物理的に妥当な結果であると考えられる。一方で、深層学習モデルの結果に着目すると、気温の将来変化量が $4.0\sim 5.5^{\circ}\text{C}$ 程度であるのに対し、水温の将来変化量は $2.0\sim 7.5^{\circ}\text{C}$ 程度と値の幅が極めて広いことが確認された。また、河川流量の将来変化倍率との関係性に着目すると、流量の将来変化倍率が 0.5 程度の場合は水温の将来変化量が 7.5°C 程度と気温に対して大きくはなる傾向はあるものの、流量の将来変化倍率が 0.9 以上の場合においては水温の将来変化量は $2.0\sim 6.0^{\circ}\text{C}$ 付近の様々な値を取っており、物理モデルのように顕著な傾向が認められなかった。次に、冬季(図-6.4.10)に着目すると、深層学習モデルの方が物理モデルと比較して河川水温の将来変化量が小さくなってはいるものの、各種水温モデルで散布図の傾向の違いが夏季ほどは生じておらず、河川流量の将来変化倍率が小さいほど水温の将来変化量が大きくなる傾向は同様であった。

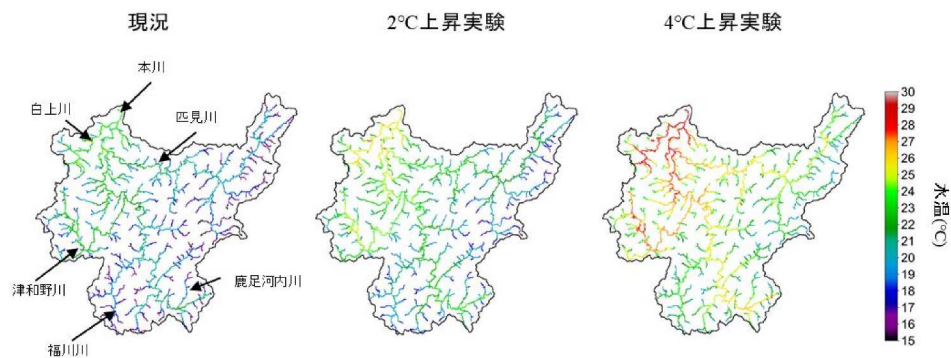
図-6.4.8 において、深層学習モデルは気温が 30°C 以上になる場合に河川水温の予測値が頭打ちになるような傾向が示された。そこで、河川水温の現況、将来予測に用いた気温が深層学習モデルに学習させた値に対してどれほど外れているかを検討するために、深層学習モデルの学習データ、現況予測、 2°C 上昇実験および 4°C 上昇実験で用いた気温の頻度分布を日平均値で比較したものを図-6.4.11 に示す。なお、ここでは St.2 におけるデータを用いて頻度分布を作成している。まず、現況気温は学習させた気温の範囲から大きく外れている傾向は確認されず、現況気温と学習させた気温が取る値の範囲はほぼ同等であった。一方で、 2°C 上昇実験および 4°C 上昇実験においては、学習させた気温に対して値が大きくなっているデータが存在していることが分かる。実際に、学習に用いた気温データの最大値である 30.54°C を上回る気温が出現する割合を算出したところ、 2°C 上昇実験では 2.46%、 4°C 上昇実験では 10.76%であった。この結果と、図-6.4.8 において気温が 30°C 以上の場合に深層学習モデルの予測水温が頭打ちになる傾向や、図-4.6.9 で河川流量の将来変化が水温上昇に与える影響が夏季において物理的に整合性の低い結果になったことを踏まえると、特に夏季の高水温の時期において深層学習モデルの予測には妥当性に課題があることが明らかになった。

以上の結果から、河川水温の将来予測においては、年全体的には深層学習モデルと物理モデルで同様の傾向が得られ、概ね妥当に予測できていることが考えられるが、夏季の気温が 30°C 以上と高温になる時期における深層学習モデルの妥当性は低く、予測に課題があることが示された。

