



釧路湿原における気候変動の影響評価

—高解像度気候変動予測モデルと
水・物質循環モデルを活用した影響評価—

令和8年3月

釧路湿原自然再生協議会
土砂流入・水循環小委員会

はじめに

本資料は、釧路湿原において自然再生事業を進める上で、気候変動の影響も想起される近年の出水状況を鑑み、釧路湿原自然再生協議会土砂流入・水循環小委員会で、気候変動が湿原にどのような影響を及ぼすかを把握するためにおこなった議論・検討の成果を取りまとめたものです。

釧路湿原は戦後の市街地開発や農地開拓を経て面積が減少し、また乾燥化などによる質的变化が懸念されてきました。こうした人為的な影響による急激な変化に対して、釧路湿原の自然環境を保全・回復させるために早急な対策が求められていました。

1980年のラムサール条約（特に水鳥の生息地として国際的に重要な湿地に関する条約）への登録、1987年の国立公園への指定、1993年のラムサール条約第5回締約国会議の釧路での開催等を経て、釧路湿原の保全の重要性が国際的にも広く認識されるようになりました。

1997年の河川法改正により、河川環境の整備と保全が法的に位置づけられました。これを受けて、釧路湿原では1999年に学識経験者や行政機関等が連携する「釧路湿原の河川環境保全に関する検討委員会」が設立され、2001年3月には「釧路湿原の河川環境保全に関する提言」が取りまとめられました。さらに、2003年11月には「釧路湿原自然再生協議会」が設立され、2005年3月には自然再生の基本的な考え方や目標を定めた「釧路湿原自然再生全体構想」が策定されました。

これらの取り組みにより自然再生事業が進展する一方で、近年では気候変動の影響も新たな懸念材料となっています。特に2016年には、北海道では異例となる台風の上陸が3回発生し、それに伴う大規模な出水が湿原の生態系に影響を及した可能性が懸念されています。

自然再生事業は、このような気候変動による影響から湿原を守るための有効な適応策となり得ます。そのためには、湿原に対する気候変動の影響を科学的に検証することが不可欠です。2021年度の第20回水循環小委員会では、近年の水文・気象の変化を分析し、2022年度の第21回以降では将来の気候変動の影響予測に取り組んできました。

本技術資料は、これらの土砂流入・水循環小委員会による技術的検討の成果を体系的に整理・集約したものです。

釧路湿原自然再生協議会 土砂流入・水循環小委員会
(事務局：北海道開発局釧路開発建設部)

目 次

はじめに

第 1 章 釧路湿原の気候変動影響の検討の目的

- 1 自然再生事業の検討経緯と気候変動..... 1-1
- 2 気候変動影響による湿原環境への影響検討の目的..... 1-2

第 2 章 釧路川流域および釧路湿原の概要

- 1 釧路川流域と釧路湿原の概要..... 2-1
- 2 釧路湿原の降水・気温の特性..... 2-3
- 3 水・物質循環検討で解明された特性..... 2-9

第 3 章 近年の釧路湿原の気象・河川流況の変化

- 1 近年の釧路湿原の雨量・気温・雪の変化..... 3-1
 - 1.1 対象地点と対象期間..... 3-1
 - 1.2 降水量の変化..... 3-3
 - 1.3 降水日数の変化..... 3-6
 - 1.4 強雨の変化..... 3-8
 - 1.5 気温の変化..... 3-14
 - 1.6 降雪・積雪の変化..... 3-18
 - 1.7 蒸発散量の変化..... 3-24
- 2 河川の流況の変化..... 3-27
- 3 2016 年の大規模出水の影響..... 3-32
 - 3.1 概要..... 3-32
 - 3.2 浸水状況..... 3-34
 - 3.3 土砂の流入状況..... 3-35

第 4 章 気候変動予測データの概要

- 1 気候変動予測モデルの概要..... 4-1
 - 1.1 気候変動モデルの概要..... 4-1
 - 1.2 気候変動予測モデルが対象とする現象..... 4-2
 - 1.3 将来予測で想定する社会経済シナリオ..... 4-2
- 2 日本や北海道周辺の高解像度気候変動予測モデル..... 4-5
- 3 気候変動予測データによる影響評価の概要..... 4-6
- 4 d4PDF20km 版..... 4-7

4.1	d4PDF20km 版の概要	4-7
4.2	日本周辺での再現性	4-10
4.3	d4PDF20km 版の解析シナリオの設定	4-15
5	北海道版 5kmRCM	4-16
5.1	北海道版 5kmRCM の概要	4-16
5.2	地形性降雨の再現性	4-18
5.3	北海道 5kmRCM 通年版の特徴	4-21
5.4	北海道版 5kmRCM の解析シナリオの設定	4-25
6	影響評価の検討の方法	4-27

第 5 章 気候変動予測データによる釧路川流域における気候の変化の評価

1	d4PDF20km 版による釧路川流域での気候の変化	5-1
1.1	年総降水量・月降水量の変化	5-1
1.2	強雨の変化	5-3
1.3	降水日数の変化	5-6
1.4	気温の変化	5-8
2	北海道版 5kmRCM による釧路川流域での気候の変化	5-9
2.1	年総降水量・月降水量の変化	5-9
2.2	強雨の変化	5-11
2.3	降水日数の変化	5-14
2.4	気温の変化	5-18

第 6 章 水・物質循環モデルによる影響評価

1	検討の流れ	6-1
2	水・物質循環モデルの概要	6-2
2.1	タンクモデルの概要	6-2
2.2	SWAT モデルの概要	6-6
2.3	GETFLOWS の概要	6-9
3	河川流況の変化	6-11
3.1	タンクモデルによる河川流況の変化	6-11
3.2	タンクモデルによる積雪・融雪の変化	6-24
3.3	SWAT モデルによる流況の変化	6-30
4	土砂流入量の変化	6-41
4.1	タンクモデルによる土砂流入量の変化	6-41
4.2	大量アンサンブルデータから評価する 2016 年の出水の位置付け	6-45
4.3	大量アンサンブルデータから評価する大規模出水イベントの変化	6-47

4.4	SWAT モデルによる土砂流入量の変化	6-54
5	地下水の変化	6-61
6	影響評価のまとめ	6-62
6.1	河川流況の変化.....	6-62
6.2	土砂流入量の変化.....	6-62
6.3	地下水位の変化.....	6-62
6.4	雪の変化に関する留意点	6-63

第7章 まとめ

おわりに

謝辞

巻末資料

1	定量評価のためのバイアス補正.....	巻末資料-1
1.1.	バイアス補正について	巻末資料-1
1.2.	新バイアス補正手法 TR3S について.....	巻末資料-3
1.3.	釧路湿原周辺におけるバイアス補正	巻末資料-4
2	マルコフ過程を利用した北海道版 5kmRCM の連続化の手法.....	巻末資料-7
2.1	マルコフ過程とマルコフ連鎖の概念.....	巻末資料-7
2.2	マルコフ連鎖による連続データ作成手法.....	巻末資料-8
2.3	生成データのデータ長とサイズ.....	巻末資料-10
2.4	生成データの検証.....	巻末資料-11
3	気候変動に対応したタンクモデルの改良.....	巻末資料-14
4	近年の気候変動を踏まえた地下水流動への影響	巻末資料-20
4.1	GETFLOWS による地下水変化の評価の設定条件	巻末資料-20
4.2	湿原内の地下水位の変化	巻末資料-21
4.3	冠水日数の変化.....	巻末資料-22
4.4	地下水流動の変化	巻末資料-23

表紙写真 UAV 撮影画像（キラコタン）【2022年9月29日撮影】

第1章 釧路湿原の気候変動影響の検討の目的

1 自然再生事業の検討経緯と気候変動

明治以降、釧路市周辺では入植が進み、釧路市は地域経済の中心として発展してきた。釧路川は水運に活用される一方で、周辺地域では水害による被害も多く発生していた。

大正時代以降、洪水対策として進められた釧路川本川の河川整備や河道の直線化は、地域の発展に寄与してきた。戦後には、釧路湿原の市街地に近い区域で市街地化が進み、上流域では農地の拡大によって湿原の縮小が進行した。また、湿原内ではハンノキ林の拡大が確認され、生態系の変化として注目されてきた（図 1-1）。

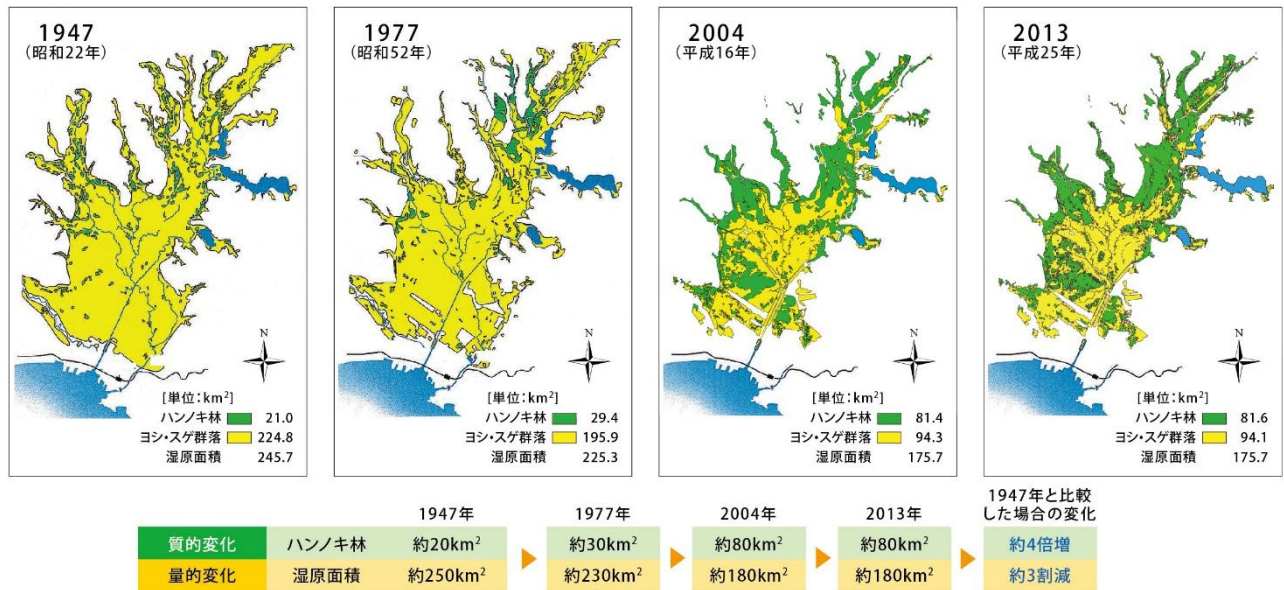


図 1-1 釧路湿原の植生の変化¹

こうした状況を受けて、2000年代初頭から自然再生事業が開始された。直線化された河道の復元や地盤掘り下げによる水位上昇、湿原への土砂流入防止などの対策工事が行われている。

さらに、自然再生協議会の水循環小委員会では、湿原の水・物質循環に関する調査やシミュレーションが実施されており、これにより得られた知見をもとに、より効果的な自然再生事業の進め方が検討されている。

近年、気候変動の影響と想定される温暖化や異常気象の激甚化・頻発化²が問題となっている。北海道の道東地域では、特に2016年には、これまでほとんど上陸がなかった台風が3個も上陸し、各地で浸水被害が発生し、地域社会に大きな被害を与えた。釧路湿原においても、大規模な出水や土砂流入が発生し、環境への悪影響も懸念されるようになった。一方で、釧路湿原が有する遊水地機能により、釧路市の市街地が釧路川の洪水の被害から守られ、その効果が改めて確認された。

¹ 釧路湿原自然再生全体構想 釧路湿原自然協議会 (2015年3月改定)

<https://www.hkd.mlit.go.jp/ks/tisui/qgmend0000003n7n.html>

² 国土交通白書 2022 1 気候変動に伴う災害の激甚化・頻発化

<https://www.mlit.go.jp/hakusyo/mlit/r03/hakusho/r04/html/nj010000.html>

2 気候変動による湿原環境への影響検討の目的

気候変動への対策は、大きく二つに分類される（図 1-2）。一つは、温室効果ガスのような気候変動の原因物質の放出を減らす緩和策である。緩和策には、CO₂ 排出削減のための省エネや再生可能エネルギーの活用などが含まれる。

もう一つは、気候変動によって生じる社会的影響を軽減し、生活の安定を図る「適応策」である。例えば、農業分野では、温暖化に強い作物への切り替えなどが適応策として研究されている。水循環の分野においても、気候変動によって深刻化する洪水や渇水を防ぐ対策が検討されている。



図 1-2 緩和策と適応策³

³ 気候変動への適応に関するイラスト素材 | 気候変動適応情報プラットフォーム（A-PLAT）

<https://adaptation-platform.nies.go.jp/about/illustration.html>

釧路湿原では、豊かな植生によって固定された炭素が泥炭に蓄積されており、これらは気候変動に対する緩和策としての効果を有している。一方で、吸収・蓄積された炭素が、より地球温暖化係数の高いメタンとして放出されることも確認⁴されており、全体としての収支を把握する必要があると指摘されている⁵。

さらに、釧路湿原の洪水時の遊水地機能はEco-DRR（生態系を活用した防災・減災）の好例⁶であり、気候変動によって高まる洪水リスクに対する適応策としても重要な役割が期待される。このように、湿原の保全・再生は、緩和策と適応策の両面において気候変動対策に資する可能性がある。

一方で、気候変動そのものが湿原の植生や生態系に影響を及ぼすことも懸念される。このような状況を踏まえ、本技術資料では、現在発生している現象の把握と、将来的な気候変動による湿原環境への影響を予測することを目的に検討を行った。

そこで、本技術資料では、まず現在発生している現象の把握として気象・水文データの経年分析や、2016年の大規模な出水の特異性について取りまとめた。次に、これまでに構築してきた水・物質循環に関わる調査結果やシミュレーションモデルを活用して、気候変動予測を行い、将来の気候が釧路湿原にもたらす影響を定量的に評価した。これまでの水循環小委員会における検討から続く、本検討の位置づけを図1-3に示す。

本技術資料は、上述の気候変動による釧路湿原への影響評価に関する検討結果をとりまとめたものである。

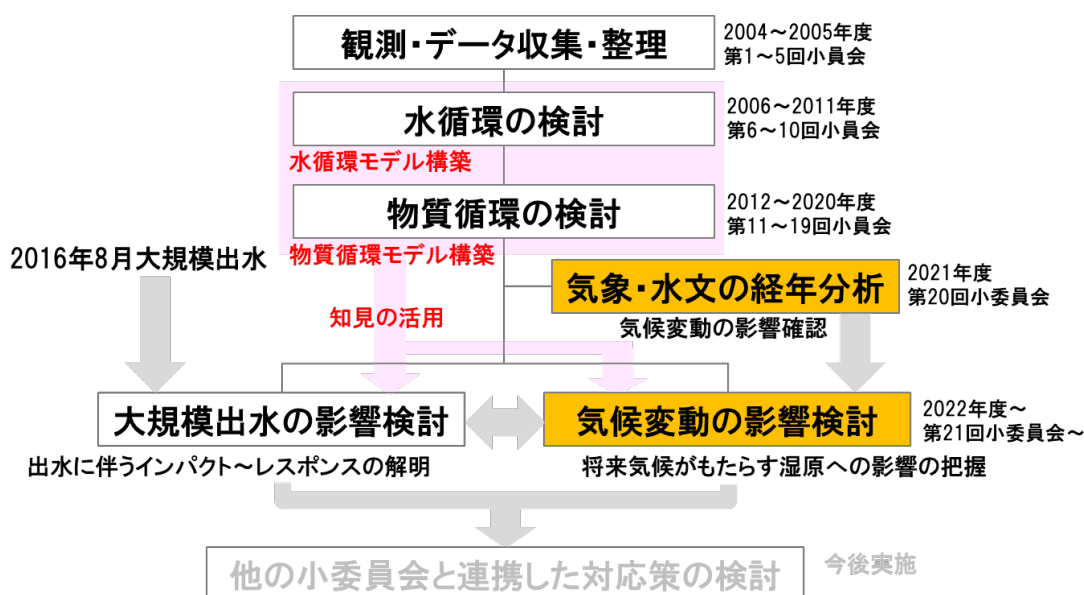


図 1-3 本検討の位置付け

⁴ 湿地が有する生態系サービスの経済価値評価（試算結果詳細）

<https://www.env.go.jp/content/900521348.pdf>

⁵ 国内外の適応策事例集 湿原の保全・再生 気候変動適応情報プラットフォーム（A-PLAT）

<https://adaptation-platform.nies.go.jp/data/measures/np-011.html>

⁶ 気温上昇や降水量の変化等による釧路湿原の水環境・生態系への影響に関する調査

<https://adaptation-platform.nies.go.jp/moej/conso/report/1-6.html>

第2章 釧路川流域および釧路湿原の概要

1 釧路川流域と釧路湿原の概要

釧路川は、北海道東部の太平洋側に位置する一級河川であり、幹川流路延長は154km、流域面積は2,510km²である。その源は標高1,000mの藻琴山をはじめとする屈斜路カルデラの外輪山に発し、屈斜路湖の南端から流出する。弟子屈原野を経て、弟子屈町において鑑別川、標茶町においてオソベツ川などの支川と合流し、釧路湿原に至る。さらに湿原内では久著呂川、雪裡川と合流し、岩保木地点において新釧路川となり、釧路市街地を貫流して太平洋へと注ぐ（図 2-1）。

また、上流に位置する屈斜路湖などは阿寒国立公園に指定されており、下流に広がる釧路湿原はラムサール条約^{注)}登録湿地および釧路湿原国立公園に指定されている。これらの地域は、いずれも豊かな自然環境に恵まれている。

釧路川流域には、釧路市、釧路町、標茶町、弟子屈町、鶴居村の1市3町1村が含まれており、令和5年住民基本台帳によれば、総人口は約18.8万人である。中でも釧路市は流域最大の都市であり、道東地域における社会・経済・文化の中心地として重要な役割を担っている。

注) ラムサール条約：特に水鳥の生息地として国際的に重要な湿地に関する条約であり、1971年にイランのラムサール（Ramsar）で採択されたことからこの名称が付けられている。

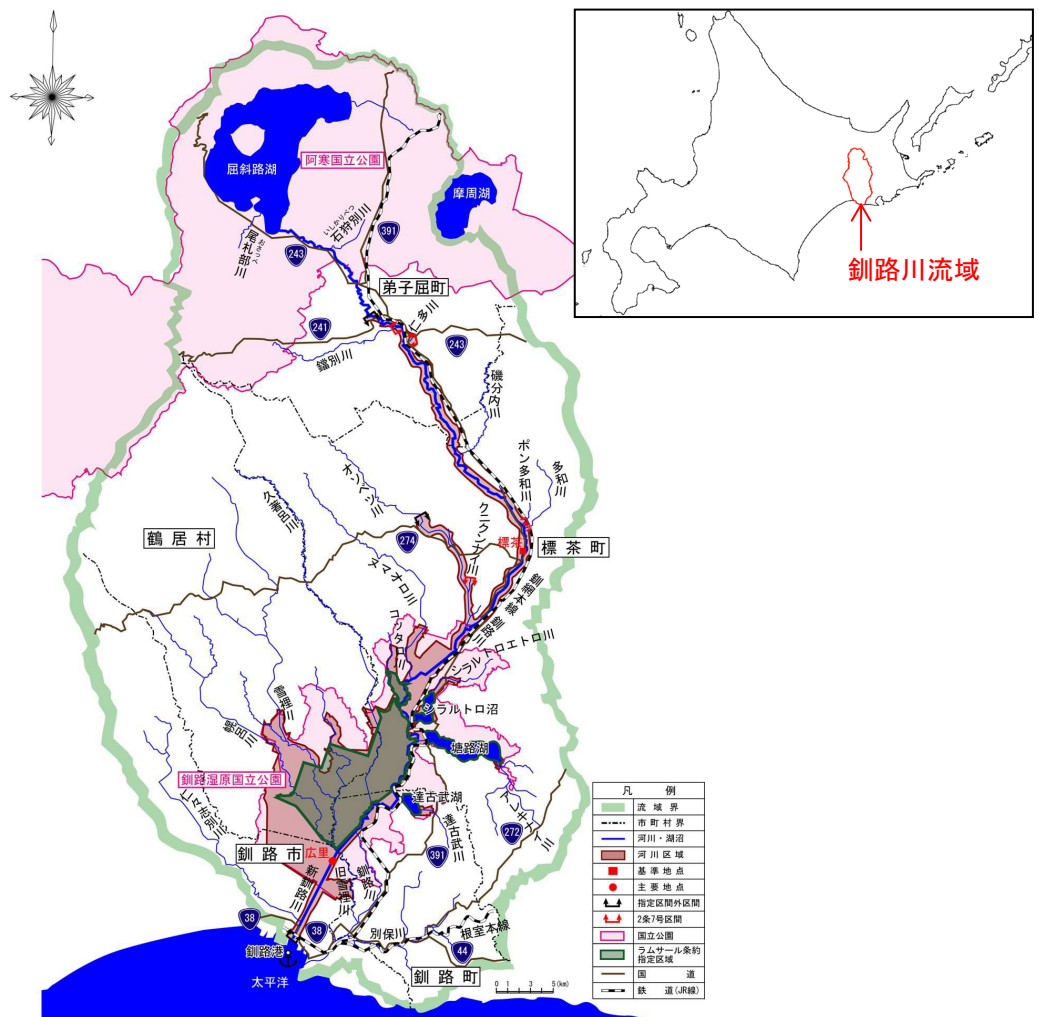


図 2-1 釧路川流域の概要

周辺の地形を見ると、釧路川流域の北西側には雄阿寒岳および雌阿寒岳がそびえており、北東側には摩周湖、標津岳、斜里岳などの山地が連なっている。釧路川は、これら北東から南西に向かって続く山地を横断する形で流れており、多くの支川は西側の山地を源流としている（図 2-2）。

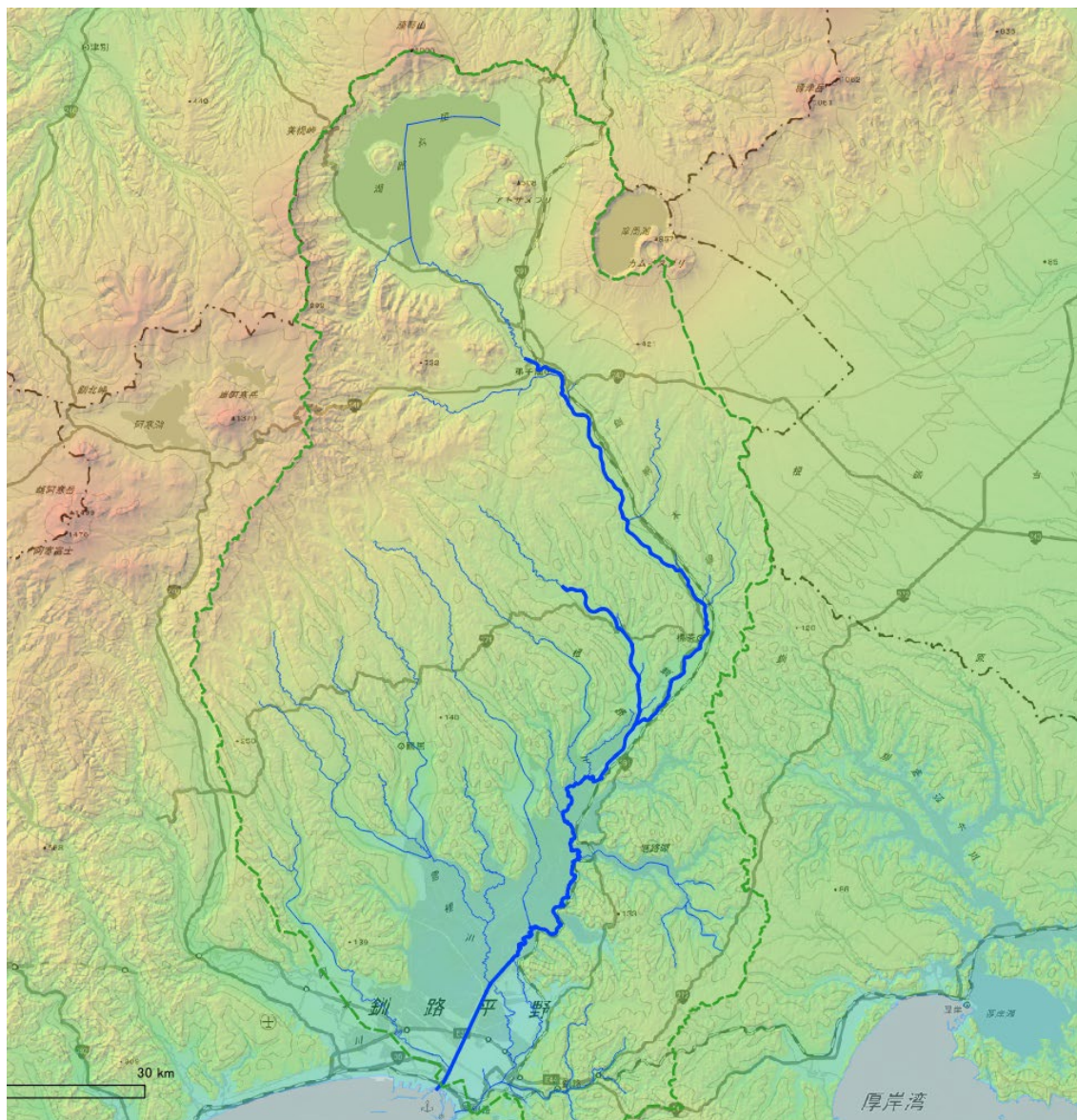


図 2-2 釧路川流域の地形

2 釧路湿原の降水・気温の特性

釧路川流域全体の降水・気温の概略をとらえるため、面的な気象データを利用した。利用するデータは農業・食品産業技術総合研究機構（以下、農研機構と表記する）メッシュ農業気象データ¹の平年値であり、そのデータは観測値に対して標高・勾配等の要素を加味して補間した気象庁メッシュ平年値²を基にしている。

降水量については、アメダス等の地上観測点の観測値を補間した雨量と、気象庁および国土交通省が保有する気象レーダーによる解析雨量を基にしたデータの2種類のデータを整理した。その結果、雨量に関しては、アメダスを基にした雨量データおよびレーダー解析雨量のいずれにおいても、8月から10月にかけて山地周辺に降雨が集中する傾向が確認された（図 2-3～図 2-6）。

気温については、山地では低温傾向が見られ、海岸に近い地域では冬季でも比較的高温であることが可視化された（図 2-7）。

¹ 農研機構メッシュ農業気象データ

https://amu.rd.naro.go.jp/wiki_open/doku.php

² 気象庁 | 報道発表資料 「メッシュ平年値 2010」を作成しました

https://www.jma.go.jp/jma/press/1209/04a/20120904_mesh2010.html

アメダスベース雨量 年総降水量

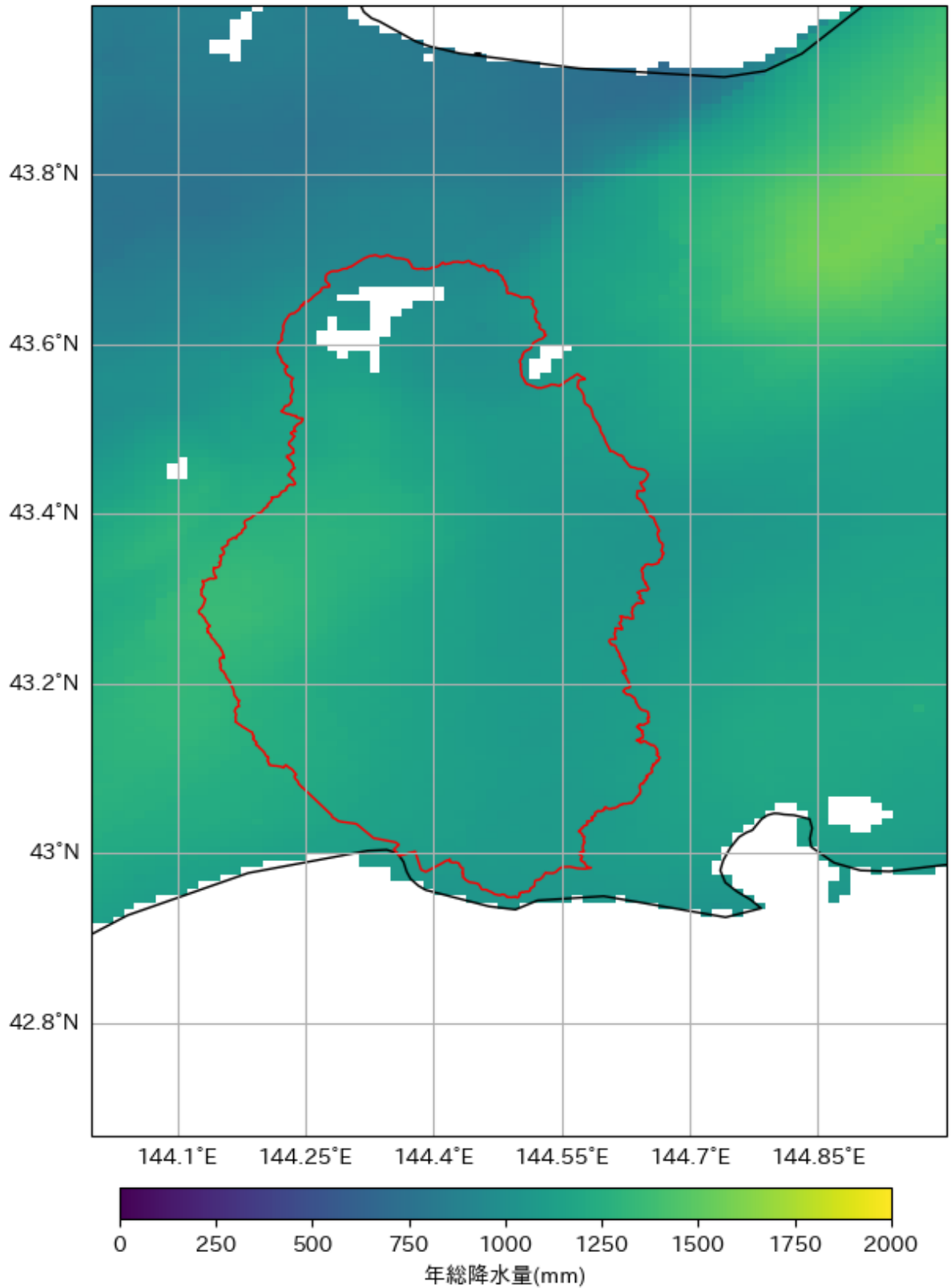


図 2-3 アメダスに基づく年総降水量の分布

レーダー解析雨量 年総降水量

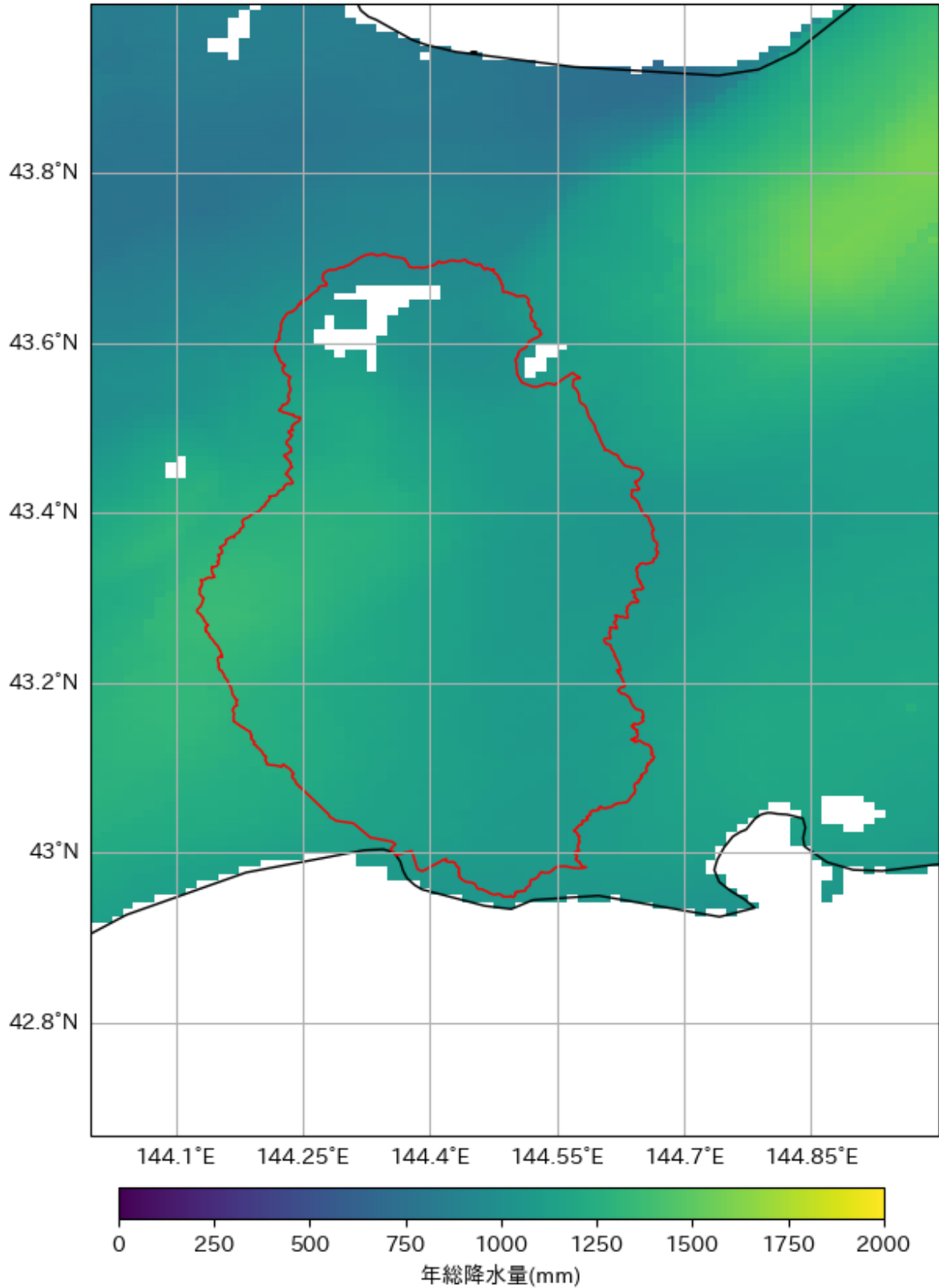


図 2-4 レーダー解析雨量に基づく年総降水量の分布

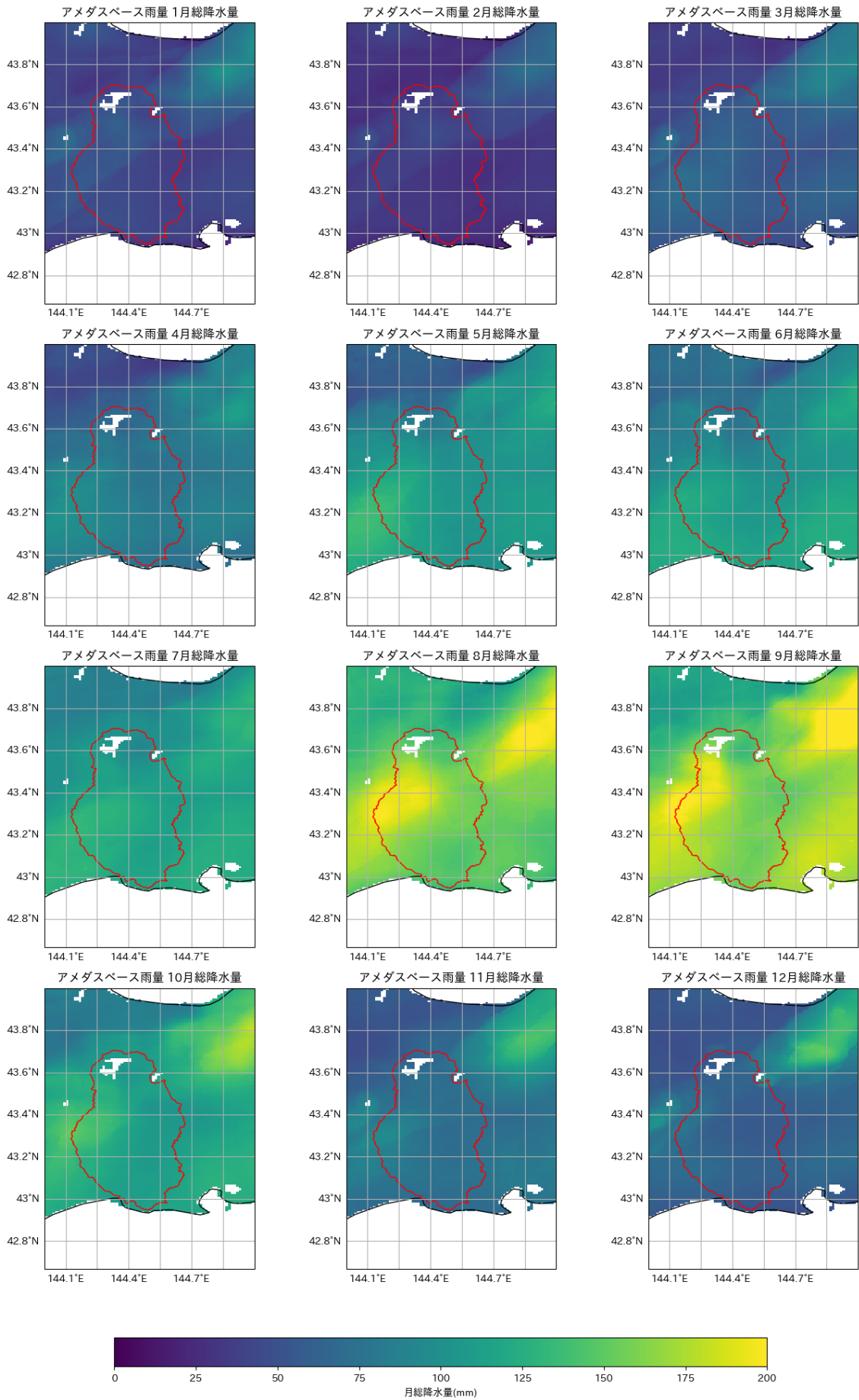


図 2-5 アメダスに基づく月降水量の分布

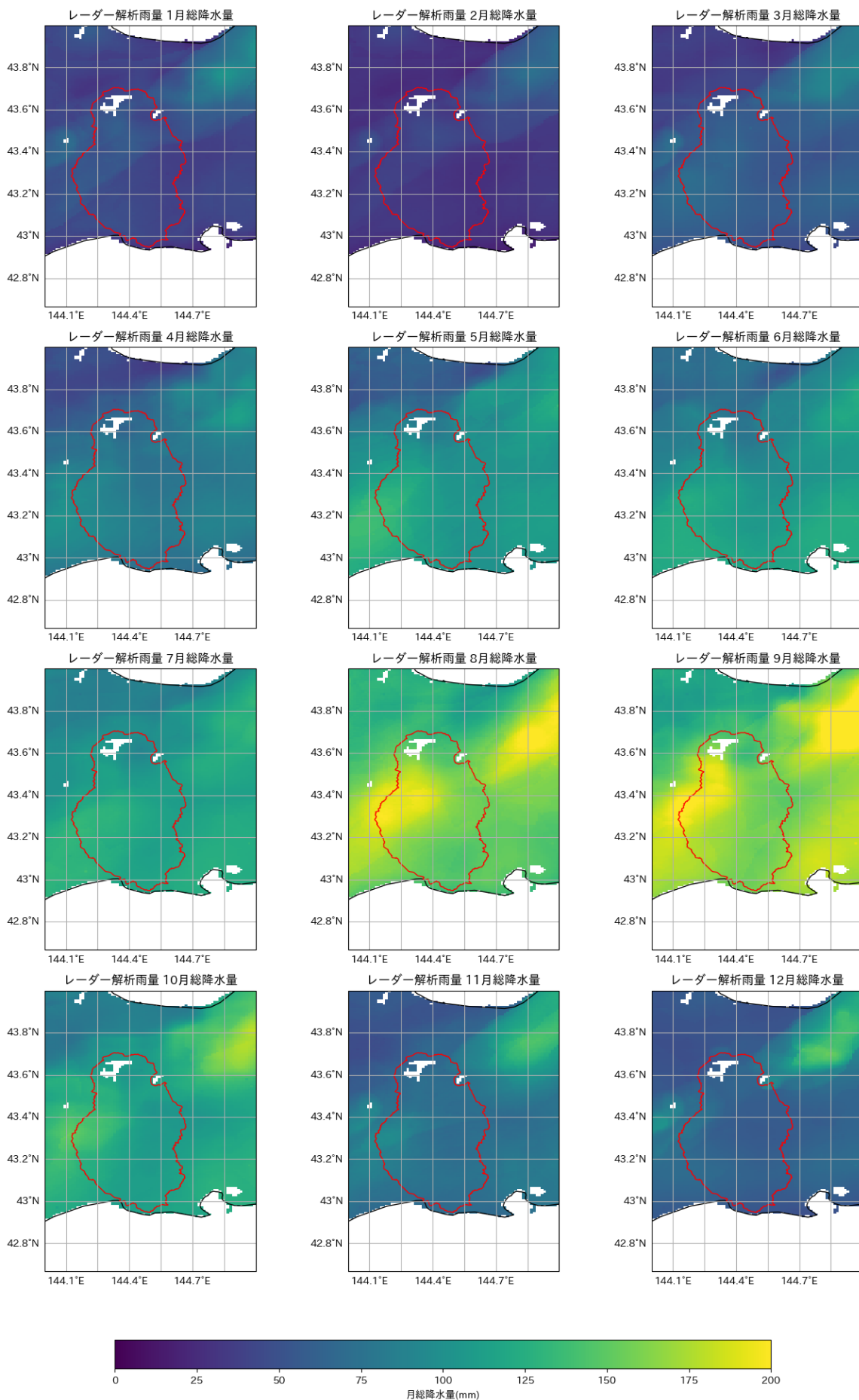


図 2-6 レーダー解析雨量に基づく月降水量の分布

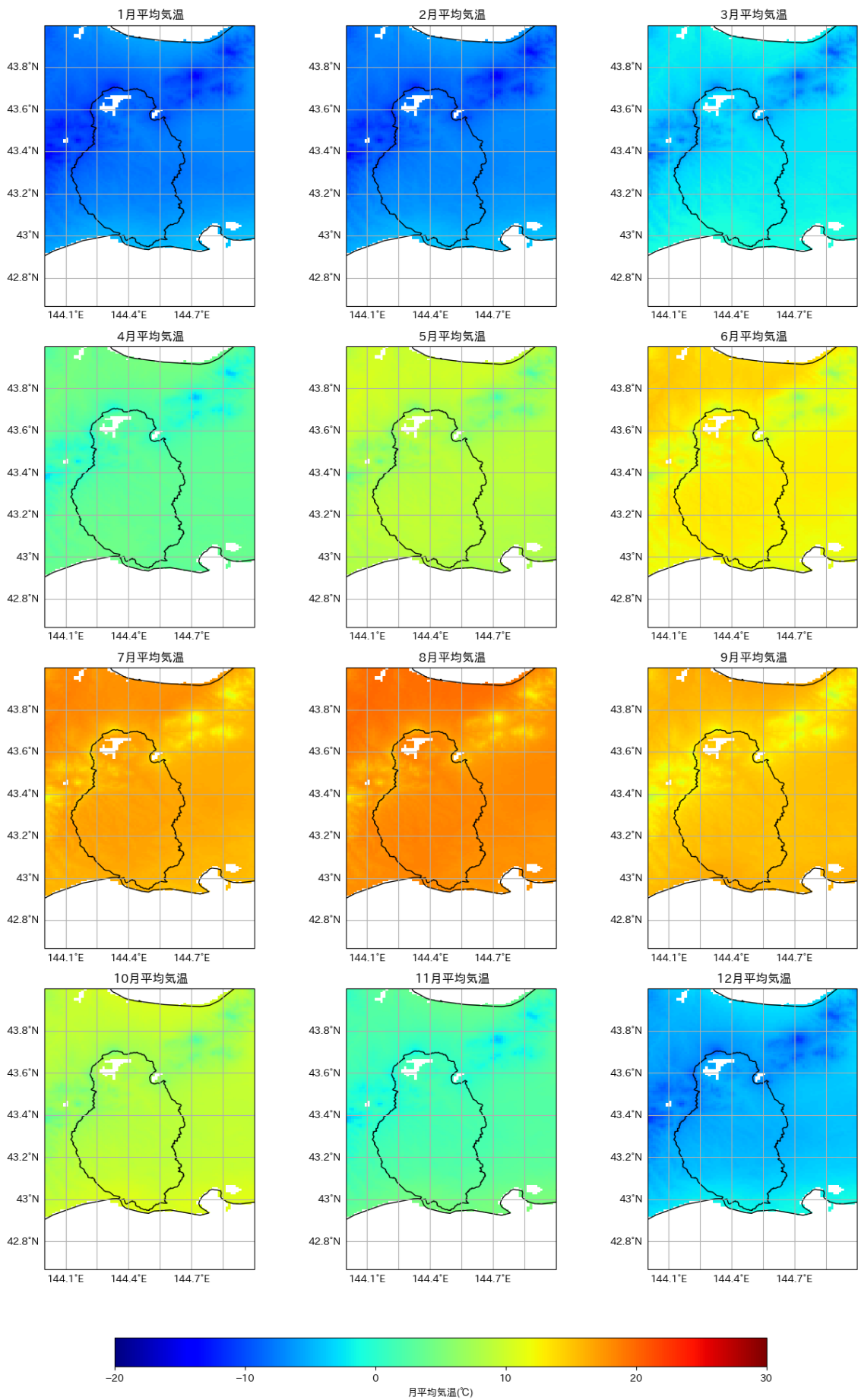


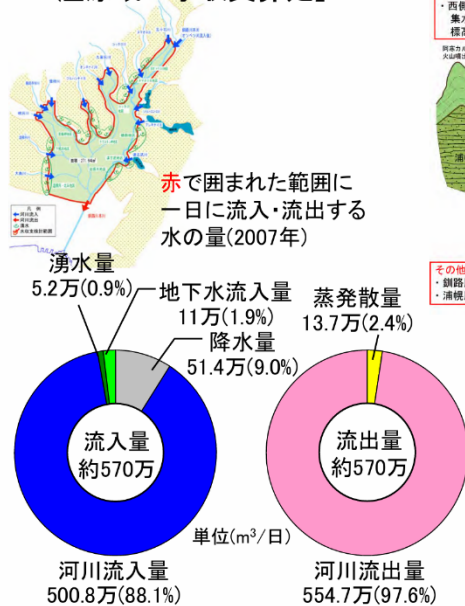
図 2-7 月平均気温の分布

3 水・物質循環検討で解明された特性

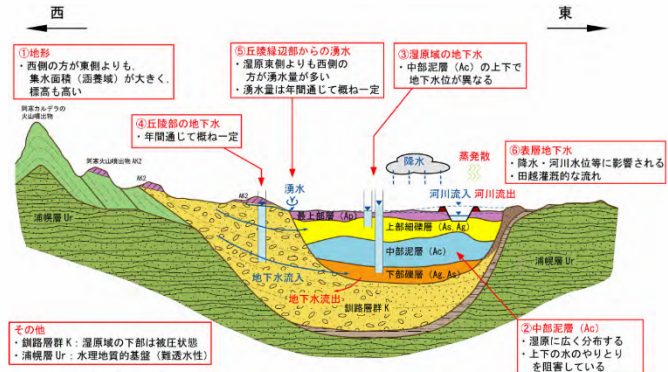
本技術資料に先立ち、釧路湿原の水循環および物質循環に関する技術的検討をまとめた資料「釧路湿原の水循環 ―現地観測とシミュレーションによる釧路湿原の水と物質の移動形態の解明―（令和4年2月）」が公開³されている。

同資料では、水循環および物質循環に関する検討結果と、それらの知見を活用した自然再生事業の評価について、図 2-8～図 2-10 のように整理されている。

【気象、湧水、地下水等調査に基づく、シミュレーション構築と湿原域の水収支算定】



【水循環に関する分析結果のまとめ】



第3章まとめ

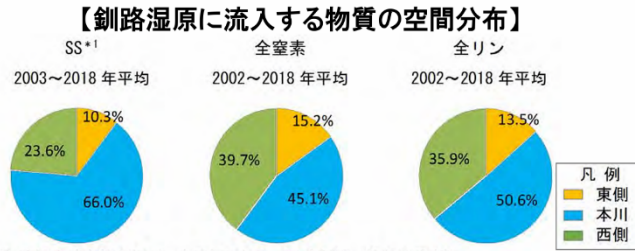
- ・釧路湿原の西側では涵養域が大きく、湿原縁部部の湧水量が多い。
- ・湿原全域に分布する難透水性の中部泥層が地下水の上下の移動を阻害している。
- ・釧路湿原の水収支は、流入量全体の97%を河川流入量と降水量が占め、湧水量と地下水流入量の占める割合はごく小さい。

出典：釧路湿原の水循環 ―現地観測とシミュレーションによる釧路湿原の水と物質の移動形態の解明―

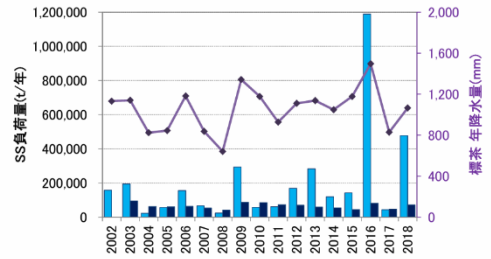
図 2-8 釧路湿原における水循環の検討

³ 釧路湿原の水循環（技術資料） 令和4年2月
<https://www.hkd.mlit.go.jp/ks/tisui/qgmend0000000iwm.html>

【土砂や栄養塩などの負荷量等調査に基づく、シミュレーション構築と物質収支算定】



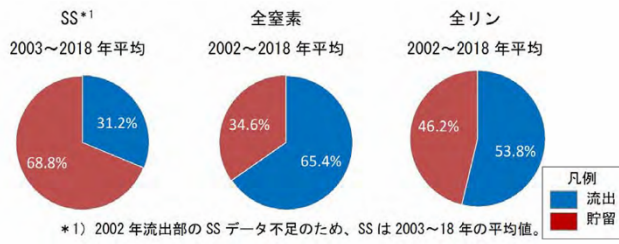
【釧路湿原の年ごとの物質収支推定結果】
SS



第4章まとめ

- ・湿原に流入する物質は、本川からの割合が大きい。
- ・物質負荷量は、流域ごとの降水量に大きく依存している。特に月降水量が既往観測を大きく上回った2016年8月には多くの負荷量が湿原に流入したと推定された。
- ・湿原に流入した土砂・栄養塩のうち、土砂は6割程度、栄養塩は4割程度が湿原に貯留したと推定された。