6.4.3.2 気候変動が流域システムの河川水温に及ぼす影響

前述の 6.4.3.1 において、高水温時も含めて河川水温の将来予測を実施する際には、深層学習と比較して物理モデルの妥当性が高いことが示された。ここでは、物理モデルによる河川水温の将来予測結果を基に、気候変動が流域システムの河川水温に及ぼす影響について考察する。図-6.4.12 は、現況、 2°C 上昇実験、 4°C 上昇実験の(a)夏季(6~8月)および(b)冬季(1, 2&12月)における平均水温の空間分布を示している。なお、ここでの平均水温は、河川水温の現況、将来予測を実施した3年間において、各季節に対応する時系列の河川水温を抽出したものを時間平均することで算出している。そして、図-6.4.12(a)の現況水温の空間分布中には、高津川流域内の主要な河川名を記載している。まず、夏季(図-6.4.12(a))における月平均水温の分布に着目すると、水温が最も高かった下流域で現況水温は $22\sim 25^{\circ}\text{C}$ 程度であったのに対し、 2°C 上昇実験、 4°C 上昇実験ではそれぞれ $24\sim 27^{\circ}\text{C}$ 、 $28\sim 30^{\circ}\text{C}$ になることが予測された。特に、 4°C 上昇実験の空間分布においては、他の河川に比べて相対的に水温が低い匹見川の源流付近においても、 24°C 程度となっており、現況期間で最も水温が高かった本川下流や白上川と同等の規模であった。次に、冬季(図-6.4.12(b))における本川、津和野川、匹見川および福川川の水温に関して、現況期間では 9°C 以下であったのに対し、 2°C 上昇実験では多くの領域で 9°C 以上の値をとり、 4°C 上昇実験では 11°C 以上になることが予測された。その中でも、現況期間においても $8\sim 9^{\circ}\text{C}$ 程度と他の河川に比べて水温が高かった白上川および津和野川においては、 2°C 上昇実験で $10\sim 11^{\circ}\text{C}$ 、 4°C 上昇実験で $12\sim 15^{\circ}\text{C}$ となった。

(a) 夏季(6-8月)



(b) 冬季(1, 2&12月)