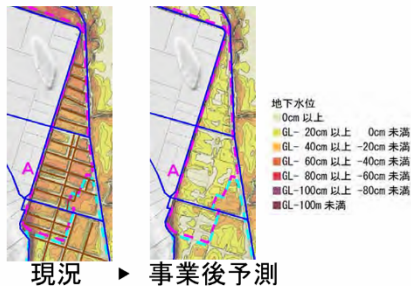
【釧路湿原への流入負荷量に対する貯留・流出割合(年平均値)】



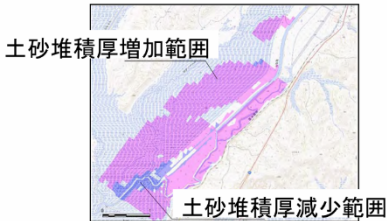
出典：釧路湿原の水循環 — 現地観測とシミュレーションによる釧路湿原の水と物質の移動形態の解明—

図 2-9 釧路湿原における物質循環の検討

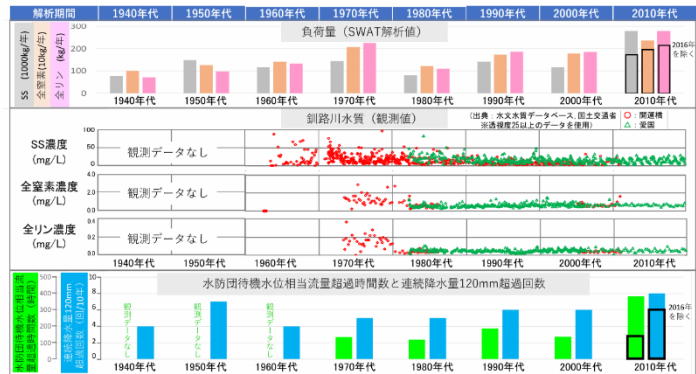
【幌呂地区湿原再生事業による地下水位分布の変化予測】



【茅沼地区旧川復元事業による2016年8月出水の湿原内部への浮遊砂流入量低減効果の推定】



【過去の湿原流入負荷量推定結果と釧路川の水質、流況、降水量の変化】



第5章まとめ

- ・水循環シミュレーションを幌呂地区湿原再生事業効果の予測に、物質循環シミュレーションを久著呂川湿原流入部土砂調整地及び茅沼地区旧川復元区間の出水時の土砂堆積量推定に適用した。
- ・物質循環シミュレーションを釧路湿原への物質流入量の過去推定に適用し、1980年代以降は降雨強度の上昇により流入負荷量が増加していることを示した。

出典：釧路湿原の水循環 — 現地観測とシミュレーションによる釧路湿原の水と物質の移動形態の解明—

図 2-10 水・物質循環検討の各施策への展開

第3章 近年の釧路湿原の気象・河川流況の変化

1 近年の釧路湿原の雨量・気温・雪の変化

1.1 対象地点と対象期間

雨量データは、アメダス以外にも国土交通省の観測点など複数の地点で取得されているが、今回は気温や雪、蒸発散量などの気象要素と合わせて比較を行うため、アメダス観測点に限定して分析を行った。加えて、流域外ではあるものの、釧路湿原に流入する河川の上流部に近い地点として阿寒湖畔を対象地点に追加した(図 3-1、表 3-1)。

対象期間は、アメダスのシステムが整備され、欠測値が少なくなった 1980 年以降とし、2024 年までのデータを取得した。ただし、降雪・積雪に関するデータは、取得可能な期間に限って分析をおこなっている。

また、気温や蒸発散量などに関しては、以下の 3 つの期間を選定し、それぞれ 5 年間のデータを抽出している。

これらの期間を比較することで、気象要素の経年変化や気候変動の影響を定量的に評価する。

- 1980 年～1984 年：気候変動の影響がほとんど見られない基準期間
- 2000 年～2004 年：気候変動の影響が一部で現れ始めた期間
- 2020 年～2024 年：直近の期間であり、気候変動の影響が顕著に現れていると考えられる期間

表 3-1 対象の気象観測地点

観測所名	緯度	経度	海面上の高さ(m)	降雪・積雪
川湯	43.62	144.46	158	1986 年～
弟子屈	43.51	144.47	170	なし(対象外)
阿寒湖畔	43.44	144.08	426	1987 年～
標茶	43.29	144.59	20	1988 年～
鶴居	43.23	144.33	38	1986 年～
釧路	42.99	144.38	5	1953 年～

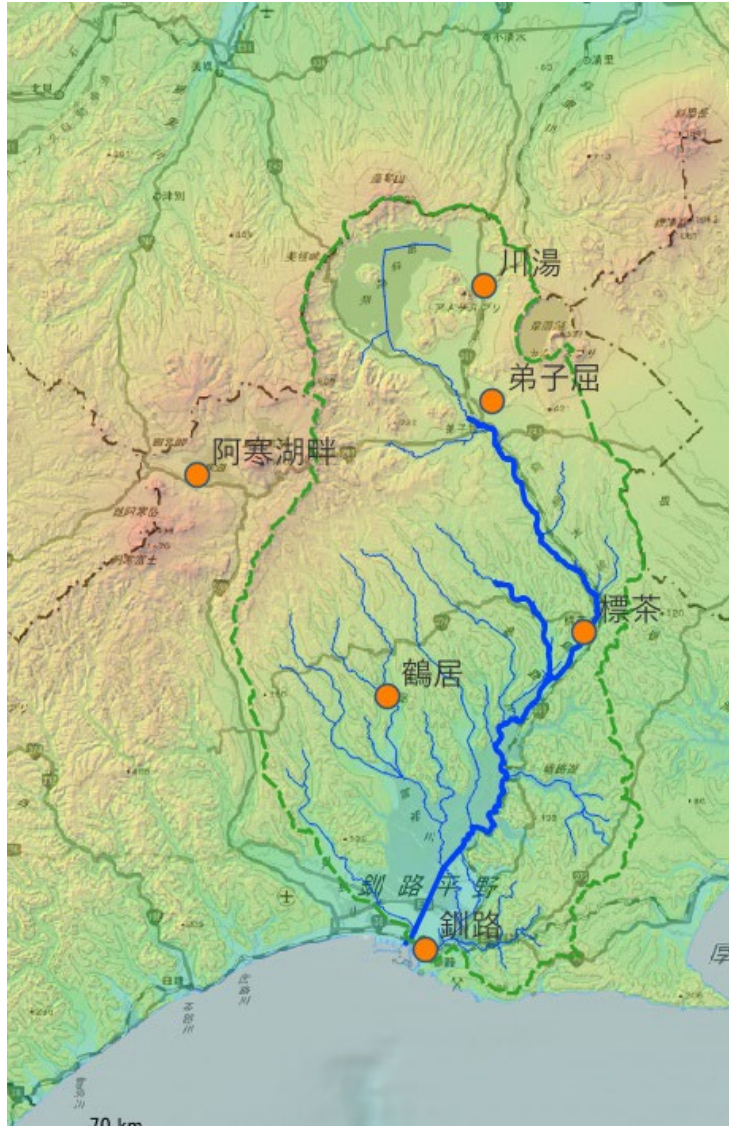


図 3-1 対象の気象観測地点

1.2 降水量の変化

年総降水量の経年変化については、5年間平均もあわせて図 3-2 に示した。

1980年代は比較的降水量が少ない傾向にあったが、1990年代以降はわずかに増加傾向が見られる。

月降水量の変化（図 3-3）を確認したところ、鶴居および釧路の両地点において、夏期に降水量が増加する傾向が共通して観測された。

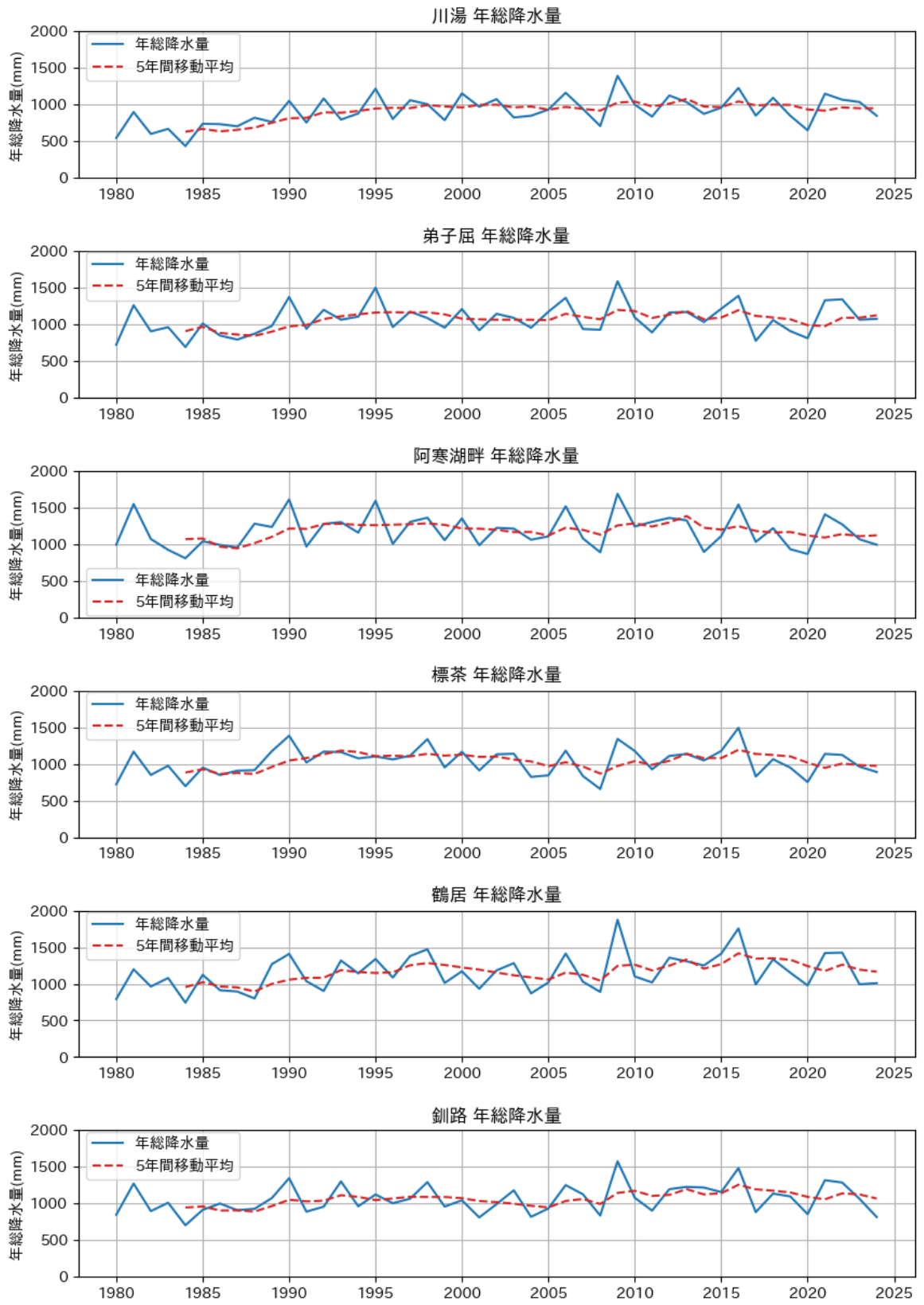


図 3-2 年総降水量の変化

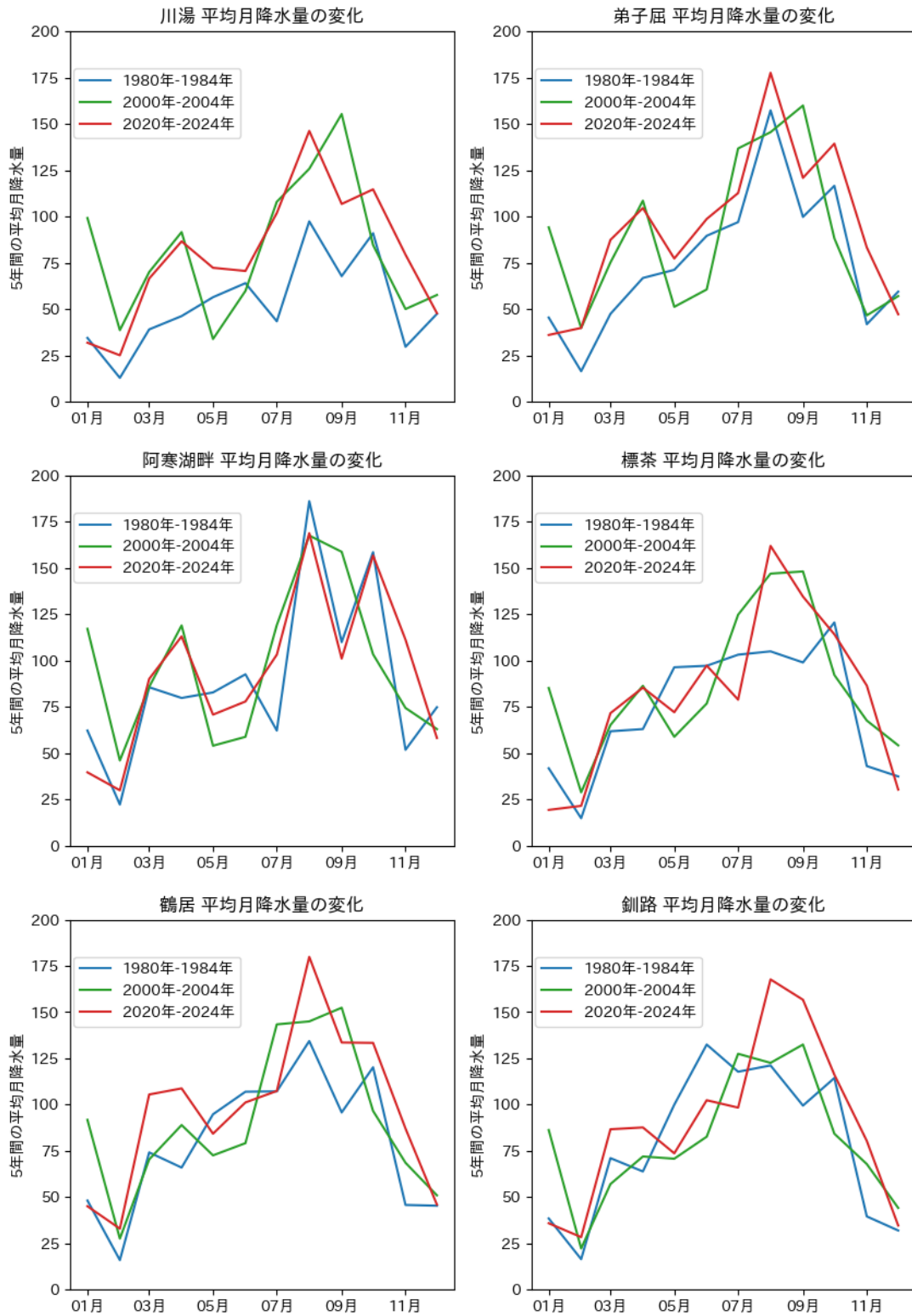


図 3-3 月降水量の変化

1.3 降水日数の変化

日降水量 0.5mm を閾値として、降水日数の経年変化を分析した（図 3-4）。その結果、上流部では 1990 年代に比較的降水日数が多く、その後は減少傾向にあることが確認された。

一方で、年総降水量については 1980 年代が少なく、1990 年代に増加し、その後は高い水準を維持している。このことから、近年では「限られた日数に降水が集中する」傾向が強まっていると考えられる。すなわち、降水日数が減少する一方で、1 回あたりの降水量が増加している可能性が示唆される。

このような変化は、極端降水の頻度や強度の増加と関連しており、流域の水文・土砂流出特性に対しても重要な影響を及ぼすと考えられる。

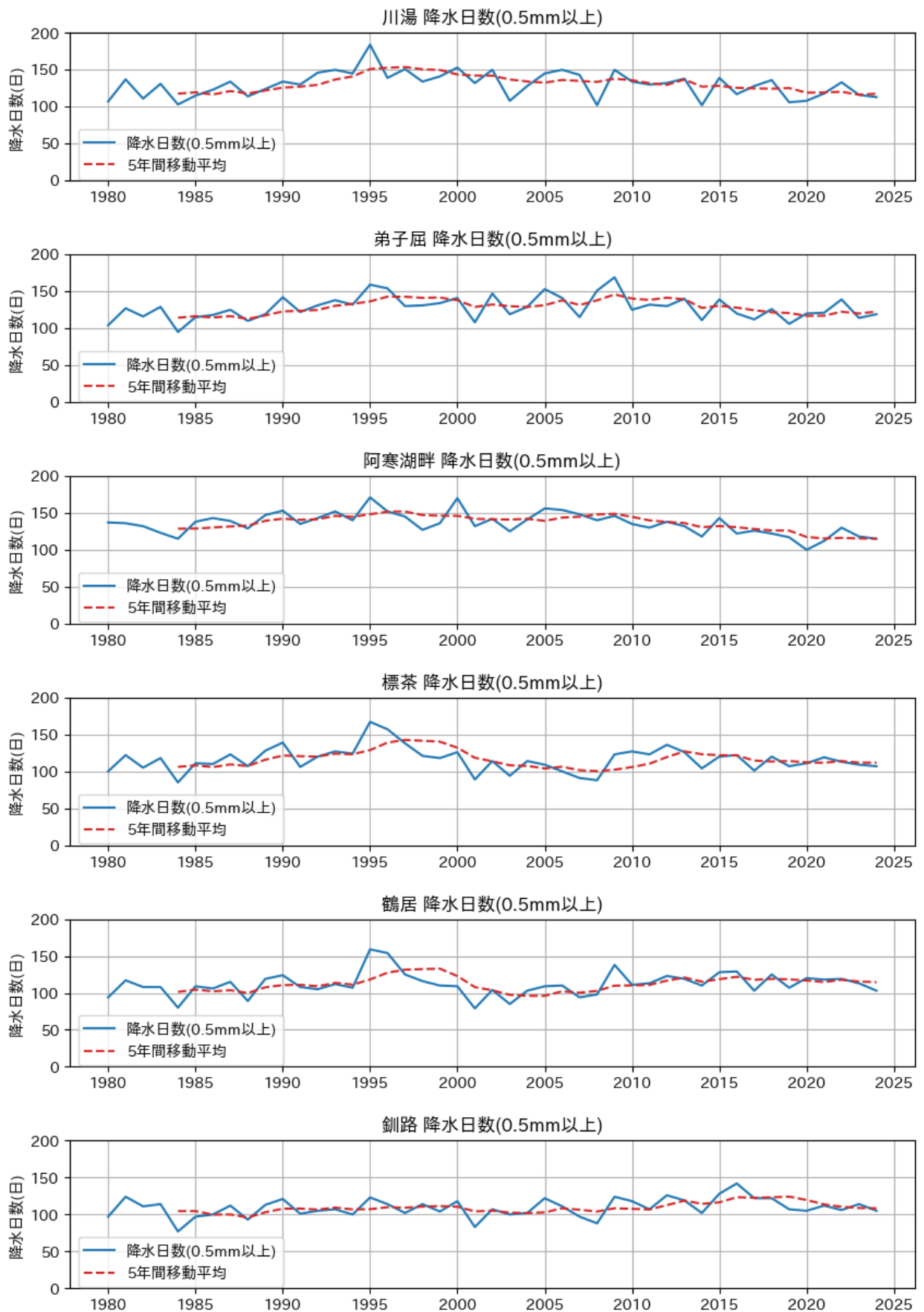


図 3-4 降水日数の変化

1.4 強雨の変化

年最大日降水量の経年変化を図 3-5 に、日雨量 50mm 以上の日数の経年変化を図 3-6 に示した。

日最大雨量については、中下流の標茶・鶴居・釧路では 2010 年以降は増大の傾向である。

日雨量 50mm 以上の日数についても、釧路では若干増大の傾向が確認された。

また、札幌管区気象台が短時間強雨について、振興局ごとにアメダスのデータで調査を行っている¹ (図 3-7～図 3-9)。

釧路総合振興局管内の解析結果では、明確な増加傾向は確認されていないとされているが、これに対しては短時間強雨が稀な現象であるため、統計的に有意な傾向を判定することが難しいことが理由として挙げられている。

¹ 札幌管区気象台 北海道地方のこれまでの気候の変化 (観測結果)
https://www.jma-net.go.jp/sapporo/tenki/kikou/sp_ccreport/hokkaido/observation.html

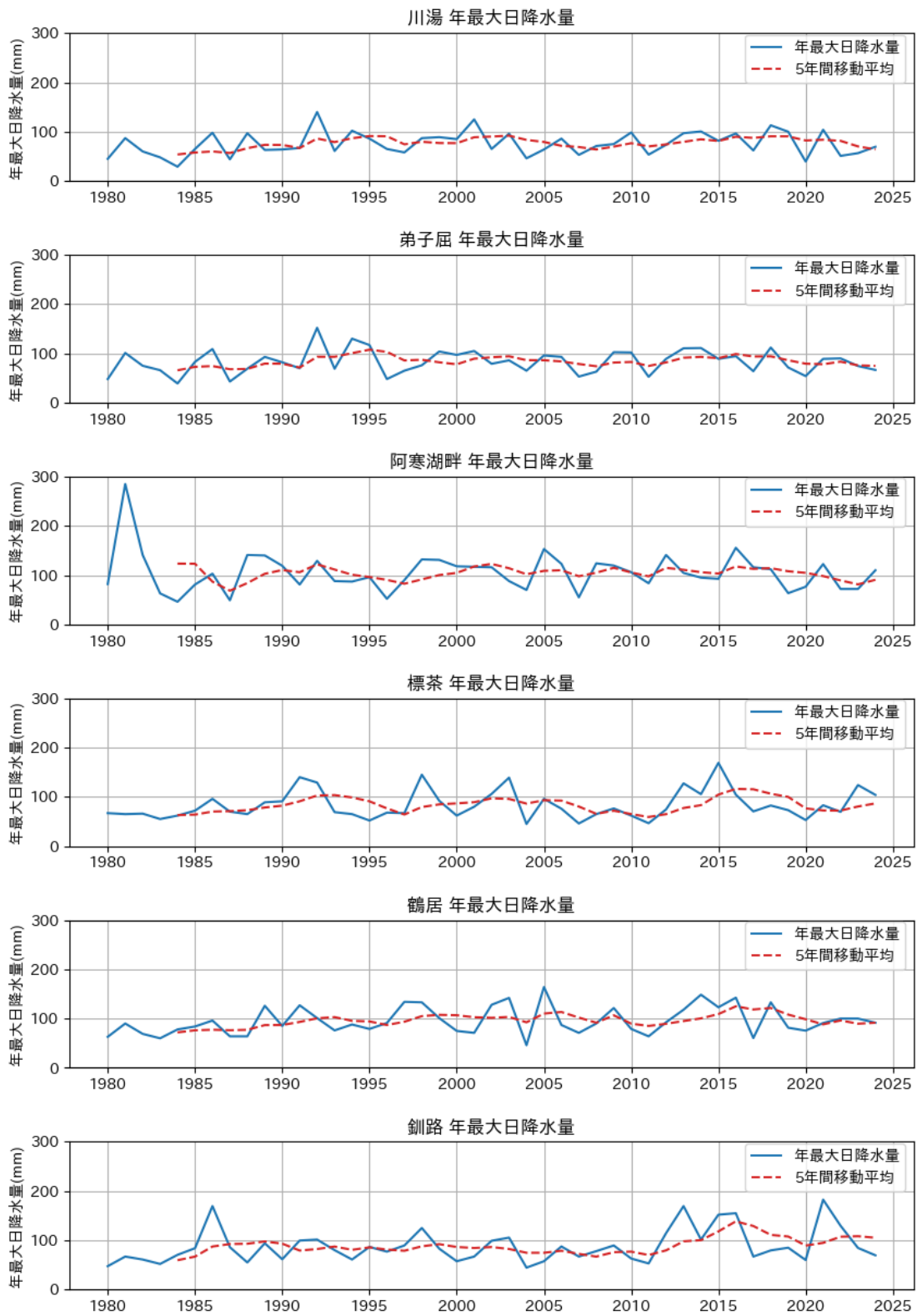


図 3-5 年最大日降水量の変化

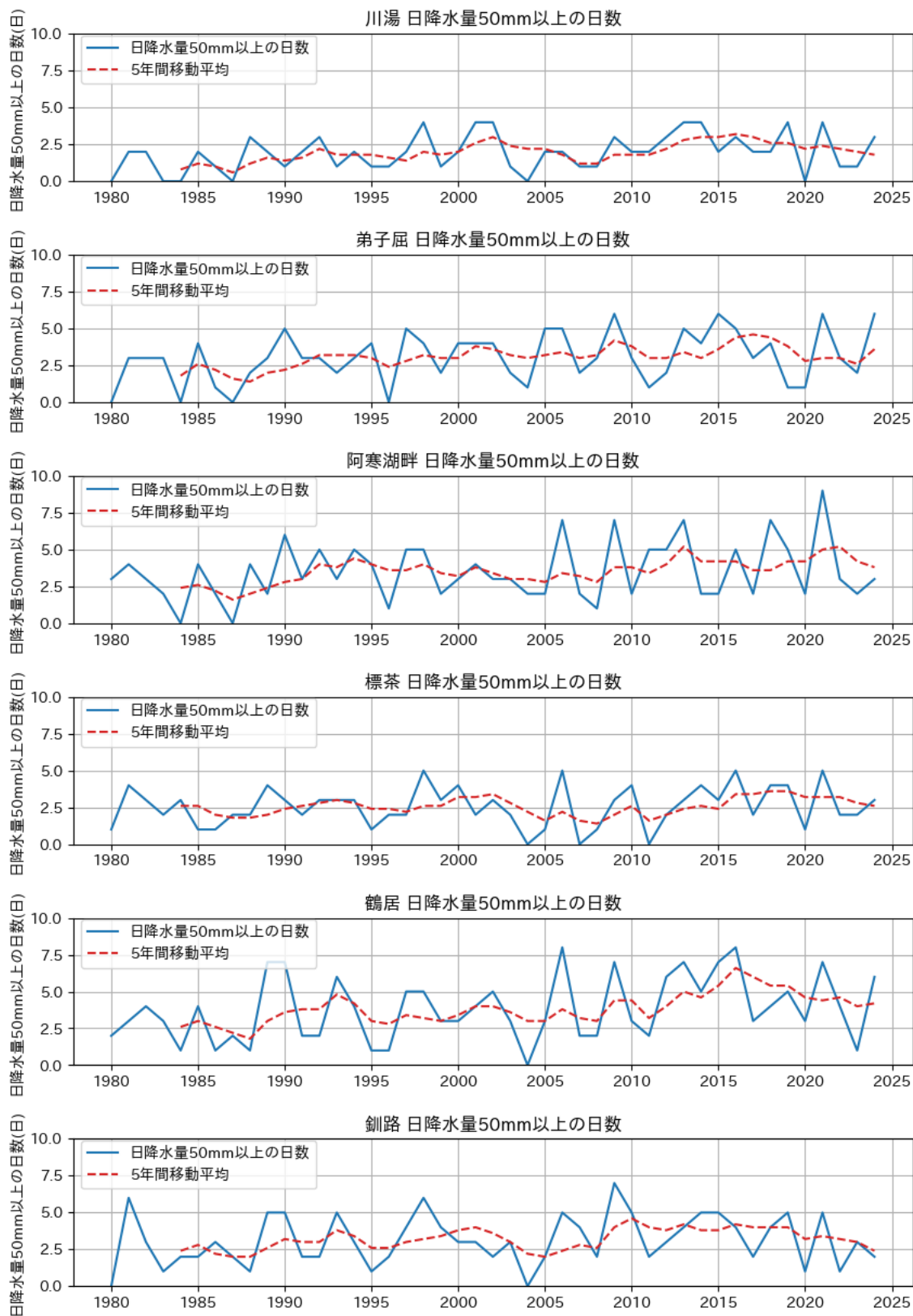
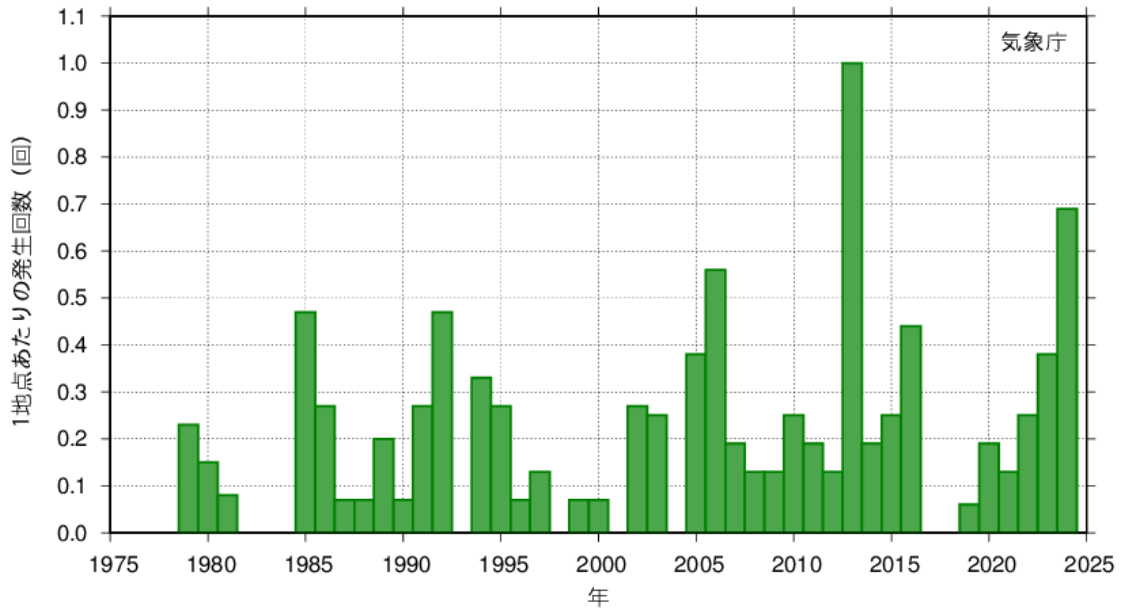


図 3-6 各年の日降水量 50mm 以上の日数

釧路総合振興局 [アメダス] 1時間降水量30mm以上の年間発生回数



釧路総合振興局 [アメダス] 1時間降水量30mm以上の年間発生回数

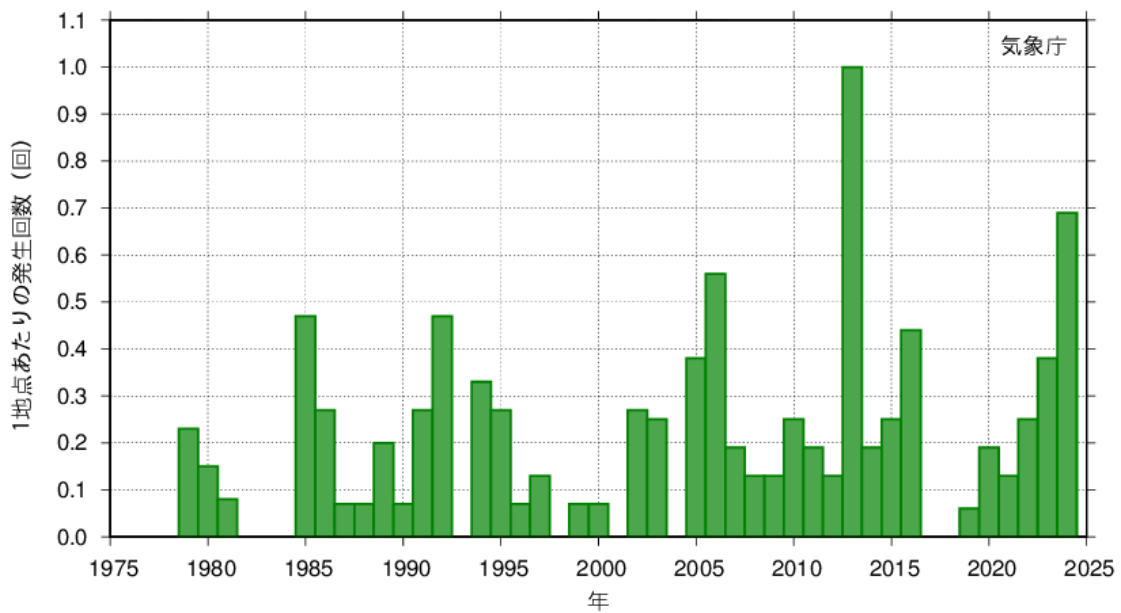
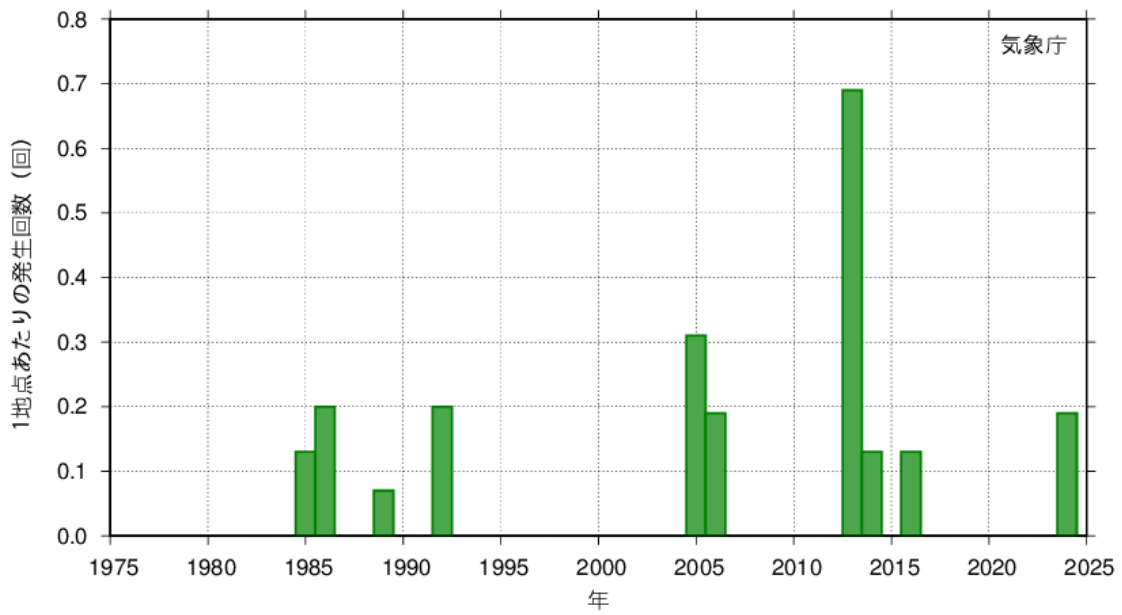


図 3-7 1時間降水量 30mm 以上の短時間強雨発生回数

釧路総合振興局 [アメダス] 3時間降水量80mm以上の年間発生回数



釧路総合振興局 [アメダス] 3時間降水量80mm以上の年間発生回数

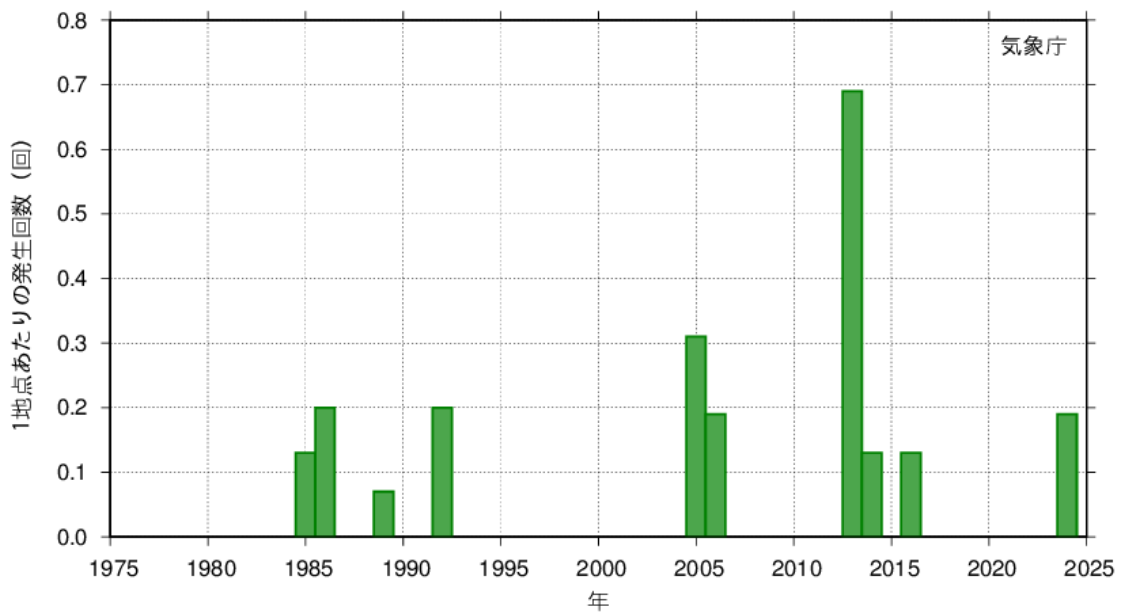
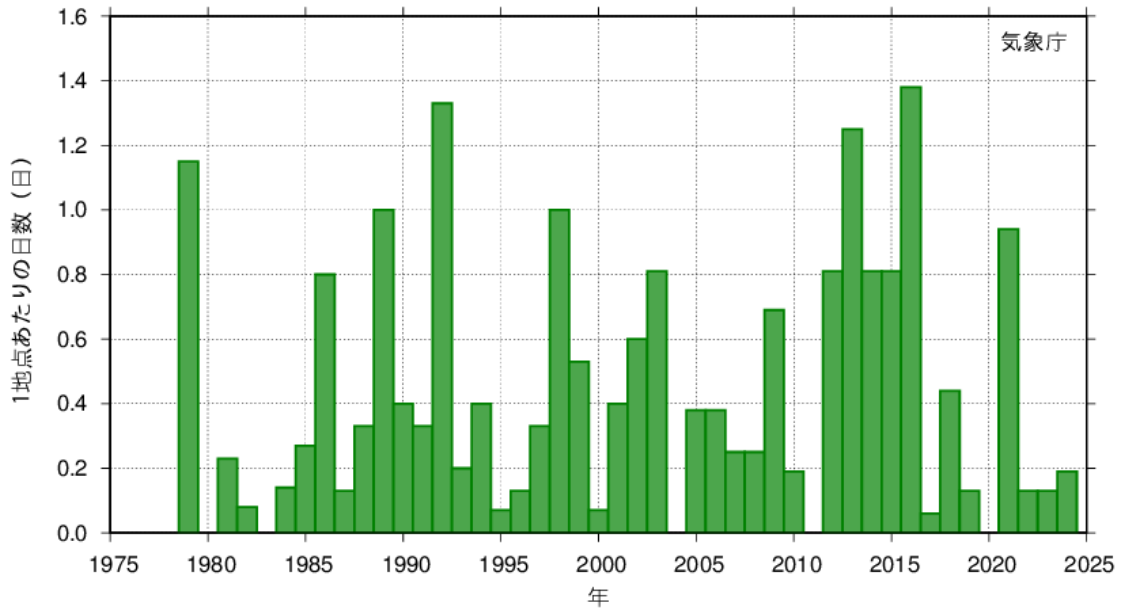


図 3-8 3時間降水量 80mm 以上の短時間強雨発生回数

釧路総合振興局 [アメダス] 日降水量100mm以上の年間日数



釧路総合振興局 [アメダス] 日降水量100mm以上の年間日数

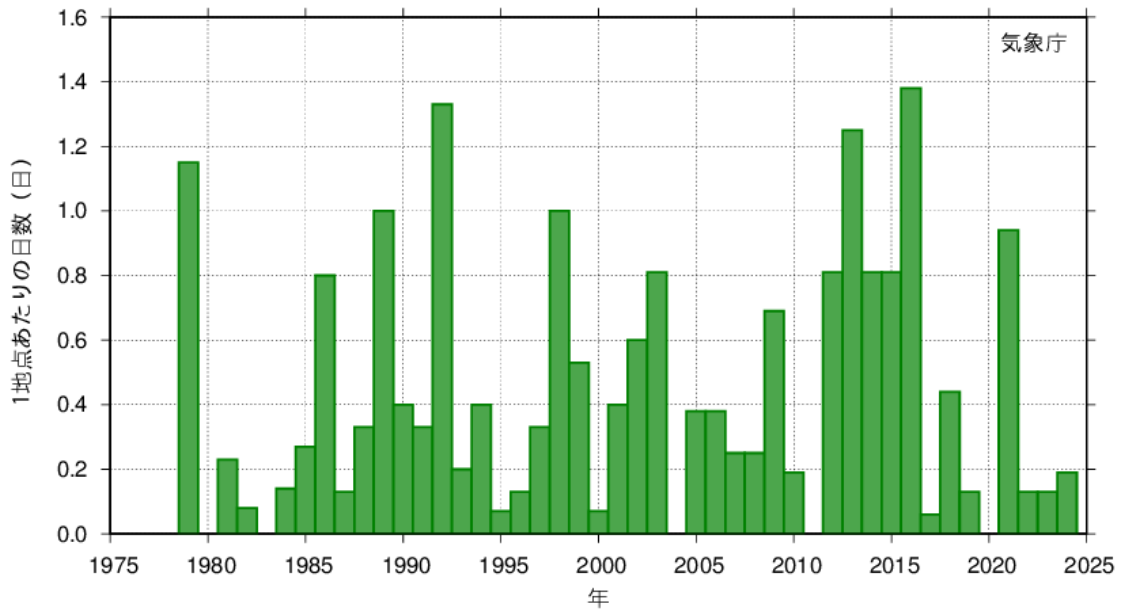


図 3-9 日降水量 100mm 以上の大雨発生回数

1.5 気温の変化

釧路湿原の流域は広く、海岸近くと内陸部で傾向が異なる可能性があるため、各地点での比較を行った（図 3-10）。おおむね 1990 年代以降で 1℃程度上昇の傾向が見られた。直近 20 年では、年 0.1℃弱の上昇であったが、直近 5 年に限ってみると、その倍程度の上昇となっている。

また、各時期における気温の変化を比較した結果（図 3-11～図 3-12）、山地に位置する阿寒湖畔では 2～3 月および 7～9 月に顕著な上昇が見られた。一方、釧路では冬期を除くすべての時期で気温が高くなっており、特に夏期の上昇幅が大きいことが明らかとなった。

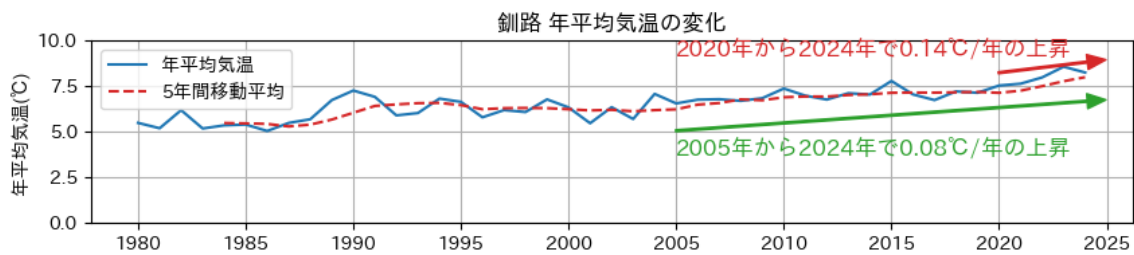
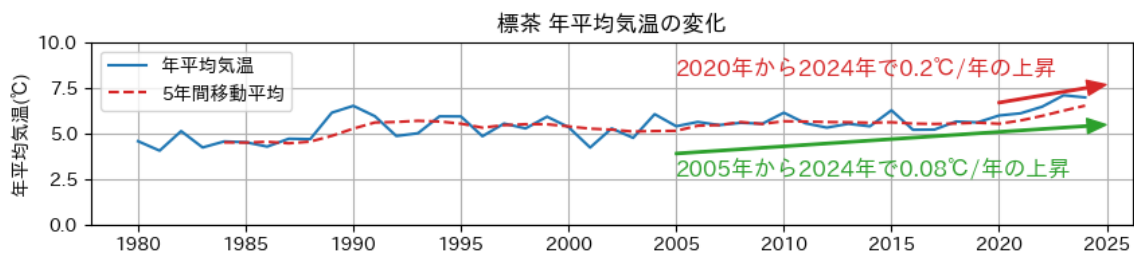
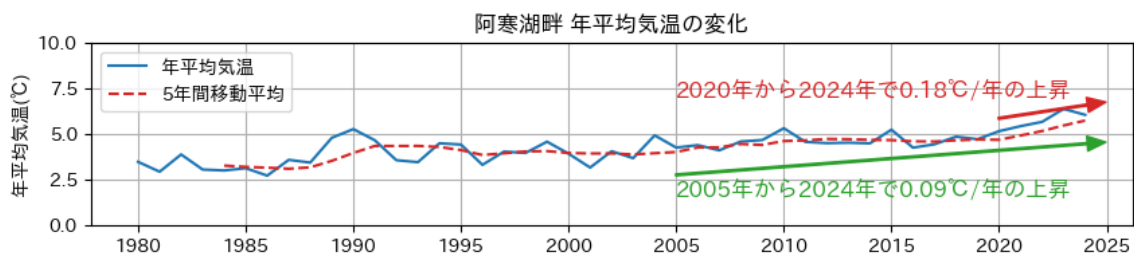
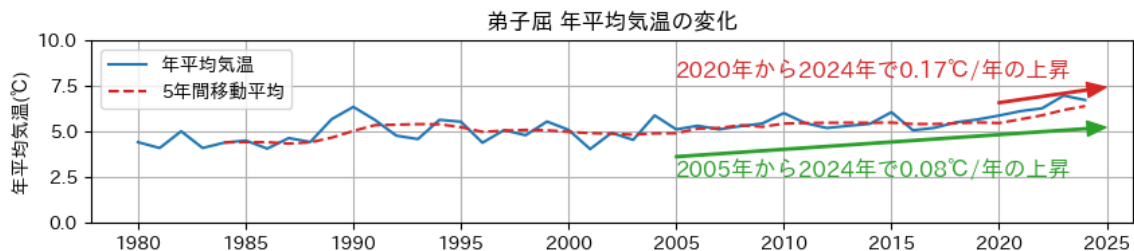
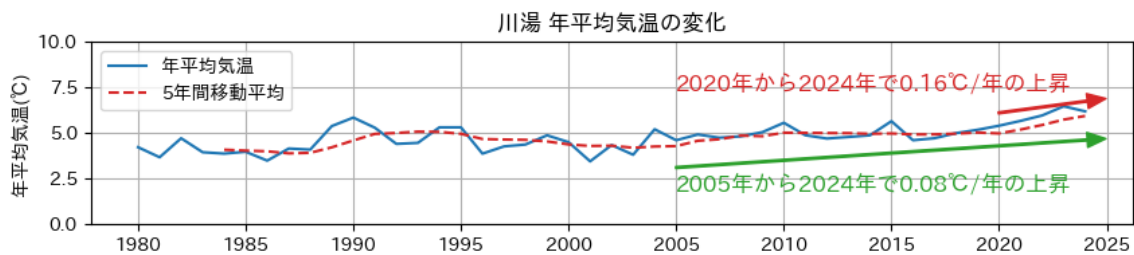


図 3-10 年平均気温の変化

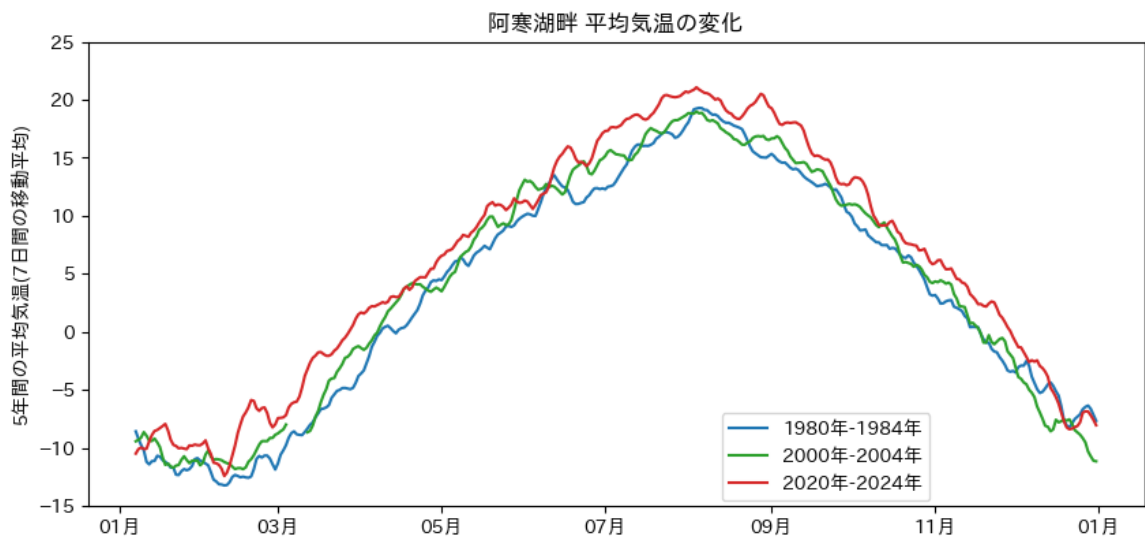
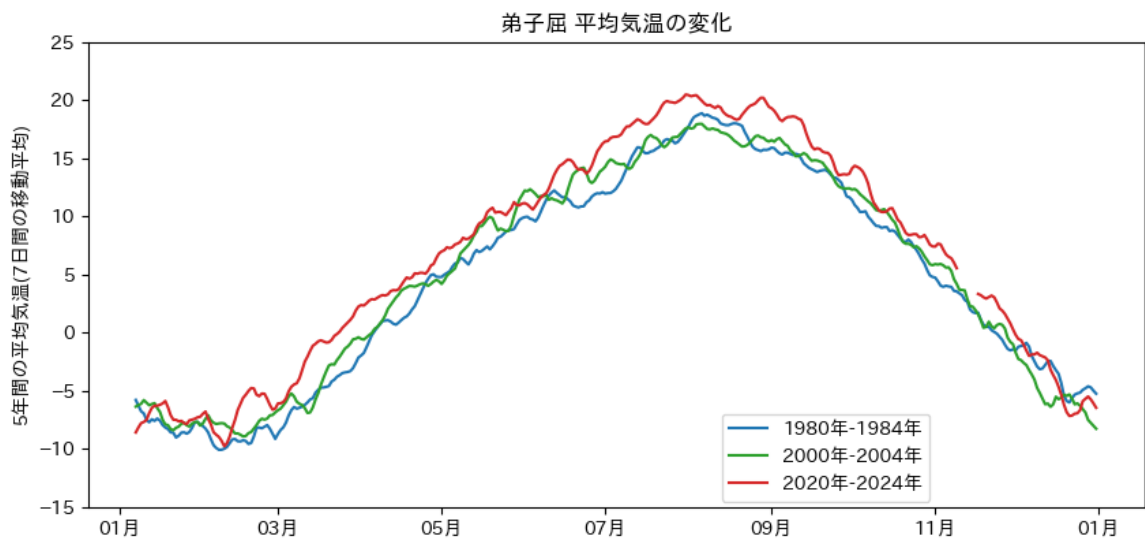
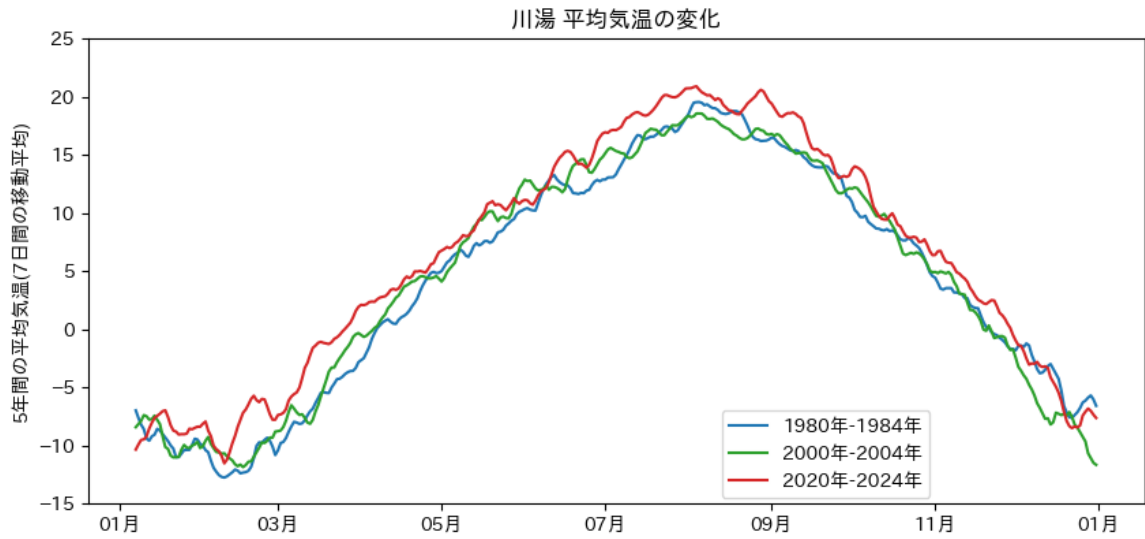


図 3-11 各時期の平均気温の変化(1/2)

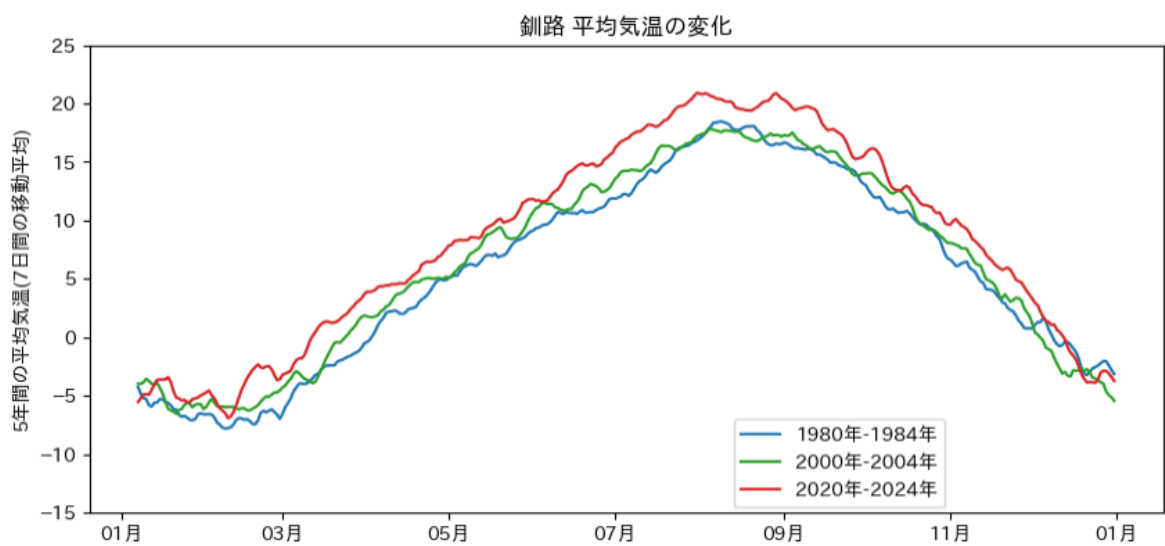
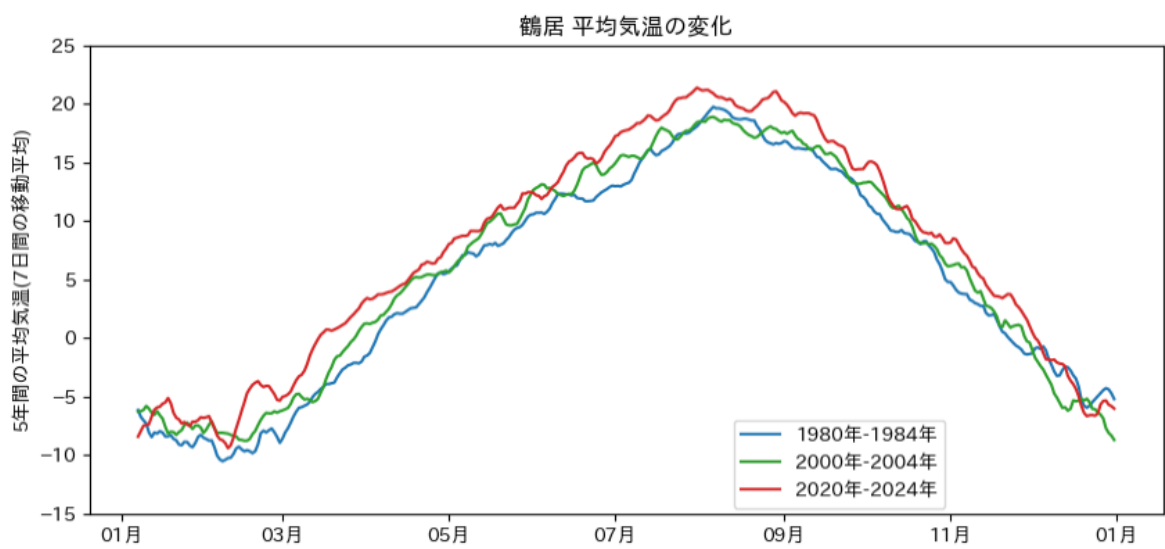
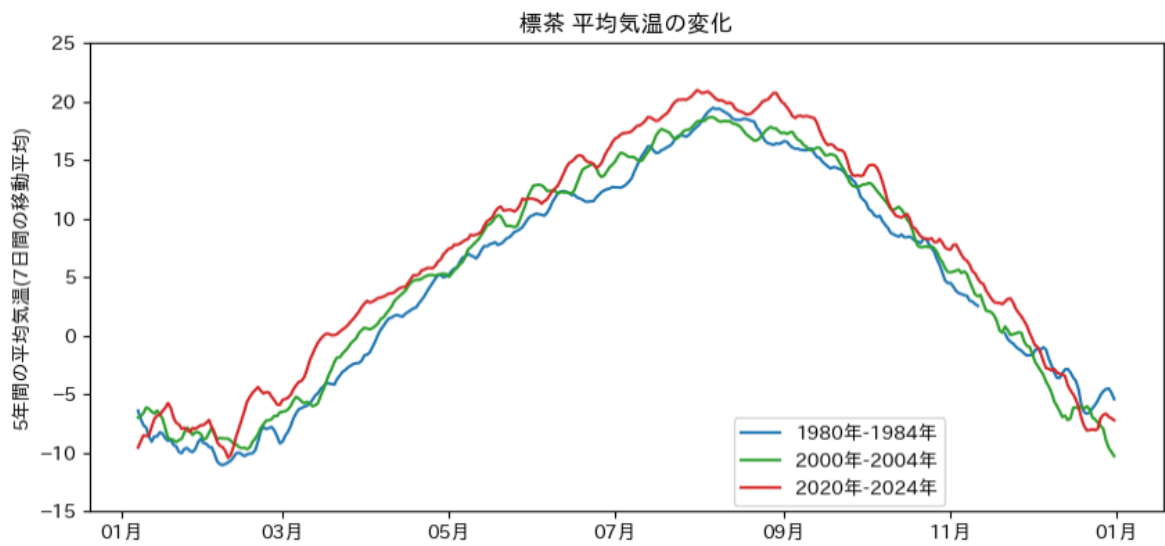


図 3-12 各時期の平均気温の変化(2/2)

1.6 降雪・積雪の変化

湿原の水循環に大きな影響を及ぼす雪について、降雪量(図 3-13)、降雪日数(図 3-14)、最大積雪深(図 3-15)、積雪日数(図 3-16)の観点で比較を行った。

まず海沿いの釧路では、降雪量は 1980 年代に多い時期が見られるものの、その後は緩やかな減少傾向にある。降雪日数については 2000 年代に一時的な増加が確認されるが、以降は減少傾向へ転じている。最大積雪深でも弱い減少傾向が認められる。

これに対し、上流側の川湯・鶴居・標茶では、釧路とは異なる傾向を示す。2000 年代以降は、降雪量・降雪日数ともに明瞭な減少傾向が続いており、積雪深 3 cm 以上の日数についても緩やかな減少が進行している。

さらに、降雪量等の大きな変化が見られなかった 2000 年代、減少傾向が顕在化した 2010 年代、および直近の 2020 年代に区分し、それぞれの 5 年平均月降雪量の変化を比較した(図 3-17)。その結果、2010 年代には最大積雪期である 1 月の減少が特に大きく、2020 年代にかけてはほぼ全期間で降雪量が減少する傾向が確認された。先の項の降水量・気温等の変化と比較すると、近年の急速な降雪量の減少は、冬季の降水量減少と昇温による影響によるものと考えられる。

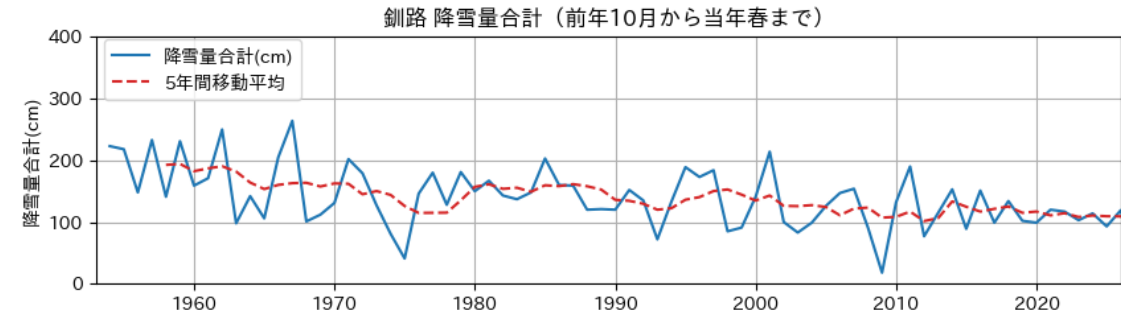
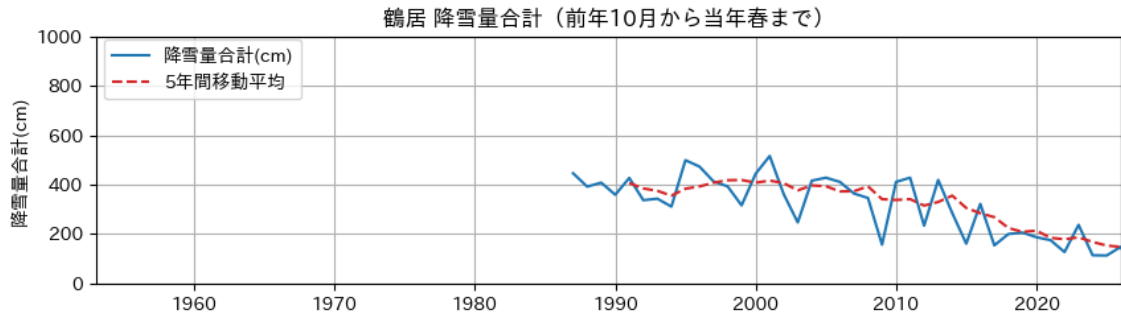
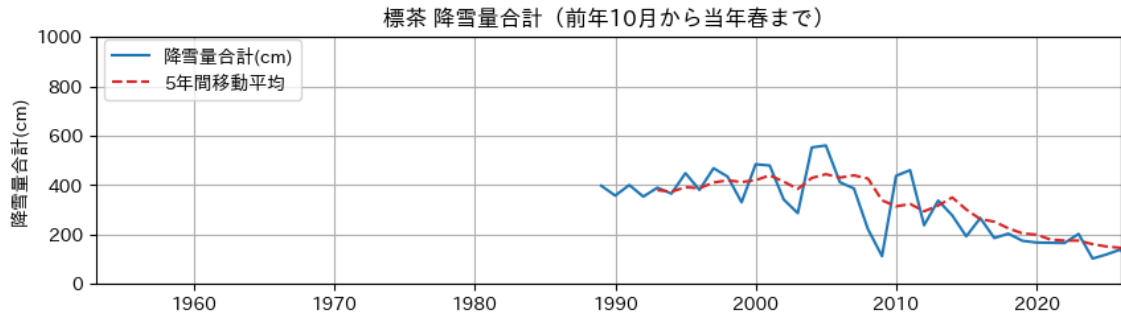
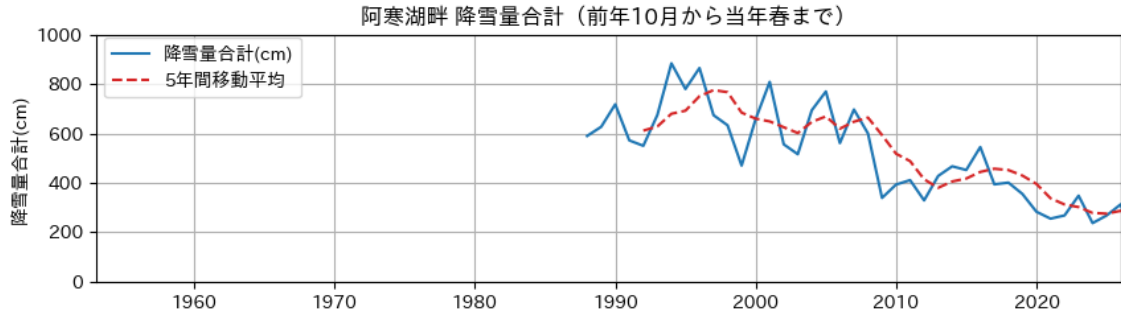
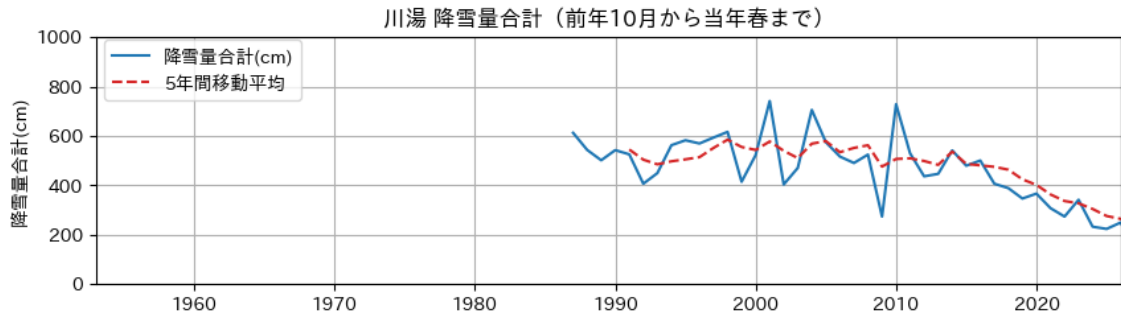


図 3-13 降雪量の変化

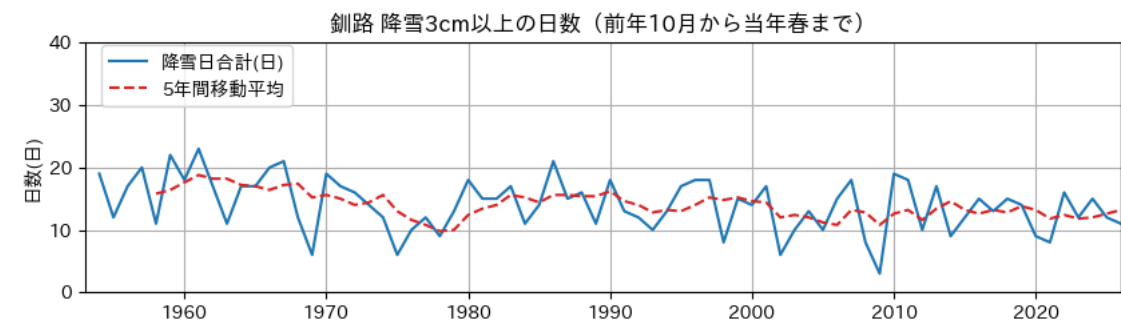
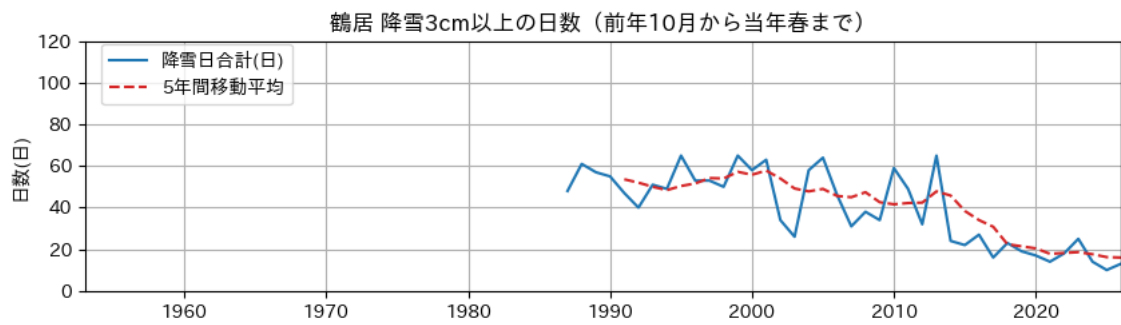
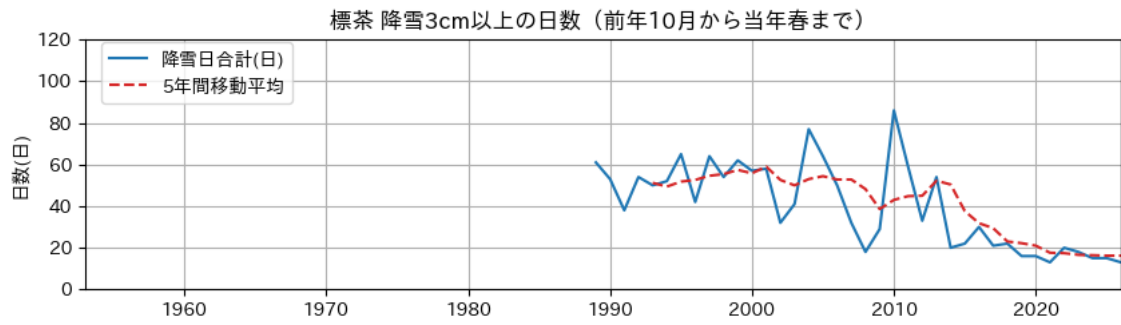
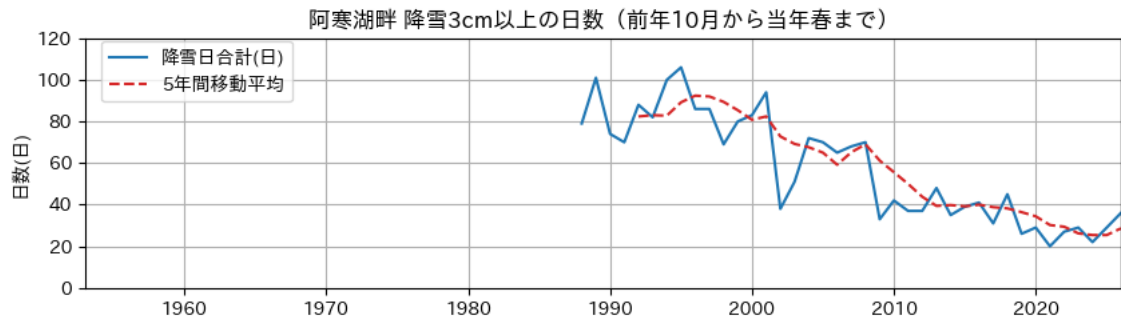
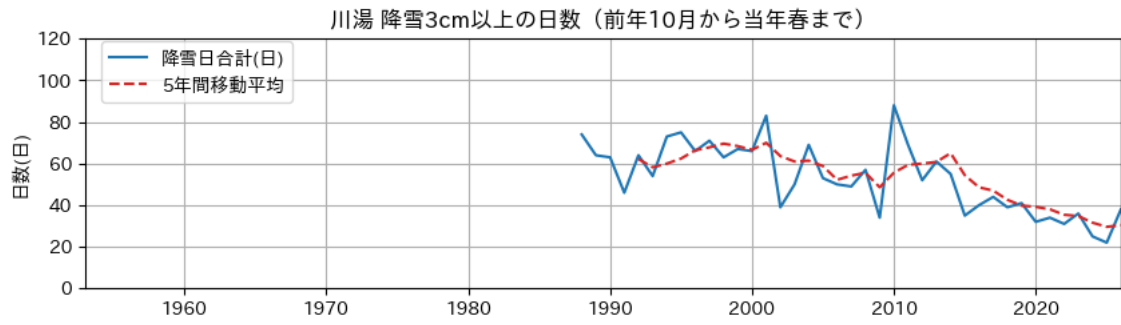


図 3-14 降雪日数の変化

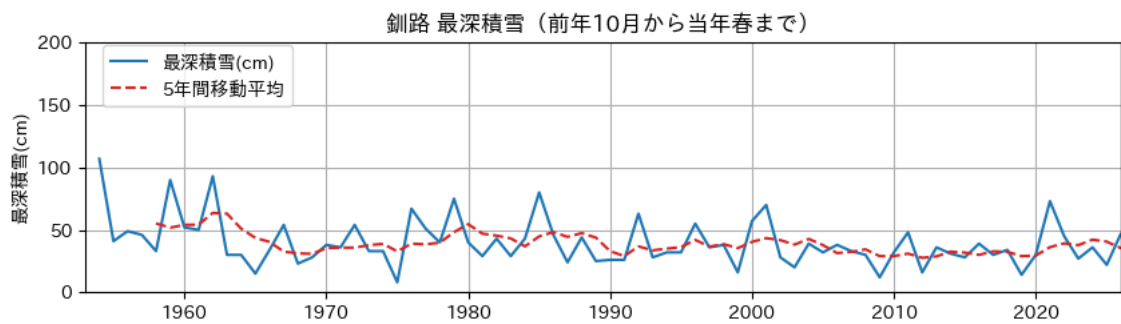
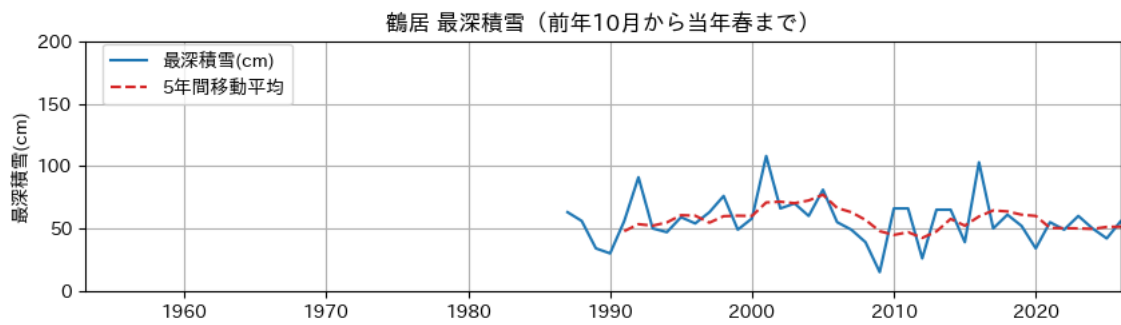
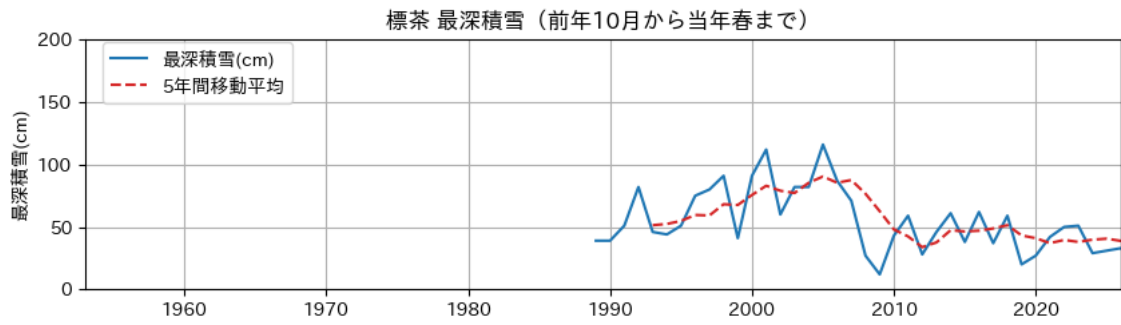
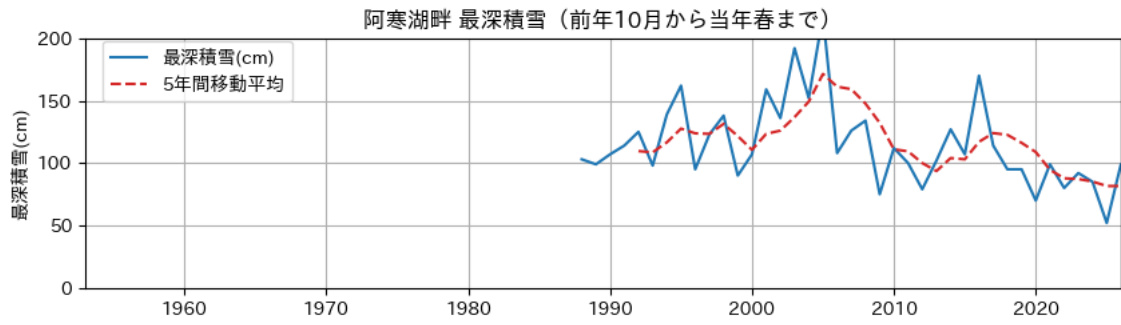
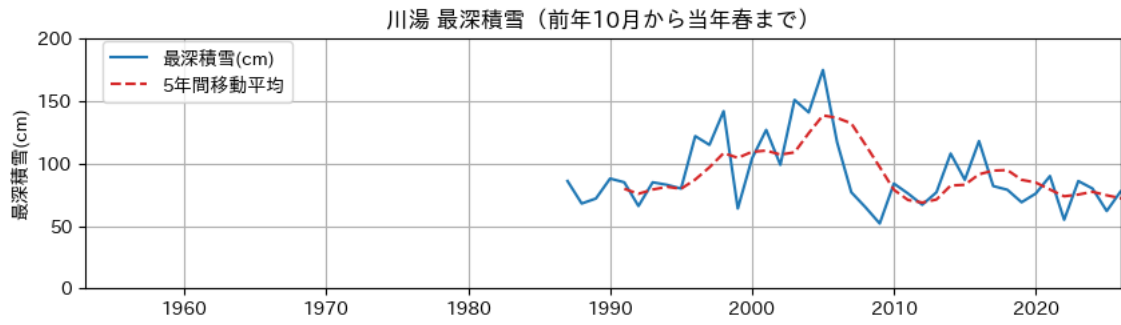


図 3-15 最深積雪の変化

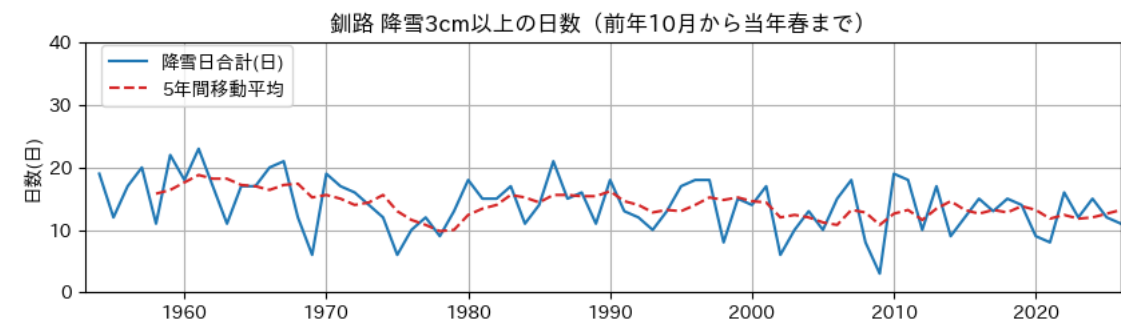
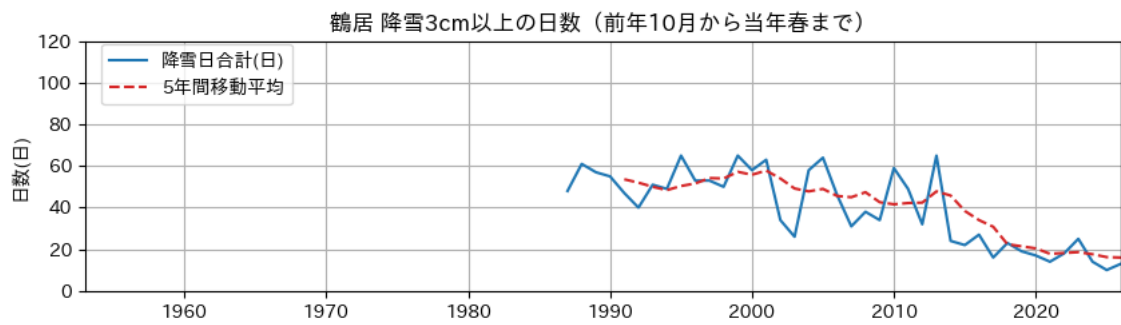
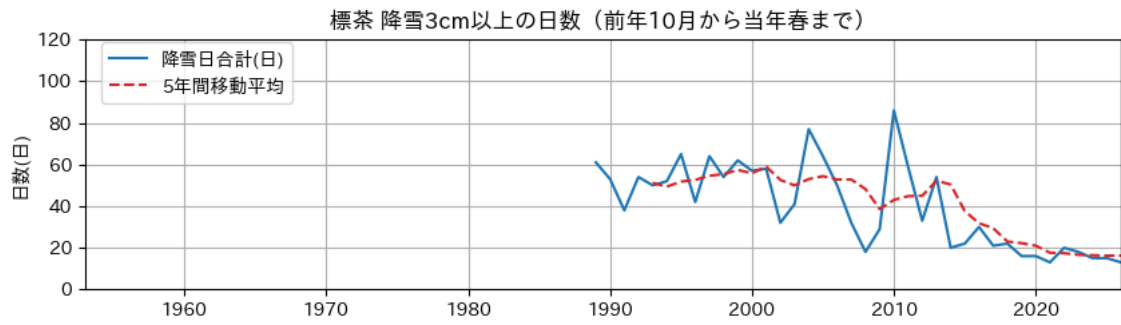
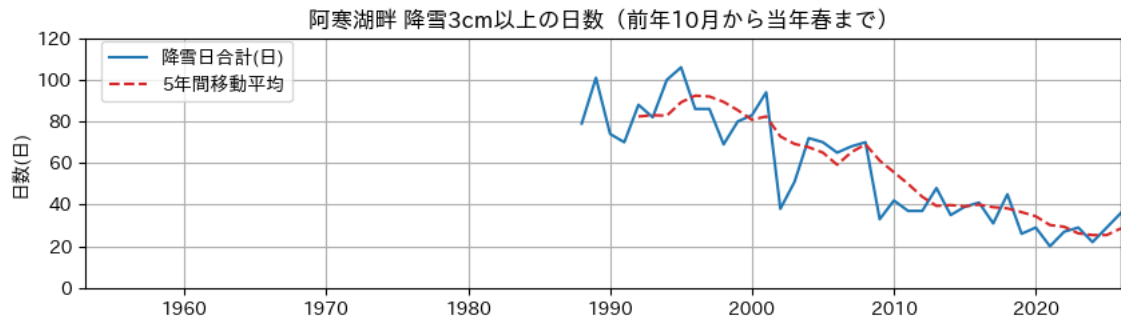
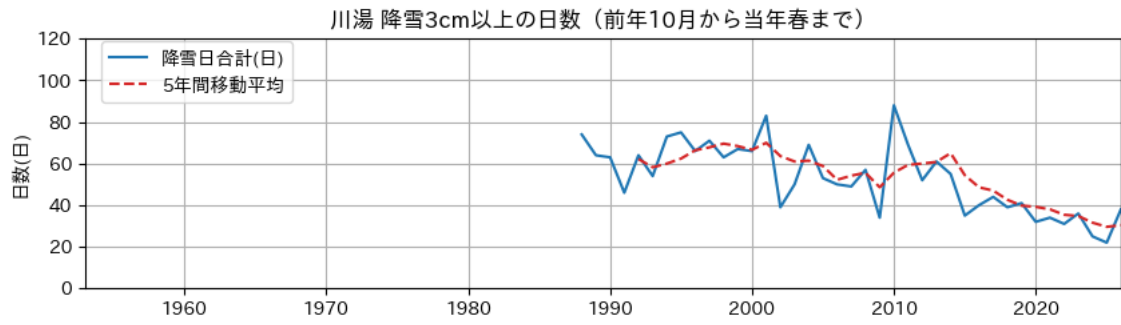


図 3-16 積雪日数の変化

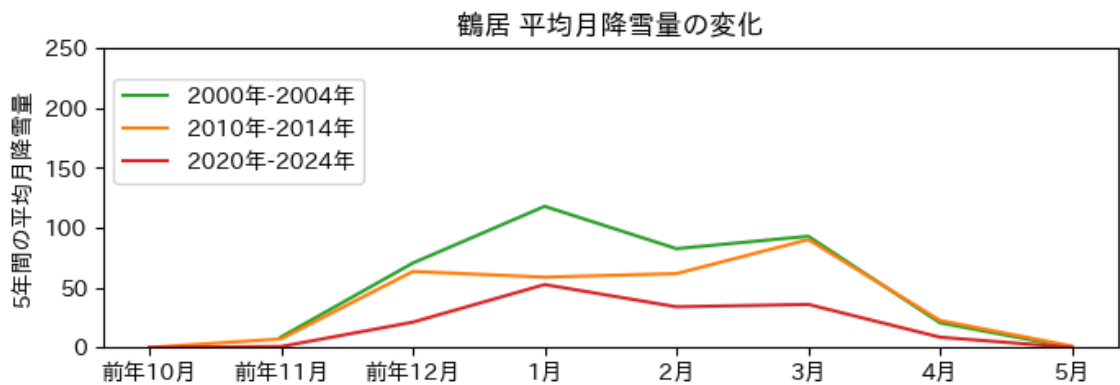
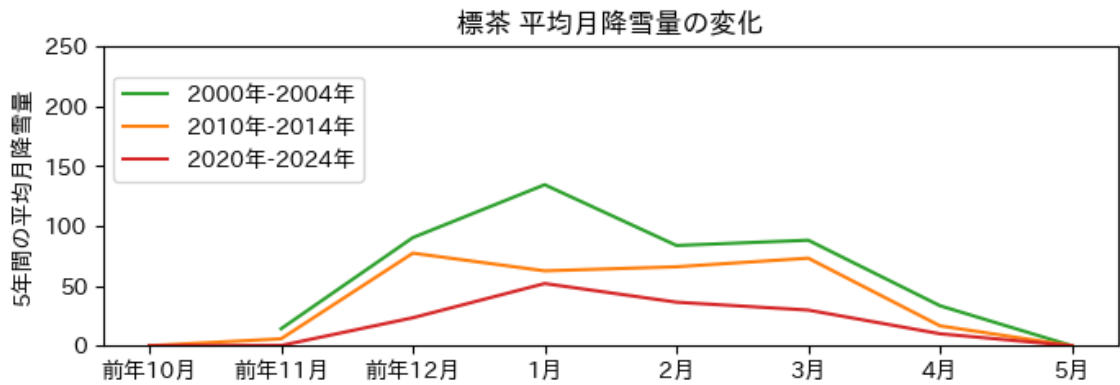
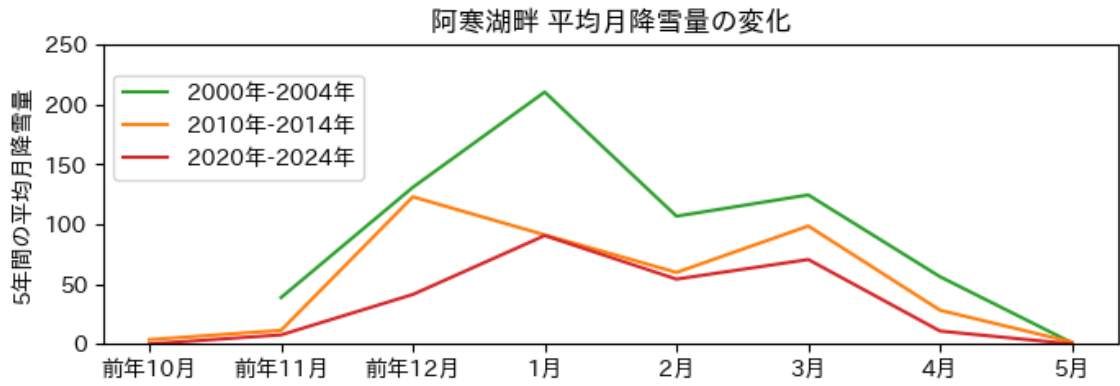
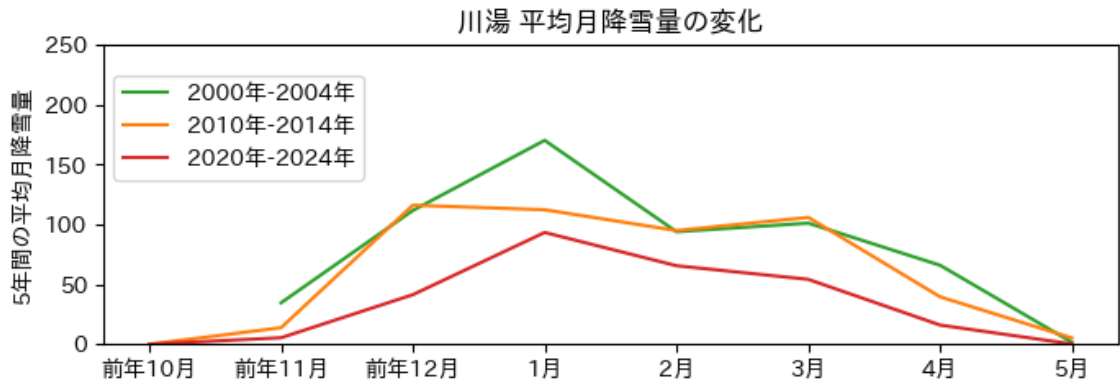


図 3-17 平均月降雪量の変化

1.7 蒸発散量の変化

農研機構が開発しているモデル結合型作物気象データベース²(MeteoCropDB)から各地点の蒸発散量データを取得し、3時期について比較を行った(図 3-18~図 3-19)。このデータベースでは、FAO が推奨する Penman-Monteith 式に準拠した方法で蒸発散量が算出されている。

分析の結果、川湯・弟子屈以外の地点において、蒸発散量が増加する傾向が共通して見られた。青木らによる可能蒸発散量と気候要素の関連の研究³においては、長期的な可能蒸発散量の増大は、主に気温上昇と日照時間に関連があるとしている。先の項で、気温の上昇と降水日数の減少の傾向が見られており、それらの影響によって蒸発散量が増大していると考えられる。今後の水循環や湿原環境への影響を評価する上でも重要な知見となる。

² モデル結合型作物気象データベース

<https://metecrop.rad.naro.go.jp/real/top.php>

³ 日本における 1961 年から 2023 年までの可能蒸発散量と気象要素の時空間変動

https://www.jstage.jst.go.jp/article/jssoilphysics/158/0/158_21/_article/-char/ja/

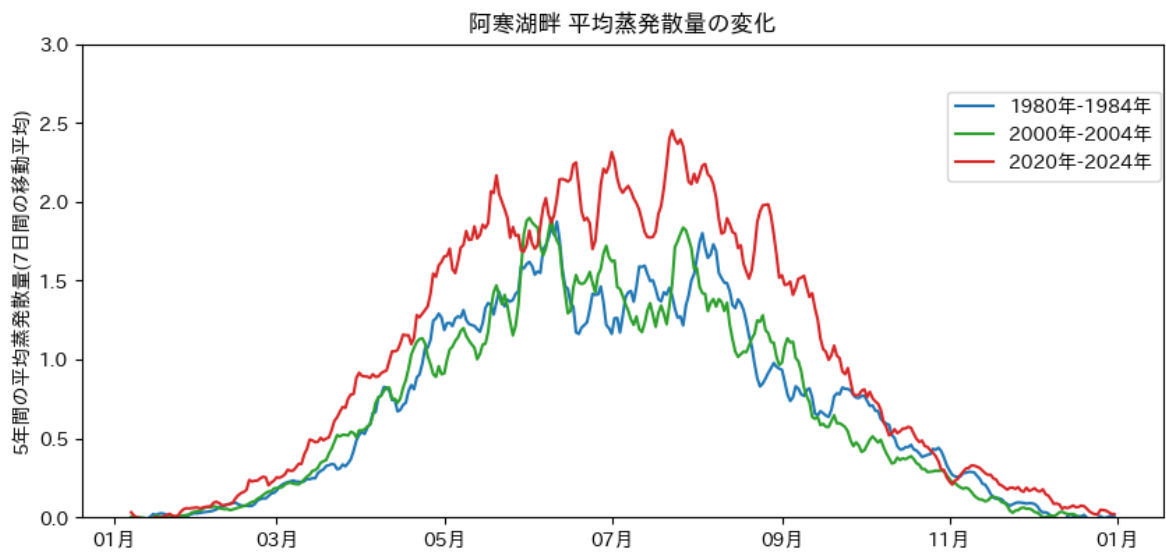
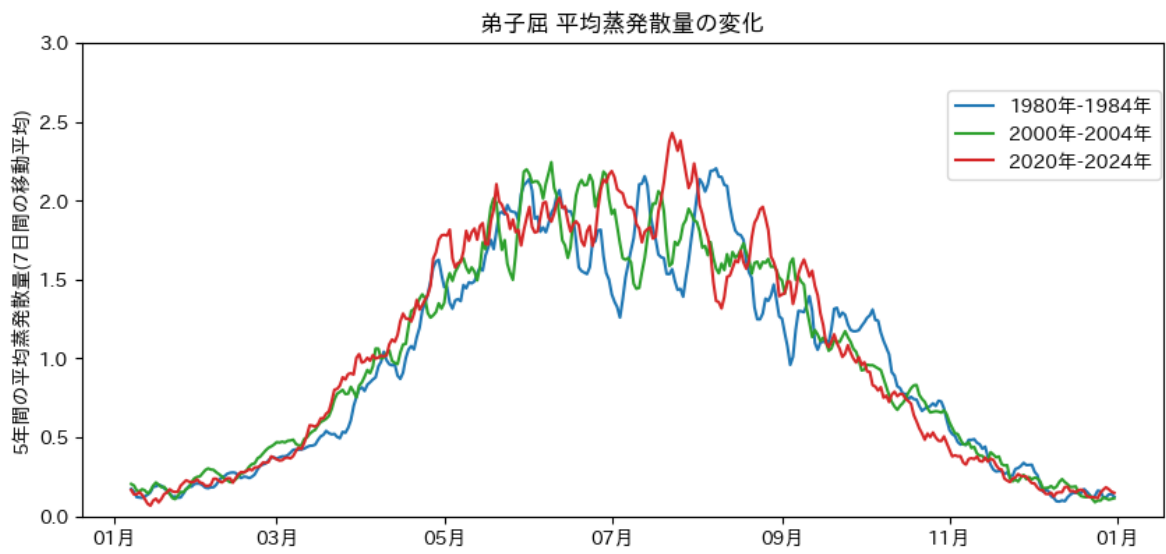
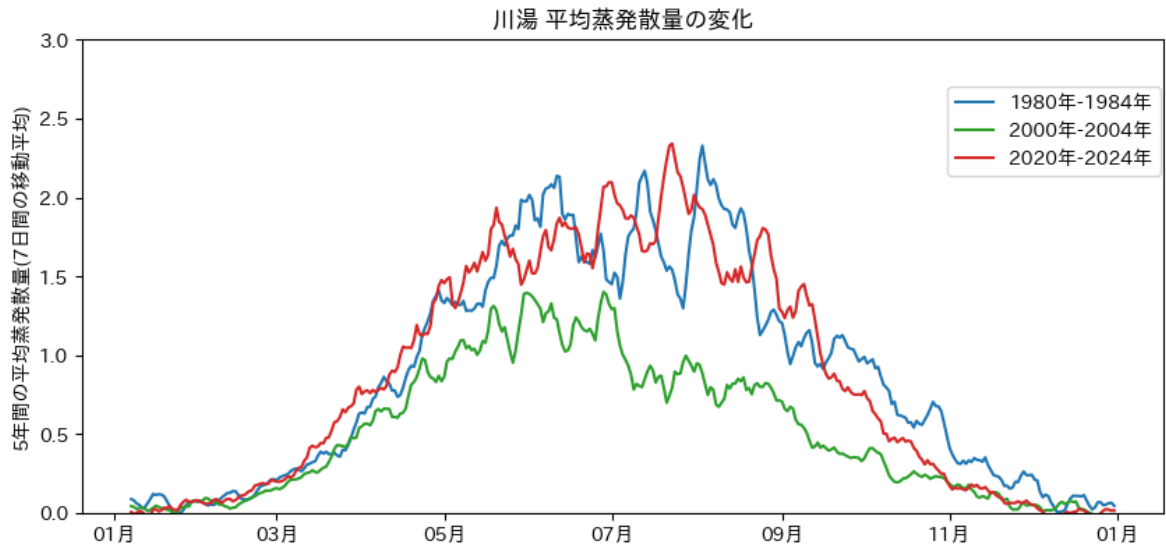


図 3-18 各時期の平均蒸発散量の変化(1/2)

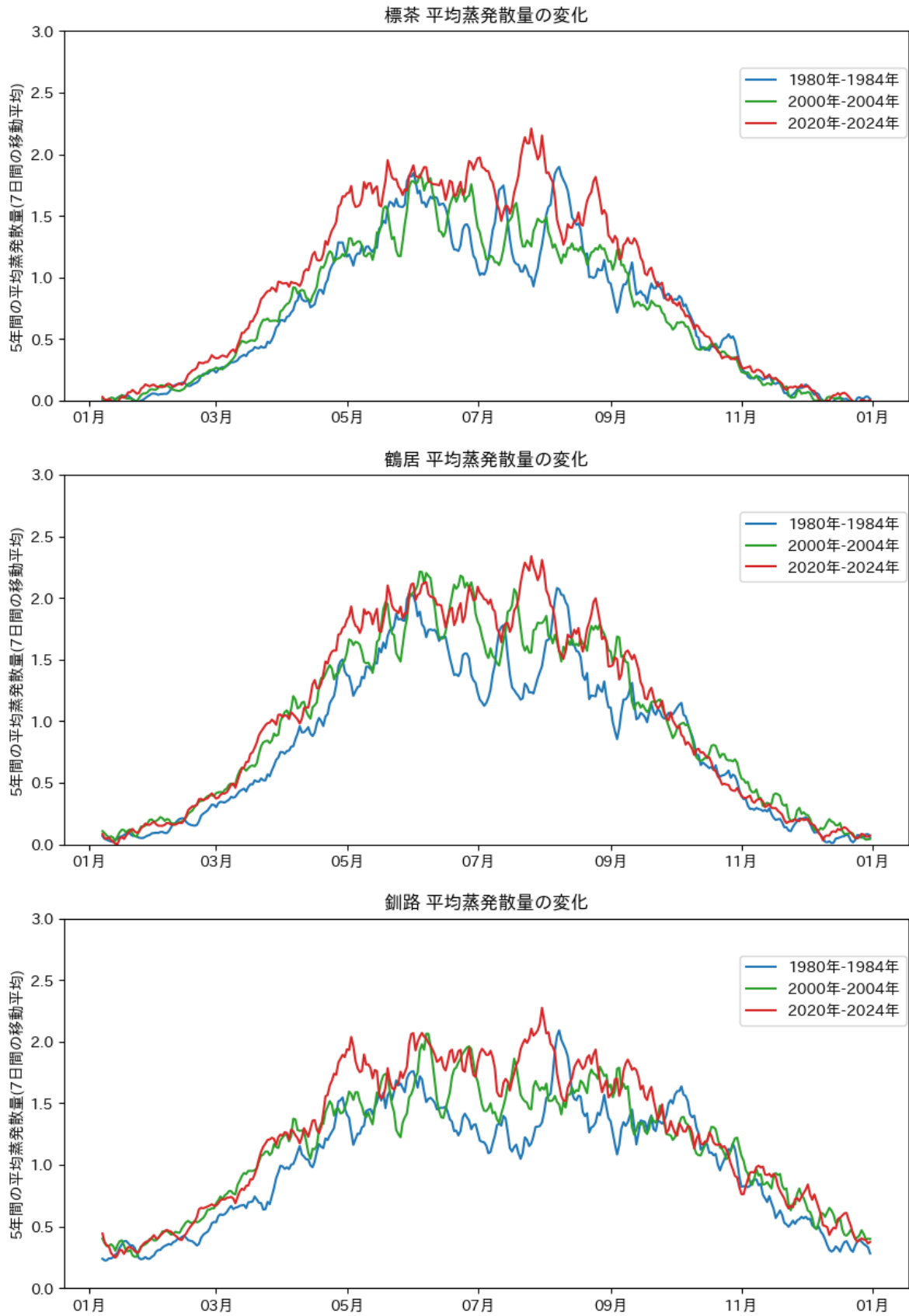


図 3-19 各時期の平均蒸発散量の変化(2/2)

2 河川の流況の変化

近年の河川水位の動向を分析した結果、2016年・2018年・2020年と隔年で大規模な出水が発生していることが確認された（図 3-21）。

最大流量に関しても直近の10年間で大規模な出水が発生している（図 3-22）。

釧路湿原の環境においては、流入する河川の流量が重要な要素である。そこで、豊水・平水・低水・渇水といった水文指標に基づき、各年の変化を水文水質データベースから取得し、比較を行った（図 3-23～図 3-24）。

豊平低渇流量に関してどの地点でも共通する傾向として、1980年代後半に少なく、1970年代以前や2000年以降には多い傾向が認められた。

表 3-2 対象の流量観測点

観測所名	緯度	経度
標茶	43.30	144.60
広里	43.06	144.40
下オソベツ	43.29	144.54
下久著呂	43.22	144.43
雪裡	43.22	144.34
幌呂	43.16	144.33
弟子屈	43.49	144.45

表 3-3 指標となる流量の定義

豊水流量	1年を通じで95日はこれを下回らない流量
平水流量	1年を通じで185日はこれを下回らない流量
低水流量	1年を通じで275日はこれを下回らない流量
渇水流量	1年を通じで355日はこれを下回らない流量