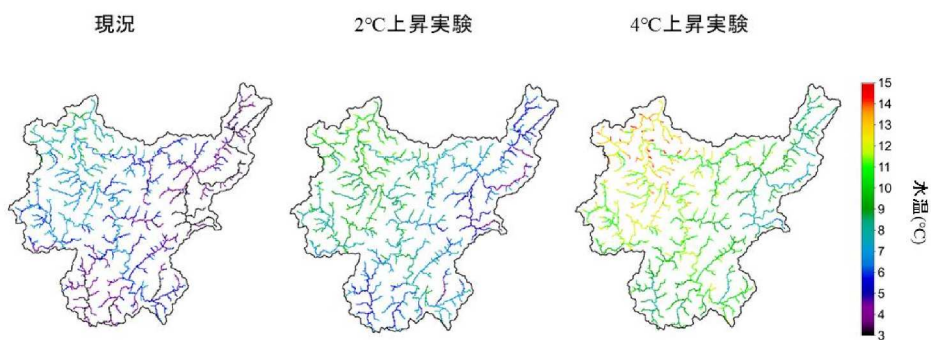


図-6.4.12 (a)夏季(6-8月)および(b)冬季(1, 2&12月)の平均水温の空間分布

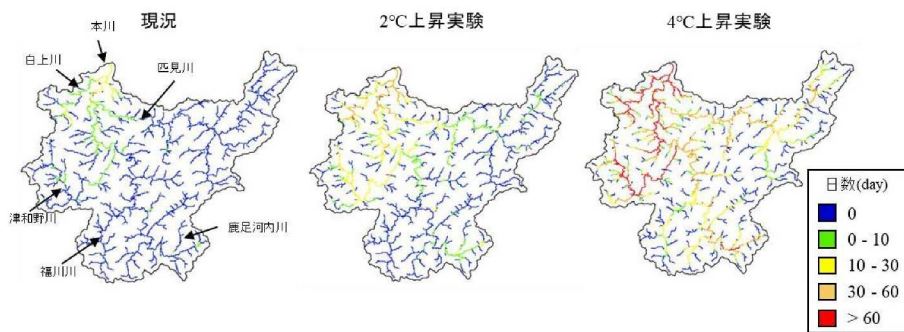


図-6.4.13 日平均水温が 28°C 以上になる最大継続日数

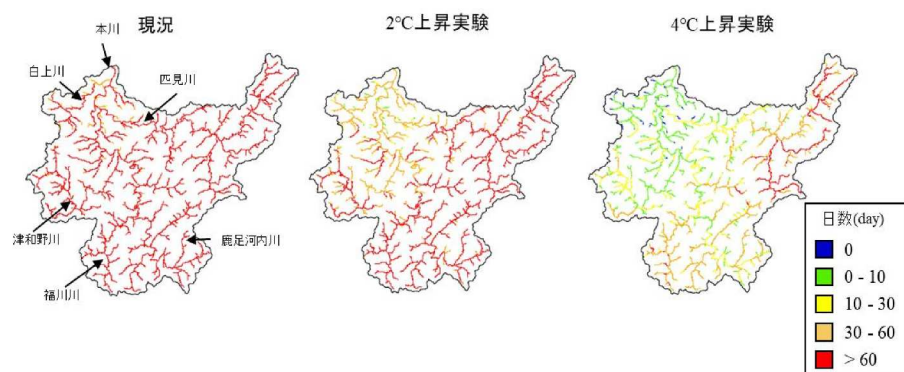


図-6.4.14 日平均水温が 10°C 以下になる最大継続日数

生息が報告されているアユ (*Plecoglossus altivelis altivelis*) は、好適水温帯が 23℃ 付近であることや、成長に適した水温の上限は 25℃ であることが報告されており、28℃ では摂餌を停止することが知られている⁹⁾。一方で、日本の中国地方の河川流域において異常繁茂が問題となっている外来沈水植物のオオカナダモ (*Egeria densa*) は、冬季の水温 10℃ 以下になる時間数が少ないほど成長を促進することが報告されている¹⁰⁾。ここでは、気候変動下の河川水温上昇がアユの生息状況やオオカナダモの繁茂に及ぼす影響について考察するために、現況、2℃ 上昇実験および 4℃ 上昇実験において日平均水温が 28℃ 以上になる最大継続日数を図-6.4.13 に、10℃ 以下になる最大継続日数を図-6.4.14 に示す。まず、28℃ 以上になる最大継続日数(図-6.4.13)に関して、現況気候下では日数が相対的に多い下流域でも 30 日以下で、中上流域においては 0 日の領域がほとんどを占めていた。一方で、2℃ 上昇実験では下流域全体で 30~60 日に増加し、4℃ 上昇実験では 60 日以上に達することが予測された。また、4℃ 上昇実験においては本川のほとんどの区間で 30~60 日と 1 カ月以上に渡って 28℃ 以上の期間が続くことが分かる。この結果から、特に 4℃ 上昇実験下の水温上昇に伴い、アユの生息域は特に本川において大幅に縮小する可能性が示唆された。次に、10℃ 以下になる最大継続日数(図-6.4.14)に関して、現況気候下では 10℃ 以下になる時間数が 60 日以上区間が流域全体を占めていたのに対し、2℃ 上昇実験では下流域全体で 30~60 日と日数が減少し、4℃ 上昇実験では下流域でわずか 0~10 日ほどしか水温が 10℃ を下回らないことが分かる。このように、4℃ 上昇実験では下流域の水温が 10℃ をほとんど下回らなくなることで、オオカナダモの生息域が拡大し、異常繁茂に繋がる可能性が示唆された。

6.5 まとめ

本研究では、第 3 章で開発した深層学習モデルと第 5 章で開発した物理モデルの精度比較を高津川流域で実施するとともに、d4PDF から得られる 2℃ 上昇、4℃ 上昇実験の気温、雨量を各種水温予測モデルに入力することで、河川水温の将来予測も実施し、その有用性や課題まで考察した。まず、各種水温予測モデルによる 2020 年の 1 年間における再現計算の結果、両モデルで年全体の水温を概ね良好に予測した。各種水温予測モデルの精度を比較すると、6~8 月の夏季を除く季節においては、流域内のほとんどの水温観測地点で深層学習モデルの方が実測水温を良好に捉えており、特に集水域面積が小さい源流付近の河川では深層学習モデルの RMSE が物理モデルに対して 0.5 以上小さくなる地点も確認された。ただし、6~8 月の夏季においては河川水温が高水温になるような時系列の水温変動は物理モデルの方が良好に再現していたことに加え、本川上流域の地下水との熱交換の影響を強く受けるような地点では物理モデルの RMSE が深層学習モデルより小さく、高精度であった。

河川水温の将来予測においては、現況、2℃ 上昇実験および 4℃ 上昇実験のいずれも年全体的には深層学習モデルと物理モデルで同様の傾向が得られた。その一方で、夏季の気温が 30℃ 以上と高温になる時期では深層学習モデルの予測水温が頭打ちになる傾向や、河川流量の将来変化が水温上昇に与える影響が夏季において物理的に整合性の低い結果になり、深層学習モデルに課題が生じることが明らかになった。物理モデルの結果を基に気候変動が流域全体の河川水温に及ぼす影響を検討したところ、夏季の水温が 28℃ 以上になる区間が現況期間や 2℃ 上昇実験では存在しなかったのに対し、4℃ 上昇実験では下流域全体に拡大した。また、冬季の水温は現況期間では流域全体で 9℃ 以下であったのに対し、2℃ 上昇実験では多くの領域で 9℃ 以上の値をとり、4℃ 上昇実験では 11℃ 以上になることが予測された。こうした気候変動下の水温上昇に伴い、日本で重要な水産有用種のアユの生息域の縮小や、中国地方の河川で異常繁茂が問題となっているオオカナダモの生息域が拡大する可能性が示唆された。