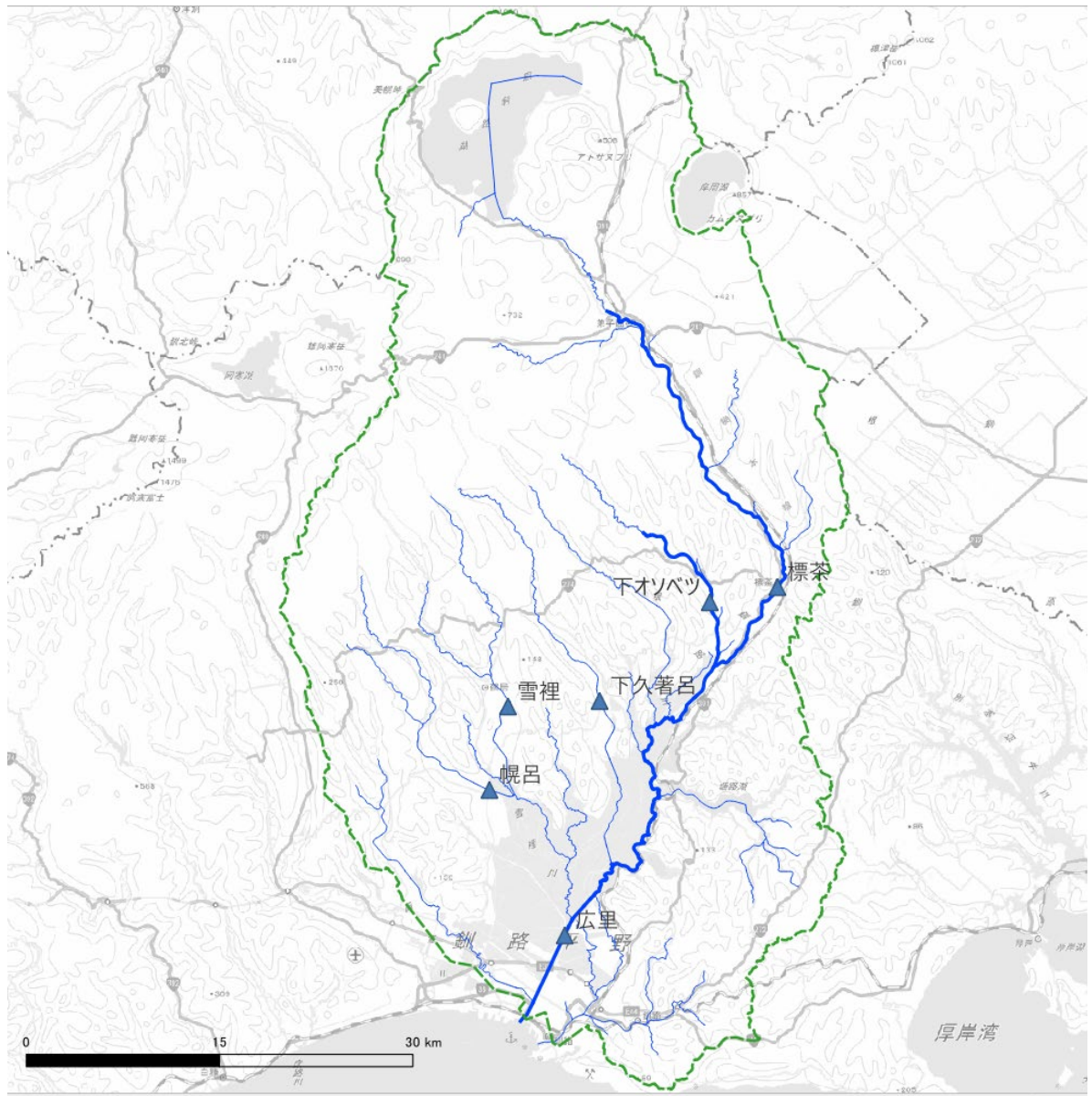


図 3-20 対象の流量観測点

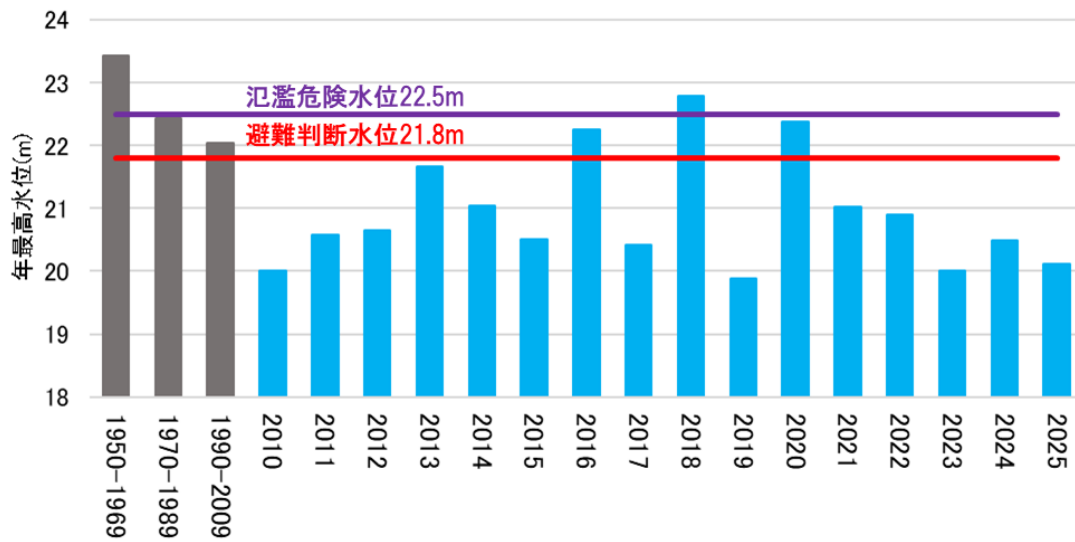


図 3-21 標茶地点での年最高水位の変化

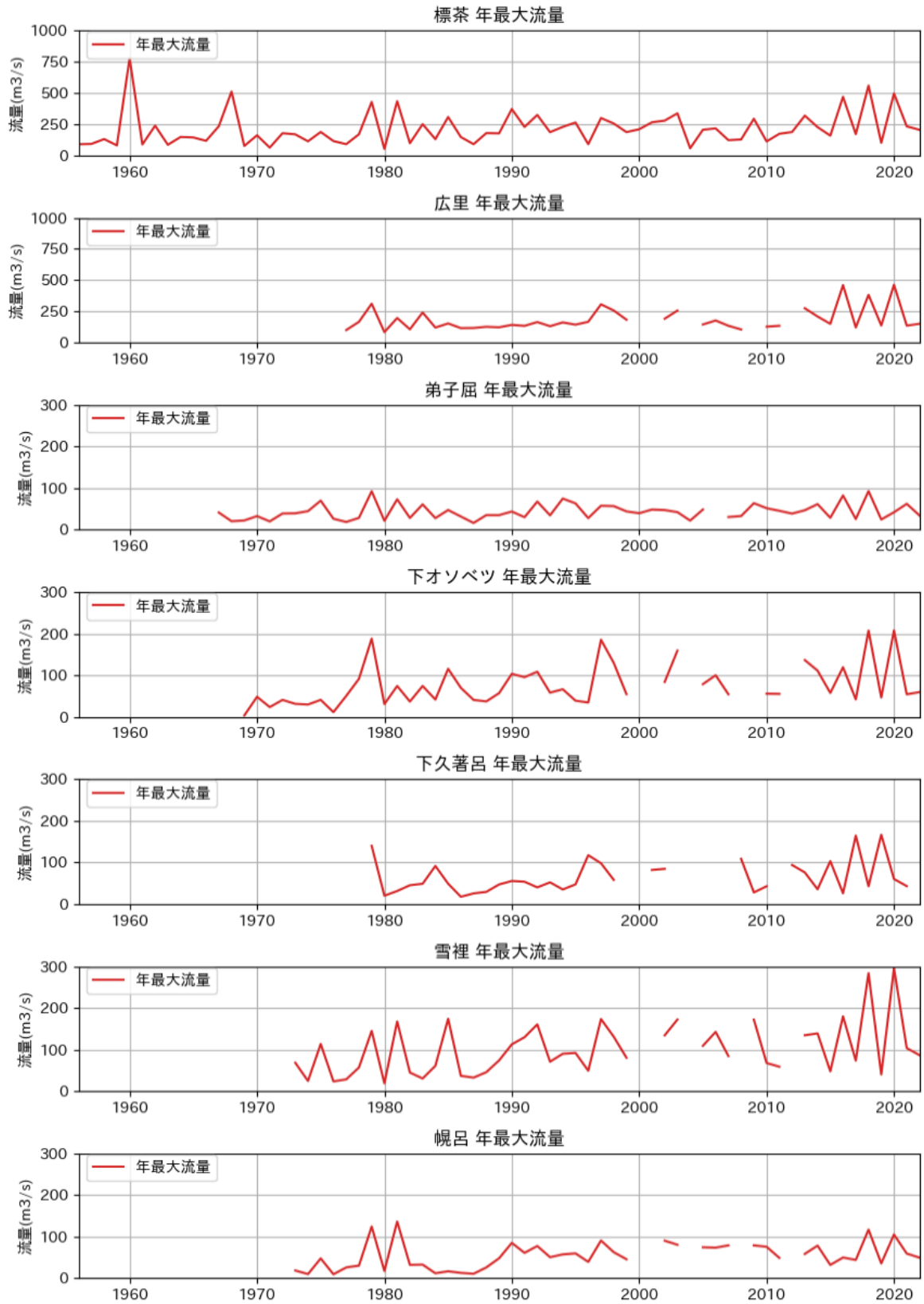


図 3-22 最大流量の経年変化

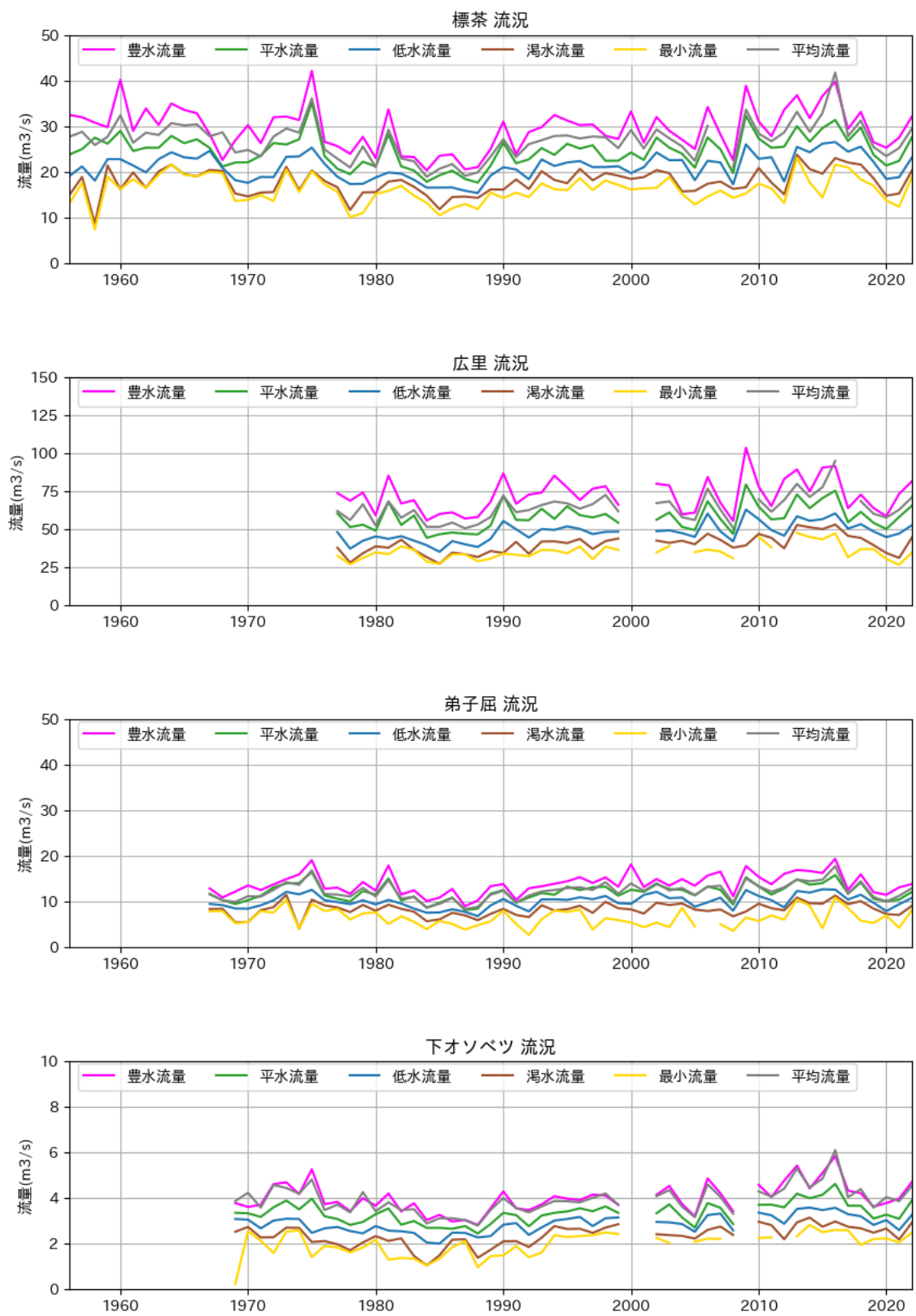


図 3-23 豊平低渇・平均流量の経年変化 (1/2)

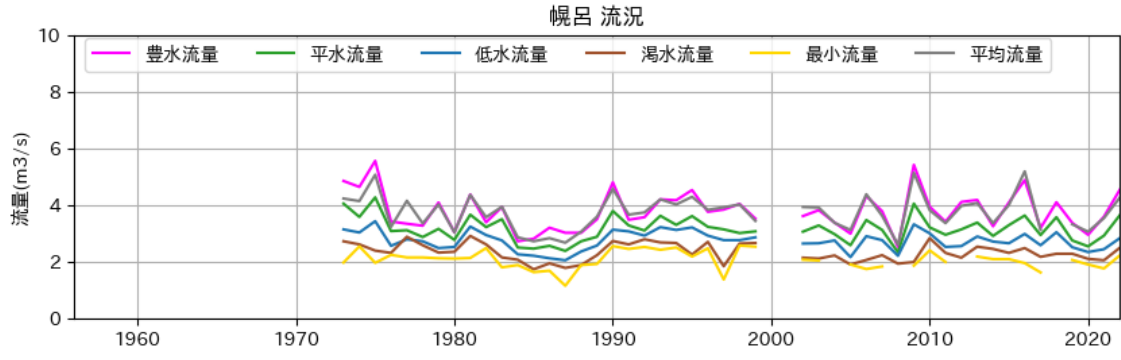
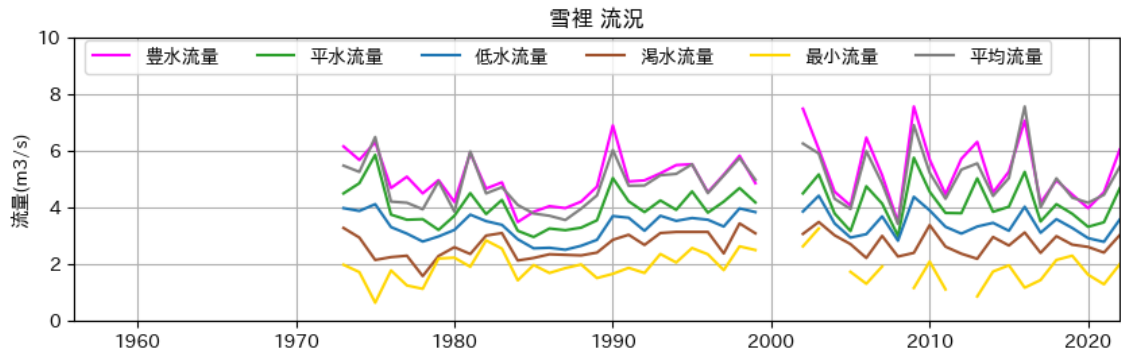
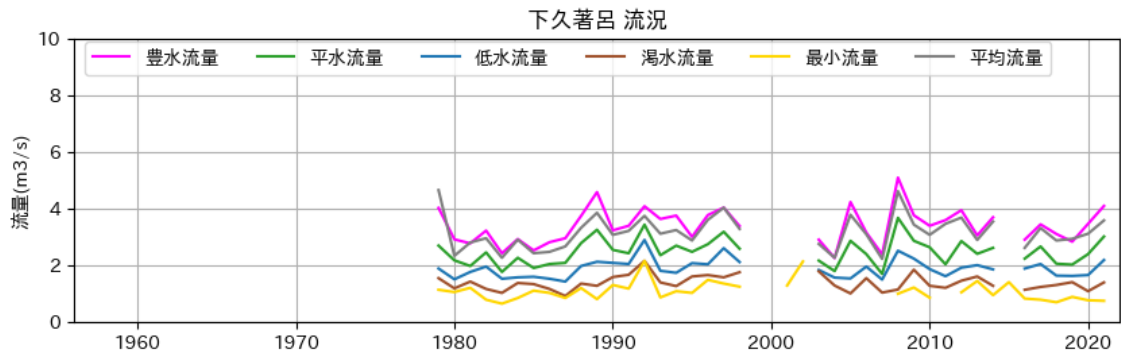


図 3-24 豊平低渇・平均流量の経年変化 (2/2)

3 2016 年の大規模出水の影響

3.1 概要

2016 年の洪水は、2016 年 8 月 20 日からの大雨に伴うもので、釧路・根室地方は、前線や台風の影響により、大気の非常に不安定な状態が続き、当時の 3 時間降水量、24 時間降水量、48 時間降水量、72 時間降水量が観測史上 1 位を更新する等、記録的な大雨となった。また、8 月 21 日には釧路川・新釧路川で氾濫注意水位を超えたため、指定河川洪水予報が発表された。

この洪水だけではなく、8 月には 3 台風が上陸する、という釧路では極めて特異な現象が発生していた（図 3-25）。

日雨量や年総雨量だけの比較では分かりにくいですが、8 月の雨量だけで比較をすると、これまでの最大値の 1.5～2 倍程度と大きなものとなった（図 3-26）。



図 3-25 2016 年 8 月に北海道に上陸・接近した台風⁴

⁴ 台風の中心位置等のルート情報は デジタル台風：台風画像と台風情報 <https://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/> より取得した

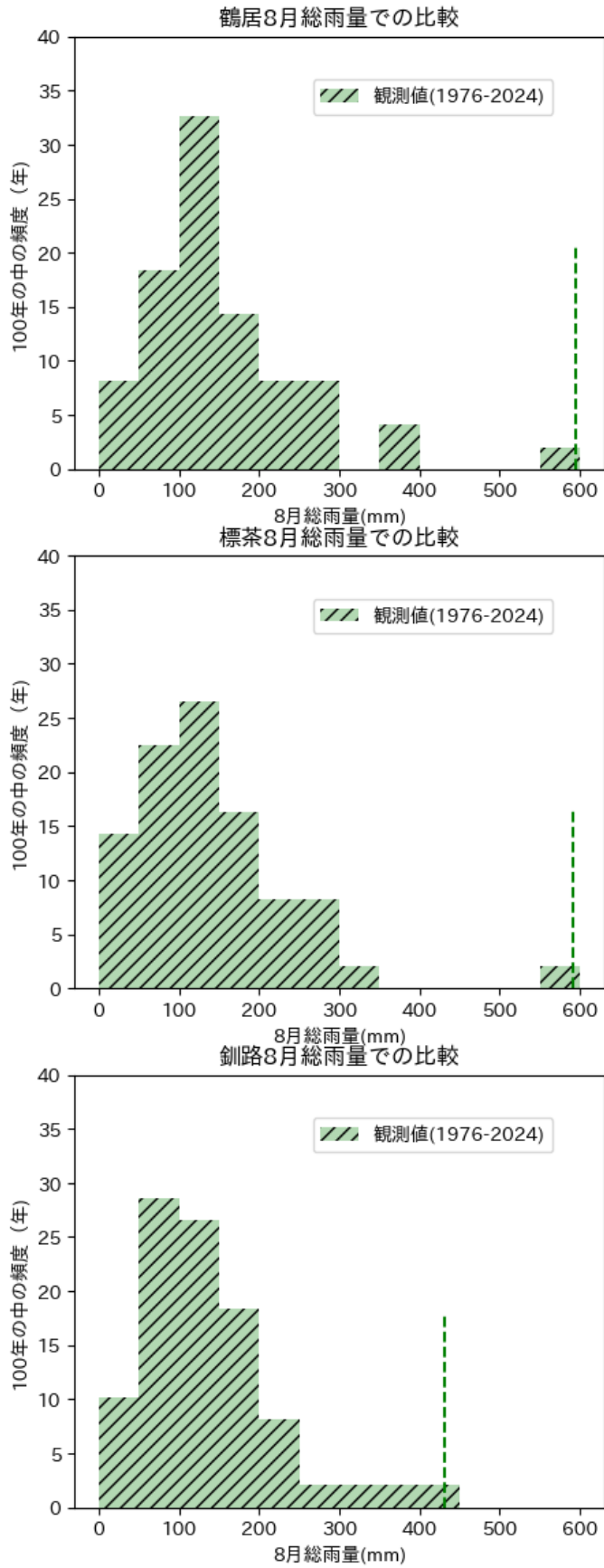


図 3-26 8月の雨量の分布(点線は2016年)

3.2 浸水状況

2016年洪水時の推定浸水図を図 3-27 に示す。湿原の奥の支川が流入する地点まで浸水が広がっている。

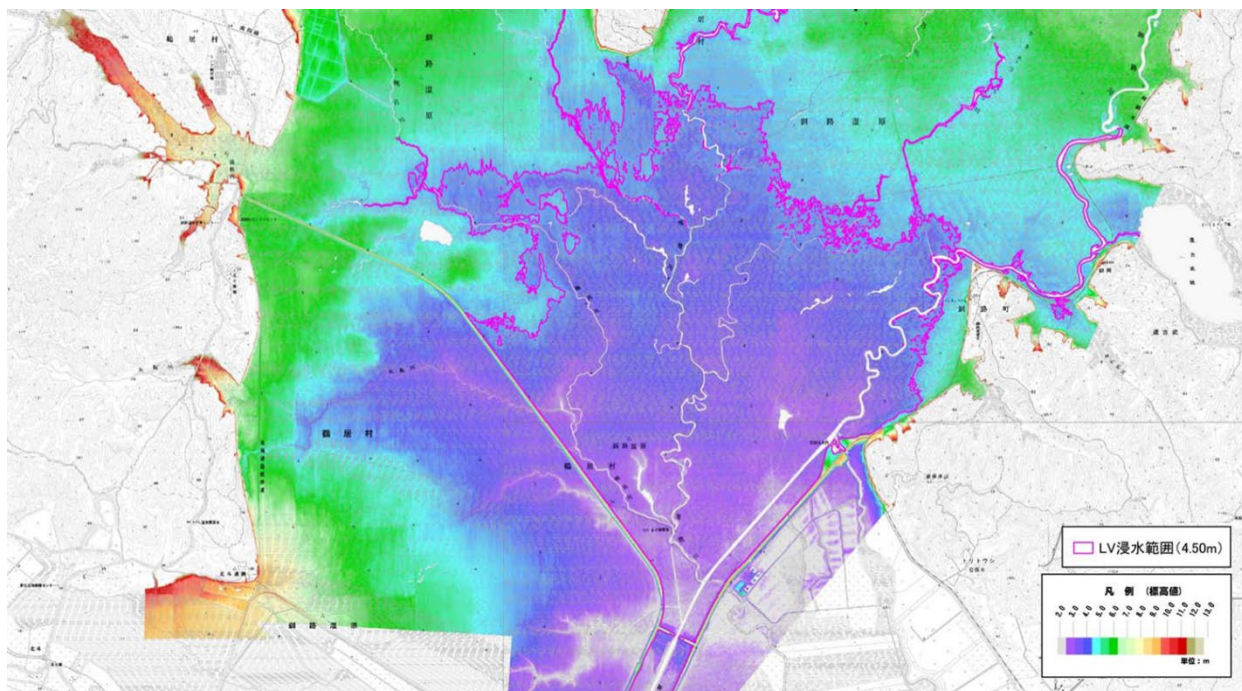


図 3-27 2016年洪水時の推定湛水深度・範囲⁵

⁵ H28 釧路川事業評価外検討業務報告書

3.3 土砂の流入状況

技術資料（『釧路湿原の水循環—現地観測とシミュレーションによる釧路湿原の水と物質の移動形態の解明』令和4年2月、釧路湿原自然再生協議会水循環小委員会）によると、2002年から2018年の年間推定物質収支をみた場合、ほとんどの年で釧路湿原内に物質が貯留されていることが分かる（表3-4、図3-28）。

特に2016年の大規模出水では、湿原に流入した土砂量が通常の約8年分に相当すると推定されている。また、同年の湿原からの流出量は約8万トンとされており、差し引きで約111万トンの土砂が湿原内に堆積したと見積もられている。

表 3-4 釧路湿原の年ごとの物質収支推定結果

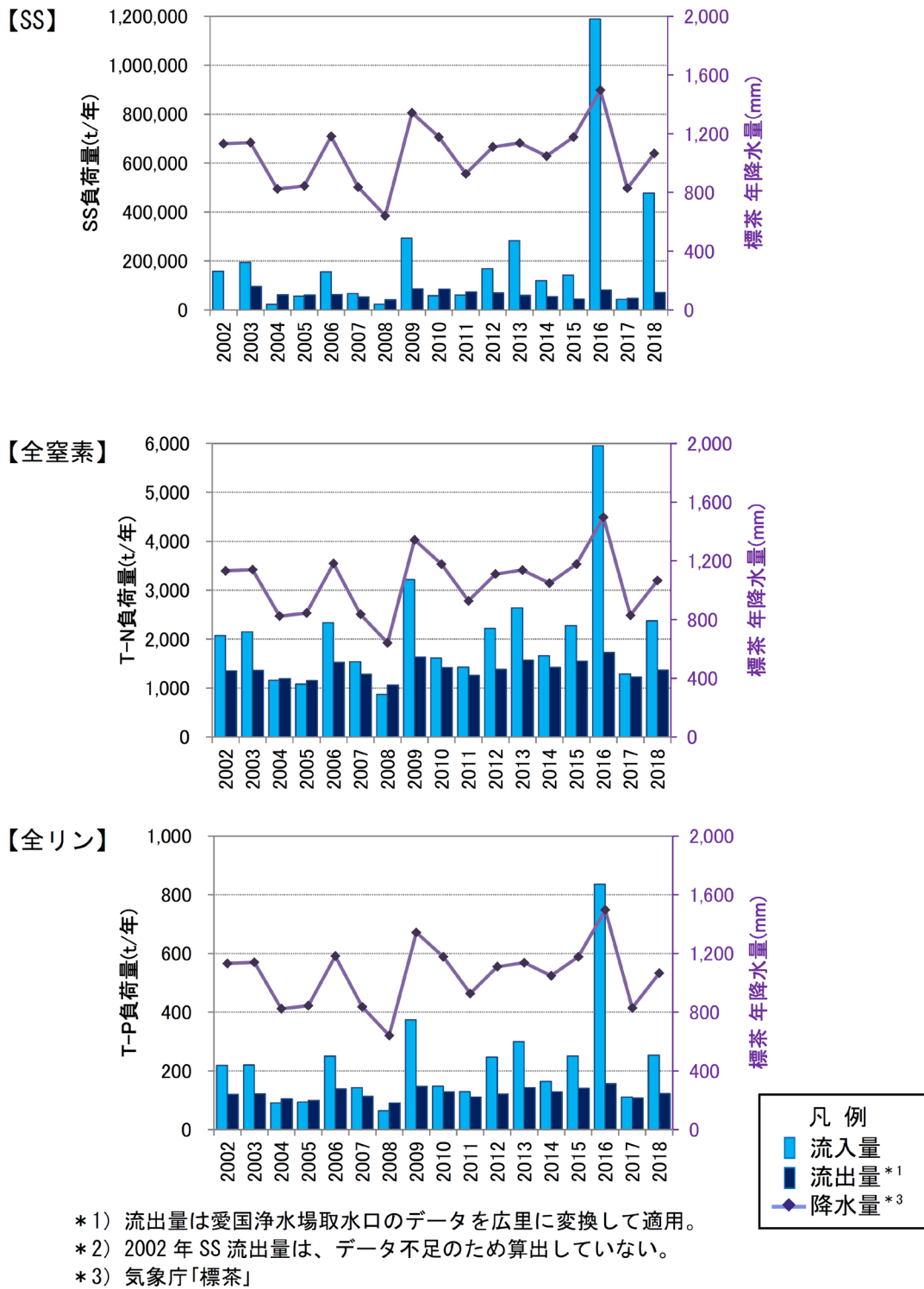
年	SS(トン/年)			全窒素(トン/年)			全リン(トン/年)		
	流入	流出 ^{*1}	収支	流入	流出 ^{*1}	収支	流入	流出 ^{*1}	収支
2002	157,711	^{*2}		2,073	1,350	723	219	120	99
2003	194,319	95,503	98,815	2,148	1,362	787	220	122	98
2004	22,848	61,649	-38,801	1,161	1,195	-34	92	105	-13
2005	56,564	60,060	-3,496	1,082	1,153	-72	94	100	-5
2006	155,709	63,134	92,575	2,337	1,523	814	250	139	111
2007	66,563	52,474	14,089	1,540	1,283	257	143	113	30
2008	23,367	40,245	-16,878	875	1,061	-186	65	90	-25
2009	293,327	86,661	206,667	3,217	1,632	1,585	373	148	226
2010	57,908	85,307	-27,400	1,614	1,415	199	148	129	19
2011	60,564	73,104	-12,540	1,428	1,257	170	129	111	18
2012	168,467	69,653	98,814	2,219	1,379	839	247	121	126
2013	282,758	59,243	223,515	2,640	1,573	1,068	300	143	157
2014	118,943	53,892	65,051	1,659	1,424	235	164	129	35
2015	141,788	44,239	97,549	2,279	1,548	731	251	141	110
2016	1,188,736	80,747	1,107,990	5,954	1,724	4,230	836	156	680
2017	43,803	47,947	-4,144	1,286	1,225	61	111	108	3
2018	477,636	71,426	406,209	2,375	1,365	1,010	253	123	131
合計	3,353,299	1,045,282	2,308,016	35,887	23,469	12,418	3,895	2,096	1,799
平均	209,581	65,330	144,251	2,111	1,381	730	229	123	106
合計 (除2016年)	2,164,562	964,536	1,200,027	29,933	21,745	8,188	3,060	1,940	1,119
平均 (除2016年)	144,304	64,302	80,002	1,871	1,359	512	191	121	70

*1) 流出量は愛国浄水場取水口のデータを広里に変換して適用。

*2) 2002年流出部のSSは、データ不足のため算出していない。

※現地観測およびSWATモデルによる推定値

出典：釧路湿原の水循環—現地観測とシミュレーションによる釧路湿原の水と物質の移動形態の解明—



出典：釧路湿原の水循環 — 現地観測とシミュレーションによる釧路湿原の水と物質の移動形態の解明 —

図 3-28 釧路湿原の年ごとの物質収支推定結果

第4章 気候変動予測データの概要

1 気候変動予測モデルの概要

1.1 気候変動モデルの概要

温室効果ガスの排出による昇温、昇温に伴う気候への影響が予想されている。また、海水面の温度が上がることによって海から陸に供給される水蒸気が増大し、降雨量・降雨強度の拡大なども懸念されている。このため、増加したCO₂などの温室効果ガスの濃度の上昇による気候への影響を評価する気候変動予測モデルが開発されている。

一般的に天気予報などに利用される気象予測モデルと類似の構造であるが、気象予測モデルは直近から現在の気象データを入力値として、今後の短時間の天気を予測するものである。一方で、気候変動予測モデルでは、標準的な気候値を入力し数十年連続して実行することで将来の気候を予測するものである(図 4-1)。

基本的に天気予報が可能なレンジは、季節予報などの半年程度が現実的なところであり、精度も低下する¹。これが「天気」の「予報」の限界であり、それ以上の長さは「気候」の「予測」の範囲となってくる。日本語では予報と予測との違いとして表現されているが、英語では「prediction」と「projection」という別の言葉が当てられている。

気候変動予測モデルでは、まず過去の気候データ(気候変動の影響が小さい時期)を用いて現在の気候を再現できるかを検証する。その再現性が確認された後に、温室効果ガス濃度を变化させたシナリオを用いて将来の気候を予測する。

さらに、複数の研究機関が開発したモデルを比較し、共通の傾向が見られた場合には、その傾向は信頼性が高いと判断される。このため、CMIP(Coupled Model Intercomparison Project)などの国際的なモデル比較プロジェクトが実施されており、その成果はIPCC(気候変動に関する政府間パネル)の評価報告書にも反映されている。

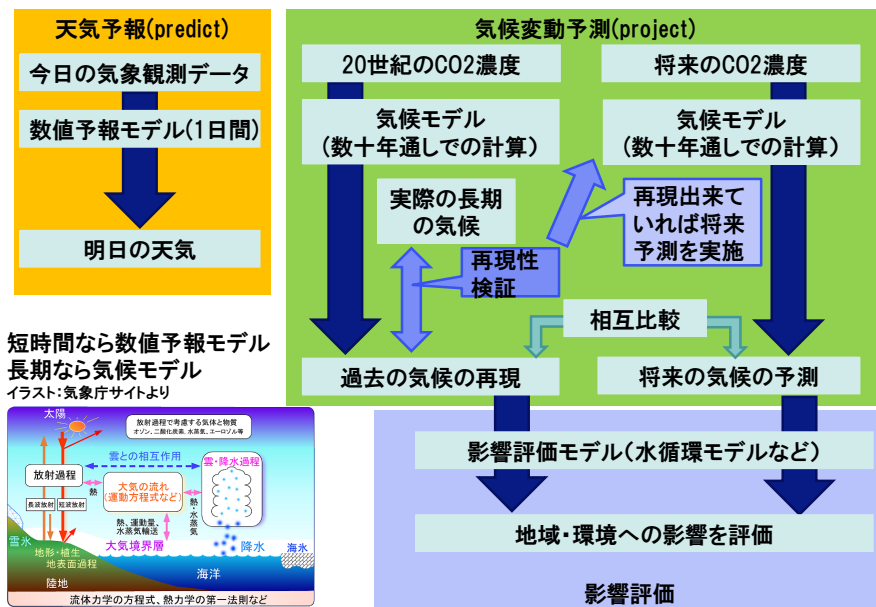


図 4-1 天気予報と気候変動予測モデルとの違い

¹ 季節予報モデルについて

1.2 気候変動予測モデルが対象とする現象

気象現象は、全球規模で長時間のスケールのものから、その地域特有の小規模で短時間の現象まで多様である。数値気象モデルはその時空間解像度によって再現できる現象に差があり、天気予報などでは使い分けを行っている（図 4-2）。

一方で、近年注目されている線状降水帯のように、予測技術がまだ発展途上にある現象や、気温や降水量のようにモデルの出力変数として明示的に扱われていない現象も存在する。例えば、釧路周辺で頻繁に発生する「霧」は、現時点では気候変動予測モデルの直接的な対象とはなっておらず、将来の発生頻度や影響を定量的に評価することは困難である。

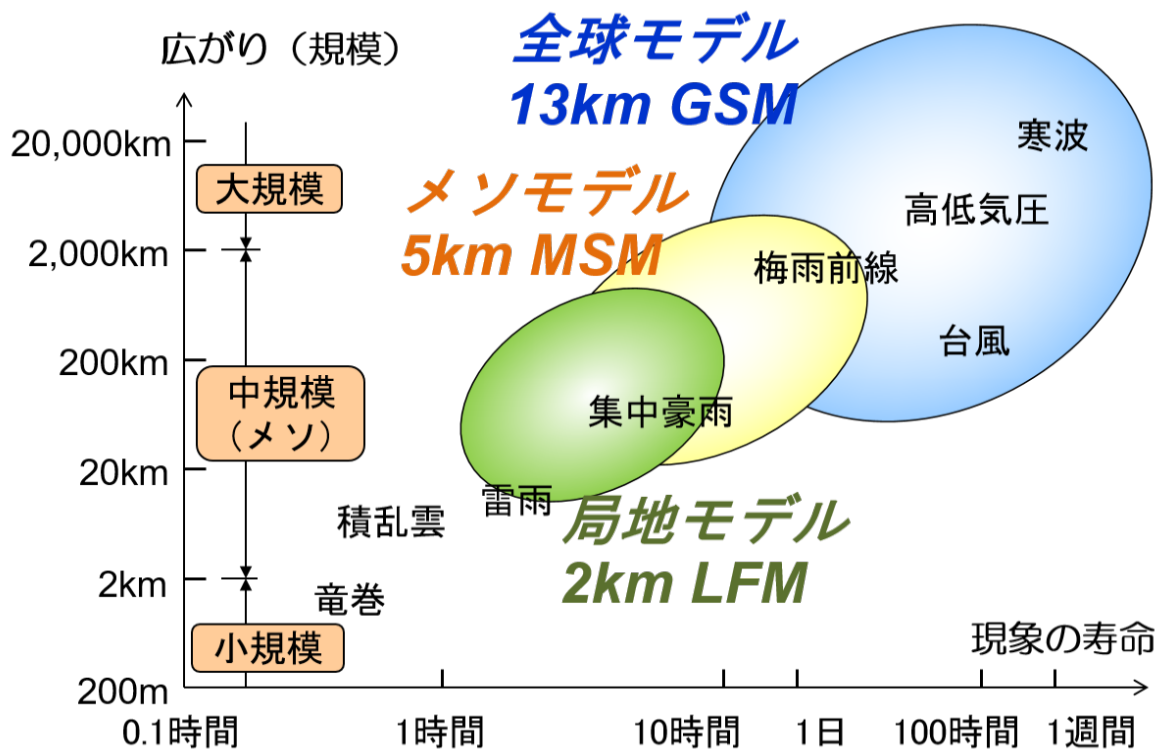


図 4-2 気象庁の数値予報モデルが対象とする気象現象の水平及び時間スケール²

1.3 将来予測で想定する社会経済シナリオ

気候変動の影響評価を行うためには、将来の社会経済の変化を想定し、それに伴う温室効果ガス濃度の変化を設定する必要がある。

本検討で利用する d4PDF およびそのダウンスケーリングデータは、CMIP5 に参加した気候モデルを基盤として開発されており、その将来シナリオは IPCC 第 5 次評価報告書 (AR5) に準拠している。AR5 では、温室効果ガス濃度の将来変化を表す代表濃度経路 (Representative Concentration Pathways : RCP) が設定されており、本研究で用いるデータセットもこれに基づいて作成されている（図 4-3）。

² 気象に関する数値予報モデルの種類 | 気象庁

<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/whitep/1-3-4.html>

IPCC 第5次評価報告書における RCPシナリオとは

RCP…Representative Concentration Pathways (代表濃度経路シナリオ)

略称	シナリオ (予測) のタイプ
 RCP 2.6	低位安定化シナリオ (世紀末の放射強制力 2.6W/m ²) 将来の気温上昇を 2°C以下に抑えるという目標のもとに 開発された排出量の最も低いシナリオ
 RCP 4.5	中位安定化シナリオ (世紀末の放射強制力 4.5W/m ²)
 RCP 6.0	高位安定化シナリオ (世紀末の放射強制力 6.0W/m ²)
 RCP 8.5	高位参照シナリオ (世紀末の放射強制力 8.5W/m ²) 2100年における温室効果ガス排出量の 最大排出量に相当するシナリオ

出典: IPCC第5次評価報告書および(独)国立環境研究所 地球環境研究センターニュースVol.18をもとにJCCCA作成

図 4-3 IPCC AR5 における RCP シナリオ³

³ 将来予測における「RCP シナリオ」とは

<https://www.jccca.org/ipcc/ar5/rcp.html>

一方、IPCC 第 6 次評価報告書 (AR6) では、将来の社会経済の発展経路を仮定した共有社会経済経路 (Shared Socioeconomic Pathways : SSP) と放射強制力を組み合わせた新たなシナリオ体系が採用されている (図 4-4)。

JCCCA
Japan Council for Climate Change Action

IPCC 第6次評価報告書における SSPシナリオとは

シナリオ		シナリオの概要	近い RCPシナリオ ⁽¹⁾ <small>(⁽¹⁾IPCCAR5 で使われた 代表温度経路シナリオ)</small>
	SSP1-1.9	持続可能な発展の下で 気温上昇を 1.5°C以下におさえるシナリオ 21 世紀末までの気温上昇(工業化前基準)を 1.5°C以下に抑える政策を導入 21 世紀半ばに CO ₂ 排出正味ゼロの見込み	該当なし
	SSP1-2.6	持続可能な発展の下で 気温上昇を 2°C未満におさえるシナリオ 21 世紀末までの気温上昇(工業化前基準)を 2°C未満に抑える政策を導入 21 世紀後半に CO ₂ 排出正味ゼロの見込み	RCP2.6
	SSP2-4.5	中道的な発展の下で気候政策を導入するシナリオ 2030 年までの各国の国別削減目標(NDC)を 集計した排出量上限にほぼ位置する	RCP4.5 (2050 年までは RCP6.0 にも近い)
	SSP3-7.0	地域対立的な発展の下で 気候政策を導入しないシナリオ	RCP6.0 と RCP8.5 の間
	SSP5-8.5	化石燃料依存型の発展の下で 気候政策を導入しない最大排出量シナリオ	RCP8.5

出典: IPCC第6次評価報告書および環境省資料をもとにJCCCA作成

図 4-4 IPCC AR6 における SSP シナリオ⁴

現在、広域的な気候変化の把握には CMIP6・AR6 に基づく解析が主流となりつつあるが、流域スケールの影響評価に必要な高解像度の気候変動予測データについては、依然として CMIP5・AR5 を基盤としたデータセットが主に利用されている。この背景には、高解像度モデルの開発および大規模アンサンブル計算に要する時間や計算資源の制約があり、将来シナリオの更新との間に一定のタイムラグが生じているという事情がある。

本検討では、長期的かつ極端事象を含む影響評価を行うことを目的とし、100 年後に約 4 °Cの昇温を想定した AR5 における RCP8.5 シナリオに準拠した気候変動予測データを活用する。今後、AR6 および CMIP6 に基づく高解像度データが整備された場合には、これに対応する SSP5-8.5 シナリオとの比較や更新を行うことが望ましいと考えられる。

⁴ 将来予測の「SSP シナリオ」とは？

2 日本や北海道周辺の高解像度気候変動予測モデル

日本周辺を対象に気候変動予測や影響評価を行う場合には、評価対象となる現象（例えば河川洪水など）を適切に再現できる気候変動予測モデルを選定する必要がある。例えば、流域スケールでの強雨を評価するには、それに対応した空間解像度を持つモデルが求められる。

CMIP5 や CMIP6 で提供されている全球気候モデル（GCM）は、地球全体の気候傾向を把握するには有用であるが、空間解像度が粗いため、地域スケールの現象、特に河川洪水のような局地的な影響評価には不向きである。そのため、より高解像度な情報を得るために「ダウンスケーリング」が必要となる。

- **統計的ダウンスケーリング**

観測データの統計的特性に基づき、GCM の出力を補正・変換する手法。計算負荷が小さく、バイアス補正も容易であるという利点があるが、元のモデルで発生していない現象を再現することは原理的に不可能である。

- **力学的ダウンスケーリング（領域気候モデル：RCM）**

GCM の出力を境界条件として、より高解像度の領域モデルで再計算する手法。地域特有の気象現象を再現する能力に優れるが、計算負荷が大きく、長期間・広範囲のシミュレーションには膨大な計算資源を要する。そのため、解像度・対象期間・データ量の間にはトレードオフが存在する。

これらのモデルは、従来は研究プロジェクトごとに個別に公開されていたが、2022 年末には文部科学省と気象庁が共同で「気候予測データセット（DS2022）」を公開し、国内で利用可能な GCM・RCM の一覧が整備された。

日本周辺で近年もっとも広く利用されているのは d4PDF(database for Policy Decision making for Future climate change)の RCM（以下 d4PDF20km 版）である。これは 20km 解像度の GCM ベースのデータセットであり、さらに本州および北海道を対象に 5km 解像度でダウンスケーリングされた RCM データも存在する。釧路湿原の影響評価においては、d4PDF20km 版と北海道版 5kmRCM の通年版が主に利用されているが、今後は整備が進められている日本列島全体をカバーする新たな 5kmRCM データも活用されることが期待される(表 4-1)。

表 4-1 日本周辺で利用可能な高解像度の気候変動予測モデル

名称	空間解像度	計算範囲	ダウンスケーリング元	予測時期	各時期のアンサンブル数	データ・成果公開年	文中表現
d4PDF GCM	60km	全球	CMIP5 6SST	過去・非温暖化・2K・4K	60年×50~100メンバー	2015年 (2Kは2018年)	
d4PDF RCM	20km	日本周辺	d4PDF GCM	過去・2K・4K	60年×50メンバー	2015年 (2Kは2018年)	d4PDF20km版
SI-CAT DDS 5TK	5km	本土～九州	d4PDF RCM	過去・2K・4K	30年×12メンバー	2019年	
抽出ダウンスケーリング(北海道)	5km	北海道	d4PDF RCM	過去・2K・4K	全年の15日分	2019年	北海道5kmRCM15日版
通年ダウンスケーリング(北海道)	5km	北海道	d4PDF RCM	過去・4K	各1000年分程度	2019年	北海道5kmRCM通年版
全国5kmメッシュアンサンブル気候予測データ	5km	日本列島全て	d4PDF RCM	過去・2K・4K	60年×12メンバー	2023年	

3 気候変動予測データによる影響評価の概要

気候変動予測データによる影響評価の検討の流れを図 4-5 に示す。

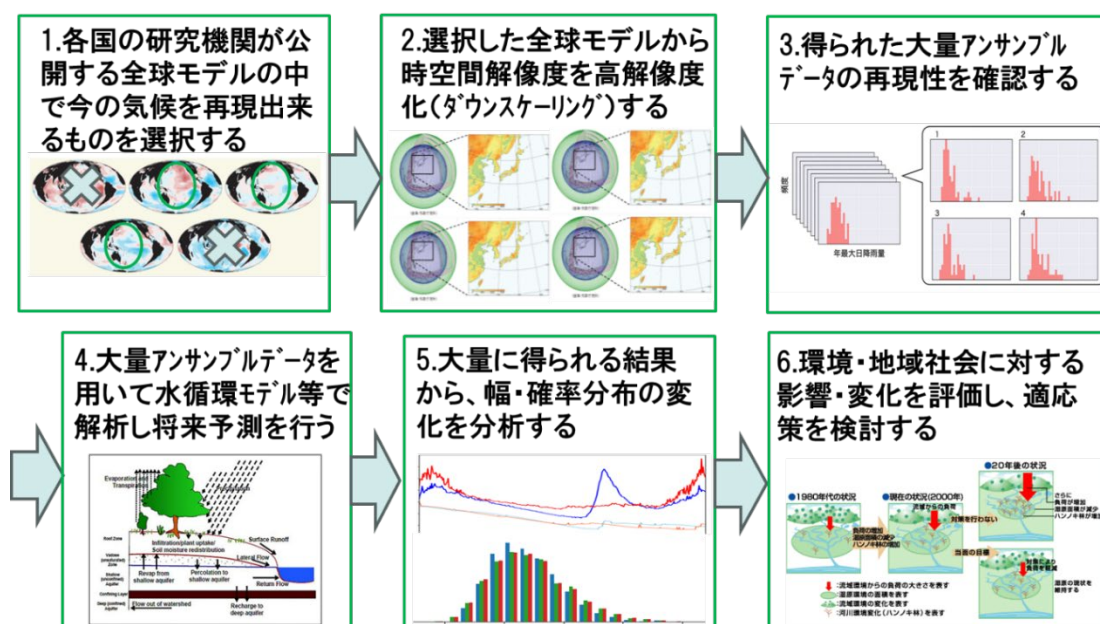


図 4-5 影響評価の検討の流れ

上図ののうち、1 および 2 の段階は、気候変動予測モデルの構築および力学的ダウンスケーリングに相当する。これらの段階については、d4PDF および北海道版 5 km RCM の開発過程において、すでに実施されている。

過去再現データについて観測値に対する再現性を検証し、影響評価に適した形に調整するのが 3 の段階である。一般的に、気候変動予測データは分布や平均値が観測値と絶対値として一致するわけではないため、影響評価モデルへ入力する際にはバイアス補正が必要となる。本検討では、この段階における処理として TR3S 法によるバイアス補正を導入しており、その詳細は巻末資料に示す。

4 から 5 の段階では、補正後の気候変動予測データを用いて、影響評価モデルによる解析を行う。本検討では、長期連続データである d4PDF 20 km 版および、地形性降雨の再現性に優れる北海道版 5 km RCM を用いる。

第 5 章では、影響評価に先立ちこれらのデータに基づき気温や降水量といった気候の変化の分析を行った。

影響評価モデルである水循環モデルについては、詳細モデルとして SWAT モデルを、全アンサンブルを対象とした解析には簡易モデルとしてタンクモデルを併用する。これらのモデル構成および適用方法、解析結果の詳細は第 6 章に示す。

本技術資料では 5 までを対象としたが、今後は 6 の段階として得られた解析結果を今後の自然再生事業に反映させる検討が望まれる。

4 d4PDF20km 版

4.1 d4PDF20km 版の概要

d4PDF では、より信頼性の高い影響評価を実現するために、力学的ダウンスケーリングとアンサンブル実験の手法が導入されている（図 4-6）。

過去再現においては、2つのアプローチが存在する。ひとつは、人間活動の影響が少なかった過去のある時点の CO₂濃度を固定してシミュレーションを行う「非温暖化実験」、もうひとつは、過去の観測データを基準としてシミュレーションを行う「過去実験」である。d4PDF の 20km 版では後者の「過去実験」のアプローチが採用されており、観測データとの比較やバイアス補正を行う際には、この点に留意する必要がある。

一方、将来予測においては、2040 年や 2090 年といった特定の時点における CO₂濃度を固定値として与えており、60 年間の計算期間中に CO₂濃度が時間とともに増加していくような設定にはなっていない（図 4-7）。このような設定は、将来の気候状態を特定の温室効果ガス濃度条件下で安定的に評価することを目的としている。

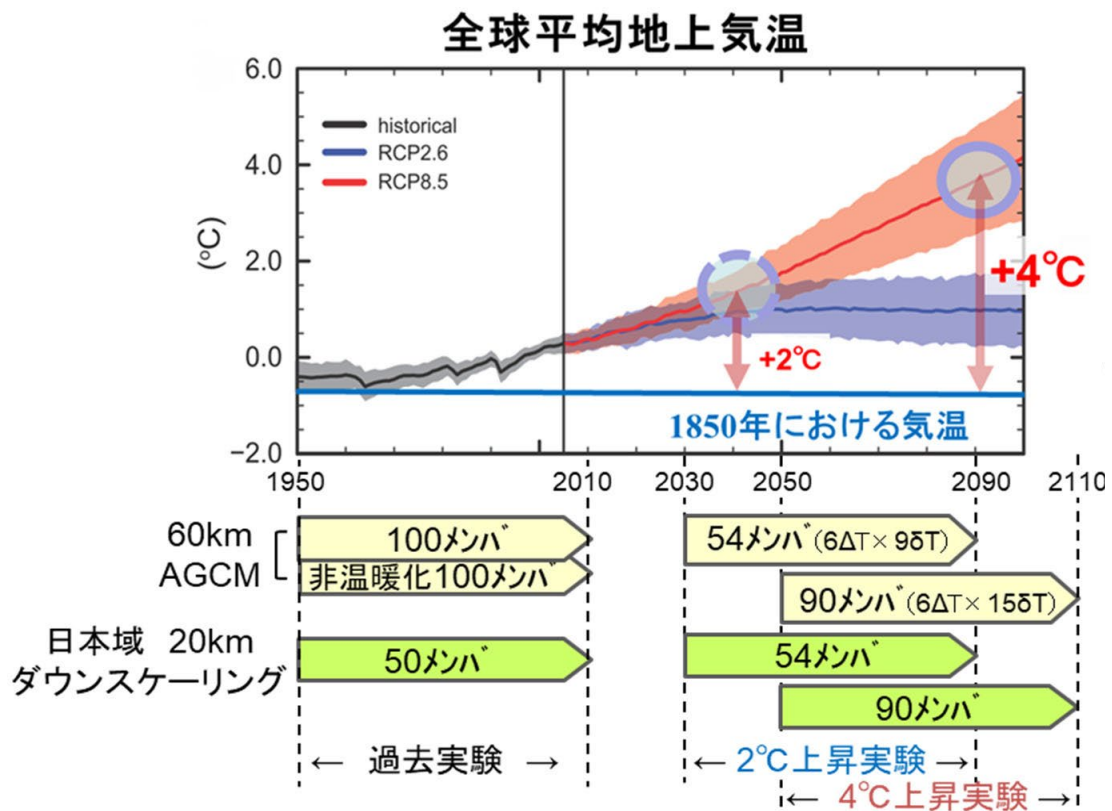


図 4-6 d4PDF の実験デザインの概略⁵

⁵ 実験デザイン・利用手引き | 地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース
<https://www.miroc-gcm.jp/d4PDF/design.html>

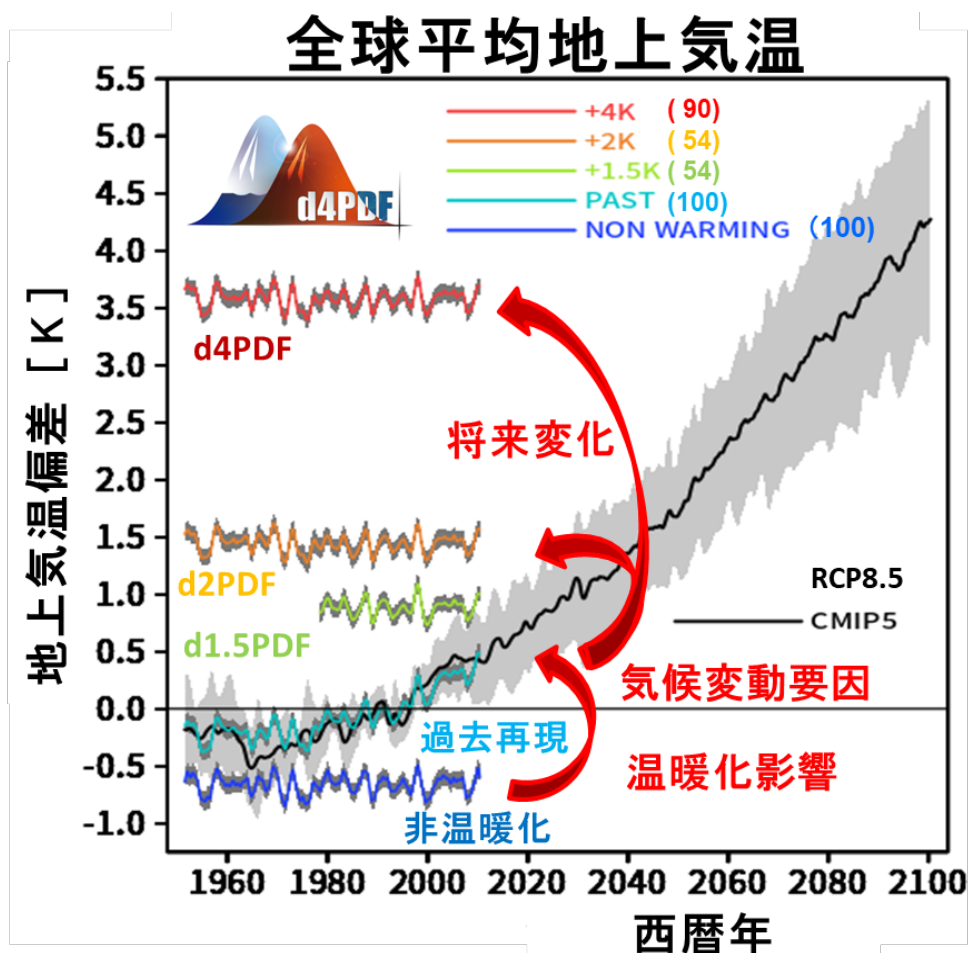


図 4-7 非温暖化実験・過去再現・将来予測の概念図⁶

d4PDF では、より高精度な気候影響評価を行うために、観測された海面水温 (SST) および CMIP5 に登録されている全球気候モデルのうち 6 モデルの SST (表 4-2、図 4-8) を入力値として使用している。これらの SST を用いて、60km グリッドの気象研究所全球大気モデル (MRI-AGCM3.2) による全球実験を実施し、さらにその出力をもとに、日本周辺を対象とした 20km グリッドの気象研究所領域気候モデル (NHRCM) によるダウンスケーリング実験を行っている (図 4-9)。

釧路湿原への影響評価においては、この 20km グリッドの領域実験の出力値を用いて分析を行っている。対象とする気候条件は、過去気候 (HPB)、2°C 昇温を想定した 2050 年時点の予測 (2K)、将来の 4°C 昇温を想定した 2100 年時点の予測 (4K) である (表 4-3)。

なお、将来予測における 2K および 4K のシナリオでは、それぞれ 2030 年～2091 年、2050 年～2111 年という年次が便宜的に割り振られているが、各時点での定常的な条件での計算を行っているため、60 年間の温室効果ガスの連続的な変化とそれに伴う気候の変化をシミュレーションしているわけではない点に留意が必要である。

⁶ Masayoshi Ishii & Nobuhito Mori d4PDF: large-ensemble and high-resolution climate simulations for global warming risk assessment Progress in Earth and Planetary Science
<https://progearthplanetsci.springeropen.com/articles/10.1186/s40645-020-00367-7> に説明を追記

表 4-2 d4PDF に使用した CMIP5 モデル⁷

CMIP5 モデル	実験名略称	機関名 (国名)
CCSM4	CC	National Center for Atmospheric Research (USA)
GFDL-CM3	GF	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (USA)
HadGEM2-AO	HA	Met Office Hadley Centre (UK)
MIROC5	MI	AORI, NIES, JAMSTEC (Japan)
MPI-ESM-MR	MP	Max Planck Institute for Meteorology (Germany)
MRI-CGCM3	MR	Meteorological Research Institute (Japan)

表 4-3 対象期間とアンサンブル数

	過去実験 HPB	近未来 2K	将来 4K
対象期間	20 世紀	2040 年	2090 年
気候変動	温暖化前	2 度昇温	4 度昇温
親データ海面温度	1950-2010 観測	CMIP5 の 6GCM の SST	CMIP5 の 6GCM の SST
メンバー数	50	6GCM×9=54	6GCM×15=90
年数	3050 年	3240 年	5400 年

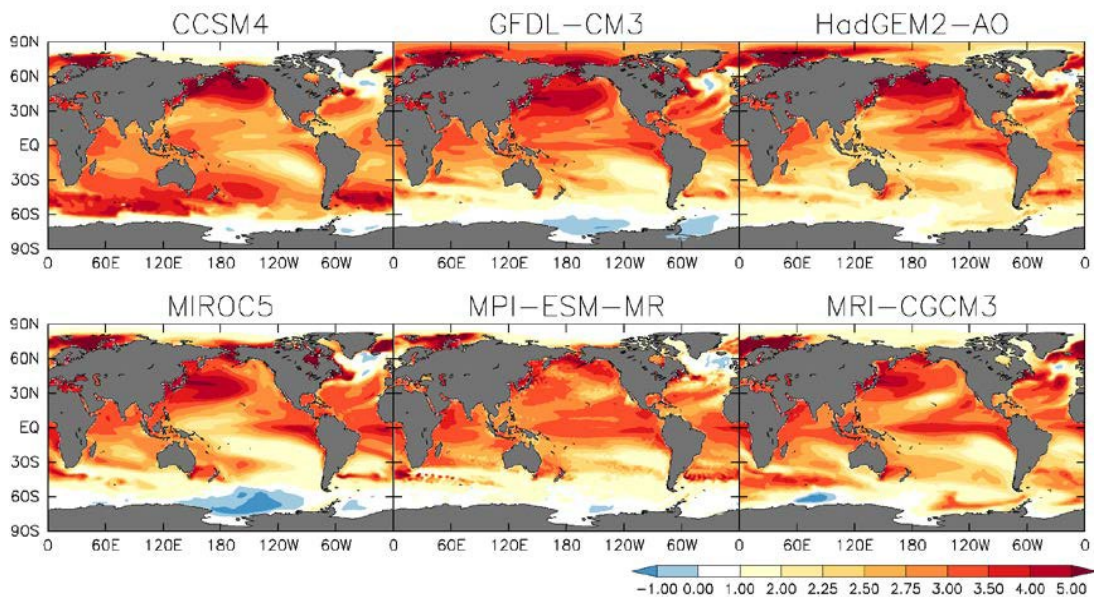


図 4-8 各 SST メンバーの海面水温変化パターン⁷

※使用した CMIP5 結合モデル毎の、与えた海面水温変化パターン [K]。

全ての月、全ての年、全てのメンバーを平均したもの

⁷ 実験デザイン・利用手引き | 地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース
第 2 章 全球モデル https://www.miroc-gcm.jp/d4PDF/img/d4PDF_Chap2_20220914.pdf

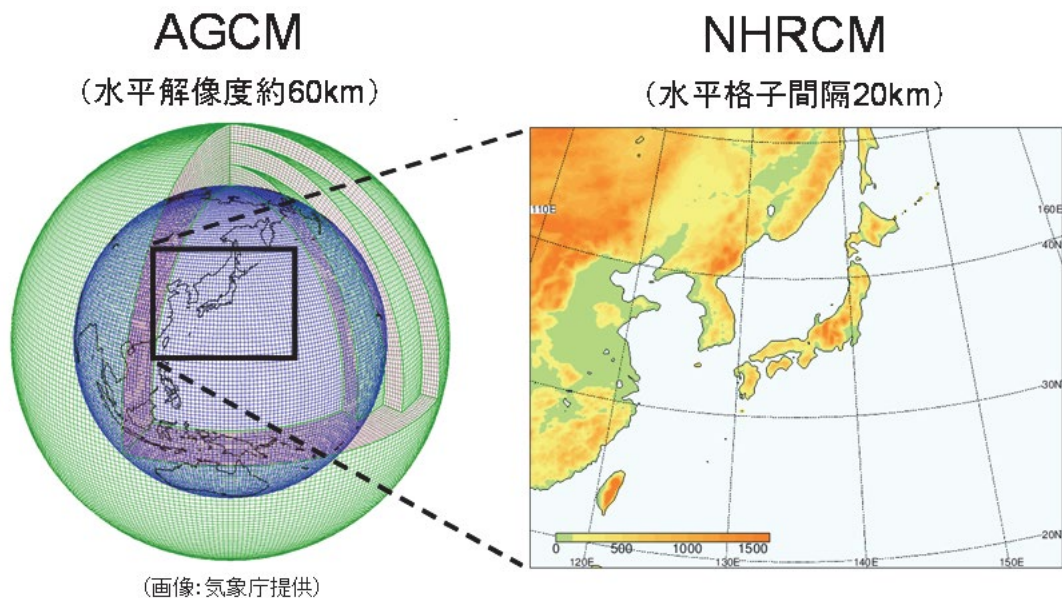


図 4-9 全球モデル (AGCM) と領域モデル (NHRCM) の解像度と計算領域⁸

4.2 日本周辺での再現性

d4PDF は、日本国内における気候変動影響評価において、極めて重要な役割を果たすデータセットである。複数の親 GCM (全球気候モデル) を用いることで、単一モデルに起因するバイアスや不確実性を回避できる点が大きな特長である。また、ダウンスケーリングに用いられている NHRCM (気象研究所領域気候モデル) は、気象庁の業務でも利用されており、国内において高い信頼性を有するモデルである。

d4PDF の利用手引きでは、国内における再現性の検証を行っている。図 4-10 と図 4-11 に示されているように、気温の再現性は高く、絶対値でのバイアスはおおむね 2°C 程度に収まっていると評価されている。

降水量に関しても、図 4-12 と図 4-13 に示されるように、冬期を除けば季節変化を含めて全体的に良好な再現性が得られているとされている。

⁸ 実験デザイン・利用手引き | 地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース
第 3 章 領域モデル実験 https://www.miroc-gcm.jp/d4PDF/img/d4PDF_Chap3_20151214.pdf

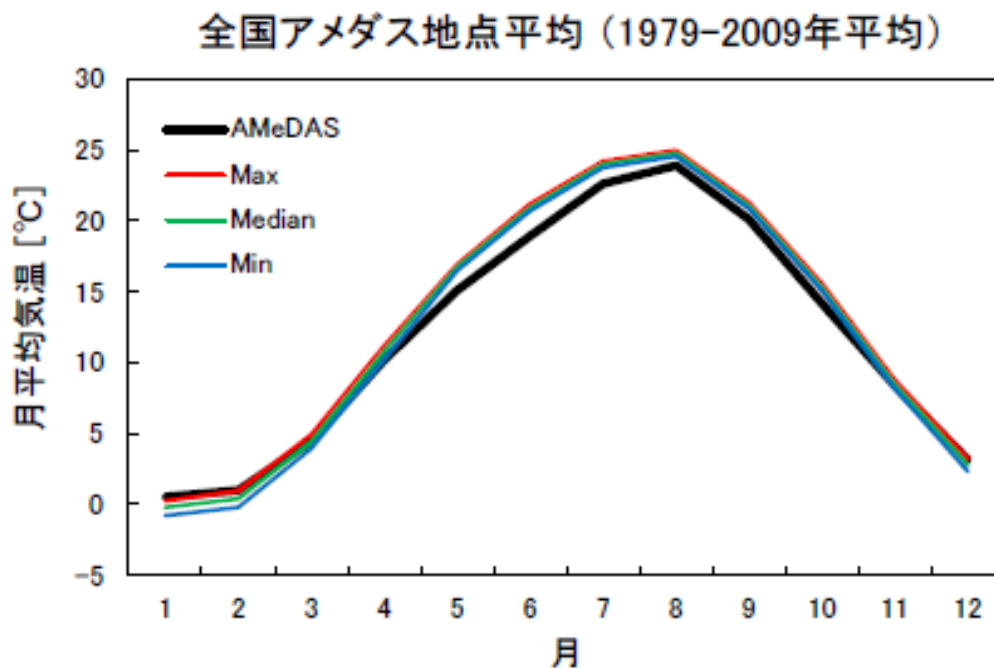


図 4-10 日本全国の陸上(アメダス地点)で平均した月平均気温(1979年～2009年の平均)⁵

※アメダス観測値及び50メンバーのうちの最大値(Max)、中央値(Median)、最小値(Min)を表示

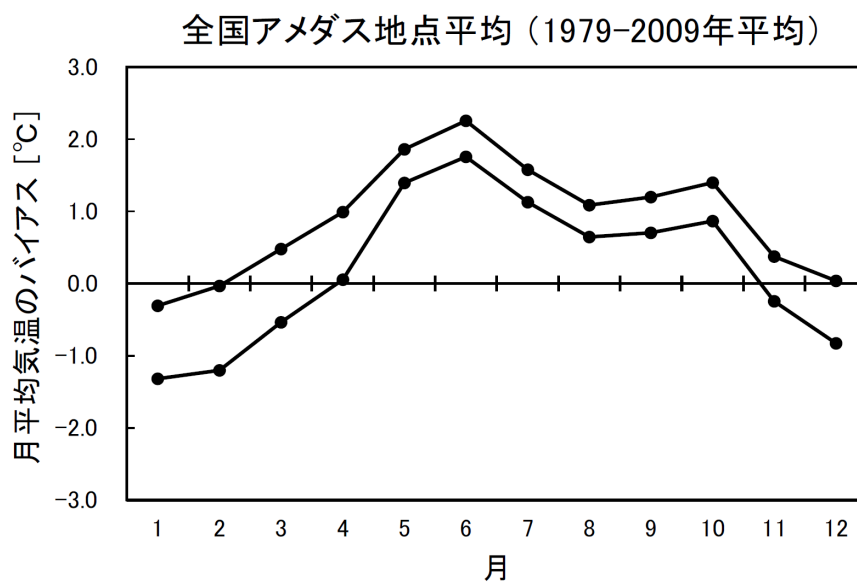


図 4-11 月平均気温のバイアス(1979年～2009年の平均)⁵

※50メンバーのうち最大値と最小値

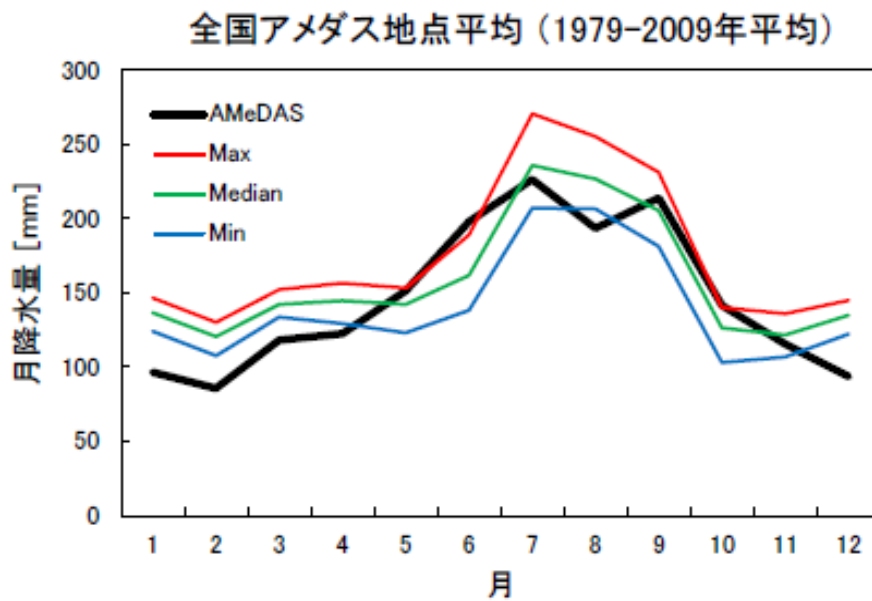


図 4-12 日本全国の陸上(アメダス地点)で平均した月平均雨量(1979年~2009年の平均)⁵
 ※アメダス観測値及び50メンバーのうち最大値(Max)中央値(Median)最小値(Min)を表示

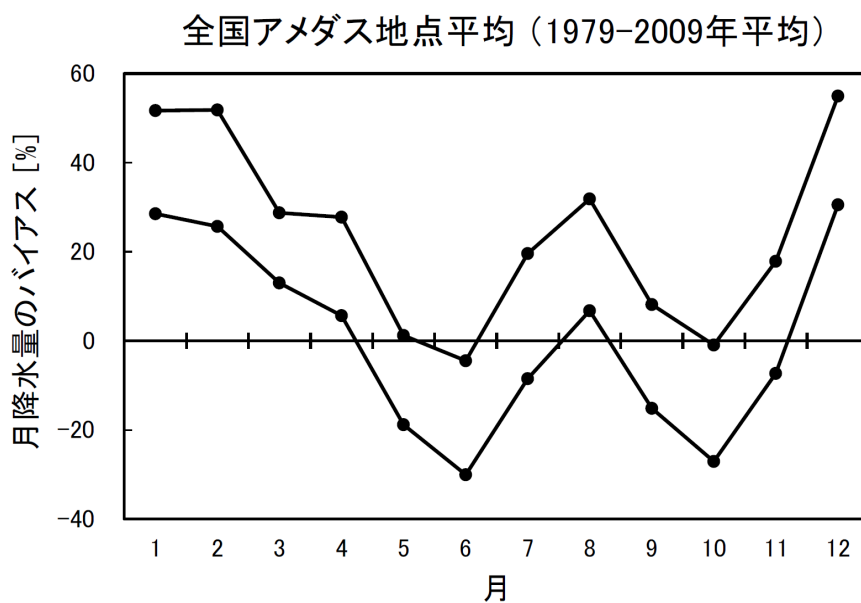


図 4-13 月平均雨量のバイアス (1979年~2009年の平均)⁵
 ※50メンバーのうち最大値と最小値

次に日本の各地域での再現性の比較が行われた。地域分けは次図（図 4-14）のようになる。地上気温のバイアスは1℃程度で良好な再現性があると評価された（図 4-15）。北海道を含む北日本太平洋側（図中 NP）では夏期に2度程度のバイアスがある。

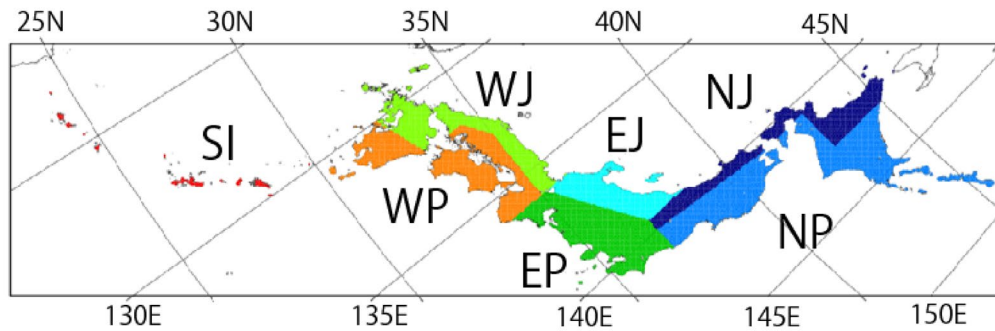


図 4-14 地域分けの方法⁵

※NJ：北日本日本海側、NP：北日本太平洋側、EJ：東日本日本海側、EP：東日本太平洋側、WJ：西日本日本海側、WP：西日本太平洋側、SI：南西諸島）。但し、SI 地域はデータ数が少ないため解析対象から除外した。

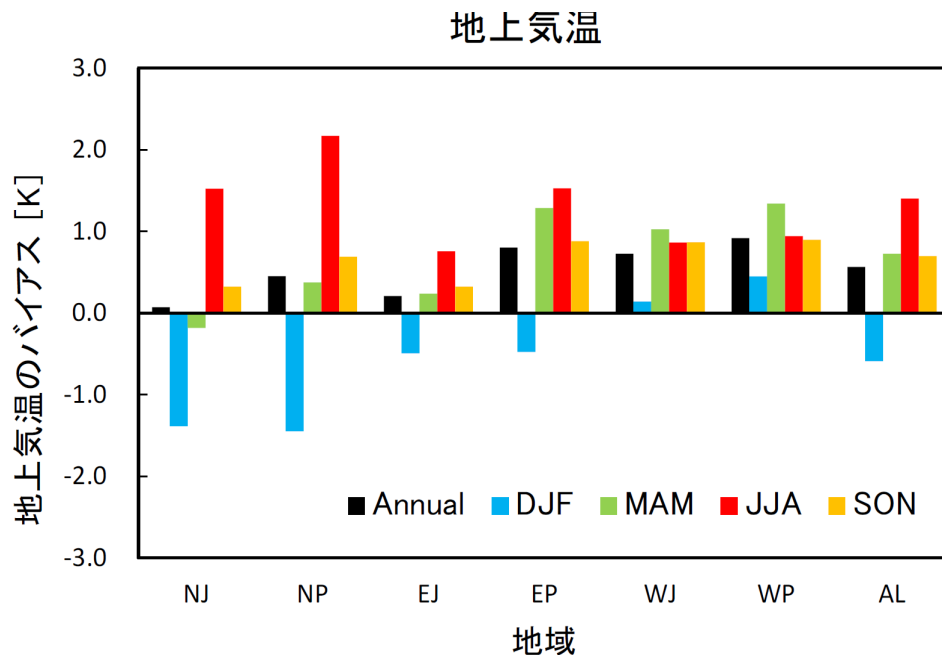


図 4-15 各地域における平均地上気温のバイアス⁵

(Annual: 年間、DJF: 12~2月、MAM: 3~5月、JJA: 6~8月、SON: 9~11月)

対して雨量では、冬期に大きな誤差が大きい(図 4-16)。北海道を含む北日本太平洋側(図中 NP)では冬期に 60%程度過大評価している。逆に夏期は 20%程度過小評価している。開発者はその原因について NHRCM を用いた実験で見られる誤差であり、原因の詳細は分かっていないとしている。

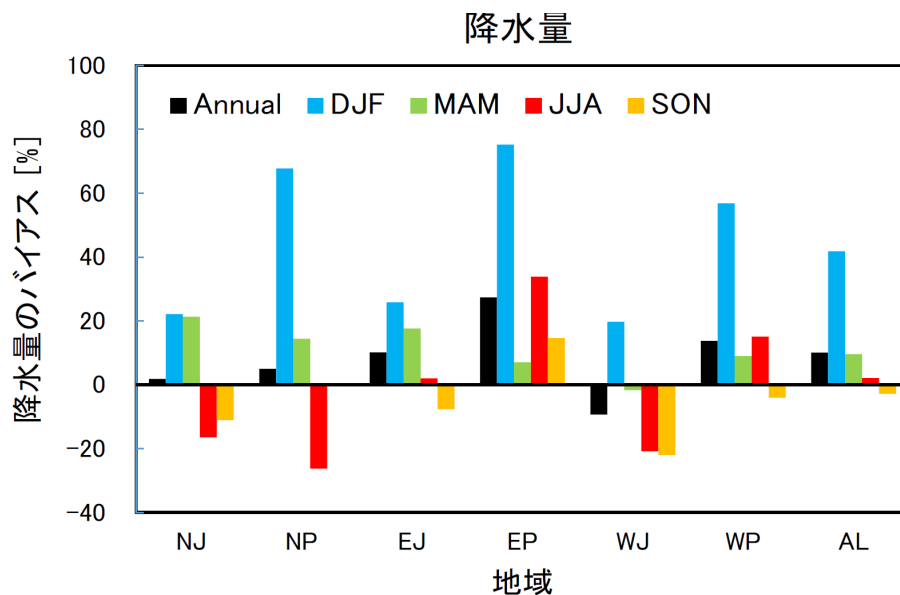


図 4-16 各地域における平均降水量のバイアス⁵

(Annual: 年間、DJF: 12~2月、MAM: 3~5月、JJA: 6~8月、SON: 9~11月)

次に 4 度昇温での日本周辺での変化の予測が分析された。

北海道を含む北日本太平洋側(図中 NP)では、図 4-17 に示すとおり概ね 5°C 程度の昇温が、降雨では冬期~春期に 10%弱程度の増加が予測された(図 4-18)。

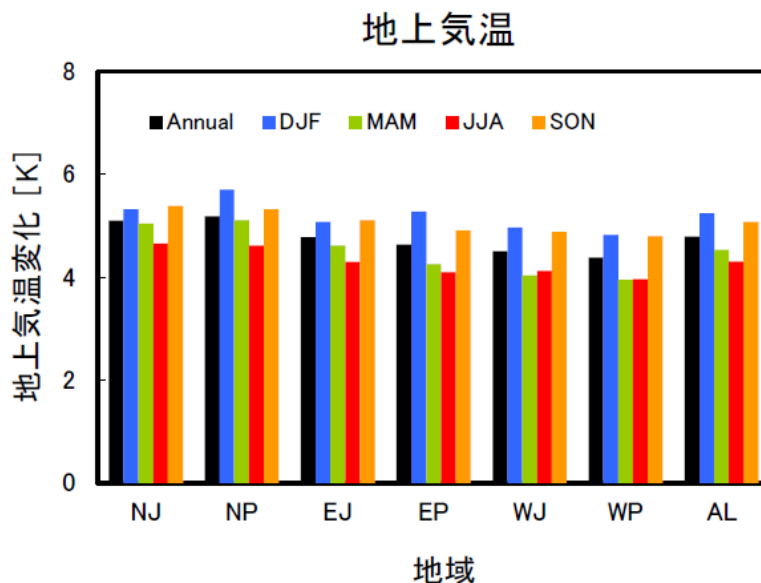


図 4-17 各地域における年平均・季節平均地上気温の将来変化⁵

(Annual: 年間、DJF: 12~2月、MAM: 3~5月、JJA: 6~8月、SON: 9~11月)

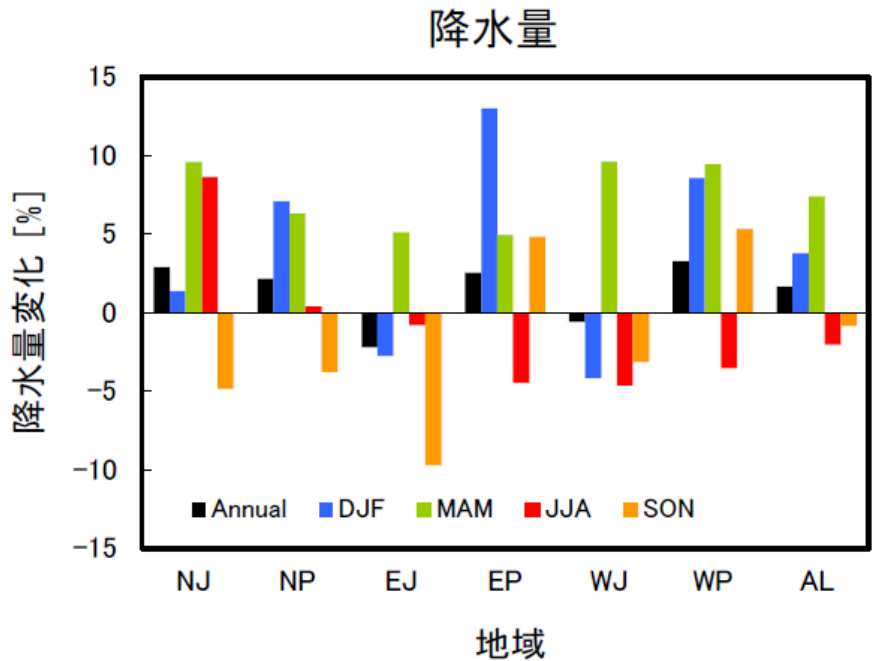


図 4-18 各地域における年平均・季節平均降水量の将来変化⁵

(Annual: 年間、DJF: 12~2月、MAM: 3~5月、JJA: 6~8月、SON: 9~11月)

4.3 d4PDF20km 版の解析シナリオの設定

別途利用する北海道版 5 km RCM 通年版では、過去再現および 4 °C 昇温のシナリオのみが提供されている。一方、d4PDF 20 km 版では 2 °C 昇温シナリオも解析対象に含まれており、両者の間には対象とする将来気候の範囲に差異がある。

d4PDF のデータは、オリジナルに近い形で提供される長期連続データであるため、連続する年同士の関係性を含めた分析が可能であり、影響評価モデルにおける時間的な連続性を確保するという観点からも有用である。本検討では、d4PDF の全アンサンブルをオリジナルの連続データのまま解析シナリオとして利用した。

一方、山間部における降雨の集中については、現時点では予測モデルの再現性に課題が残るものの、後述するバイアス補正を導入することにより、平野部と山間部における降雨強度の統計的な比率が反映されるようになる。この補正により、限定的ではあるが、山間部の降雨特性についても一定の評価が可能になると考えられる。

5 北海道版 5kmRCM

5.1 北海道版 5kmRCM の概要

平成 28 年 8 月、観測史上初めて北海道に 4 つの台風が上陸・接近し、記録的な大雨により全道各地で甚大な被害が発生した。今般の災害を踏まえ、今後の水防災対策のあり方を検討するため、国土交通省北海道開発局と北海道は共同で「平成 28 年 8 月北海道大雨激甚災害を踏まえた水防災対策検討委員会」を設置し、その報告書を受けて新たに、北海道地方における気候変動予測（水分野）技術検討委員会を設置した。

その委員会において、20km メッシュの d4PDF であっても、地形性降雨などの局地的で短時間に集中する強雨の再現には空間解像度が不十分であり、より詳細な力学的ダウンスケーリングが必要であるとされ、北海道大学の山田朋人教授の研究室によって 5km メッシュでの力学的ダウンスケーリング⁹が行われた（図 4-19）。

このダウンスケーリングでは、5km メッシュの詳細な地形データが用いられており、釧路湿原上流部の東西に広がる山地も再現されている。たとえば、西側の雌阿寒岳は実際には標高 1,400m 級で、d4PDF20km 版では 300m 程度のなだらかな地形で設定されており再現性には制約があったが、5kmRCM 内では約 800m 程度の山地として設定されており、再現性が向上している（図 4-20）。

ただし、全期間のデータを高解像度で再計算することは現実的ではないため、十勝川周辺における年最大降雨イベントを抽出し、15 日間に限定して計算したデータセット（以下「15 日版」）が作成された。このデータは、北海道内の一級水系における気候変動を考慮した治水計画の見直しに活用されている。

さらに、15 日間のみを対象としたダウンスケーリングの妥当性を検証するため、上位 1,000 年分程度の事例を抽出し、7 月から翌年 9 月までの期間を通してダウンスケーリングしたデータセット（以下「通年版」）も存在している（図 4-21）。

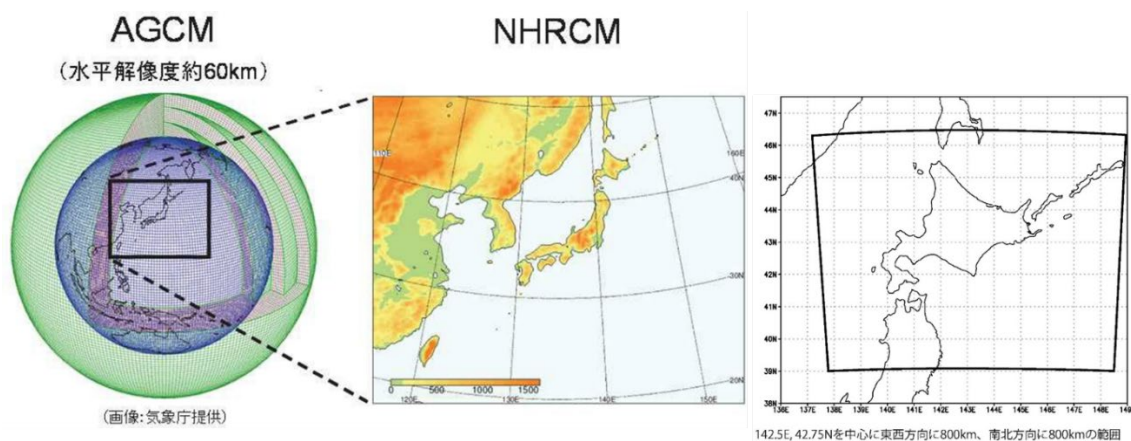


図 4-19 北海道版 5kmRCM の計算領域¹⁰

⁹ 北海道における気候変動による洪水リスク変化の評価

https://www.jamstec.go.jp/es/jp/output/publication/annual/annual2017/pdf/2project/chapter3/3-2_yamada.pdf

¹⁰ 北海道地方における気候変動予測（水分野）技術検討委員会

https://www.hkd.mlit.go.jp/ky/kn/kawa_kei/splaat000000vdyw.html

北海道5kmRCM
モデル内での標高データ

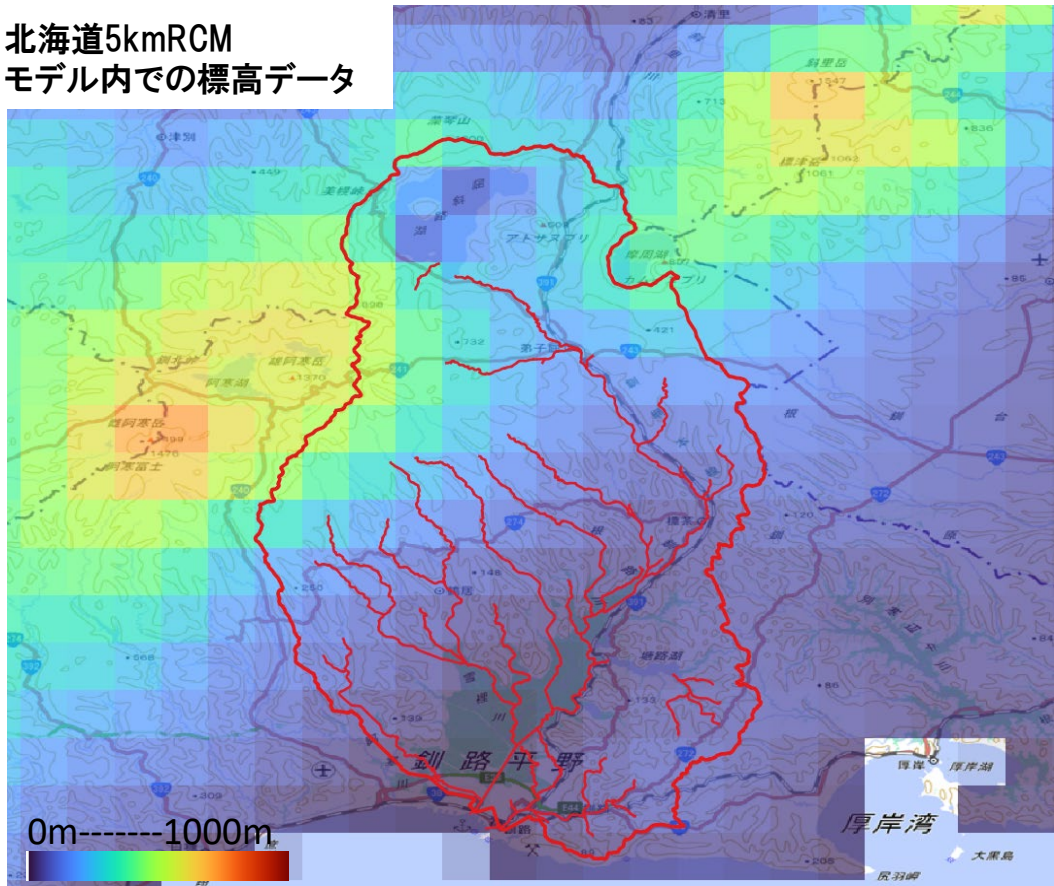


図 4-20 北海道版 5kmRCM の地形データ

7月	8月	9月	10月	11月	12月	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月
スピンアップ期間		データ利用推奨期間											
台風など強雨発生期間				降雪期間			融雪出水						

図 4-21 北海道 5kmRCM 通年版の計算期間

15 日版であれば、年最大降雨イベントを対象としており、それぞれの雨量に対する確率年の推定が可能であるとともに、土砂流出を引き起こす強雨の検証にも適している。一方、通年版では、非洪水期における降水量の変化を評価できるため、湿原環境への影響を検討する上で有効なデータセットとなる。

5.2 地形性降雨の再現性

地形性降雨の再現性ならびに気候変動による変化を確認した。通年での傾向をみると、夏期に強い雨が集中し、特に8月の増加が顕著であることが分かった。また、冬期においても降水量の増加傾向が見られた（図 4-22）。

8月の降水量の空間分布からは湿原西部の山地で降雨が集中していることや、気候変動による増加率が高いことが確認された（図 4-23）。

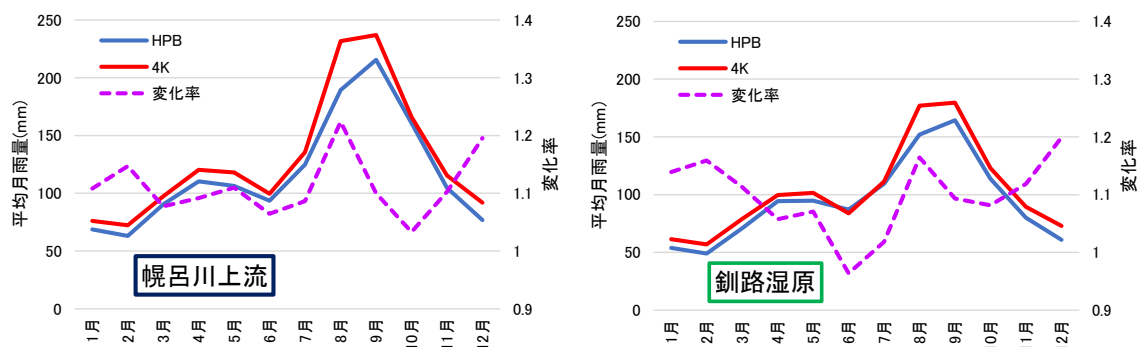


図 4-22 山地と湿原部での通年での降雨の変化

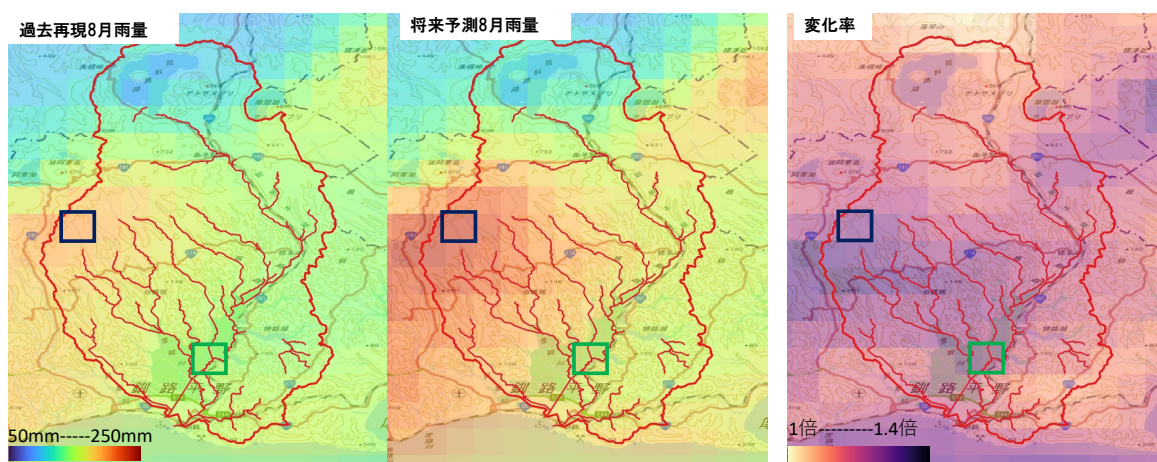


図 4-23 8月雨量の分布と気候変動による変化

さらに、土砂流出を発生させる洪水が適切に再現できているか、という点に着目をして可視化による検証を行った。

対象としたのは、後述するタンクモデル解析において将来予測で最大規模の洪水となった降雨イベントであり、HFB_4K_GF_m101の8月の出水を取り上げて可視化を実施した。

対象の2日間の時間雨量を可視化したが、d4PDF 20km版では道東での広域の降雨を確認するために〔東経 143 度～146 度、北緯 42 度～45 度〕を対象とした。5kmRCM 通年版では、釧路湿原流域周辺を拡大して〔東経 143.7 度～145 度、北緯 42.5 度～44 度〕の範囲を対象とした（図 4-21～図 4-22）。

可視化の結果、d4PDF 20km 版と 5kmRCM 通年版の両方で、同じタイミングで降雨が移動している様子が確認された。また、5kmRCM 通年版では山地における降雨がより強く再現されており、空間解像度の向上による地形性降雨の再現性向上が確認できた。

このような可視化により、水・物質循環モデルを用いた影響評価を行う際に、どの支川流域に着目すべきかといった視点を獲得することができる（図 4-24、図 4-25）。

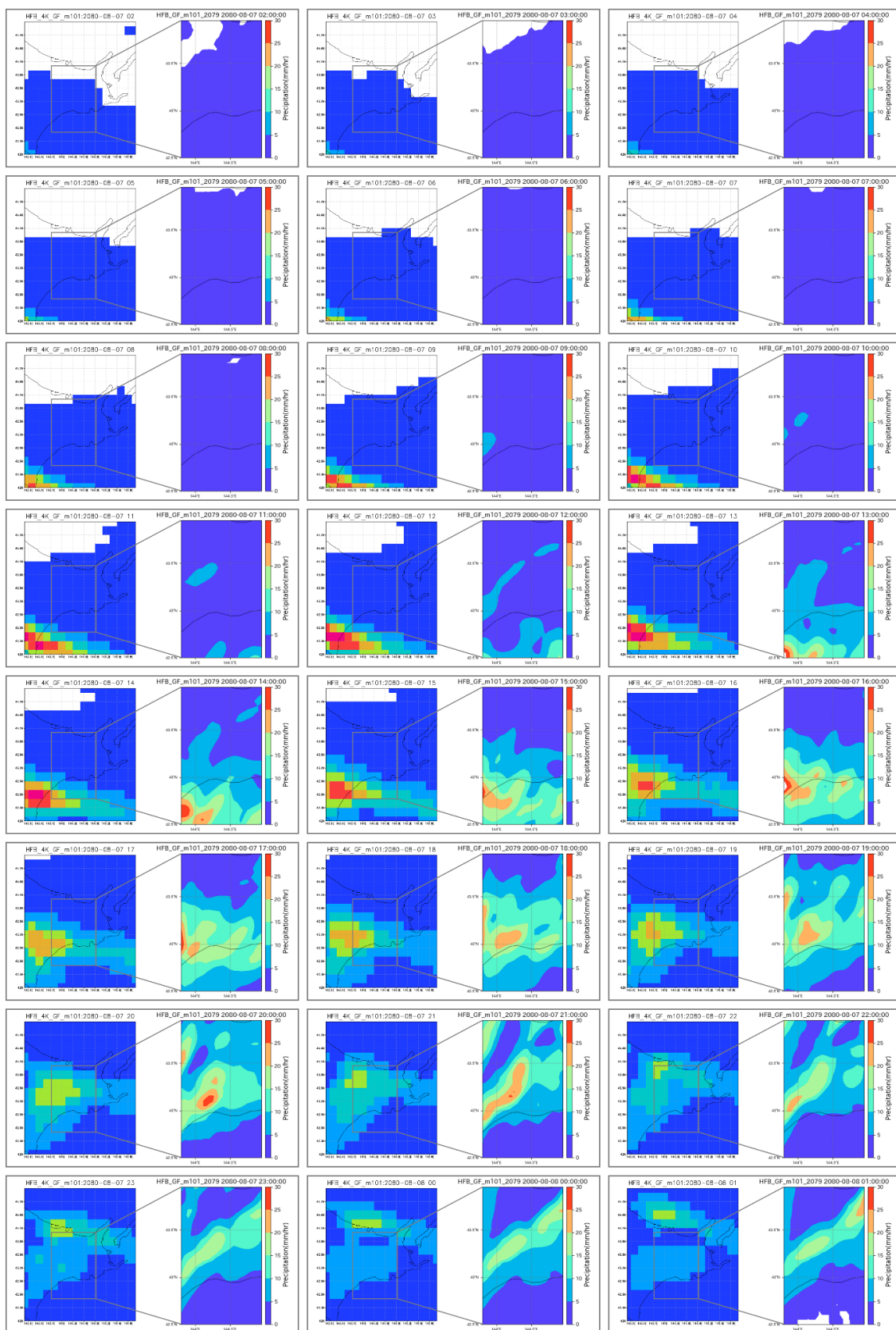


図 4-24 d4PDF20km 版(左)と 5kmRCM 通年版(右)での時間雨量の比較(1/2)

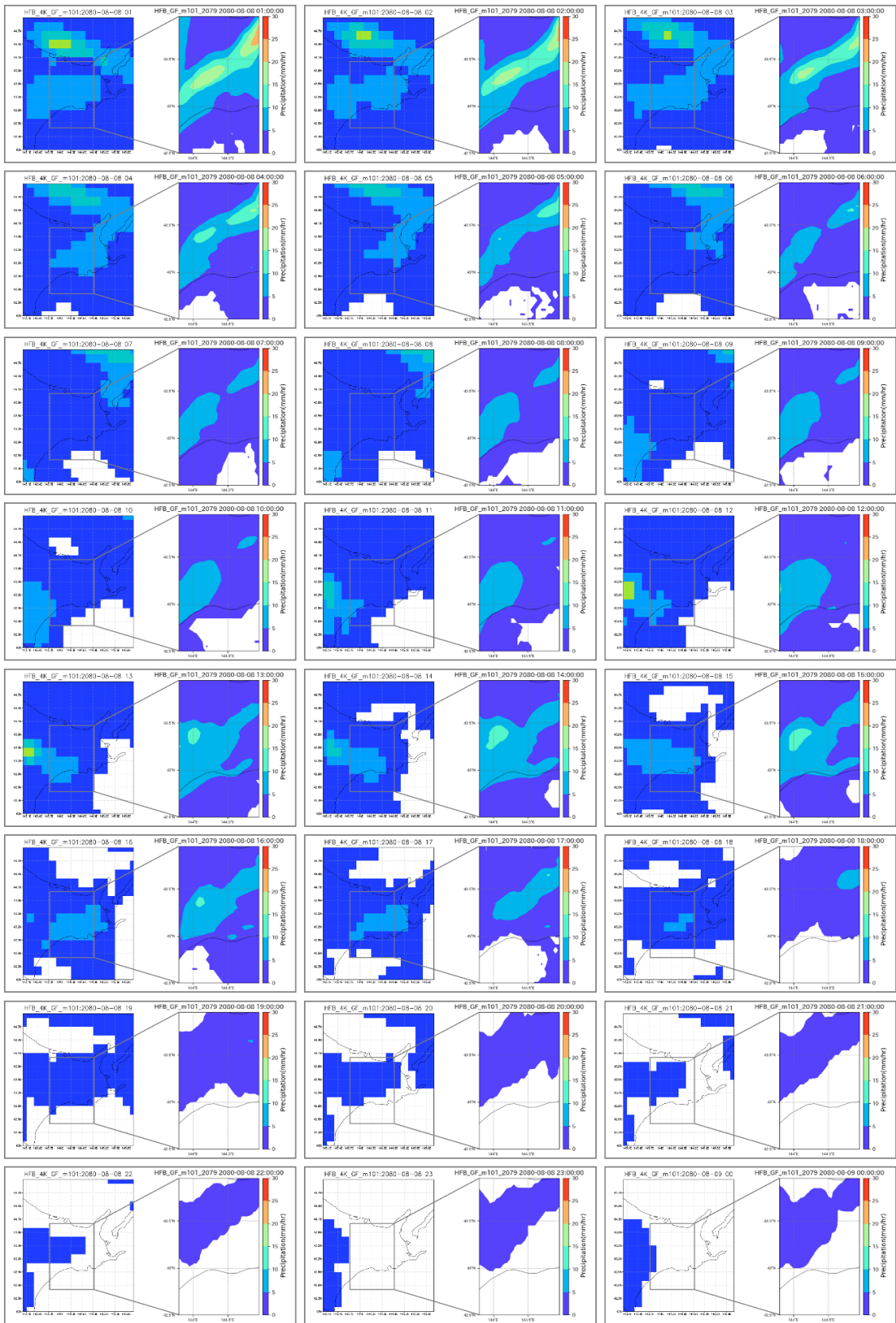


図 4-25 d4PDF20km 版(左)と 5kmRCM 通年版(右) 時間雨量の比較(2/2)

5.3 北海道 5kmRCM 通年版の特徴

北海道 5kmRCM 通年版では、十勝川で強い出水があった年を上位から選定してダウンスケーリングしている。このため、洪水期における月降水量の分布が元データと比較して偏っており、それによって年総降水量も平均よりも多いほうに偏っていると想定される。