参考文献

- 1) Mizuta R et al.: Over 5,000 Years of Ensemble Future Climate Simulations by 60-km Global and 20-km Regional Atmosphere Models, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98, 1383-1398, 2017.
- 2) Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, E. Hirokazu, O. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki and A. Kitoh : Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid, *J. Meteor. Soc. Japan.*, 90A, pp.233-258, 2012.
- 3) Benyahya, L., Caissie, D., Hilaire, A.S., Ouarda, T.B.M.J and Bobée, B.: A Review of Statistical Water Temperature Models, *Canadian Water Resources Journal*, 32(3), 179-192, 2007.4.
- 4) Murata, A., H. Sasaki, M. Hanafusa, and K. Kurihara: Estimation of urban heat island intensity using biases in surface air temperature simulated by a nonhydrostatic regional climate model, *Theor. Appl. Climatol.*, 112, 351-361, 2013.
- 5) Sasaki, H., A. Murata, M. Hanafusa, M. Oh'izumi, and K. Kurihara: Reproducibility of present climate in a non-hydrostatic regional climate model nested within an atmosphere general circulation model, *SOLA*, 7, 173-176, 2011.
- 6) Taylor, K.E., R.J. Stouffer, G.A. Meehl: An Overview of CMIP5 and the experiment design, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, pp.485-498, 2012.
- 7) Watanabe, S., Yamada, M., and Abe, S. and Hatano, M.: Bias correction of d4PDF using a moving window method and their uncertainty analysis in estimation and projection of design rainfall depth, *Hydrological Research Letters*, 14(3), 117-122, 2020.
- 8) Hatsuzuka, D. and Sato, T: Future changes in monthly extreme precipitation in Japan using large-ensemble regional climate simulations, *Journal of hydrometeorology*, 20(3), 563-574, 2019.
- 9) 養殖生産技術に関するデータ, Vol. 30(8), pp. 56-99, 緑書房, 1993.
- 10) 宮平秀明, 宮園誠二, 児玉貴夫, 赤松良久, 中尾遼平 : 環境 DNA を用いた中国地方一級水系におけるオオカナダモ繁茂要因の基礎的検討, *河川技術論文集*, 第 28 巻, pp. 163-168, 2022.

第 7 章 結論

7.1 結論

本研究では、流域システムにおける高精度な河川水温予測と流域水・熱収支の理解を目的として、流域網羅的な河川水温モニタリングを実施するとともに、それを活用して深層学習に基づく流域一貫の河川水温モデルおよび物理法則に基づく流域水・熱収支一体解析モデルを開発した。さらに、深層学習モデルと物理モデルの精度比較を実施するとともに、気候変動下における河川水温の将来予測に対する各種モデルの有用性と課題について考察しつつ、気候変動が流域システムにおける河川水温に及ぼす影響評価まで実施した。以下に、各章の研究成果を示す。

第 1 章では、治水・利水・環境のバランスの取れた流域圏創成を実現する上での河川水温の重要性について述べるとともに、河川水温の観測・モデリングの既往研究をレビューし、その課題をもとに本研究の位置付けをした。

第 2 章では、中国地方の 5 つの一级水系を対象に流域網羅的な多地点で河川水温の連続モニタリングを実施し、河川水温の時空間変動特性について検討するとともに、気温に対する水温の応答特性とその要因に着目した分析を実施した。まず、河川水温の時空間変動特性に関する検討より、河川水温の空間分布からは高津川における河川水温の変動は地下水との熱交換による影響を受けていることや、佐波川、江の川および高梁川の本川におけるダム下流地点で夏季の河川水温が他の地点と比較して低くなることが明らかになった。また、河川水温の時系列比較より、ダムや地下水との熱交換による影響を受ける地点では夏季の水温が低く、冬季の水温が高くなる傾向が確認されたほか、気温に対する年較差の縮小や位相の遅れが引き起こされることが確認された。次に、気温と水温の関係性に着目した分析においては、水温増加率(気温に対する水温の上昇率)の空間的な分布特性を流域網羅的に把握した。河川の流況が気温と水温の関係性に及ぼす影響を統計的に分析したところ、河川流量の規模が増大するにつれて水温増加率、 R^2 値が著しく低下し、気温と水温の関係性は流況による影響を強く受けることが定量的に示された。そこで、河川水温が気温による影響を最も強く受けていることが示された流況(低水流量以上かつ平水流量未満)における水温増加率と環境要因との関係性を統計的に分析した結果、水温増加率の多寡には地形や土地利用が影響しており、その中でも特に河床勾配や標高、小起伏丘陵地、扇状地性低地、小起伏山地のような地形的な特徴量の寄与が大きいことを明らかにした。さらに、ヒステリシス特性に着目した検討より、河川水温の空間分布や時系列比較からダムや地下水との熱交換の影響を受けることが分かっていた地点ではヒステリシス特性も強くなる傾向を確認し、特にダムによる影響を受ける地点ではその傾向が顕著であった。以上より、流域網羅的な河川水温の連続モニタリングとその結果の詳細な分析により、流域システムにおける河川水温の変動特性を明らかにした。

第 3 章では、第 2 章で得られた中国地方一级水系における河川水温の連続モニタリングデータを活用して深層学習に基づく流域一貫の河川水温予測モデルを開発し、入出力層の構造とデータの種類の異なる複数条件の比較検討を実施することで、モデルの高度化をした。まず、高津川流域を対象に、気温のみを入力に与える条件下で単一地点の水温を地点別に予測するモデルと流域内全地点の水温を同時予測可能なモデルの比較をした結果、単一地点の水温を地点別に予測するモデルの RMSE が流域内全地点で平均して 2.10°C であったのに対し、流域内全地点の水温を同時予測するモデルは 1.36°C と誤差を軽減した。次に、入力層のデータの種類に関する検討として、中国地方の 5 つの一级水系を対象に、気温のみを入力する場合と気温に加えて雨量も入力する場

合の 2 条件でモデルを比較した結果、気温のみの入力では特に集水域面積が大きい本川の地点で 6～8 月の出水時期の水温を 5℃以上過大評価したのに対し、雨量を用いると最大でも 2℃程度に低減し、平均絶対誤差率(MAPE)はほとんどの地点で 10%以下となった。したがって、流域一貫で河川水温を予測可能な深層学習モデルは、地点別に予測する場合と比較して高精度であったほか、気温だけでなく雨量も入力に用いることで、水温が雨量の影響を受ける出水時期も含めた年間の高精度な河川水温予測を実現可能であることが明らかとなった。

第 4 章では、物理法則に基づく手法として、熱収支式を組み込んだ降雨流出氾濫(Rainfall-Runoff-Inundation: RRI)モデルを島根県一級水系の高津川流域に適用するとともに、第 2 章における河川水温の連続モニタリングデータを活用した流域網羅的なモデルの検証を実施し、モデルの有用性と課題を明確にした。まず、河川流量の精度検証の結果、ハイドログラフの計算期間全体の傾向は概ね予測できており、ハイドログラフの時系列全体の適合度を表す Nash 係数も流域内の全ての水位・流量観測所で 0.7 以上と良好であった。ただし、河川流量が平水流量以下をとるときの誤差率を算出したところ、平水時の誤差率は流域内のほとんどの地点で 60%以上と高く、地下水流出が支配的な平水時の流れ場の再現性に課題があることが分かった。次に、河川水温は、流域全体で年全体の水温を概ね良好に予測し、特に 6～8 月の夏季における RMSE は全水温観測地点で 1.5℃ 以下と高精度であったものの、冬季に地下水との熱交換による影響を強く受ける地点では RMSE が 3.0℃ 以上と相対的に高かった。したがって、熱収支式を組み込んだ RRI モデルにより、流域網羅的な河川水温を予測可能にはなったものの、地下水流動と地下水との熱交換も考慮したモデルを開発することが極めて重要であることを明らかにした。

第 5 章では、第 4 章のモデルに準三次元地下水流動モデルを融合することで地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルを開発するとともに、第 4 章のモデルとの比較検討を実施した。また、流域の貯留量や総流出量に対する地下水流出・直接流出のバランスといった水収支に着目した検討に加え、熱収支バランスや地下水による熱輸送が水温変化に及ぼす影響に着目した検討を実施した。まず、第 4 章のモデルと河川流量の精度を比較したところ、新たに開発したモデルは平水時・出水時の両方で実測値を良好にとらえ、Nash 係数がほとんどの流量観測地点で 0.9 以上を示し、ピーク流量誤差は第 4 章のモデルと比較して 20%軽減し、平水流量の誤差率も約 50%軽減した。次に、河川水温の精度比較の結果、新たに開発したモデルは、第 4 章のモデルでは高精度な予測が難しかった湧水の影響を受ける地点の冬季の水温の予測精度も向上した。特に、本川では地点全体の劇的に精度向上が認められ、第 4 章のモデルでは冬季の平均水温の誤差が地点全体で 2℃ 以上過小評価していたのに対し、新たに開発したモデルでは 1℃ 以下に低減した。さらに、流域の水収支に着目した検討に関して、新たに開発したモデルの年間の降雨に対する流出率を実測値と比較した結果、最大でも 10%程度の差に留まり、流域の貯留・流出のバランスを適切に再現していることを確認した。本川下流における集水域全体の直接流出量と地下水流出量のバランスを各月で比較した結果、月積算雨量が 200mm 以下の時期においては地下水流出量が総流出量の 60%以上となっているのに対し、月積算降水量が 300mm を超えるような出水時期においては地下水流出量の割合が減少し、直接流出量が 80%以上となっていることを確認した。そして、水温観測地点における熱収支を検討したところ、冬季は地下水との熱交換項が水温を温める方向に働いていることを確認し、特に本川上流においてが 40%程度と大きくなることを確認した。また、流域熱収支の分析結果より、高津川の水温は流域全体として地下水による熱交換による影響を受けていることや、その影響度合いは支川の集水域別で異なる傾向を明らかにした。