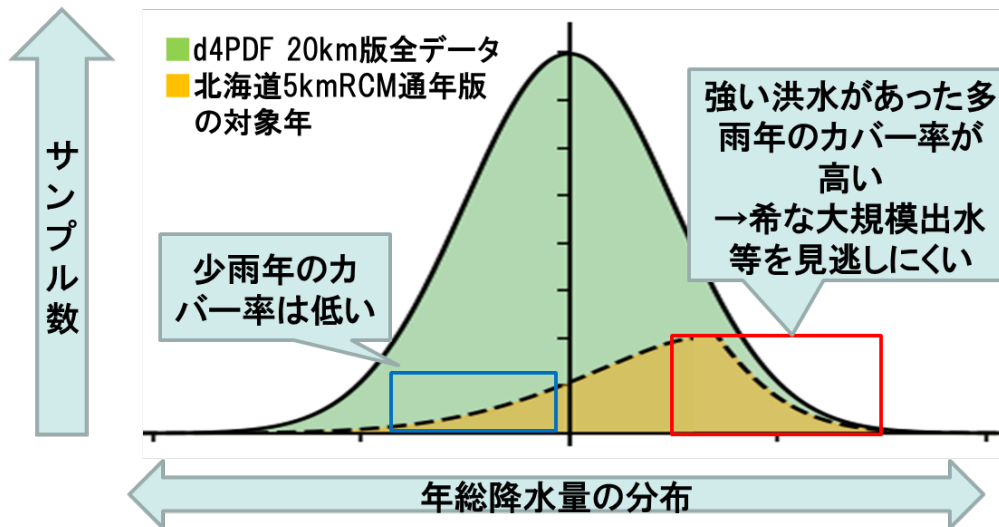


図 4-26 北海道 5kmRCM 通年版の対象年の偏り

そこで、釧路周辺において、ダウンスケーリング前の d4PDF20km 版における全データの分布と、通年版で対象となった年の月降水量（図 4-27）、月降水日数（図 4-28）、月内最大日雨量（図 4-29）の分布を比較した。

その結果、月降水量では 7 月～10 月、降雨日数および月内最大日雨量では 8～9 月において、全データと通年版の間に差異が見られたが、それ以外の期間では大きな差異は確認されなかった。このことから、分布の偏りを適切に補正すれば、5km 通年版は非洪水期の降水量変化を用いた湿原環境への影響評価に活用可能であると判断された。

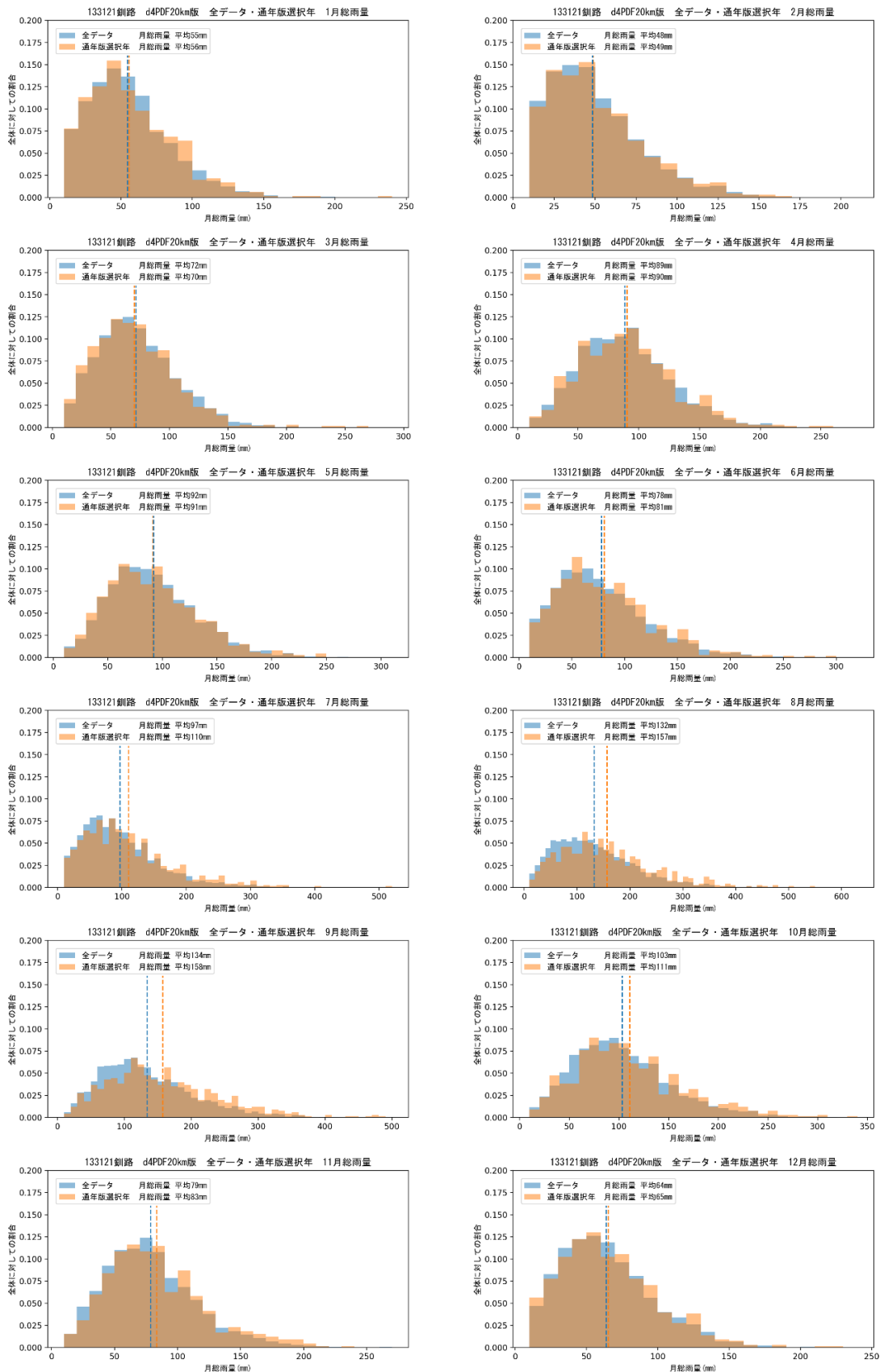


図 4-27 20km 版における 5km 通年版選定対象年と全データでの比較 (月降水量)

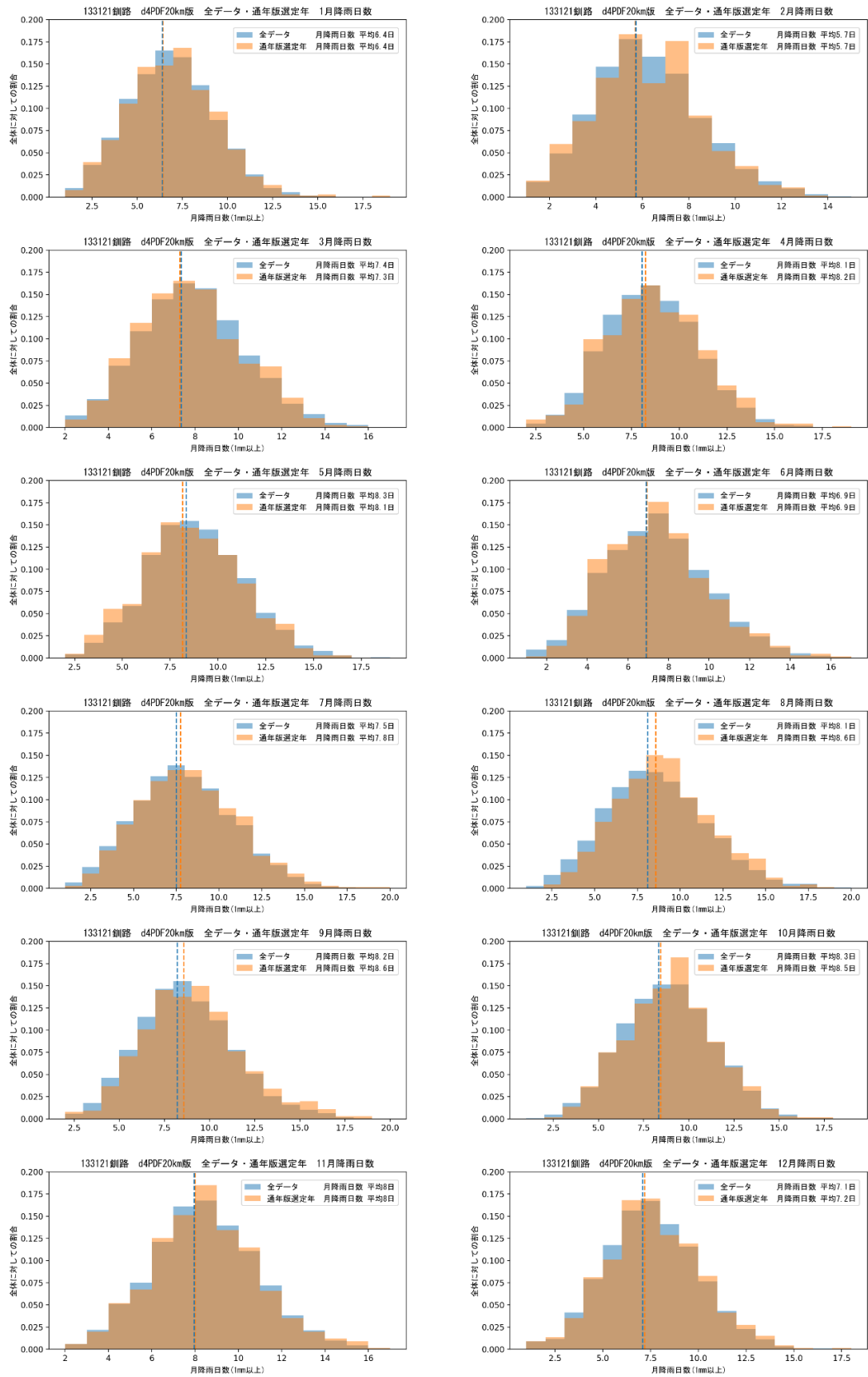


図 4-28 20km 版における 5km 通年版選定対象年と全データでの比較 (月降水量日数)

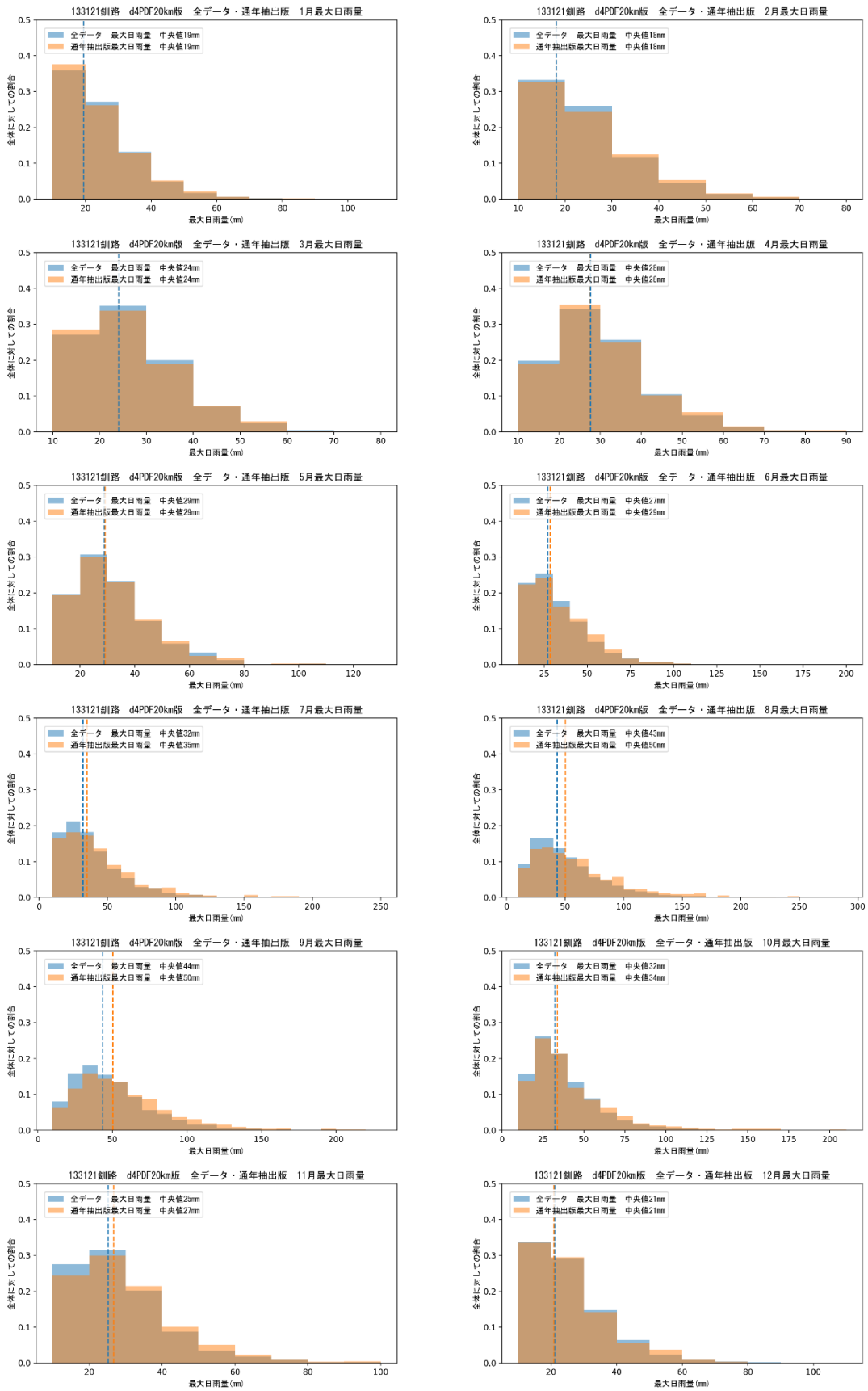


図 4-29 20km 版における 5km 通年版選定対象年と全データでの比較 (最大日降水量)

5.4 北海道版 5kmRCM の解析シナリオの設定

北海道版 5kmRCM 通年版は地形性降雨を反映した高解像度のアンサンブルデータであるが、元となる d4PDF20km 版から約 1/4 を抽出した「1 年ごとの不連続データ」で構成されており、長期的な影響評価に必要な時間的連続性を確保しにくいという課題がある。また、ダウンスケーリングの対象年は 20km 版での多雨の年が多く、大規模出水などのイベントが含まれる多雨年は多くカバーされているが、少雨年は少ない、という偏りがあり、それを解消する必要がある。

そこで本検討では、通年版の非連続性を補完し、長期連続データを確保する解析シナリオの設定方法について検討した。

一つの方法として、図 4-30 に示すように、5km RCM 通年版の非連続部分をダウンスケーリング前の 20km 版データで補完し、長期間の連続データを作成する手法が考えられる。

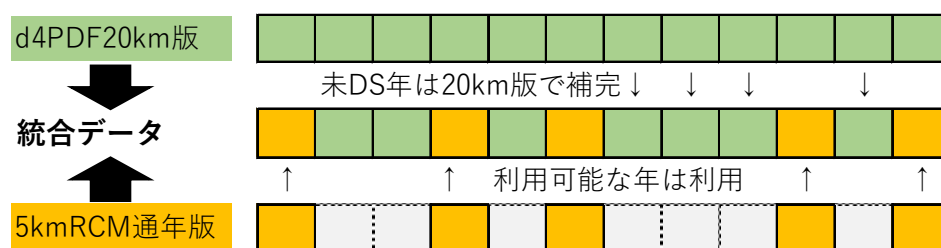


図 4-30 d4PDF20km 版と 5kmRCM 通年版を連結して連続データを作成する手法

5km 版・20km 版とも共通の観測データに対してバイアス補正しており、気象学的に整合性を保ちつつ接続することで地形性降雨が反映された 5km 版の利点を活かすことが可能になる。

しかし一方で、この方法は少雨年のデータを利用して長期連続データを作成できる点で有用であるものの、5kmRCM 通年版の対象となる年と 20km 版で補完する年とで河川流量等の分布に大きな差異が発生し、全体的な解析結果にも影響を及ぼす可能性がある。

そこで本検討では、5kmRCM 通年版のみを用いて、多雨年から少雨年までを含む長期連続データを作成する手法を検討した。5kmRCM 通年版は 1 年ごとの非連続データであるため、長期連続データを構成する上では、8 月～9 月の年境界部分の接続が重要となる。この接続部分について、d4PDF20km 版の全データが持つ年境界の統計的特性に可能な限り近づける必要がある。

気候変動研究の分野では、時間解像度が不足する予測データに対して、確率的手法で模擬気象データを生成する Weather Generator の考え方が用いられることがある。本検討ではこの考え方を参照し、マルコフ連鎖の概念に基づいて、多雨～少雨の「年の状態」の遷移特性を d4PDF20km 版から抽出したうえで、乱数により長期の分類系列（多雨～少雨の連続系列）を生成し、その系列に従って各分類の 5kmRCM 通年版の各年データを接続することで、5kmRCM 通年版のみから長期連続データを作成した。具体的な生成手法および再現性の検証結果は、巻末資料に示す。

この手法は、ダウンスケーリング対象年が限られているという制約の下で、より大きなサンプルサイズの連続データを構成するという意味で、リサンプリングの効果も併せ持

つ。過去再現については、ダウンスケーリング前と同様に計 3000 年分のデータを生成しており、多雨年のデータを重複利用しない設定とすることで、上位 1000 年分の多雨事例が多く含まれる構成としている。そのため、d4PDF20km 版を全て 5km メッシュでダウンスケーリングした場合に再現し得る強雨・洪水事象を、高い確率で網羅できていると考えられる (図 4-31)。

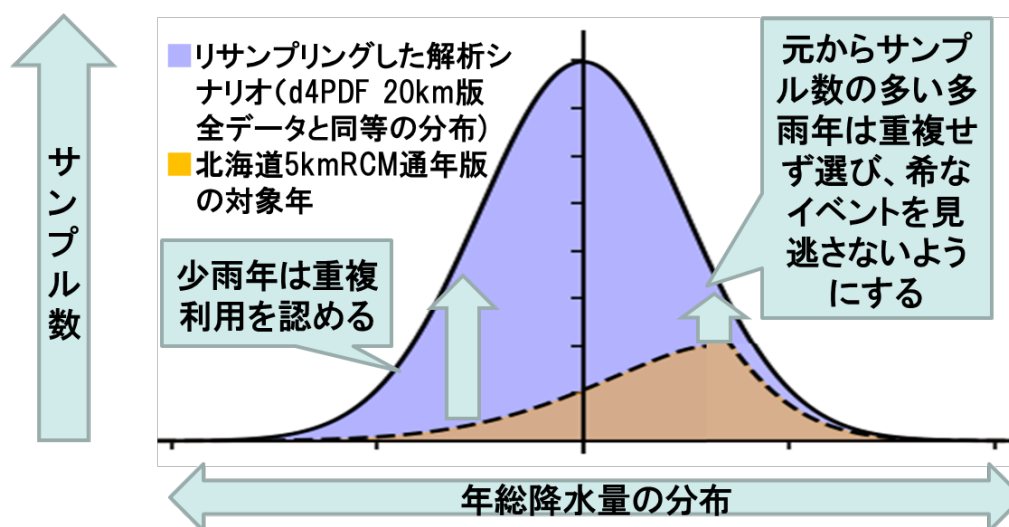


図 4-31 リサンプリングによって偏りを復元した解析シナリオ

この点において、本データセットは、一部のアンサンブルのみを選択して連続的にダウンスケーリングした SI-CAT DDS 5TK や全国 5km メッシュアンサンブル気候予測データなどの類似データセット (図 4-32) と比較して、特に強雨・洪水事象の網羅性の観点から優位性を有すると考えられる。

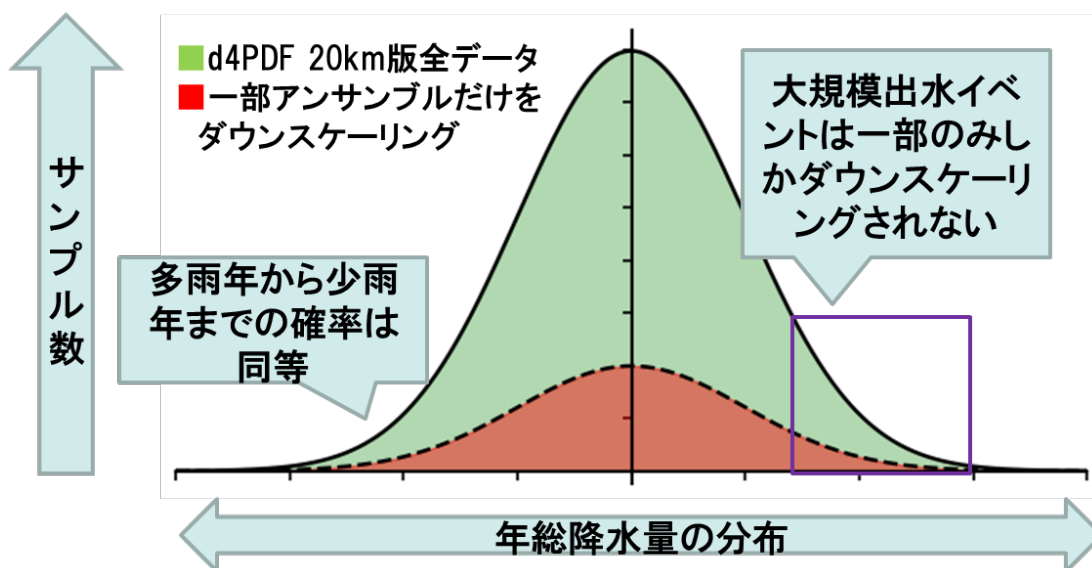


図 4-32 一部アンサンブルのみダウンスケーリングしたデータセット

6 影響評価の検討の方法

本検討では、複数の気候変動予測モデルのデータセットおよび影響評価モデルを組み合わせ、解析を行っている。その全体的な解析フローと、利用するデータセットの構成を図 4-33 に示す。

d4PDF 20 km 版については、長期連続データであるという特性を活かし、気温や降水量の将来変化の分析に加えて、渇水年が連続して発生する確率の変化についても評価を行う。また、タンクモデルを用いた流量解析では、4 °C 昇温シナリオに加え、2 °C 昇温シナリオも含めた解析を実施する。

一方、北海道版 5 km RCM については、前章で述べた手法により連続データを生成した解析シナリオを用い、気温および降水量の変化を分析するとともに、タンクモデルによる河川流量の解析を行う。さらに、地形性降雨の再現性と大量アンサンブルの特性を活かし、土砂流入量の評価に加えて、発生頻度の低い大規模出水イベントについても確率的な観点から分析を行う。

さらに生成したシナリオの中から 100 年に 1 回程度の規模に相当する事例を抽出し、詳細モデルである SWAT モデルを用いて、河川流量および土砂流入量に関する詳細な影響評価を実施する。

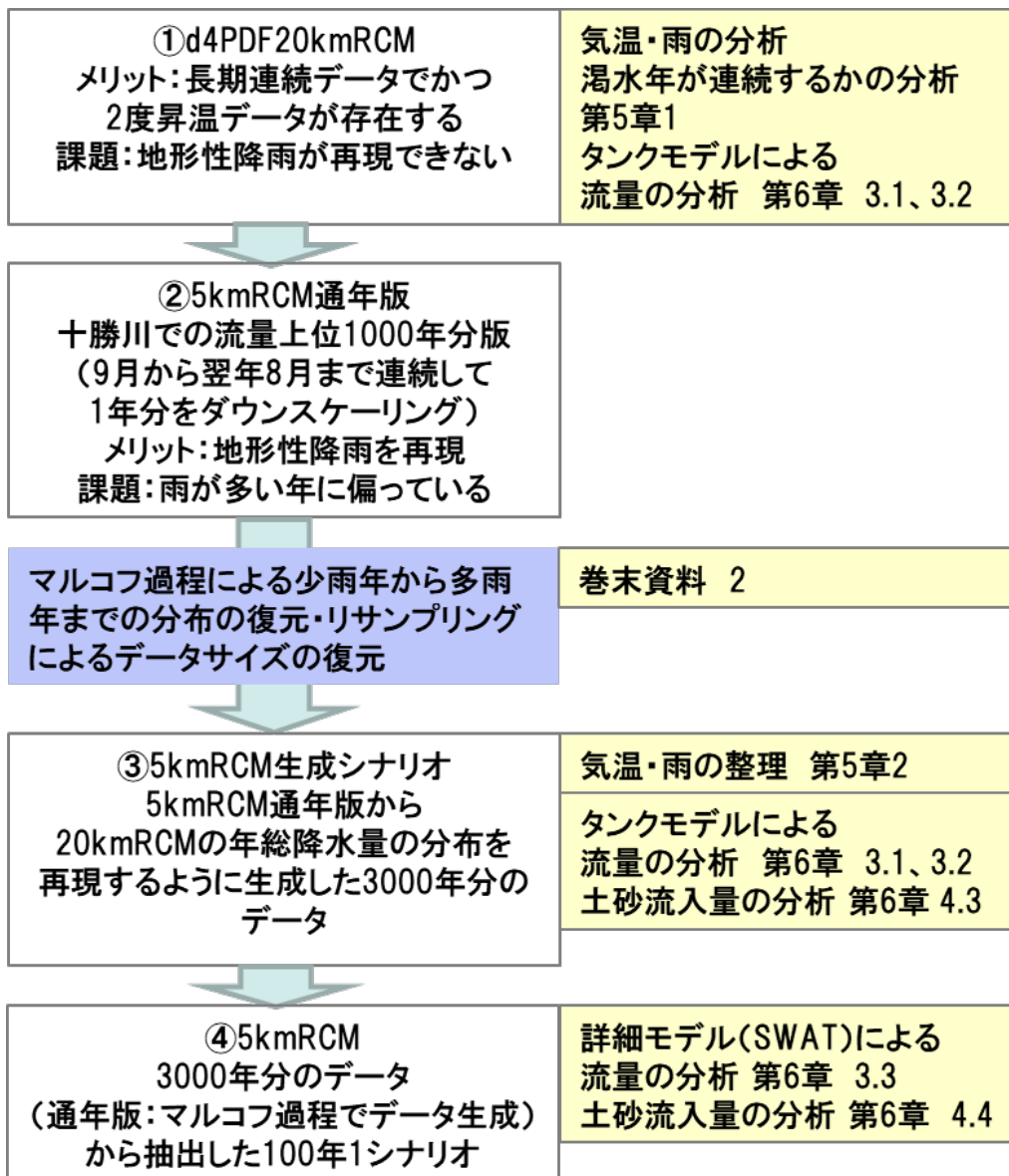


図 4-33 検討のフロー図ならびに利用するデータセット

第5章 気候変動予測データによる

釧路川流域における気候の変化の評価

1 d4PDF20km 版による釧路川流域での気候の変化の評価

1.1 年総降水量・月降水量の変化

d4PDF20km 版は、流域内での降水量の空間的な差異が小さく、仮に差異が存在したとしても、バイアス補正の影響が強く反映される。そのため、年総降水量や月降水量の比較においては、流域平均値を用いることが適切である。

気候変動の進行に伴い、年々の降水量の変動幅が拡大する傾向が見られ、渇水年の頻度や連続する場合が増加する可能性がある。これは湿原環境に対しても影響を及ぼす懸念があるため、年総降水量について連続する年の変化を比較した（図 5-1）。さらに、過去再現と 4℃昇温のシナリオ間における変化率の差異を比較した（図 5-2）。

その結果、全般的には降水量が増加する傾向が確認され、多雨年から多雨年への連続的な組み合わせが増加することが明らかとなった。対して渇水年が連続して湿原に深刻な影響を及ぼす可能性は、d4PDF20km 版の予測においては見られない。

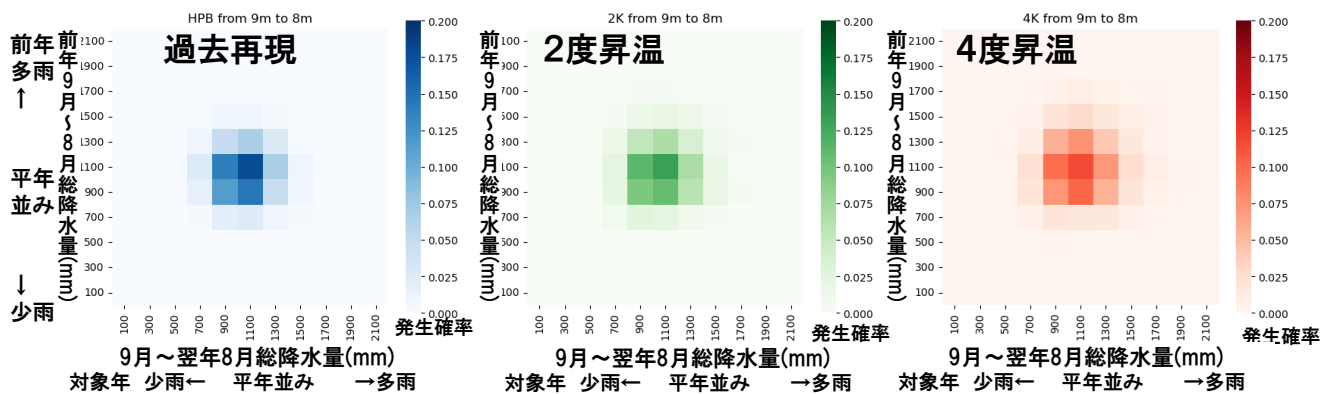


図 5-1 連続する年での総降水量の変化率

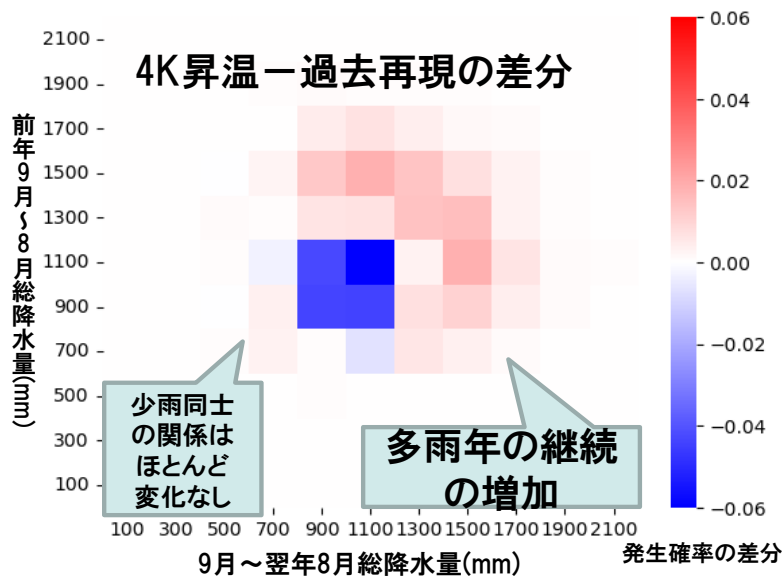


図 5-2 4K と過去再現の差分

また、月降水量で比較をすると、4℃昇温では夏期に増大する傾向が共通する。

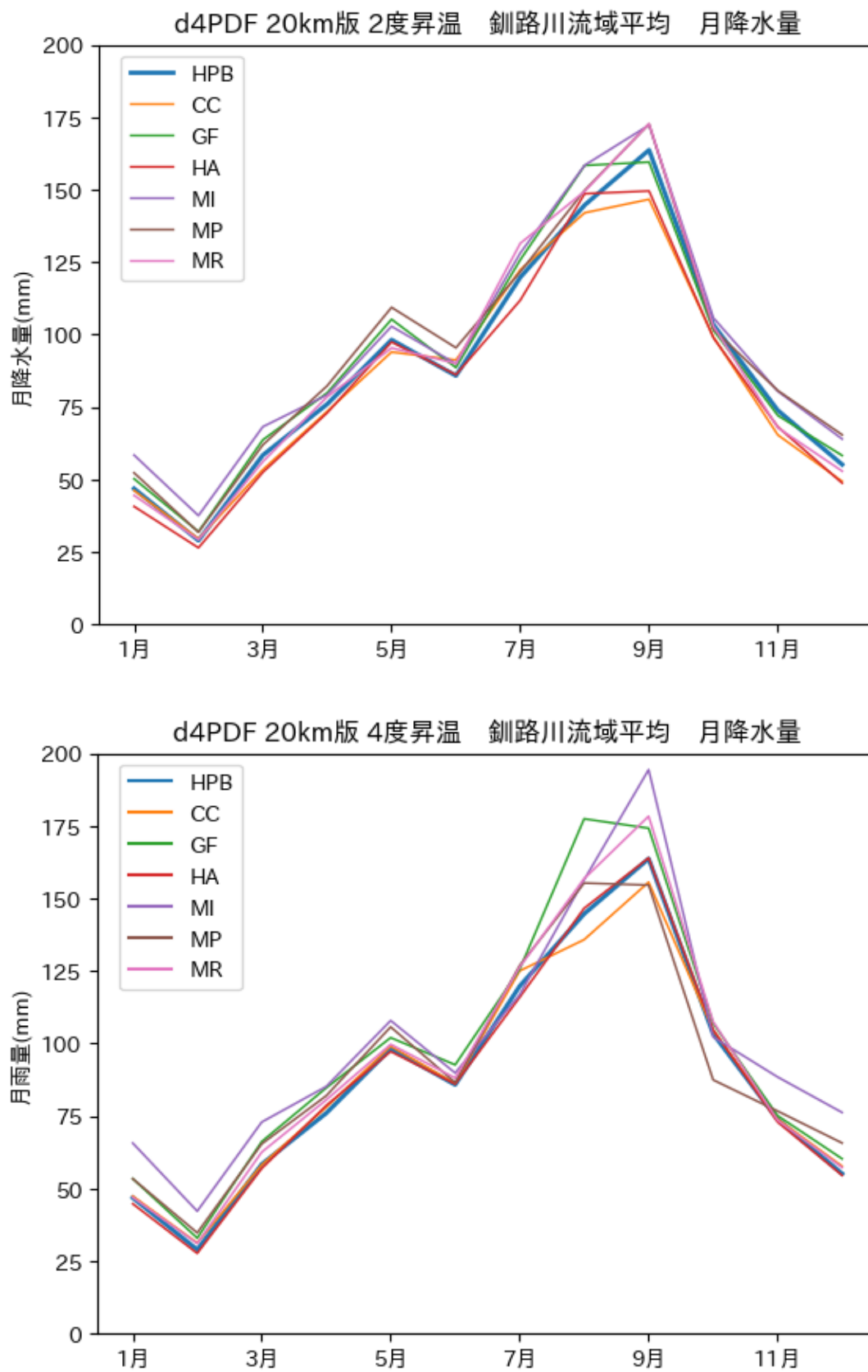


図 5-3 月降水量の変化

1.2 強雨の変化

日降水量 50mm 以上の日数は、明確な増大傾向が各 GCM で共通する（図 5-4）。

また 3 台風が上陸した 2016 年においては、湿原の水位が高いまま持続されることによる影響が懸念された。そこで気候変動によってそのような事象が起きる頻度が変化するかについても検討するため、長期連続データである d4PDF20km で日降水量 50mm 以上が 4 回以上発生する頻度を比較した（図 5-5）。その結果、どの SST も増加する傾向は共通で、2～4 倍程度の増加となった。これにより、2016 年のような長期連続出水の発生率は、将来的に増加する可能性が高いと予測される。

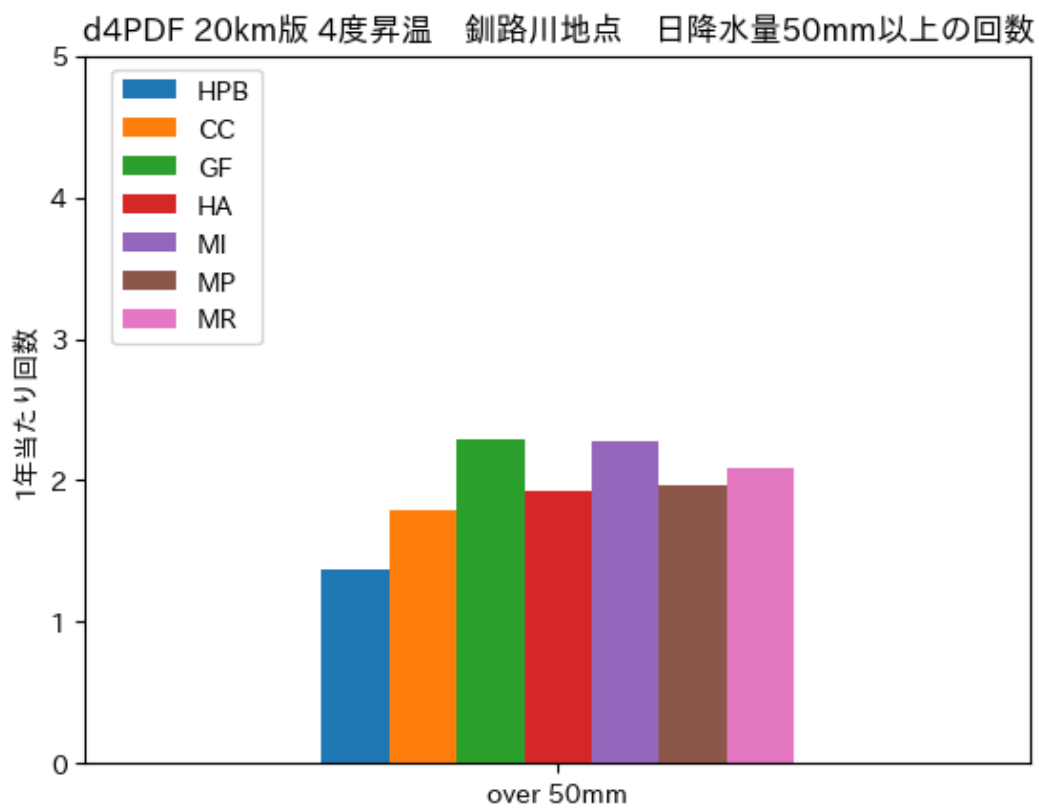
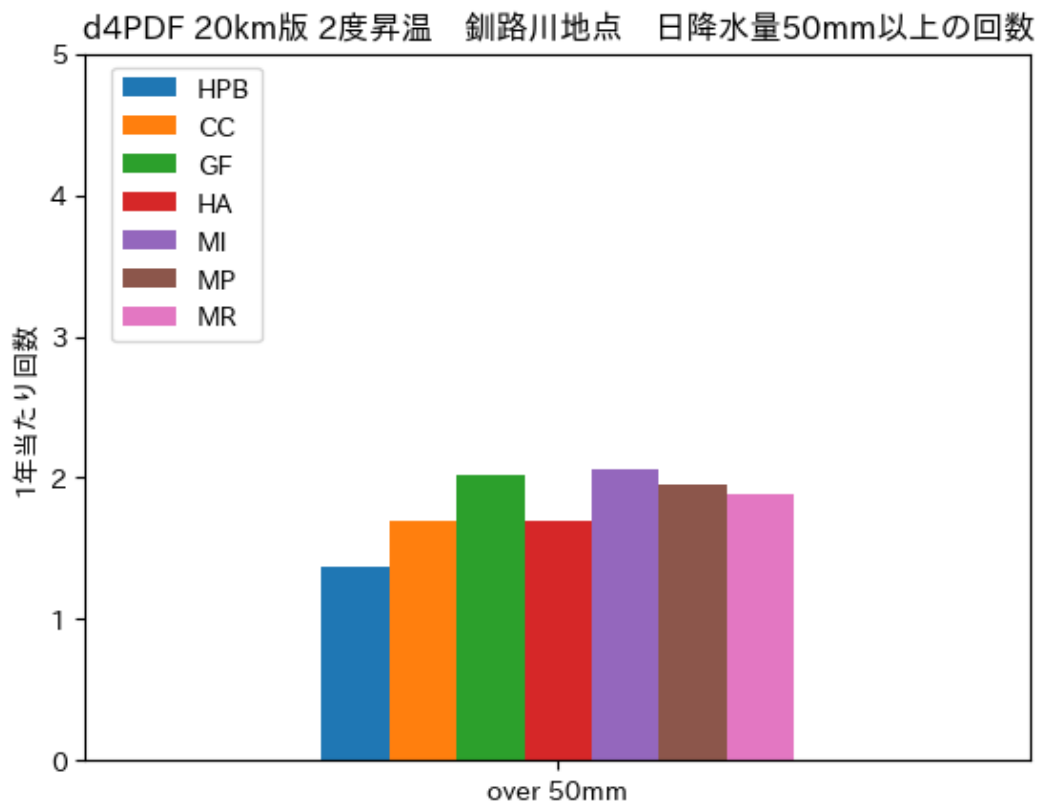


図 5-4 日降水量 50mm 以上の回数の変化

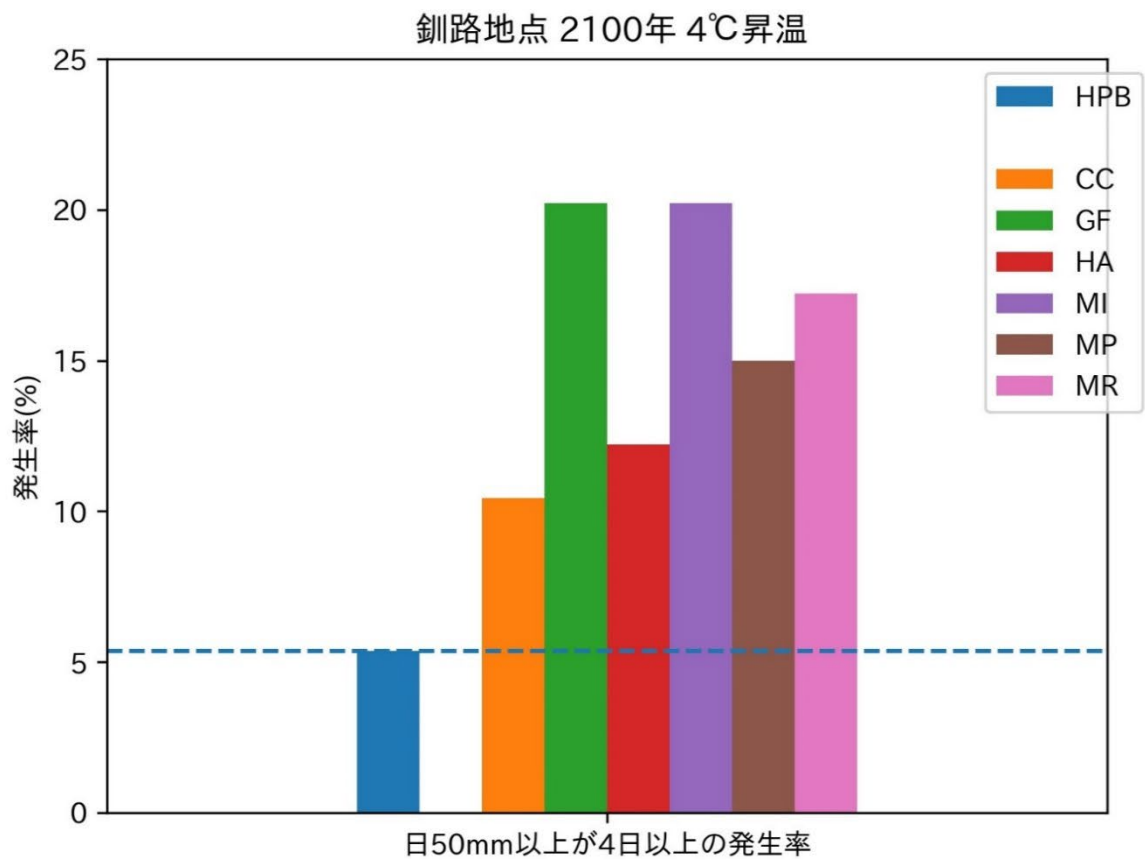
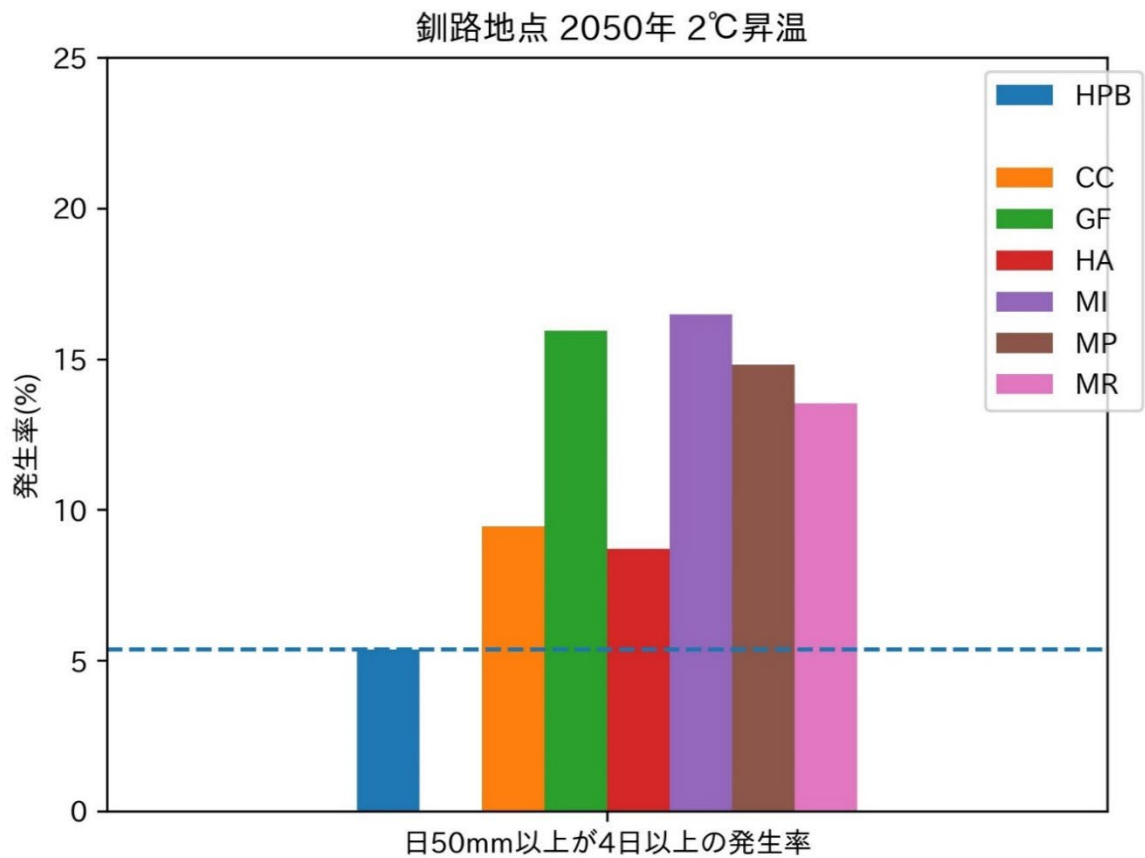


図 5-5 d4PDF20km 版での日降水量 50mm 以上が 4 日以上の発生率の変化

1.3 降水日数の変化

降水日数の変化について評価を行った。気候変動予測モデルでは、降水量が0の日に加えて、極めて少量の降水が出力される日も多く含まれている。これは、観測機器の精度によって下限値が存在する観測値とは異なる特性である。そのため、本評価では1mm以上の降水を降水日と定義し、閾値として設定した。

比較の結果（図 5-6）、上流部・下流部ともに、年間を通じて降水日数が減少する傾向が確認された。この傾向は6種類のSSTすべてにおいて共通している。

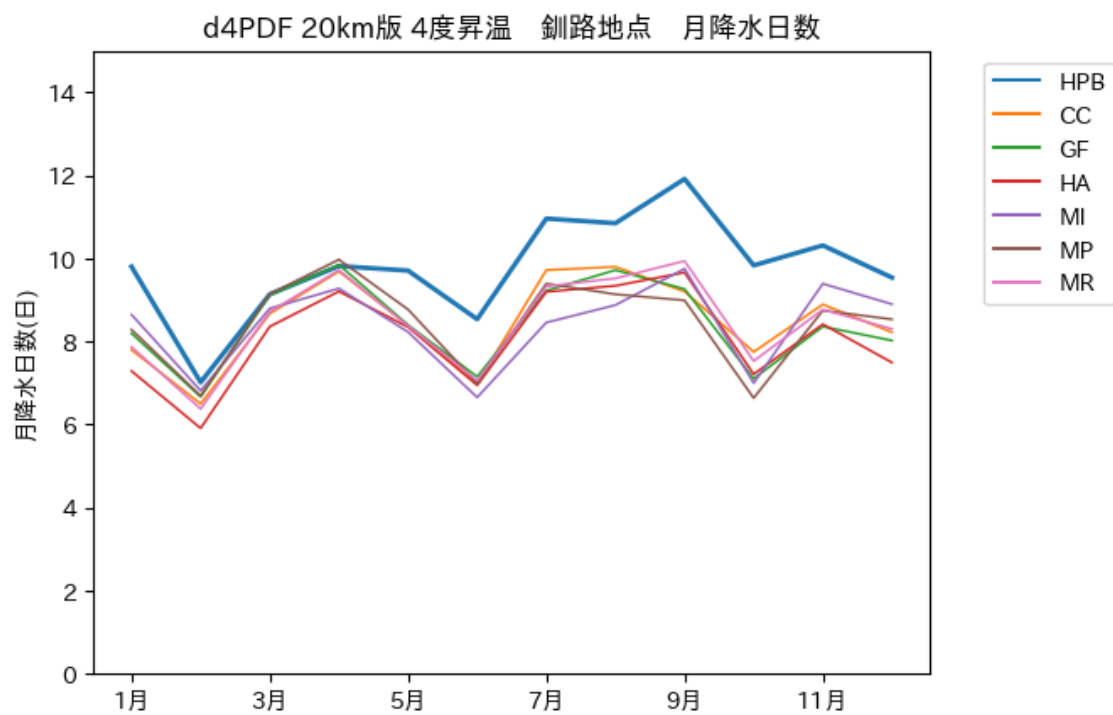
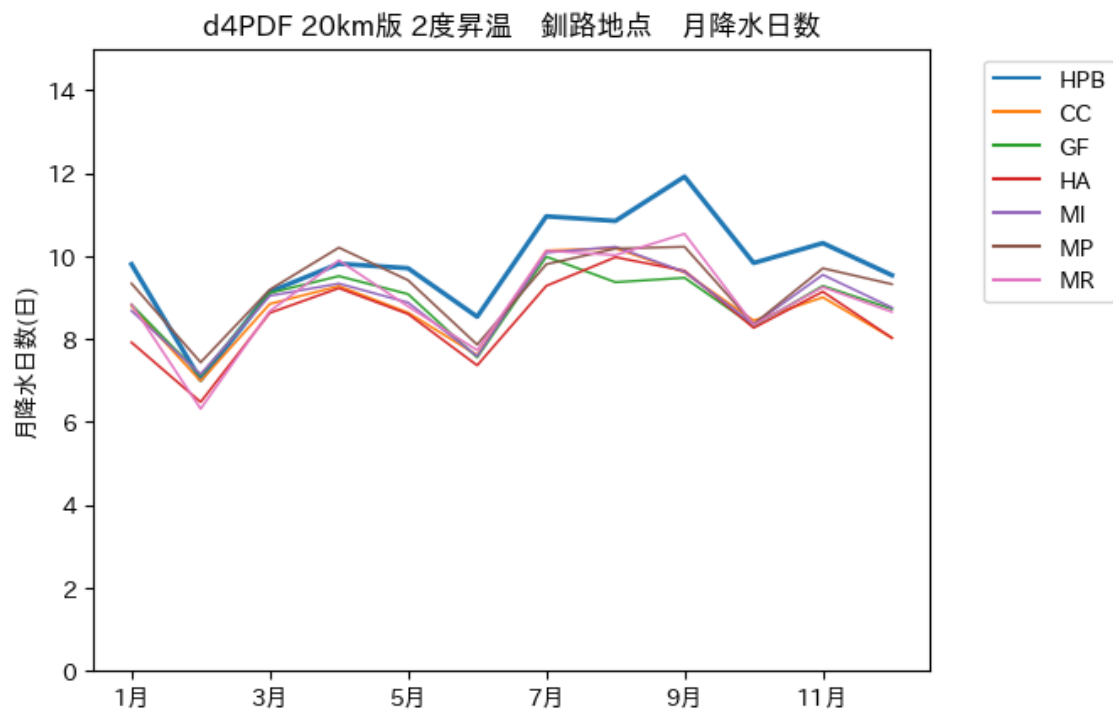


図 5-6 降水日数の回数の変化

1.4 気温の変化

月平均気温の比較を行った。SST ごとに小さな差はあるが、ほぼ同じ結果となった。

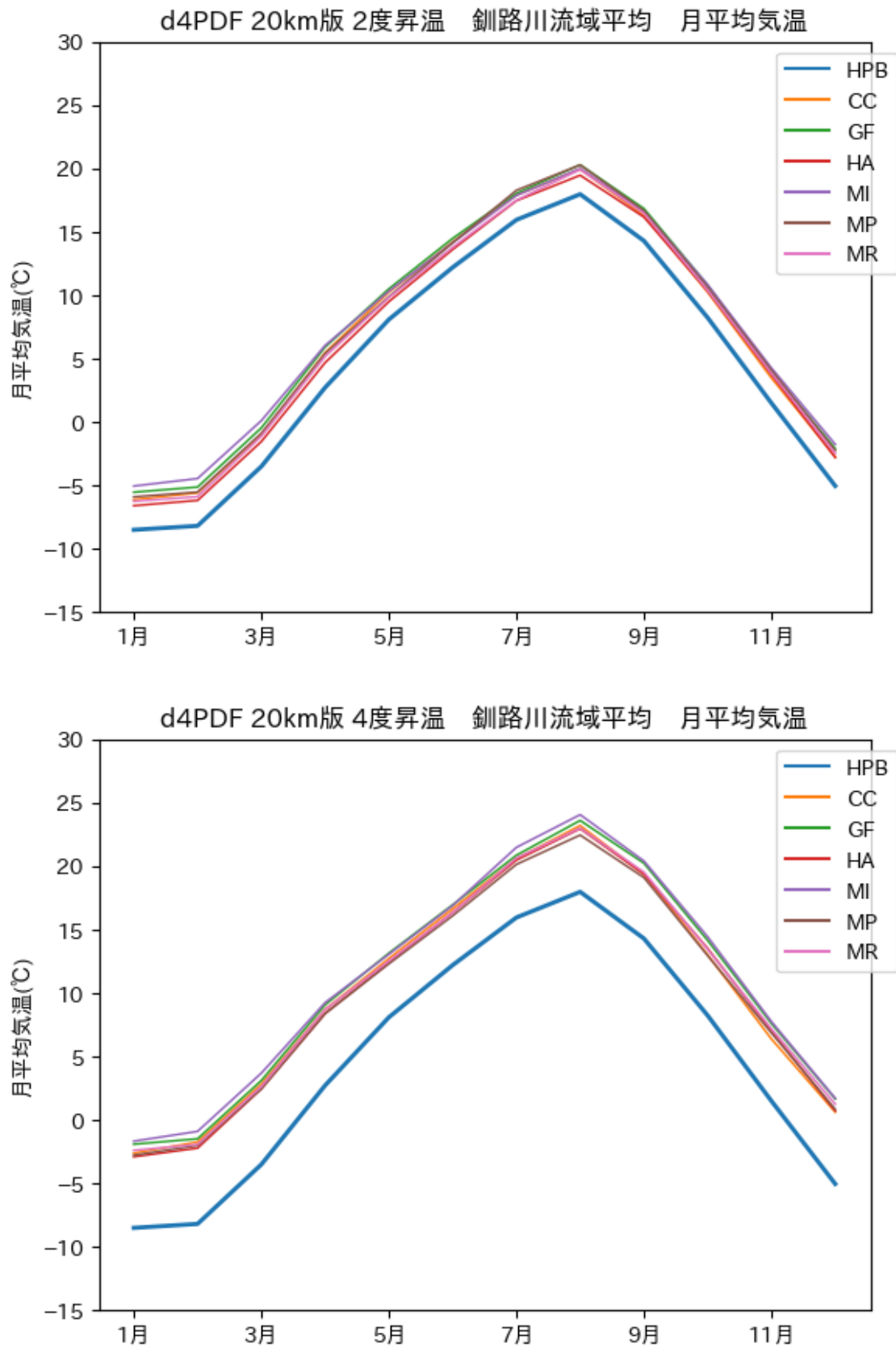


図 5-7 月平均気温の変化

2 北海道版 5kmRCM による釧路川流域での気候の変化の評価

2.1 年総降水量・月降水量の変化

年総降水量の変化を比較すると、下流では若干平均が増加する傾向があった(図 5-8)。月雨量で比較を行うと(図 5-9)、夏期に増大する傾向が明らかであった。夏期以外では、下流では増加する SST も減少する SST もあり、上流では秋は減少の傾向が各 SST で共通していた。ただし上流部の秋の減少の傾向は、同じ年総雨量でも夏期に強い雨がおりその分に秋の雨が少なかった年のデータが、連続データ生成の中で多く採用され分布が偏ったことに起因する可能性がある。

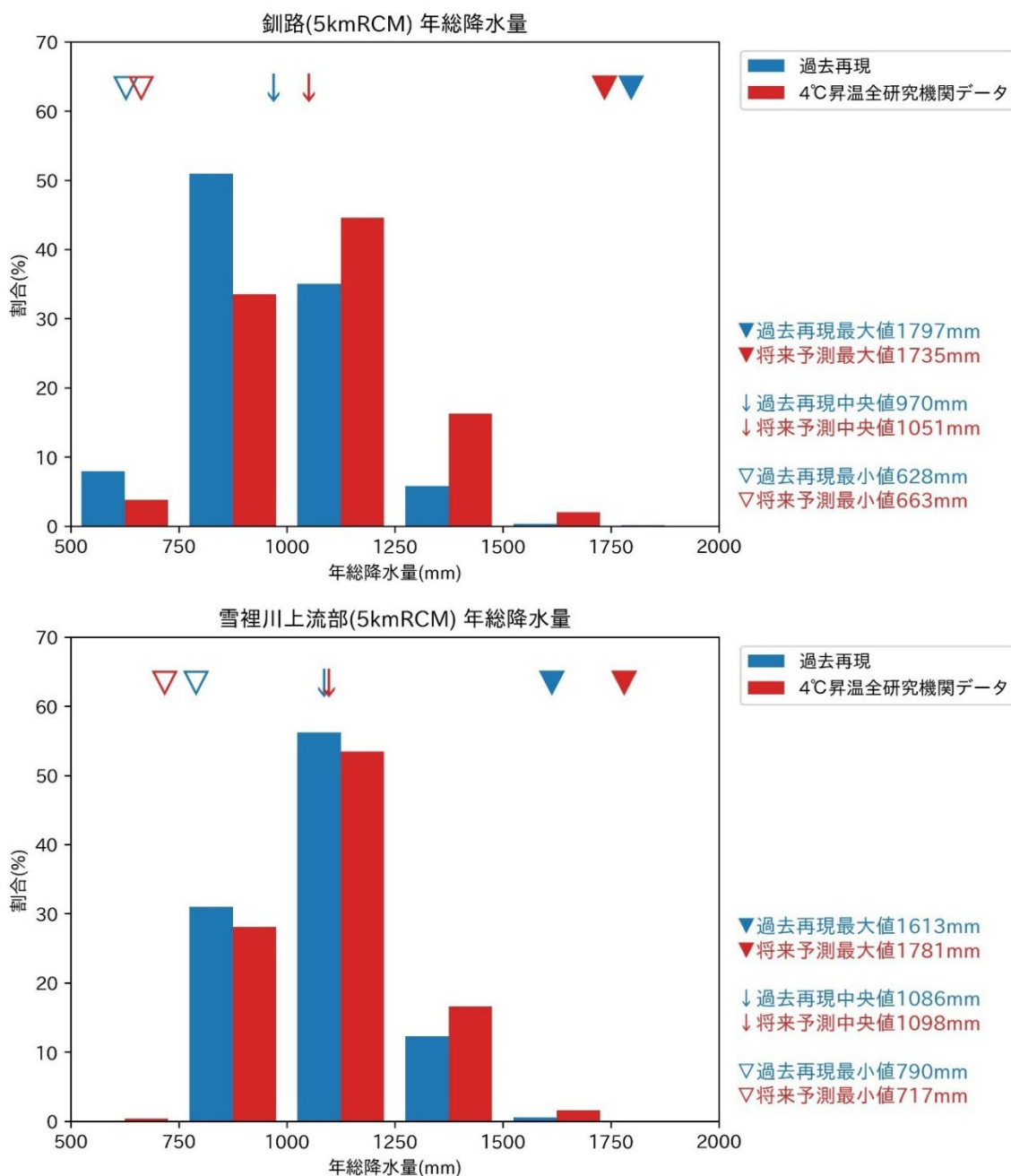


図 5-8 年総降水量の分布の変化

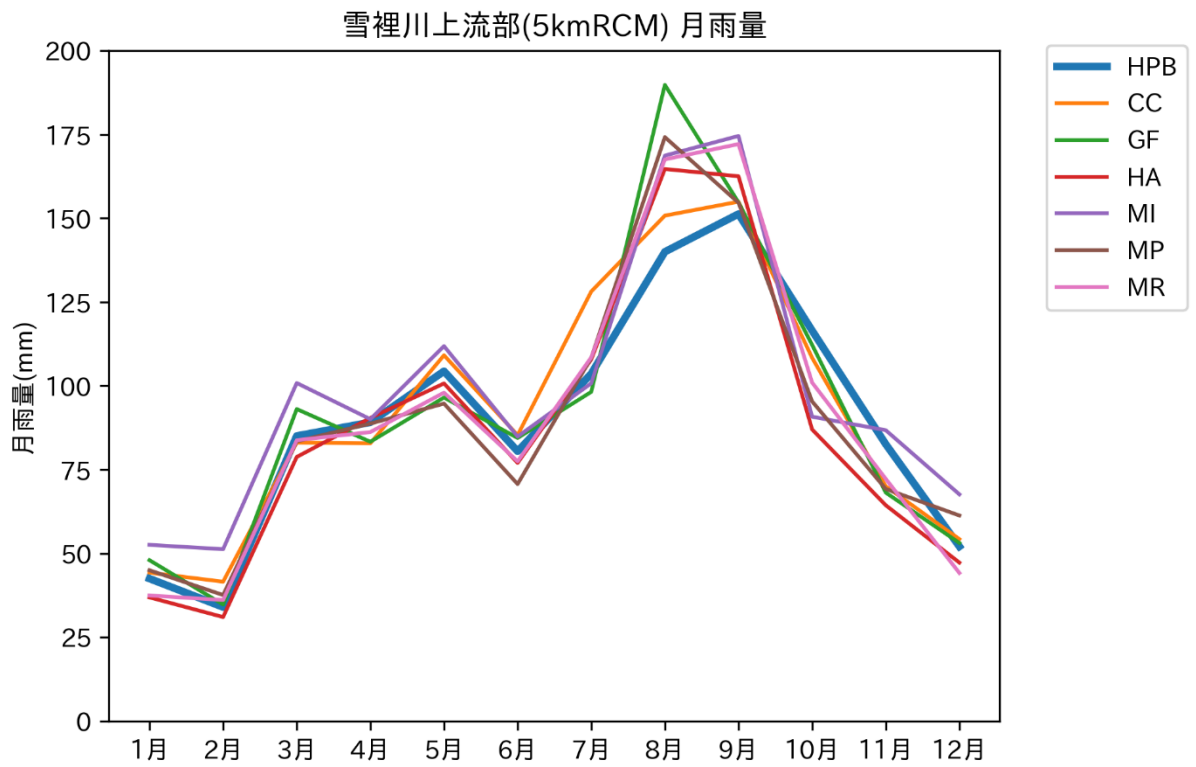
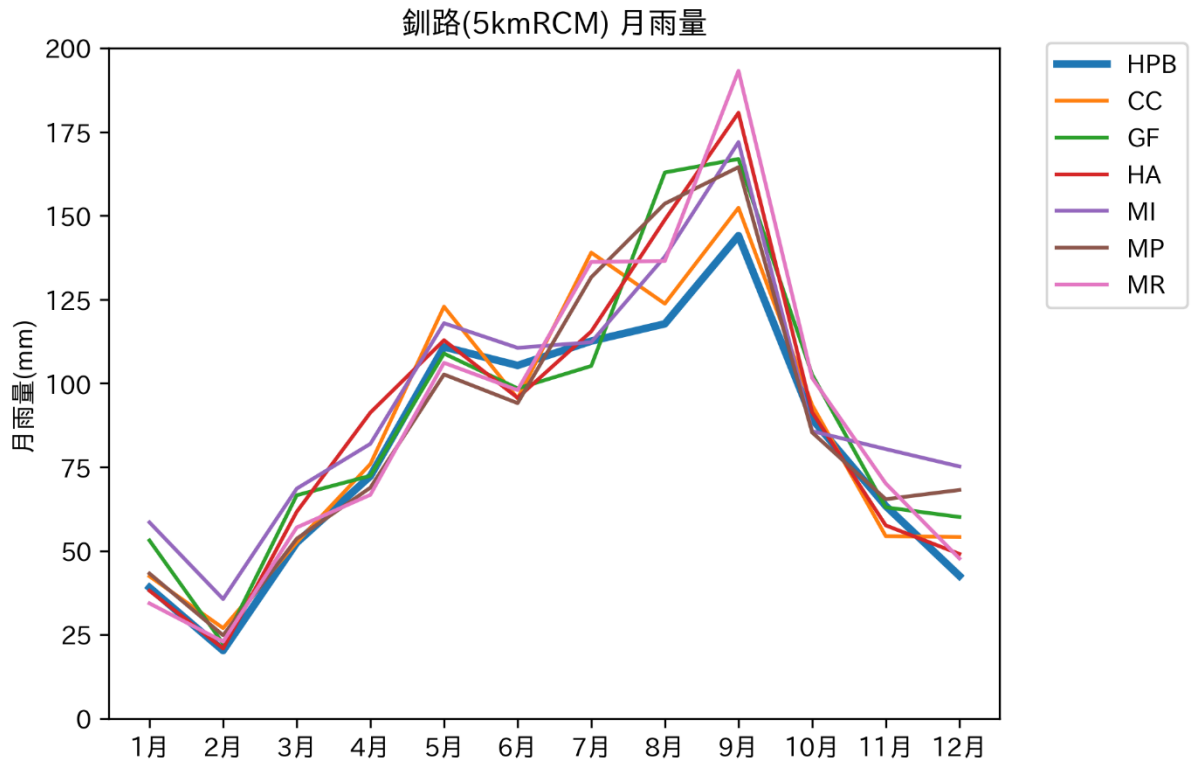


図 5-9 月降水量の変化

2.2 強雨の変化

5km RCMにおいて、日降水量が50mm以上となる回数を比較した結果、すべてのSSTにおいて増加傾向が共通して確認された。増加率に関しては、釧路地点では年間3回程度から4回程度へと約1.3倍に増加し、上流域では2回程度から3~4回程度へと約1.6倍に増加しており、上流部のほうが増加率は大きい傾向にある。

年最大日雨量の分布を比較すると、全体的に降雨量が多い方向へシフトする傾向が明らかである。

なお、下流部においては、ごく少数のイベントではあるが、これまでに記録されたことのない強い降雨が観測されている。5km RCMは、ダウンスケーリング対象として多雨側のデータが多数含まれており、強い降雨イベントが含まれているが、連続データを作成する際には、多雨側のデータの採用率が低く設定されている。そのため、将来発生しうる強い降雨イベントが連続データに含まれるかどうかはランダム性に依存する。このような背景から、分布のロングテール部分に位置する少数のサンプル、すなわち極端な降雨イベントを個別に評価することは困難である点に留意する必要がある。

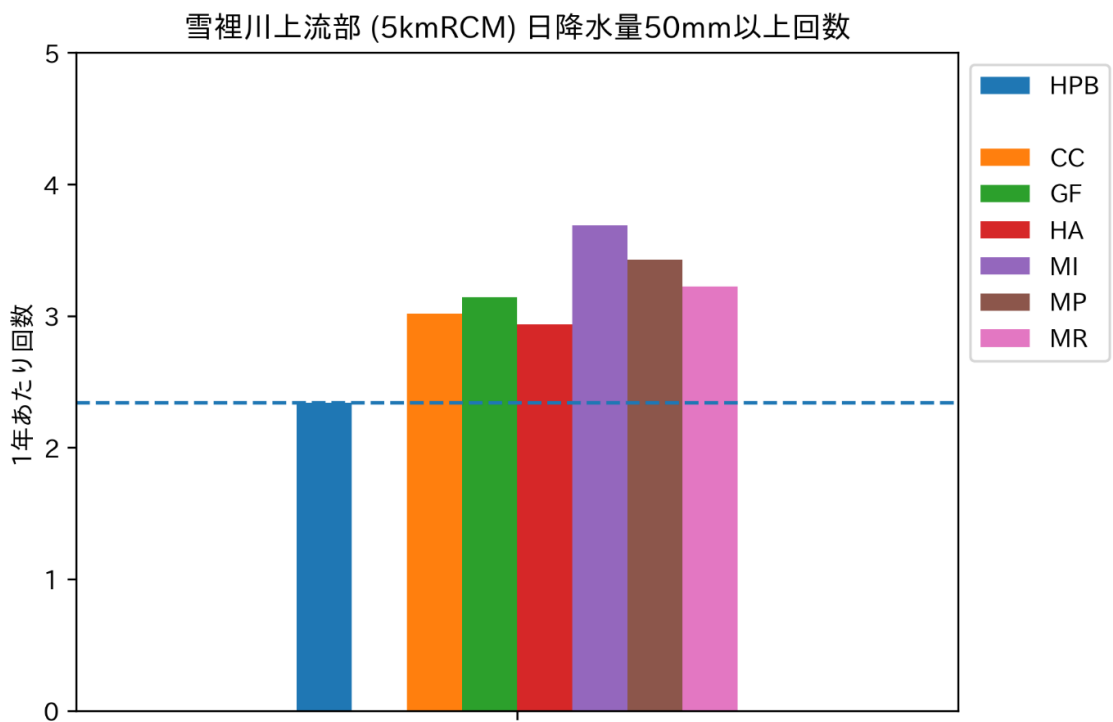
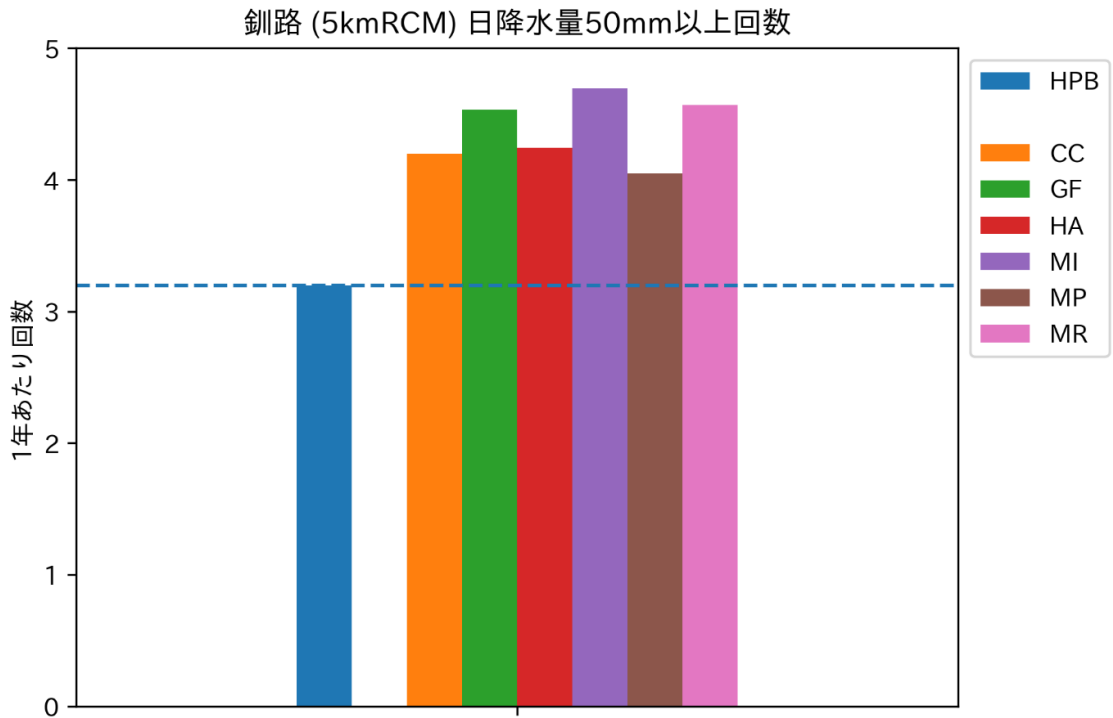


図 5-10 日降水量 50mm 以上の回数の変化

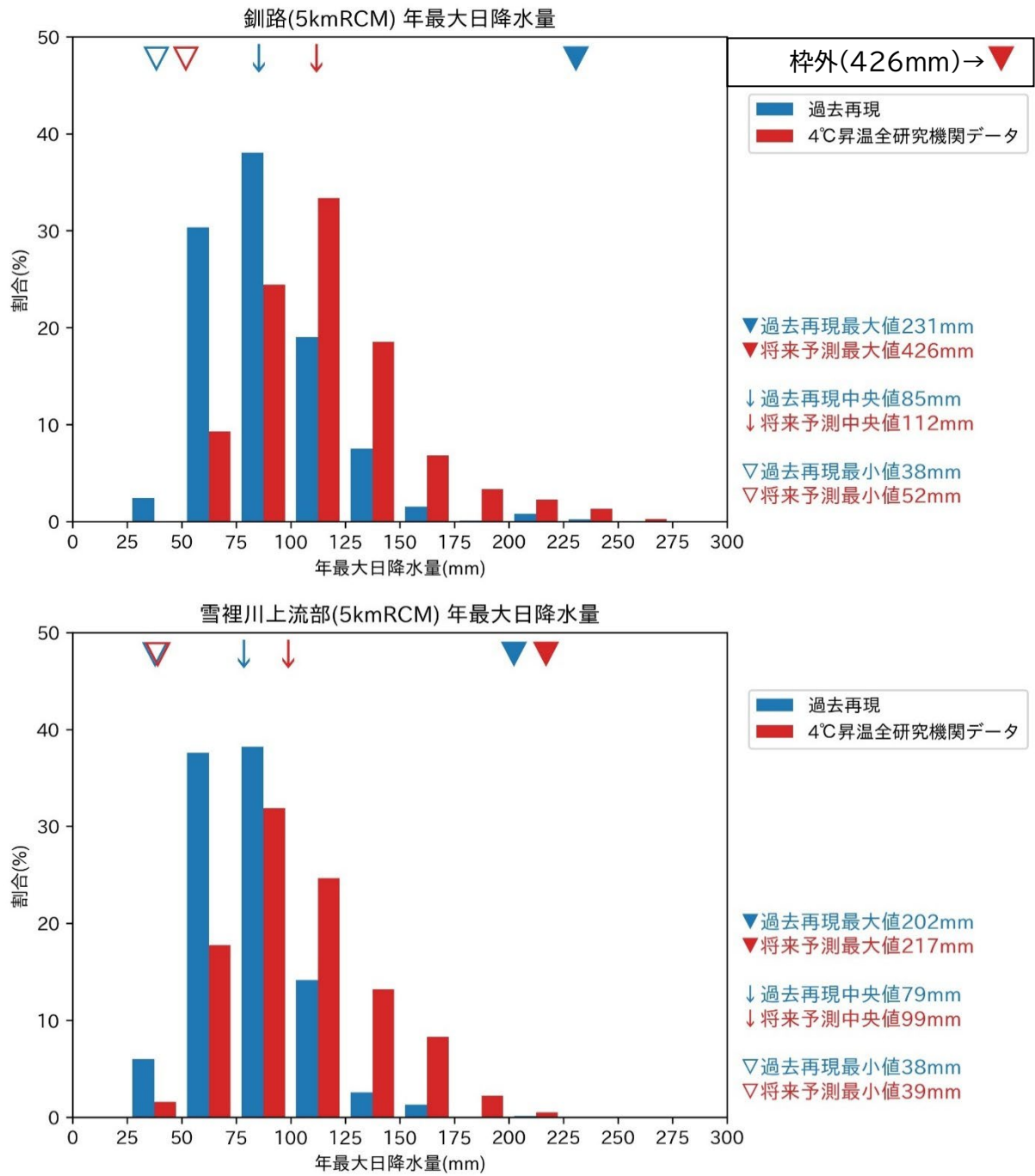


図 5-11 年最大日降水量の分布の変化

2.3 降水日数の変化

降水日数の変化を評価した。観測機器の精度によって下限値がある観測値と異なり、気候変動予測モデルでは降水量が 0 の日の他に、極めて少ない降水量が出力されている日も多い。そのため 1mm 以上の降水を閾値としている。

上流部・下流部とも降水日数は 1 年を通して減少している傾向は 6SST で共通である(図 5-12～図 5-13)。

湿原の乾燥化に繋がる可能性がある連続無降雨日数の変化を分析した。下流部の釧路地点では連続無降雨日数が増加する SST は多いが MI は減少する予測となった。上流部では連続無降雨日数の増加割合はより大きくなり、6SST で共通であった。

年総降水日数の分布を比較すると減少傾向は明らかであり、下流では 6 日程度、上流では 10 日程度減少する (図 5-14)。

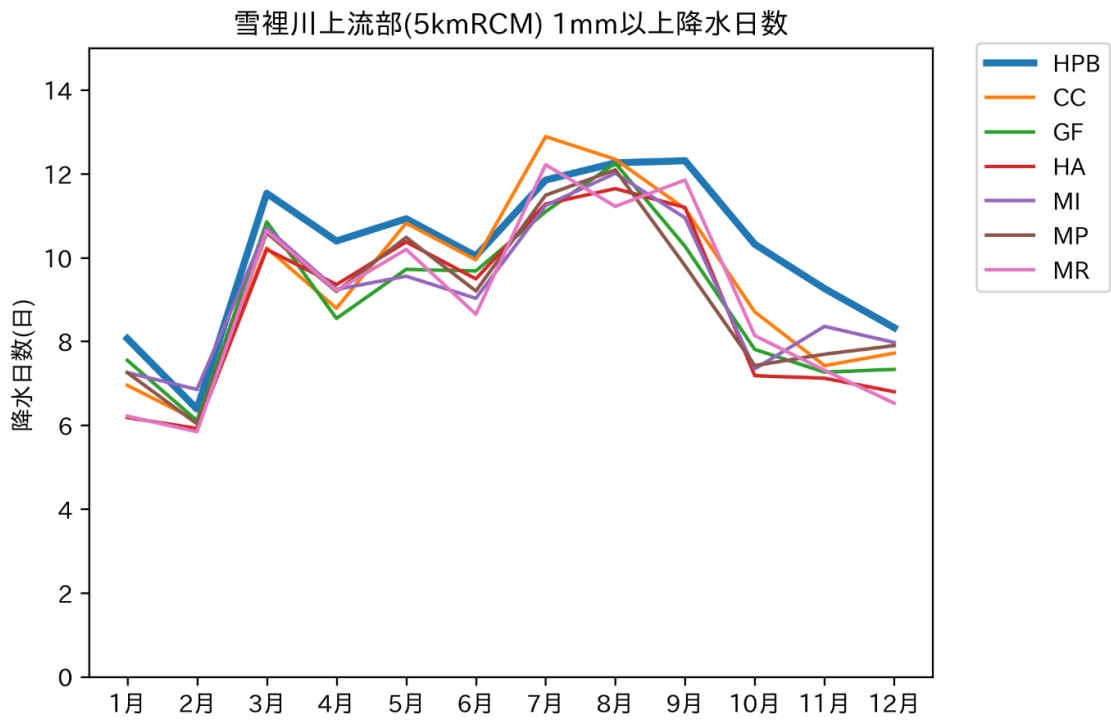
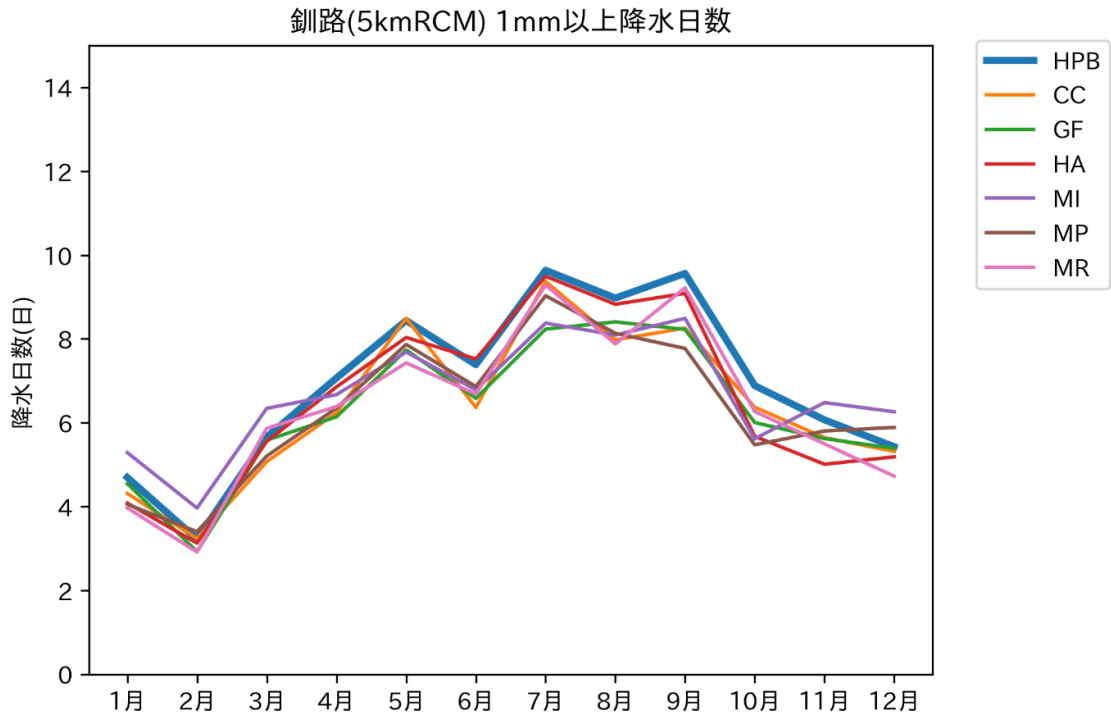


図 5-12 降水日数の回数の変化

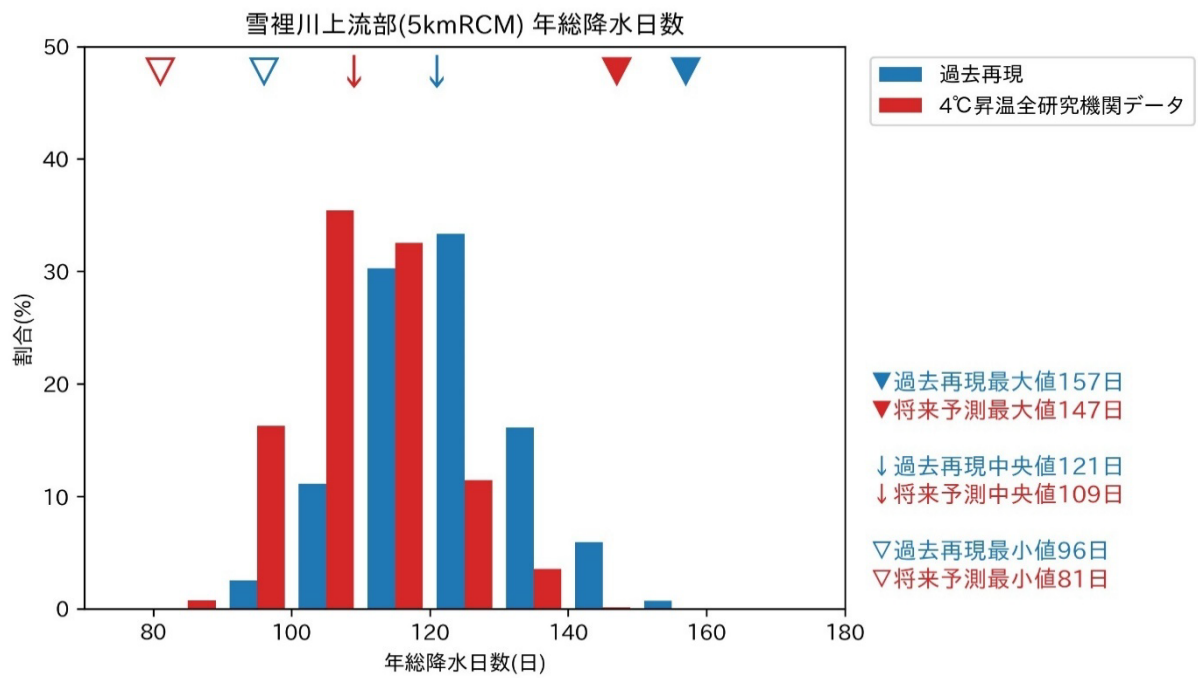
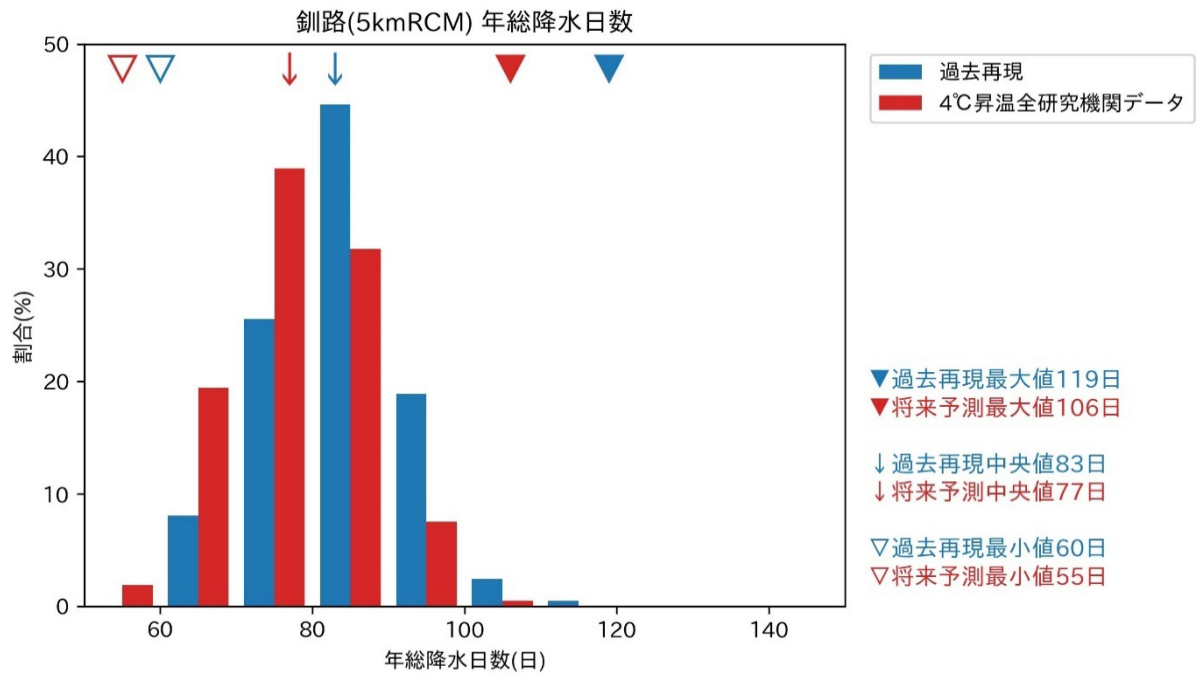


図 5-13 年総降水日数の分布の変化

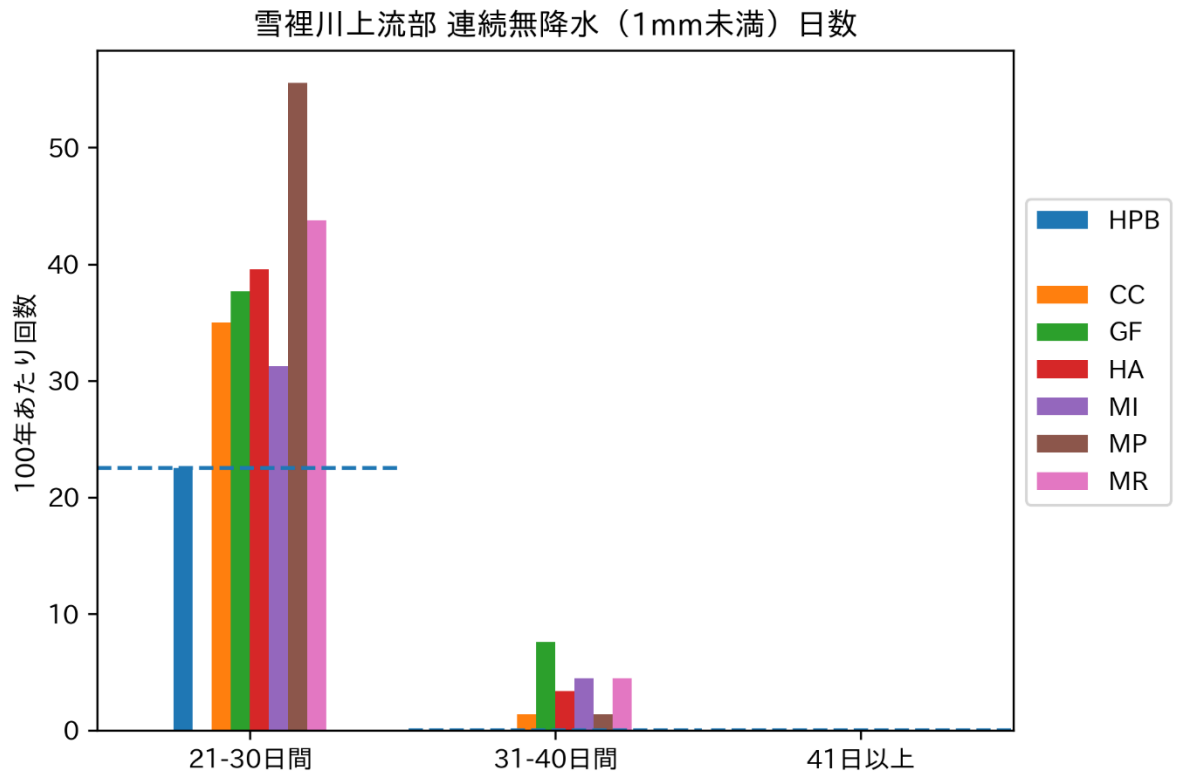
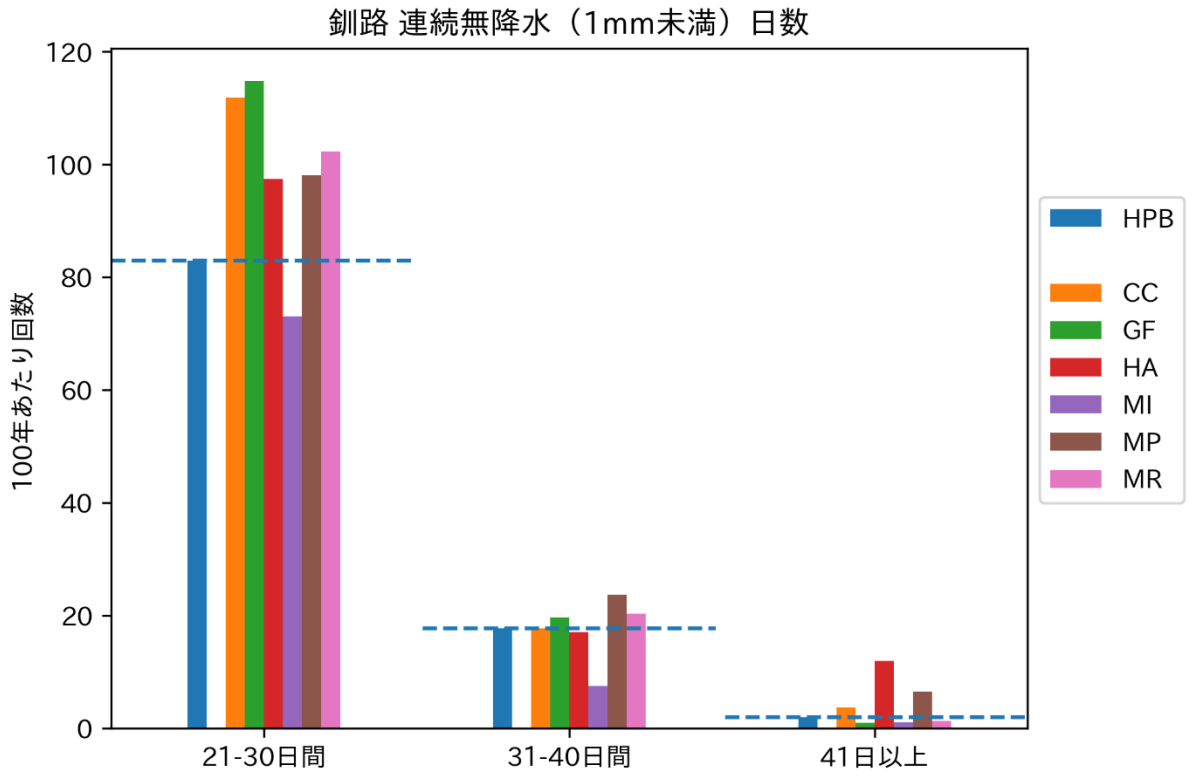


図 5-14 連続無降水現象の変化

2.4 気温の変化

月平均気温の比較を行った。6SST とほぼ共通の値であるため 6SST の平均を描画した。

釧路地点においては、月平均気温が 0℃を上回る期間が拡大しており、0℃の線を越える時期が従来よりも約 1 ヶ月早まる傾向が見られた。積雪期間の短縮や融雪時期の前倒しを意味し、水循環や湿原環境への影響が懸念される。

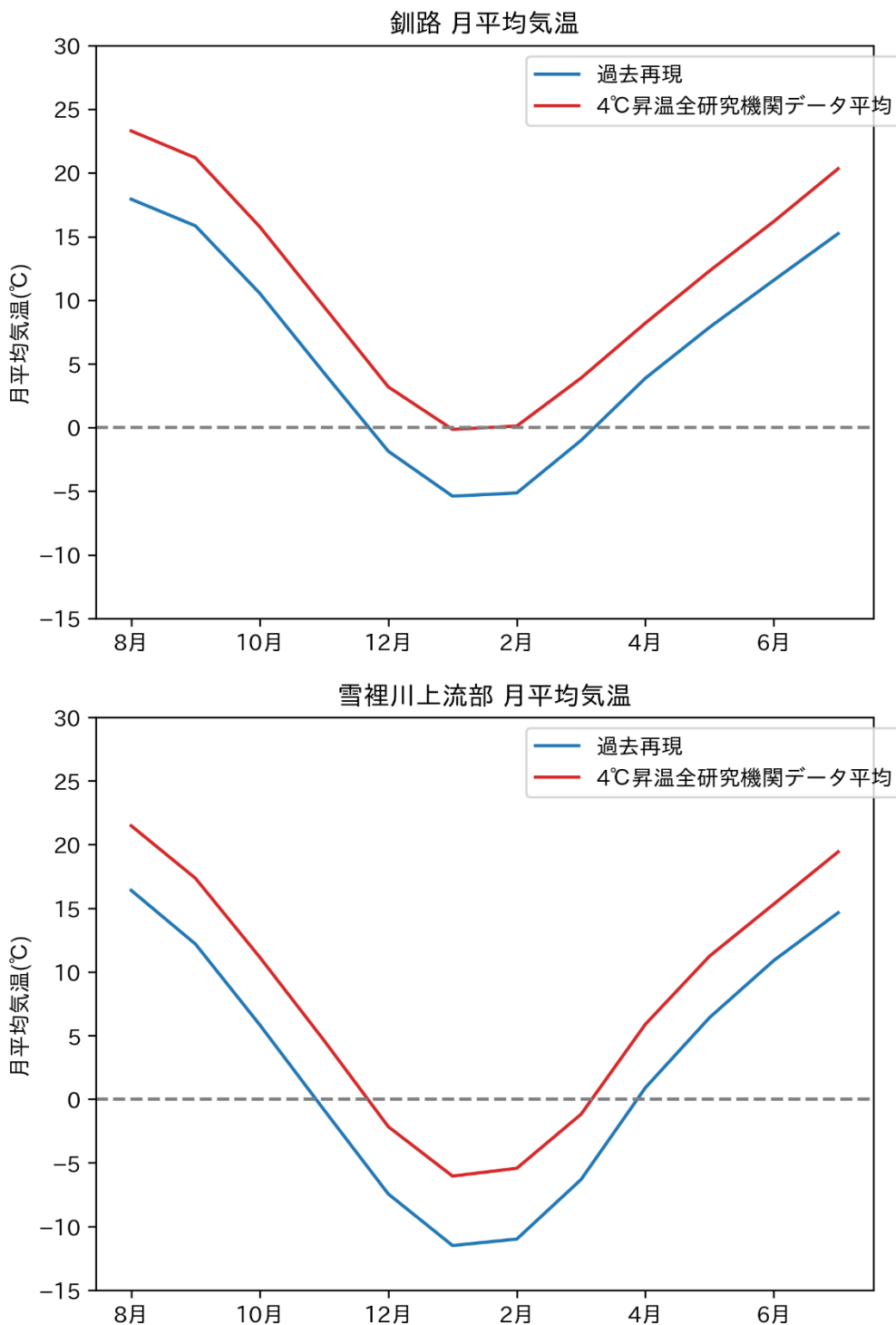


図 5-15 月平均気温の変化

第6章 水・物質循環モデルによる影響評価

1 検討の流れ

気候変動の影響を評価するには、気候変動予測モデルの出力を入力値とする影響評価モデルが必要である。釧路湿原の環境への影響を検討するには、降水量・気温などを入力して河川流量や土砂流出を推定する必要がある。そのため、影響評価モデルとして水文モデルや水循環モデルの導入が求められる。

これまで、釧路湿原の自然再生事業の検討においては、土砂や地下水の挙動も含めて高精度に再現可能な SWAT モデルが活用されてきた。しかし、SWAT モデルによる評価は、観測値に基づく 10 年程度のタイムレンジに限られている。

対して、気候変動予測データは、たとえば d4PDF20km 版の場合、過去再現において 50 アンサンブル×60 年の連続データ、すなわち計 3000 年分という膨大な量となる。これらすべてを SWAT モデルで処理することは、計算負荷の観点から現実的ではない。

そこで、大量アンサンブルデータの処理に対応するため、河川流量と負荷量を一定の精度で再現可能な簡易モデルを併用することとした。簡易モデルであっても、以下の条件を満たすことが求められる。

- ・気候変動の長期連続データの処理が可能であること
- ・計算負荷が小さいこと
- ・現状と将来の融雪が再現できること
- ・湿原の河川流量を長期間にわたって評価できること

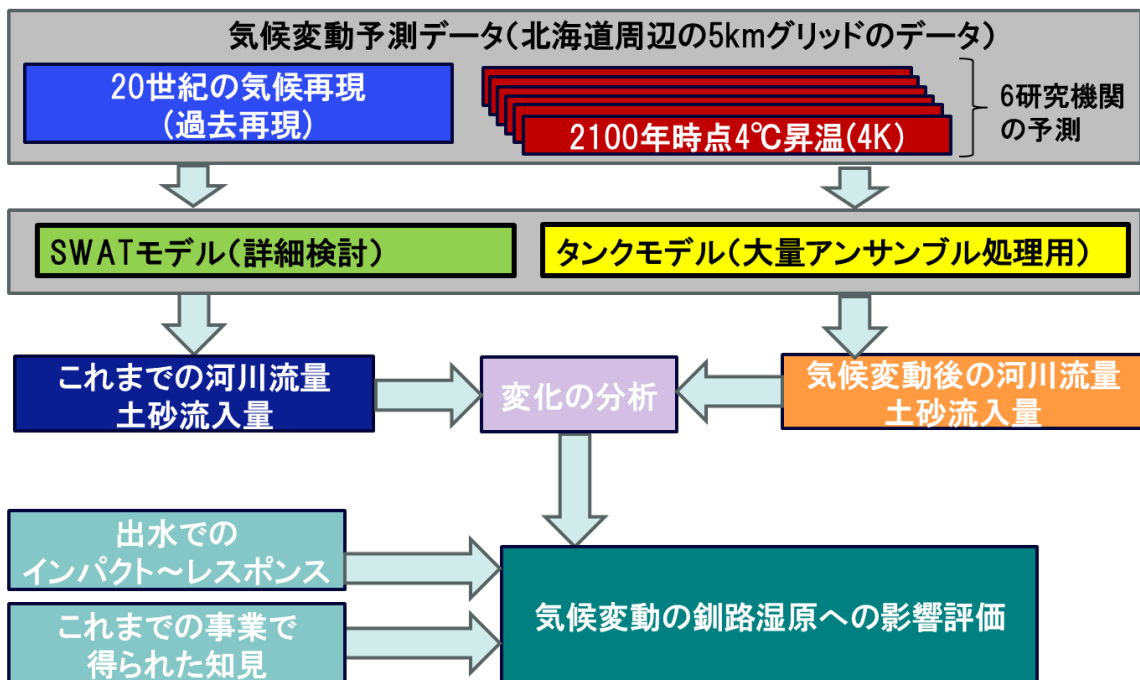


図 6-1 2 種類の水・物質循環モデルによる影響評価の概念図

2 水・物質循環モデルの概要

2.1 タンクモデルの概要

水文モデル・水循環モデルには様々なモデルが提案されている。釧路湿原への気候変動の影響評価においては、以下の観点を考慮し、タンクモデル¹を採用することとした。

- ・長期にわたり、低水から高水までの流量を再現可能であること
- ・地下水から河川への流出の挙動を再現できること
- ・融雪や蒸発散などの物理的過程を再現できること
- ・大量のアンサンブルデータを処理するために、計算負荷が軽いこと