第 6 章では、第 3 章で開発した深層学習モデルと第 5 章で開発した物理モデルの精度比較を高津川流域で実施するとともに、d4PDF から得られる 2℃ 上昇、4℃ 上昇実験の気温、雨量を各種

水温予測モデルに入力することで、河川水温の将来予測も実施し、その有用性や課題まで考察した。まず、各種水温予測モデルによる 2020 年の 1 年間における再現計算の結果、両モデルで年全体の水温を概ね良好に予測した。各種水温予測モデルの精度を比較すると、6～8 月の夏季を除く季節においては、流域内のほとんどの水温観測地点で深層学習モデルの方が実測水温を良好に捉えており、特に集水域面積が小さい源流付近の河川では深層学習モデルの RMSE が物理モデルに対して 0.5 以上小さくなる地点も確認された。ただし、6～8 月の夏季においては河川水温が高水温になるような時系列の水温変動は物理モデルの方が良好に再現していたことに加え、本川上流域の地下水との熱交換の影響を強く受けるような地点では物理モデルの RMSE が深層学習モデルより小さく、高精度であった。河川水温の将来予測においては、現況、2°C 上昇実験および 4°C 上昇実験のいずれも年全体的には深層学習モデルと物理モデルで同様の傾向が得られた。その一方で、夏季の気温が 30°C 以上と高温になる時期では深層学習モデルの予測水温が頭打ちになる傾向や、河川流量の将来変化が水温上昇に与える影響が夏季において物理的に整合性の低い結果になり、深層学習モデルに課題が生じることが明らかになった。物理モデルの結果を基に気候変動が流域全体の河川水温に及ぼす影響を検討したところ、夏季の水温が 28°C 以上になる区間が現況期間や 2°C 上昇実験では存在しなかったのに対し、4°C 上昇実験では下流域全体に拡大した。また、冬季の水温は現況期間では流域全体で 9°C 以下であったのに対し、2°C 上昇実験では多くの領域で 9°C 以上の値を取り、4°C 上昇実験では 11°C 以上になることが予測された。こうした気候変動下において、28°C 以上の高水温下で摂餌を停止することが知られている日本の重要な水産有用種のアユの生息域が縮小するほか、10°C 以下の低水温下で繁茂抑制が知られている外来沈水植物のオオカナダモの生息域が拡大する可能性が示唆された。

以上のように、本研究は流域網羅的な河川水温の連続モニタリングを実施しつつ、深層学習と物理モデルの両方を用いて流域一貫の河川水温予測モデルの開発・高度化を行うことで、流域システムにおける高精度な河川水温予測を実現したほか、これまで考慮されてこなかった地下水流動とその熱交換まで実装した新たな物理モデルの開発を通して流域の水・熱収支の理解を可能とした。さらに、深層学習モデルと物理モデルの精度比較や各種モデルによる気候変動下の将来予測結果を通して各種モデルの有用性と課題を明確にするとともに、気候変動が流域システムにおける河川水温に及ぼす影響を定量的に評価した。

7.2 今後の課題

本研究の成果は、水質や河川生態系を大きく変質させる河川水温を流域システム全体で高精度に予測し、水・熱収支の理解まで可能にしたものであり、これまで定量評価のための明確な指標が定まっていなかった生態系を評価する上で極めて重要な役割を果たす。今後、本研究で開発したモデルを河川の洪水氾濫や河床変動等の治水に関する現象や物質循環、生態系を考慮したモデルに発展させることにより、複雑に絡み合う治水・利水・環境に関わる現象を流域一体的に評価可能になることが期待される。ただし、これには大きく分けて[1]モデリングや検証に必要な地下水のモニタリング技術の高度化と[2]取り扱う現象に応じてモデルで要求される時間・空間スケールが大きく異なる中で、それに柔軟に対応したモデリング技術の開発が必要になると考えている。

まず、[1]に関して、第 5 章で開発した地表水と地下水を統合した流域水・熱収支一体解析モデルは、検討対象の高津川において、地下水の影響を考慮していない第 4 章のモデルと比較して本川における劇的な精度向上が認められた。その一方で、源流付近の集水域面積が小さい区間では河川水温の精度に課題があり、その理由として河川と地下との水のやり取りを適切に再現できていない可能性が推察された。今後、これについて詳細に検討するためには、地下と河川で交換さ

れる流量の再現性に着目した検証が必要である。しかし、現状は地下と河川の交換流量に関するモニタリングデータが得られておらず、それ以前に当該区間で伏流と湧出のどちらが発生しているのかという基本的な情報すらも明らかにできていない状況である。地下水と河川水のやり取りを広域で大まかに推定する手法として、ガスや染料等の人工物や安定同位体、水温などをトレーサーとして利用する手法がある。ただし、この手法の問題点として、人工物を用いる場合は環境負荷が懸念されることや、水温や安定同位体等の環境中に存在する物質を用いる場合でも周辺の環境条件によっては機能しなくなることが問題である。こうした問題に対し、環境中に存在する微量な DNA を高感度に検出可能な環境 DNA をトレーサーとして活用した手法が開発されている。この手法は、環境への負荷がないことに加え、人工的に様々な組み合わせの DNA を合成し、場所・時間に応じて添加することで、周辺環境との干渉もなく高感度にトレーサーの検出が可能である。これにより、対象としている区間で伏流と湧水のどちらが生じているかについては把握可能になると考えられる。

次に、[2]を実現し、あらゆる物理・生物現象を網羅的に扱う数値シミュレーションモデルの開発を目指す。これまでの水工学分野においては、平水時の水・物質循環を流域スケールで解析する平面 2 次元モデル、出水時の洪水・氾濫流や河床変動をリーチスケールで解析する平面 2 次元モデル、二次流等の 3 次元性の強い流れを局所的なスケールで解く 3 次元モデルというように、取り扱う現象や時間・空間スケールに応じて異なるモデルが個々に用いられてきた。しかし、今後は治水・利水・環境に関わる複雑かつ多様な物理・生物現象を一体的に解くことが求められるため、これらを統合した新たな数値シミュレーションモデルの開発が必要となる。しかしながら、現状は計算負荷等の制約でこうした大規模なモデル開発は実現できていない。そこで、今後は例えば出水時は氾濫流のフロントに沿った非構造格子の高解像度な計算をする手法や、平水時においても瀬淵スケールの計算は平面 2 次元で、それ以外の支川は 1 次元で解くというような場所・時間に応じて解析の次元や解像度を変更可能な効率的な計算手法の開発を進める。

以上のように、本研究の成果に併せて、今後は[1]、[2]を遂行することにより、気候変動時代において流域総合水管理に代表されるような治水・利水・環境のバランスの取れた流域圏創成を実現可能となることが考えられる。

謝辞

本論文を執筆するにあたり、関わってくださった全ての方々に感謝申し上げます。2017年4月に山口大学に入学して以降、学部1年から博士後期課程3年までの9年もの間、様々な方々にお世話になりました。

本論文の主査である山口大学大学院創成科学研究科の赤松良久教授には、学部4年生時から今日に至るまでの丁寧かつ熱心なご指導により、ここまで導いていただきました。まず、学部生時に受講した水理学の講義は大変興味深く、水理学という学問の美しさを学ばせていただきました。また、研究室配属後には様々な研究や学会参加の機会を数多く与えて頂き、大変貴重な経験をさせて頂きました。そして、私が全力で研究に取り組める環境を作って頂いたとともに、行き詰った際には的確なアドバイスを数多く頂きました。また、先生ご自身の専門である水工学を主軸としつつ、様々な分野の幅広い知識を活発に取り入れ、水工学が抱える様々な問題にユニークな視点で向き合われている姿勢や、幅広い知見から学生に対して的確なアドバイスをしている姿を目の当たりにして、研究者としてあるべき姿を学びました。至らない点が多かった私に対し、お忙しいにも関わらず熱心なご指導を頂き、研究者としても、人としても成長させて頂きました。ここに感謝の意を表します。

副査をご担当頂いた山口大学大学院創成科学研究科の朝位孝二教授、鈴木素之教授、榊原弘之教授、山本浩一教授には、本論文を執筆するにあたり的確かつ丁寧なご助言を数多く頂き、研究および論文の質をより一層高めることができました。朝位教授には修士論文の審査員もご担当頂き、当時私が取り組んでいた研究に対して様々なご助言を頂いた他、国際学会等でもお会いする機会もあり、様々お世話になりました。鈴木教授には、予備審査の際に論文の議論構成含めて詳細かつ数多くのご助言を頂いたほか、学部生時の土質力学の講義では、本論文で取り扱った地下水流動モデルの基礎知識となる土壌の物性や、ダルシー則等の基本的な法則について勉強させて頂きました。榊原教授には、本論文の各章で研究の重要性を示すうえでのご指摘を頂いたほか、学部生時代に受講した都市計画学では我が国の交通網の仕組みやそれが抱える課題、それに対する計画数学論的アプローチについて教えて頂いたのが印象的です。山本教授には、予備審査の際は特に河川水温のモニタリング結果の分析の部分で非常に重要なご指摘を頂いたほか、学部生時代に受講した衛生工学では地下水の水質に関する話題の中で、井戸周辺の地下水流動の水面形を計算し、グラフ化したのが印象的です。ここに感謝の意を表します。

本研究の遂行にあたり、東京都立大学都市環境学部都市基盤環境学科の新谷哲也准教授には、学部4年生時の卒業論文執筆時からお世話になっており、本論文においても第3章で開発した深層学習モデルに関する技術的なご指導や研究遂行にあたってのご助言も頂きました。また、モデリングについてより深く学ぶために、東京都立大学を訪問させていただいた際には、熱心なご指導を頂いただけでなく、研究室の学生と喧々諤々議論する場を頂きました。大阪大学大学院工学研究科の入江政安教授には、本論文の4, 5章で開発した物理モデルの基礎となるプログラムのソースコードをご提供頂いたほか、モデリングに関する技術的なご指導や研究遂行にあたってのご助言など様々お世話になりました。山口大学大学院創成科学研究科の宮園誠二特命准教授には、河川水温モニタリングを始めとした様々な環境・災害調査でご指導およびご協力を賜っただけでなく、データの分析や論文執筆、発表資料まで数々のご指導を頂きました。山口大学大学院創成科学研究科の中尾遼平特命准教授には、日々の学会や博士論文審査時の発表スライド、論文執筆等に関する数多くのご指導を頂きました。山口大学の大中臨助教には、河川水温モニタリングを始めとした様々な環境・災害調査でご指導およびご協力を賜っただけでなく、私が学士4年から博士1年までは研究室の先輩として公私ともに気にかけて頂きました。鳥取大学工学部社会システム土木系工学科の河野誉仁助教には、著者が研究室に配属された当初、研究室の先輩として研究の進め方等について教えて頂いたほか、鳥取大学に着任されて以降も私の水温予測モデルに関

する数々のご助言を頂きました。山口大学創成科学研究科の岡田啓太学術研究員、国際農林水産業研究センター(水産領域)の齋藤稔研究員、東京海洋大学 海洋環境科学部門の丸山啓太博士研究員には、ゼミの場で研究に関してご助言を頂いた他、学会発表の発表スライド等でご指導頂きました。芝浦工業大学大学院理工学研究科の宮本仁志教授には、学会の場や山口大学に来訪された際に、私の河川水温予測モデル開発に際して数々のご助言を頂きました。高津川の現地視察にご一緒させていただいた際には、とても勉強になるお話を数多く頂き、大変貴重な機会でありました。名古屋大学大学院工学研究科の溝口裕太講師には、学会の場や山口大学に来訪された際に水温研究に関して数々のことを教えて頂いた他、私の研究にもご助言を頂きました。ここに感謝の意を表します。

東京理科大学創域理工学部社会基盤工学科の二瓶泰雄教授、柏田仁講師には、東京理科大学創域理工学部社会基盤工学科水理研究室と当研究室の合同勉強・研究発表会および複数大学合同の水理解析勉強会の機会を頂いたほか、学生同士の議論の場も数多く与えて頂きました。学会の場でも、研究に関する熱いお話を頂き、数多くの勉強をさせて頂いたと同時に刺激を受けました。また、水理解析勉強会においては、東京理科大学創域理工学部社会基盤工学科の田中衛助教、東京都立大学都市環境学部都市基盤環境学科の新谷哲也准教授、広島大学大学院先進理工系科学研究科の内田龍彦教授、井上卓也准教授、井上隆助教、北海道大学工学研究院の岩崎理樹准教授、伊藤毅彦博士研究員、岐阜大学工学部社会基盤工学科の吉村英人准教授、法政大学デザイン工学部都市環境デザイン工学科の原田大輔准教授、徳山工業高等専門学校機械電気工学科の坪郷浩一准教授にもお世話になり、研究室を跨いでの議論の場を与えて頂きました。ここでの議論で自身の研究に磨きがかかっただけでなく、他大学でどのような研究をしているのかを幅広く知る素晴らしい機会でした。また、この勉強会の運営とともに携わった北海道大学博士後期3年の田鍋颯一氏、東京都立大学博士後期3年の岩崎翼氏、博士後期1年の笠原豪氏、東京理科大学博士後期2年の窪田利久氏、広島大学の博士後期2年の松尾大地氏、木戸理歩氏をはじめとした各研究室の学生の皆様とは、勉強会で活発な議論をさせて頂き、精力的に研究に邁進する皆様の姿を見てモチベーションをもらいました。

研究室の皆様には大変お世話になりました。同研究室の花岡拓身氏には、研究に関して活発な議論を交わし、公私ともにお世話になりました。石橋真帆氏・青木美千代氏をはじめとした事務補佐員の方々には、研究遂行に必要な事務作業の面で多くのサポートを頂きました。また、これまで関わってくださった研究室の先輩、後輩の方々には同じ研究室の仲間として、同じ時間を過ごしました。ここに感謝の意を表します。

最後に、私を大学に通わせ、さらには博士後期課程の機会まで与えてくれた両親に最大の感謝の意を表します。両親の支えがなければ、ここまで学問に興味を持ち、この論文を完成させることはできませんでした。最後まで温かく見守ってくれて本当にありがとうございました。