これらの条件を満たすタンクモデルは、釧路湿原における気候変動の長期的な影響評価を行う上で有効である。図 6-2 にタンクモデルの概念図を示す。

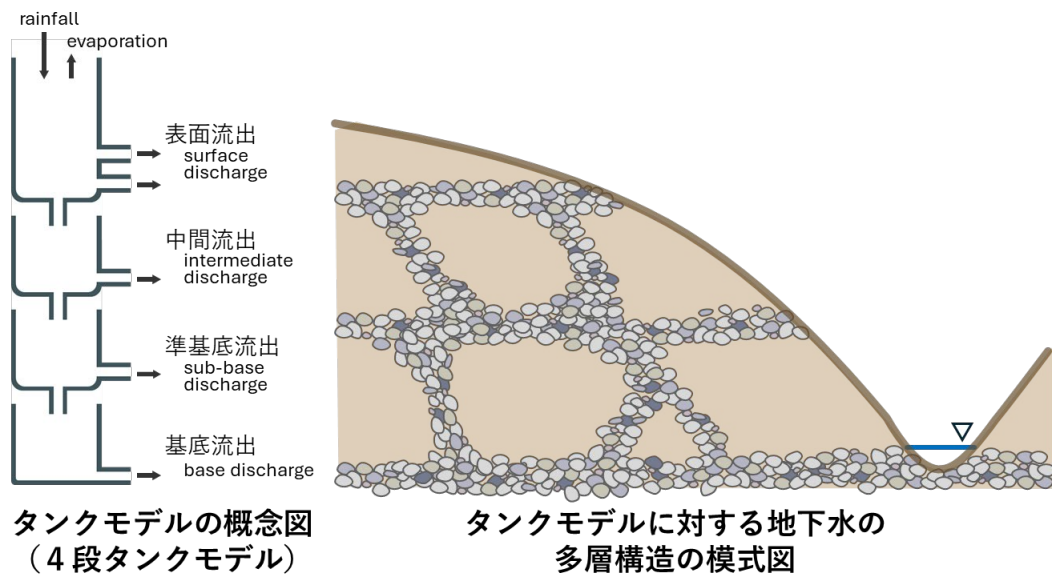


図 6-2 タンクモデルの概念図

釧路湿原に流入する複数の河川に対して個別にタンクモデルを構築し、それらの本川に接続することで、釧路川全体および湿原域における影響評価を可能とした。

表 6-1 と図 6-3 は、流域での観測地点と支川の関係、図 6-4 はモデルの概念図と検証地点を示している。図 6-5 は支川のタンクモデルを結合させて本川の流量を出す並列式タンクモデルの概念図である。

なおヌマオロ川は流量観測が実施されていないため、オソベツ川の比流量換算で、湿原への流入量を算定した。ツルハシナイ川は釧路湿原の面積に含めている。

土砂流入量については、技術資料「釧路湿原の水循環」においては、後述する SWAT モデルによって推定された負荷量を、同じく SWAT モデルでの計算流量から L-Q 式で再現を行っており、おおむね同様の再現性が得られたとしている。その既往検討において、各支

¹ 菅原正巳：水文学講座 7 流出解析法，共立出版（1972）

タンクモデル～河川の流量を雨量から算出するモデルについて～ 菅原正巳 地学雑誌 94-4（1985） P3

https://www.jstage.jst.go.jp/article/jgeography1889/94/4/94_4_209/_article/-char/ja/

川で設定されている L-Q 式のパラメータをタンクモデルの計算流量に適用することで、土砂流入量を推定した。

なお、北海道および東日本の河川では、融雪が河川流量に大きな影響を与える傾向がある。今回の解析では、融雪の影響を簡略化し、気温および降雨量から推定可能なものとして取り扱った。タンクモデルと同様に、菅原が提唱した融雪の考え方を本解析に適用している。

$$A = mt + \frac{1}{80} \times p \times t$$

ここで、 A ：融雪量 (mm)、 m ：定数 (気温 1°C あたりの融雪量であり、一般に 6.0)、 t ：気温 ($^{\circ}\text{C}$) ($t > 0$)、 80 ：氷の融解熱 (cal/g)、 p ：日雨量 (mm) である。つまり、 mt の項は、温度による融雪量であり、 $1/80 \times p \times t$ の項は雨による融雪量である。

一般的なタンクモデルでは、融雪に関する計算は流域単位で実施される。しかし、釧路湿原に流入する河川の源流域は標高が高く、気候変動によって流域全体の平均気温が 0°C を上回った場合でも、標高の高い区域には積雪が残る可能性がある。

このような地形的特性を踏まえ、融雪計算をより精緻に行うために、流域全体をグリッド単位で分割し、グリッドごとに融雪量を算定する方式へと改良を加えた。

改良内容および技術的詳細については、巻末資料に収録している。

表 6-1 関係する河川と観測点名

河川名		栄養塩 調査地点名	河川流量 観測点名
流入 河川	幌呂川	雪裡橋	幌呂
	雪裡川	音羽橋	雪裡
	ツルハシナイ川	鶴厚内橋	－ ※1
	久著呂川	光橋	下久著呂
	ヌマオロ川		
	オソベツ川	厚生橋	下オソベツ
	釧路川 (開運橋)	開運橋	標茶
流出 河川	釧路川 (広里)	広里 ※2	広里

※1 久著呂川光橋の観測流量から、流域面積比で鶴厚内橋の流量を算出

※2 近接する愛国浄水場取水口のデータを利用して算出

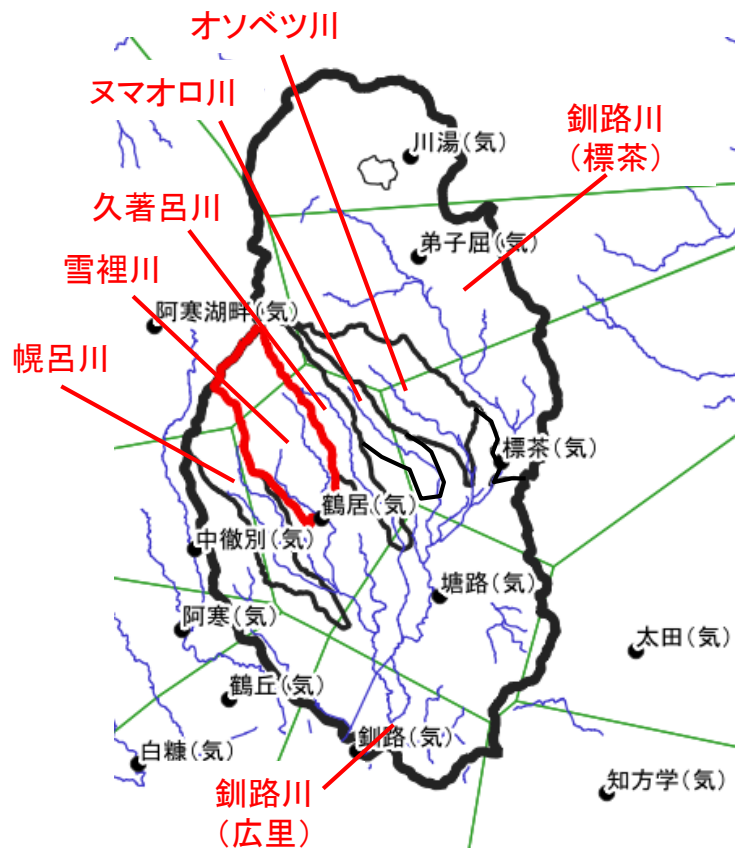


図 6-3 流域での気象観測地点

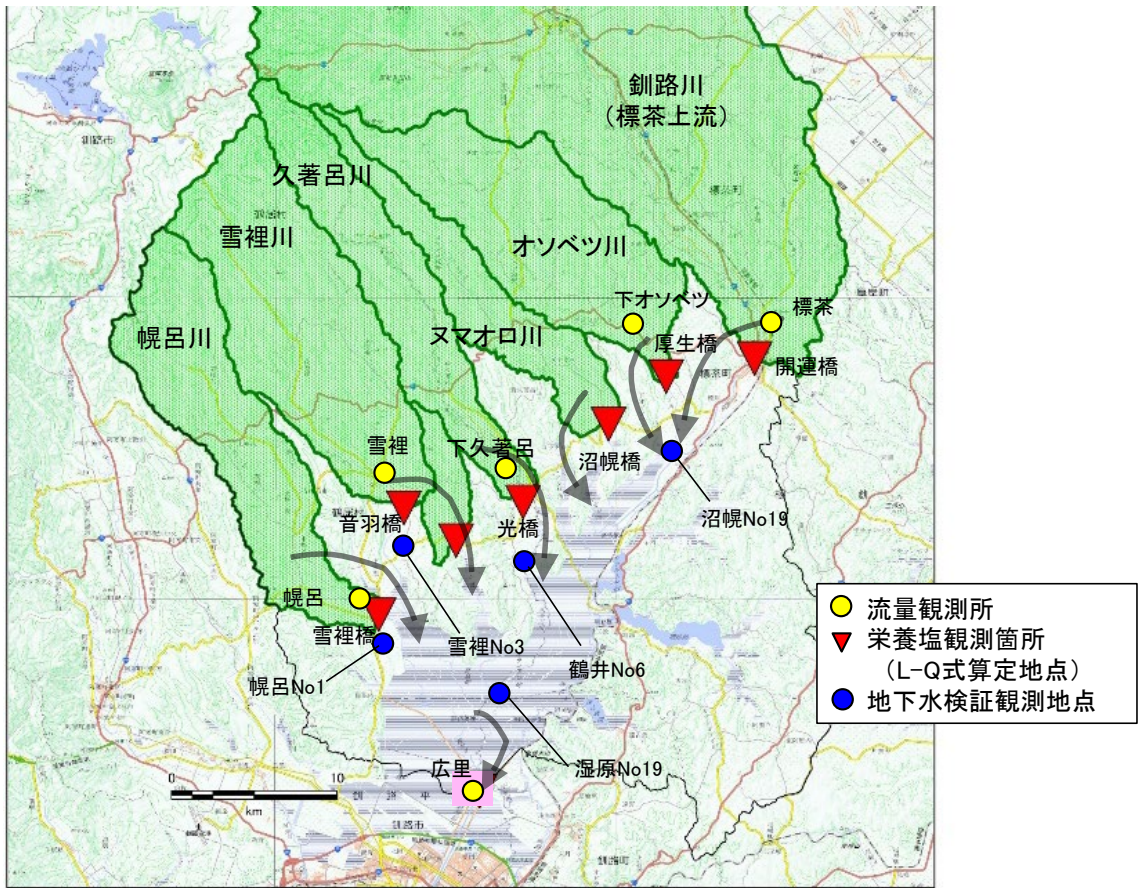
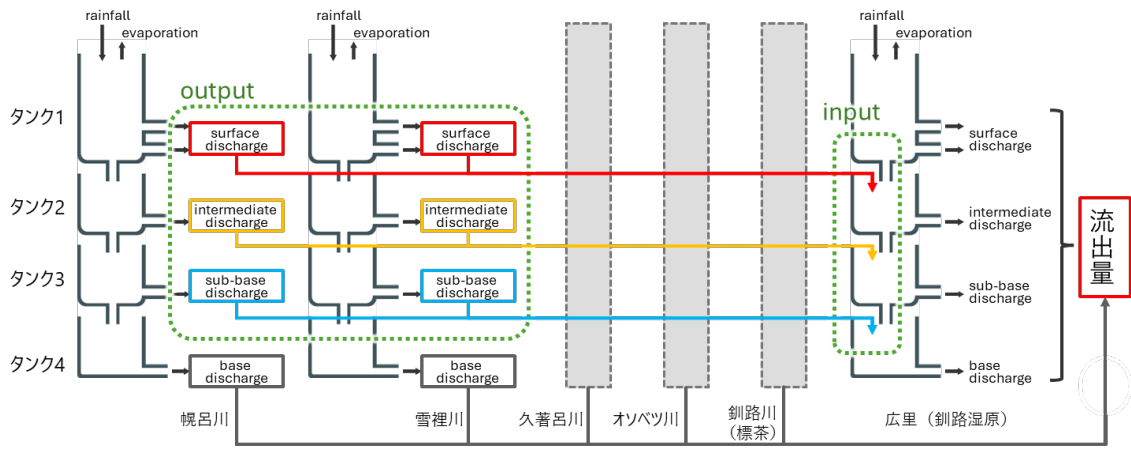


図 6-4 モデルの概念図と検証地点



※ スマオロ川は流量観測が実施されていないため、オソベツ川の比流量換算で湿原への流入量を算定した。

図 6-5 並列式タンクモデルの概念図

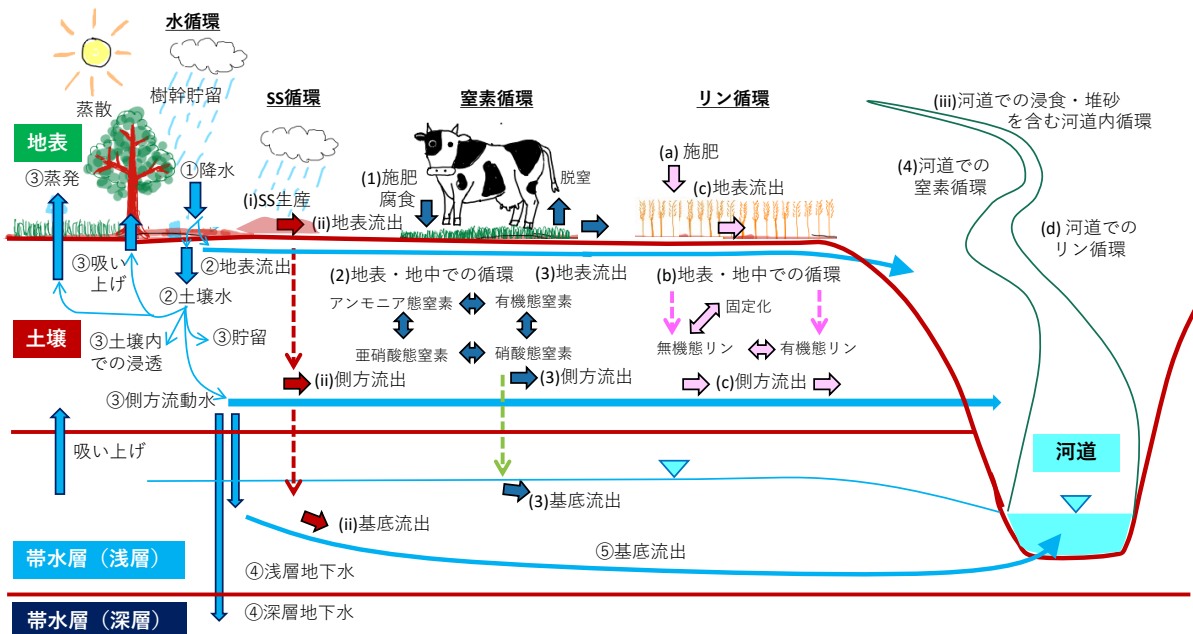
2.2 SWAT モデルの概要

詳細モデルとして、釧路湿原の自然再生事業の評価に活用されてきた SWAT モデルを用いて、湿原への影響評価を実施した。

SWAT モデルは、テキサス A&M 大学および Blackland 研究所によって開発された準分布型水文流出モデルである。図 6-6 に SWAT における水・物質循環プロセスの概要を示している。

SWAT では、解析対象となる流域を「Subbasin」と呼ばれる小領域に分割し、さらにその内部を地形勾配、土地利用区分、土壌分布の組み合わせに基づいて「HRU (Hydrological Response Unit)」と呼ばれる要素に細分化する。解析は、まず各 Subbasin 内において水・物質循環を HRU 単位で実施し、次に河川を介した Subbasin 間の物質循環を解析する手法である。

物質循環量の算出にあたっては、物質の移動を駆動する水循環（降水、降雪、融雪、蒸発散、地表水流動、間隙水流動、浅層地下水流動、深層地下水流動）を初めに計算し、その水の動きに加えて、営農条件、土地被覆条件、土壌条件などを考慮して、物質（懸濁物質 (SS)、栄養塩、農薬など）の生産量、移動量、消費量、堆積量などを算出する。



出典：釧路湿原の水循環 — 現地観測とシミュレーションによる釧路湿原の水と物質の移動形態の解明—

図 6-6 SWAT モデルの水・物質循環プロセス

解析対象流域の位置図を図 6-7 に示す。

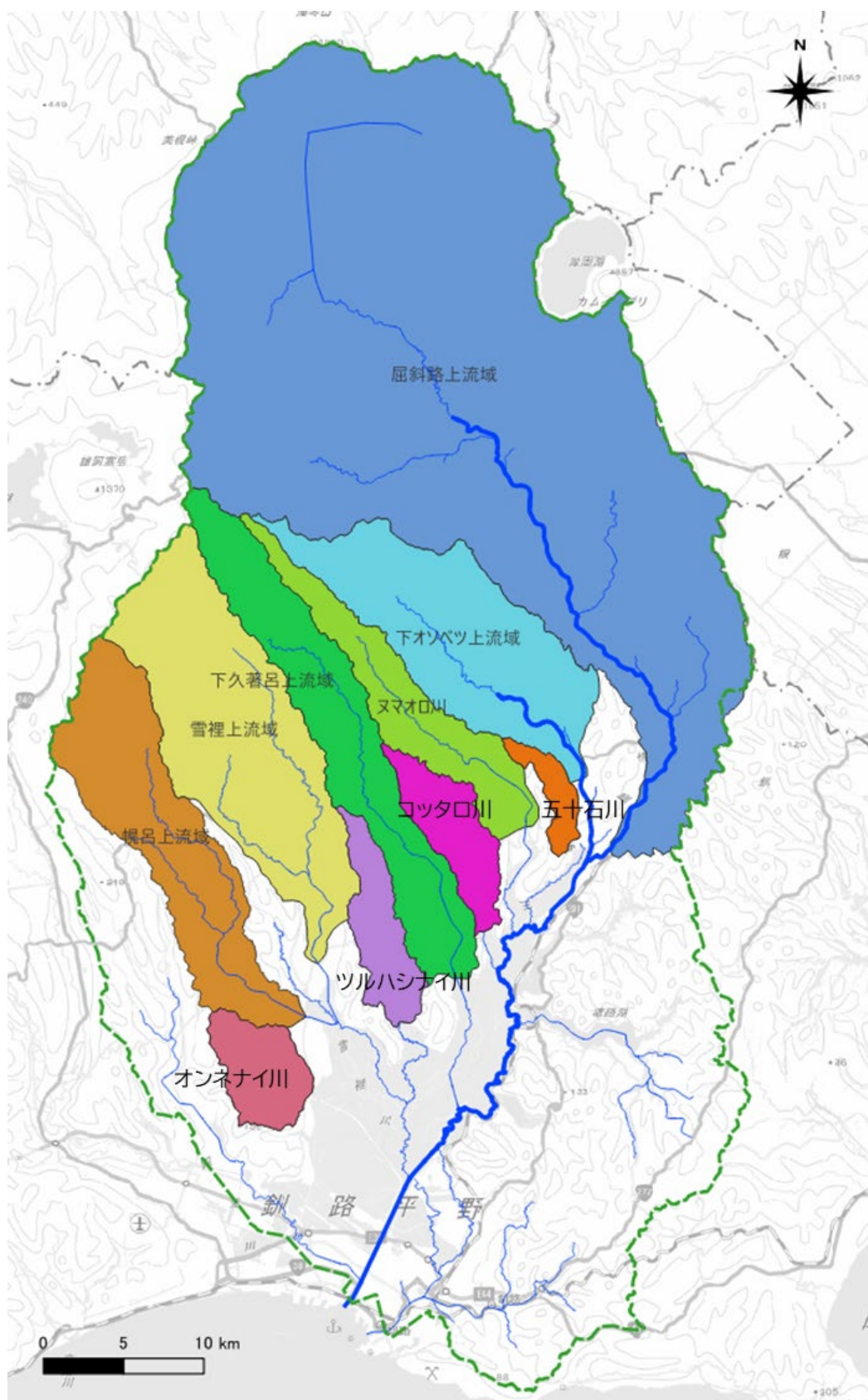


図 6-7 SWAT モデルの対象流域

表 6-2 対象流域の名称と流域面積

名称	SWAT モデル流域名	SWAT モデル 流域面積 (km ²)
オソベツ	下オソベツ上流域	137.6
オンネナイ	オンネナイ川	32.09
コッタロ	コッタロ川	35.2
ツルワチナイ	ツルハシナイ川	16.9
ヌマオロ	ヌマオロ川	69.04
久著呂	下久著呂上流域	96.6
幌呂	幌呂上流域	127
標茶	屈斜路上流域	894.6
雪裡	雪裡川流域	169
五十石川	五十石川流域	12.5

計算に用いたシナリオについては、過去実験 (HPB) および将来予測の各 SST において、100 年のデータ 1 セットを設定した。100 年分というデータ長、ならびにその設定方法は巻末資料にその根拠・手法を整理している。なお、本データの前段には、平年値に近い雨量データの 10 年分を接続し、SWAT モデルの計算が安定するためのスピニング期間として設定した。

SWAT モデルは、河川流量のみならず栄養塩など多様な要素の計算が可能であるが、本評価では湿原環境に対する影響が大きいとされる河川流量および土砂流入量に着目して評価を行った。

2.3 GETFLOWS の概要

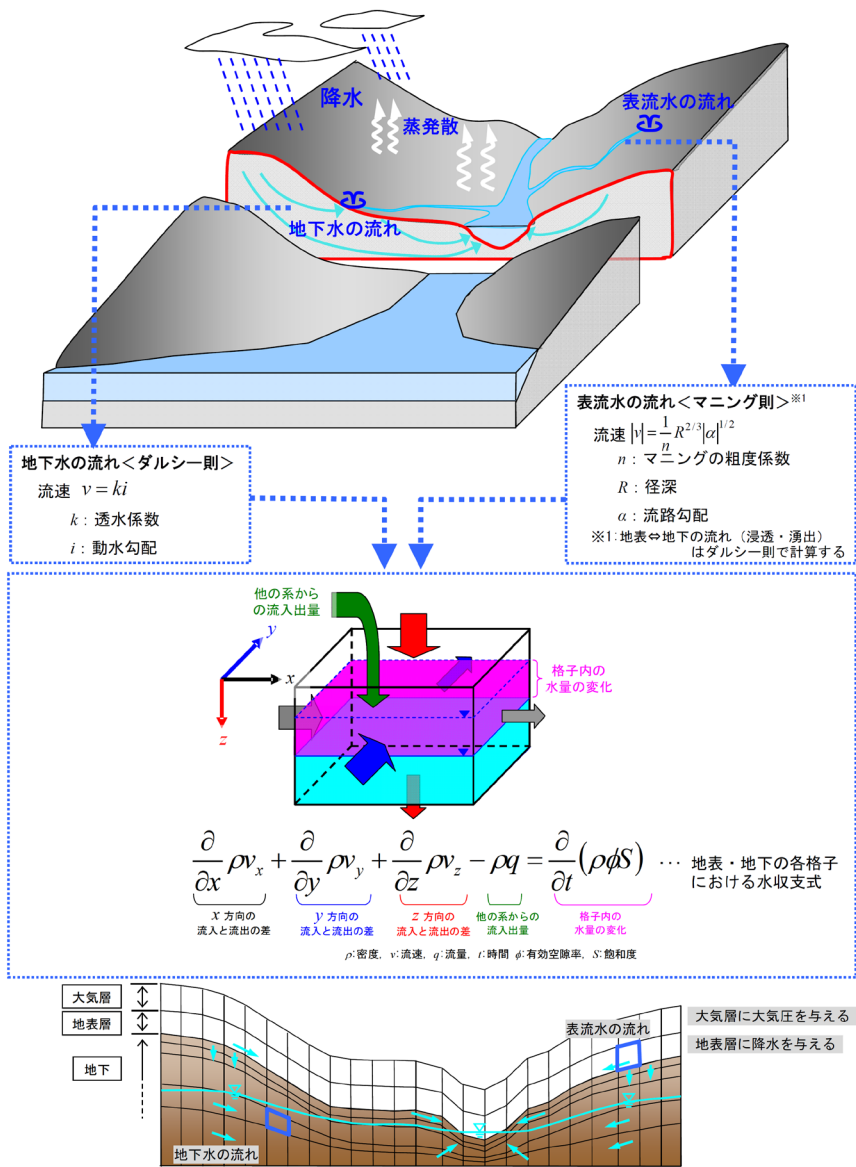
統合型水循環モデル (GETFLOWS) とは、図 6-8 に示すように、マニング則によって地表水の流れを表す式と、ダルシー則によって地下水の流れを表す式を統合し、ひとつの水収支式として構成し、これを各格子単位で計算するモデルである。

この原理により、釧路湿原の水循環を構成する地下水と地表水の相互作用を考慮しながら、それらの流れを一体的に計算することが可能である。さらにこのモデル構造によって、「湿原内では地表水と地下水を区別することが困難である」という湿原特有の性質についても、シミュレーションによる再現が可能となっている。

シミュレーションの実施手順は、図 6-9 に示すとおり、以下の2段階で構成されている。

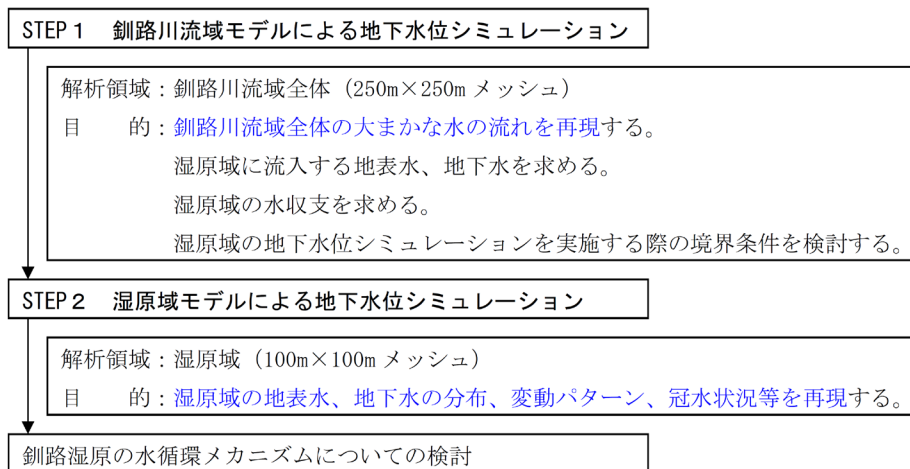
まず STEP1 では、釧路川流域全体を対象とし、やや粗い解析メッシュ (250m×250m) を用いて、大局的な地表水 (河川水、湧水など) および地下水 (主に丘陵部の地下水) の分布を再現する (釧路川流域モデル)。

次に STEP2 では、STEP1 で得られた地表水および地下水の分布を境界条件として設定し、湿原域を対象とするやや細かい解析メッシュ (100m×100m) を用いて、湿原域の地下水の分布や変動パターンを再現する (湿原域モデル)。



出典：釧路湿原の水循環 — 現地観測とシミュレーションによる釧路湿原の水と物質の移動形態の解明—

図 6-8 統合型水循環モデル (GETFLOWS) の計算原理の説明図



出典：釧路湿原の水循環 — 現地観測とシミュレーションによる釧路湿原の水と物質の移動形態の解明—

図 6-9 現況再現の地下水位シミュレーションの実施手順

3 河川流況の変化

3.1 タンクモデルによる河川流況の変化

全アンサンブルデータを用いて流出解析を実施し、各日付における平均値、中央値、流量の95%が収まる範囲、および比流量の中央値を可視化した（d4PDF20km版2度昇温は図6-10～図6-13、d4PDF20km版4度昇温は図6-14～図6-17、5kmRCM版4度昇温は図6-18～図6-21）。中央値は、平水流量に近い概念であり、通常の流況を代表する指標である。一方、平均流量は、少数の洪水イベントによって値が大きくなる傾向がある。解析においては、7日間の移動平均によるスムージング処理を施している。

春期は、融雪出水のピークが1ヵ月程度前倒しになるとともに規模が小さくなる。

夏期には強雨によって出水が発生するため、流量の幅が広くなる傾向が見られる。特に、HPBに対してMIなど降雨強度の高いイベントが多く含まれるSSTでは、流量の幅がさらに大きくなる。

一部の流域では、夏期の平均流量が低下する場合がある。この現象は、融雪による出水が小規模化・早期化することで、初夏の平均流量が低下したまま夏期に移行し、その後洪水が発生したとしても、低下した流量が回復しづらいことが要因と考えられる。

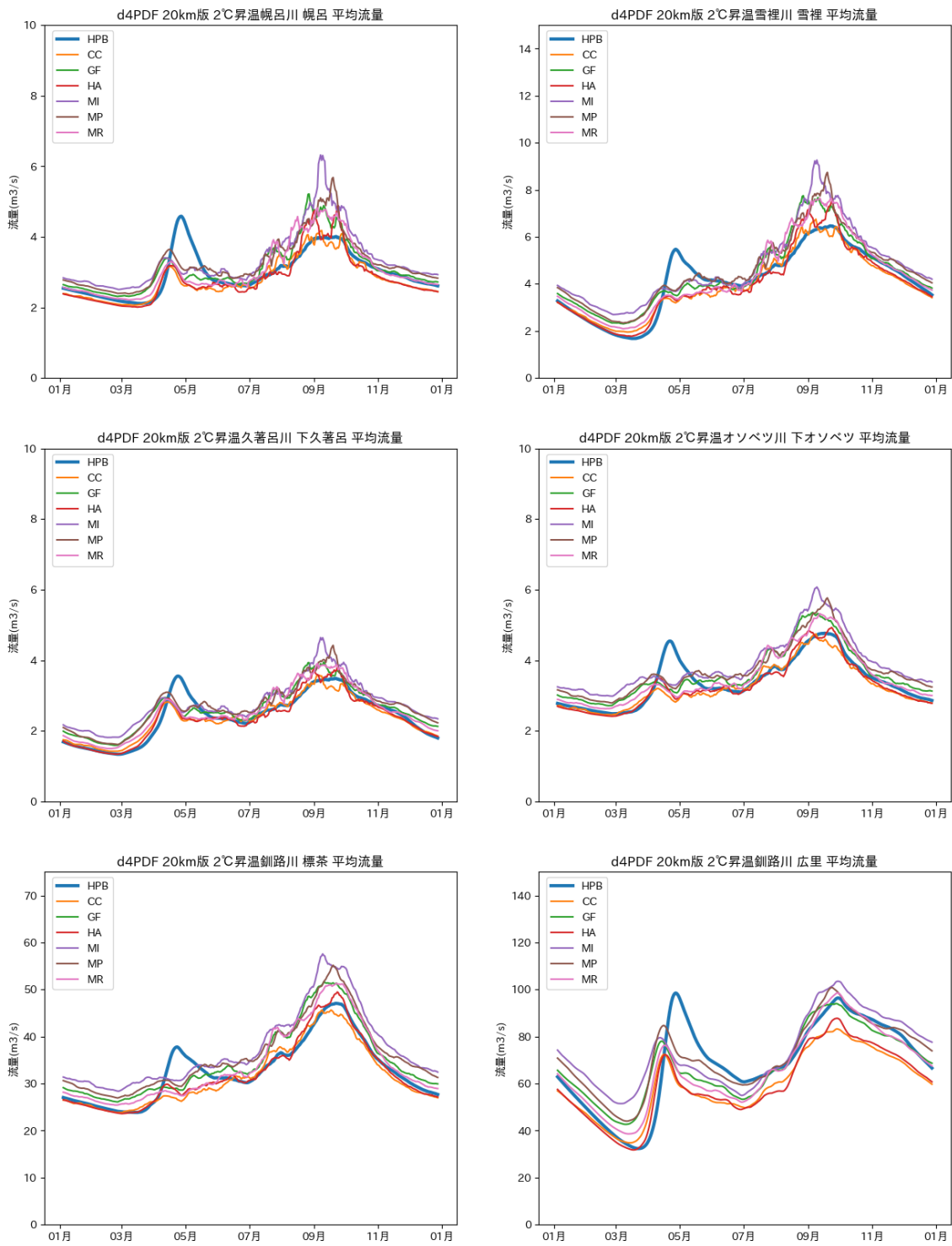


図 6-10 d4PDF20km 版 2 度昇温での平均流量

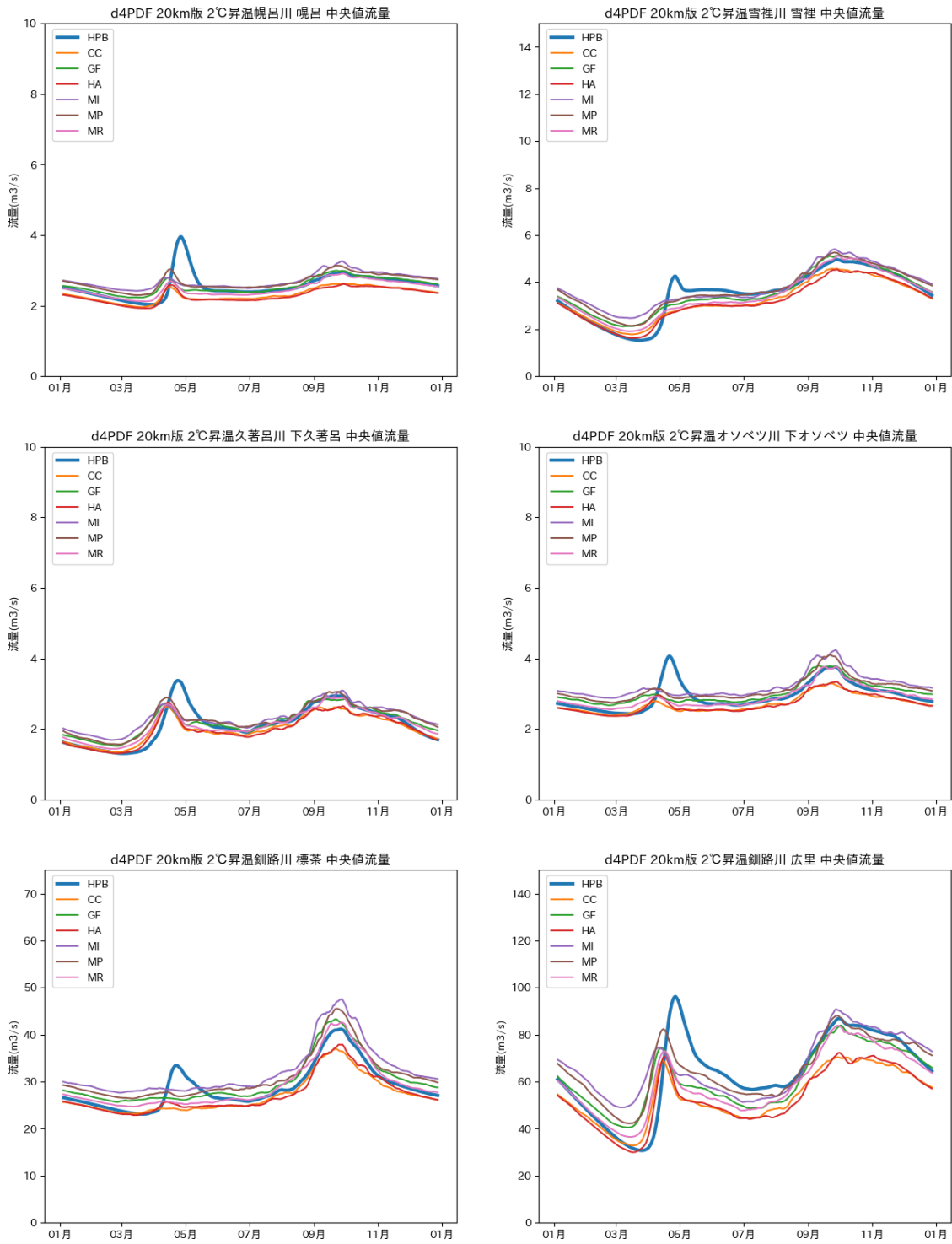


図 6-11 d4PDF20km 版 2 度昇温での中央値流量

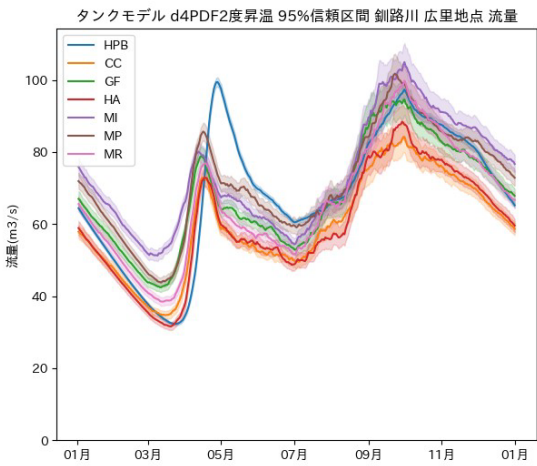
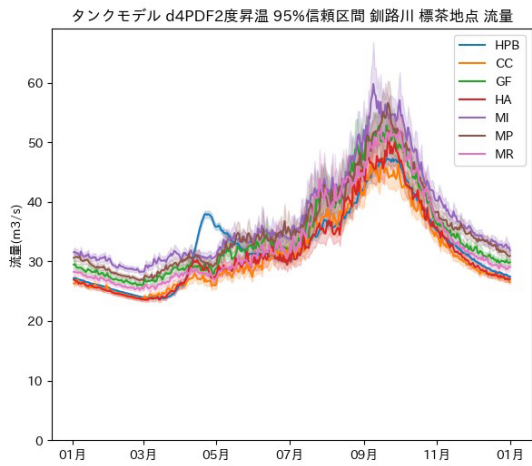
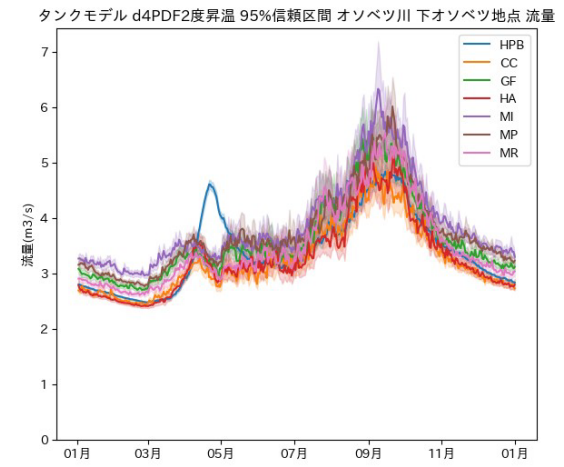
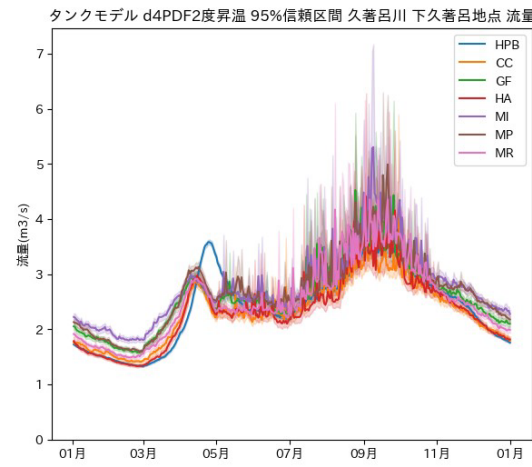
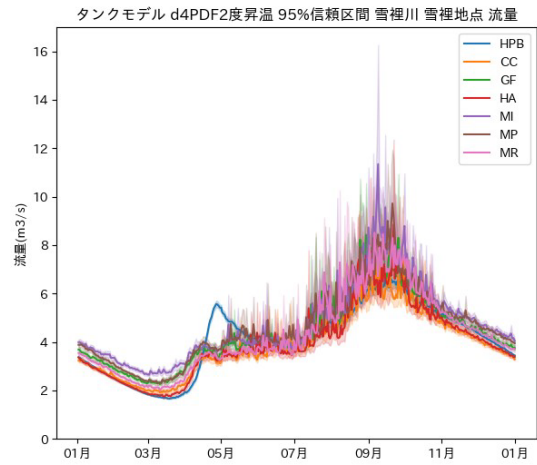
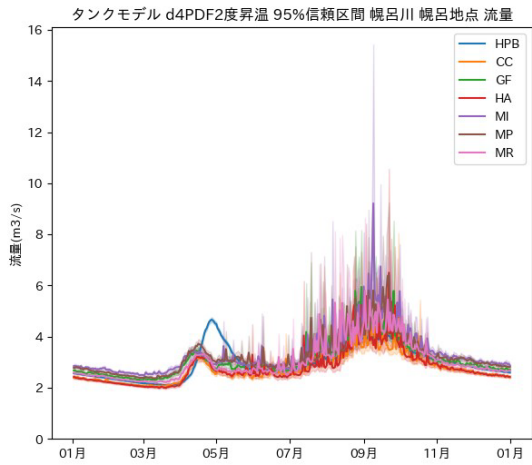


図 6-12 d4PDF20km 版 2 度昇温での 95%信頼区間の流量の変動幅

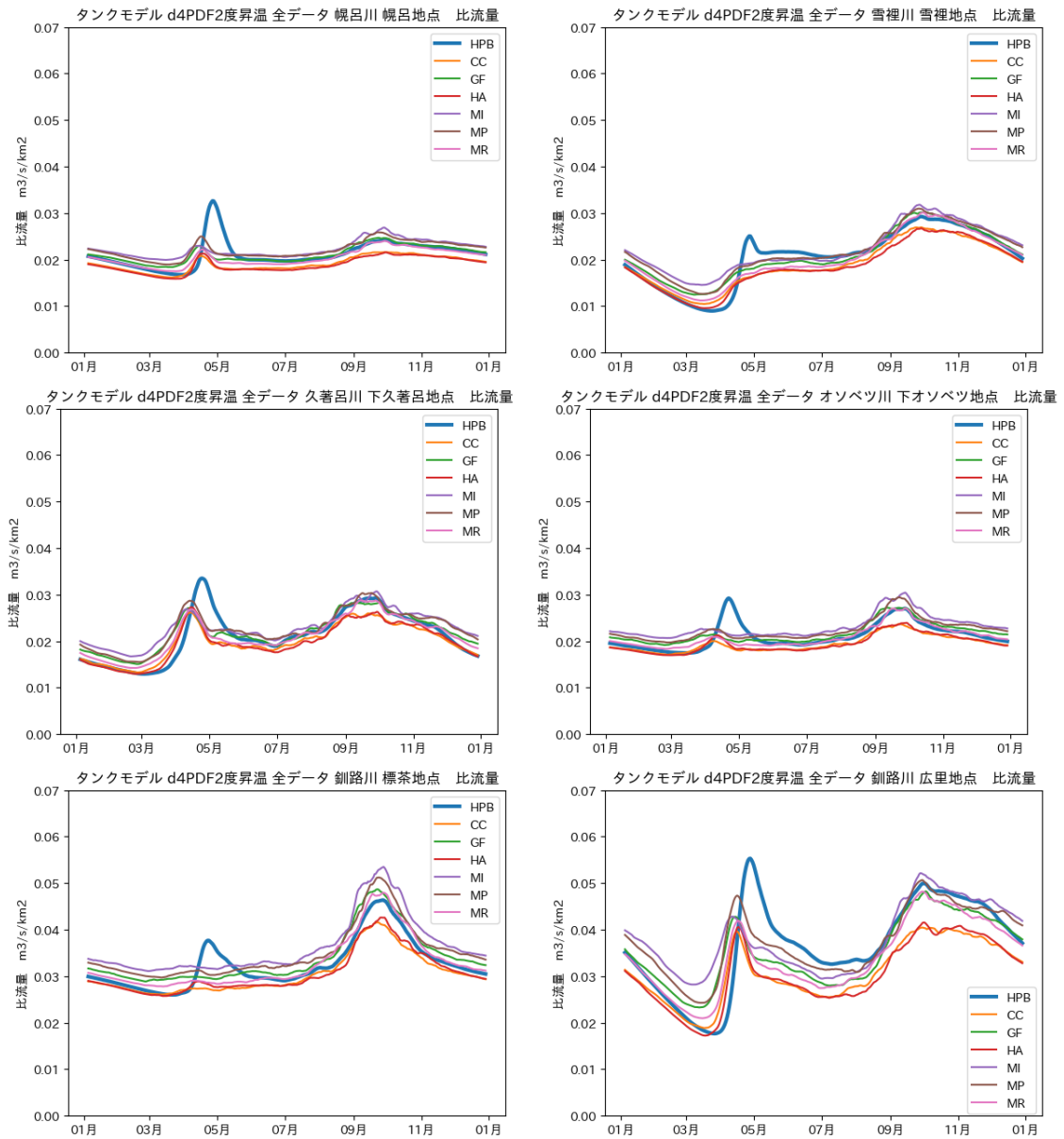


図 6-13 d4PDF20km 版 2 度昇温の集水域あたりの中央値比流量

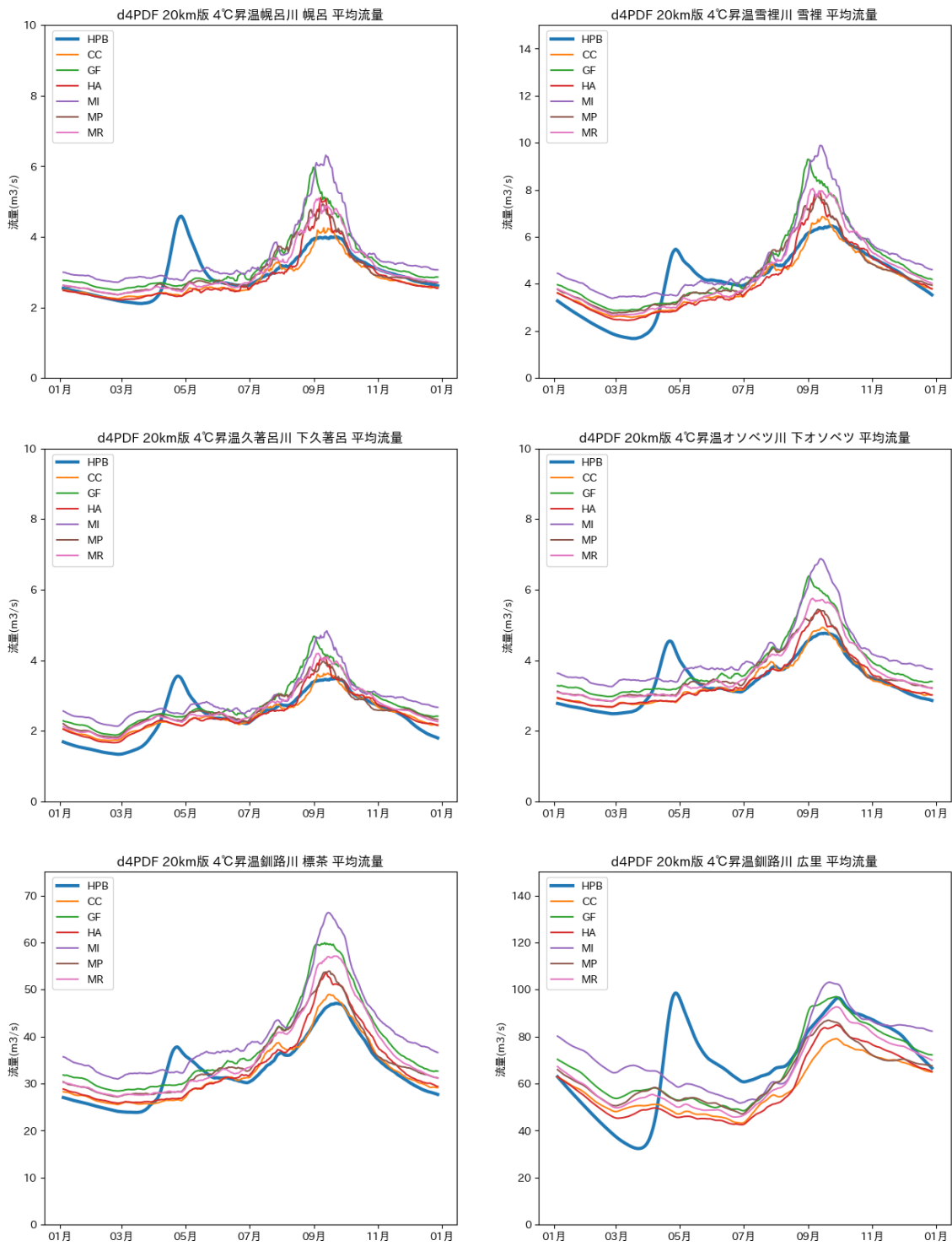


図 6-14 d4PDF20km 版 4 度昇温での平均流量

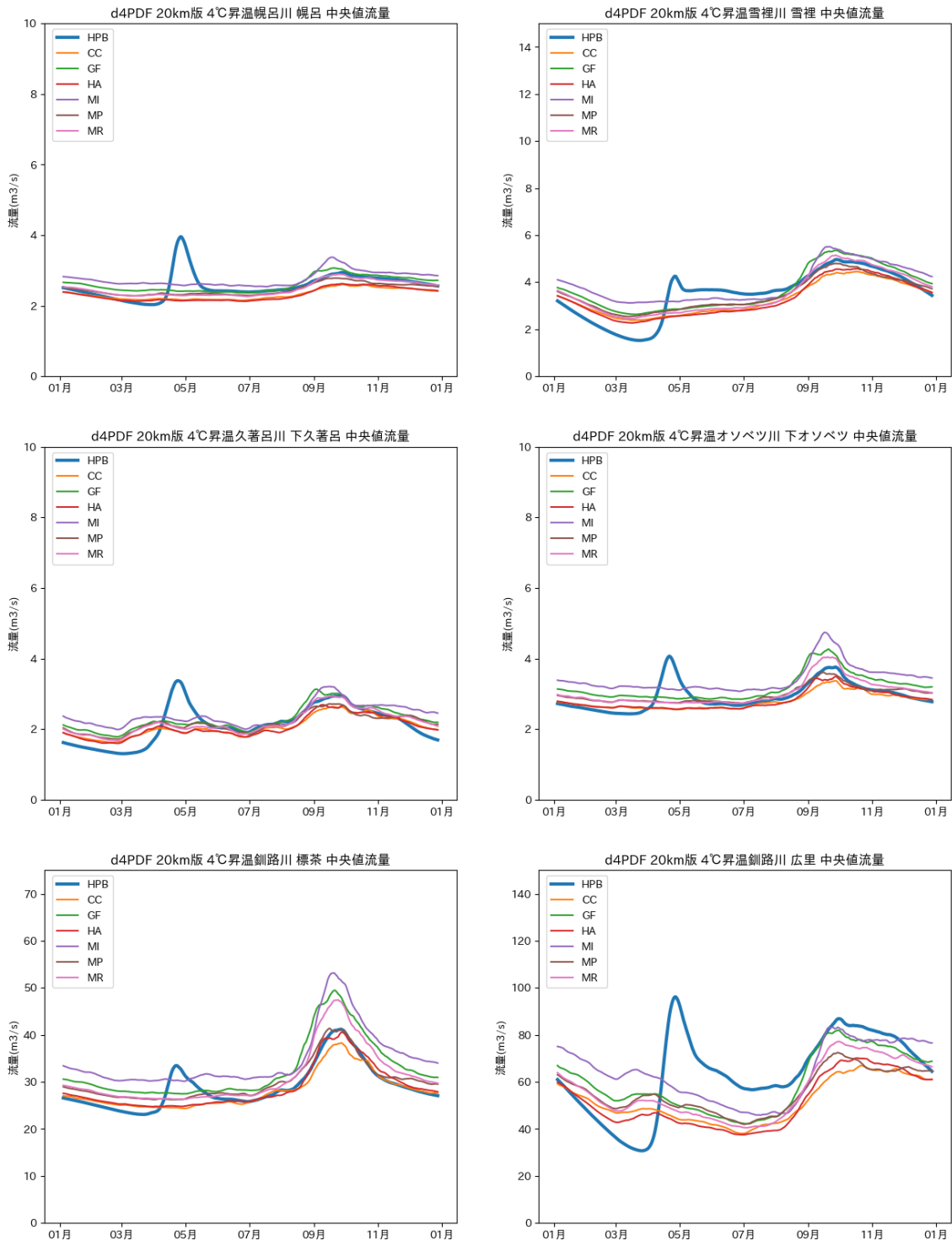


図 6-15 d4PDF20km 版 4 度昇温での中央値流量

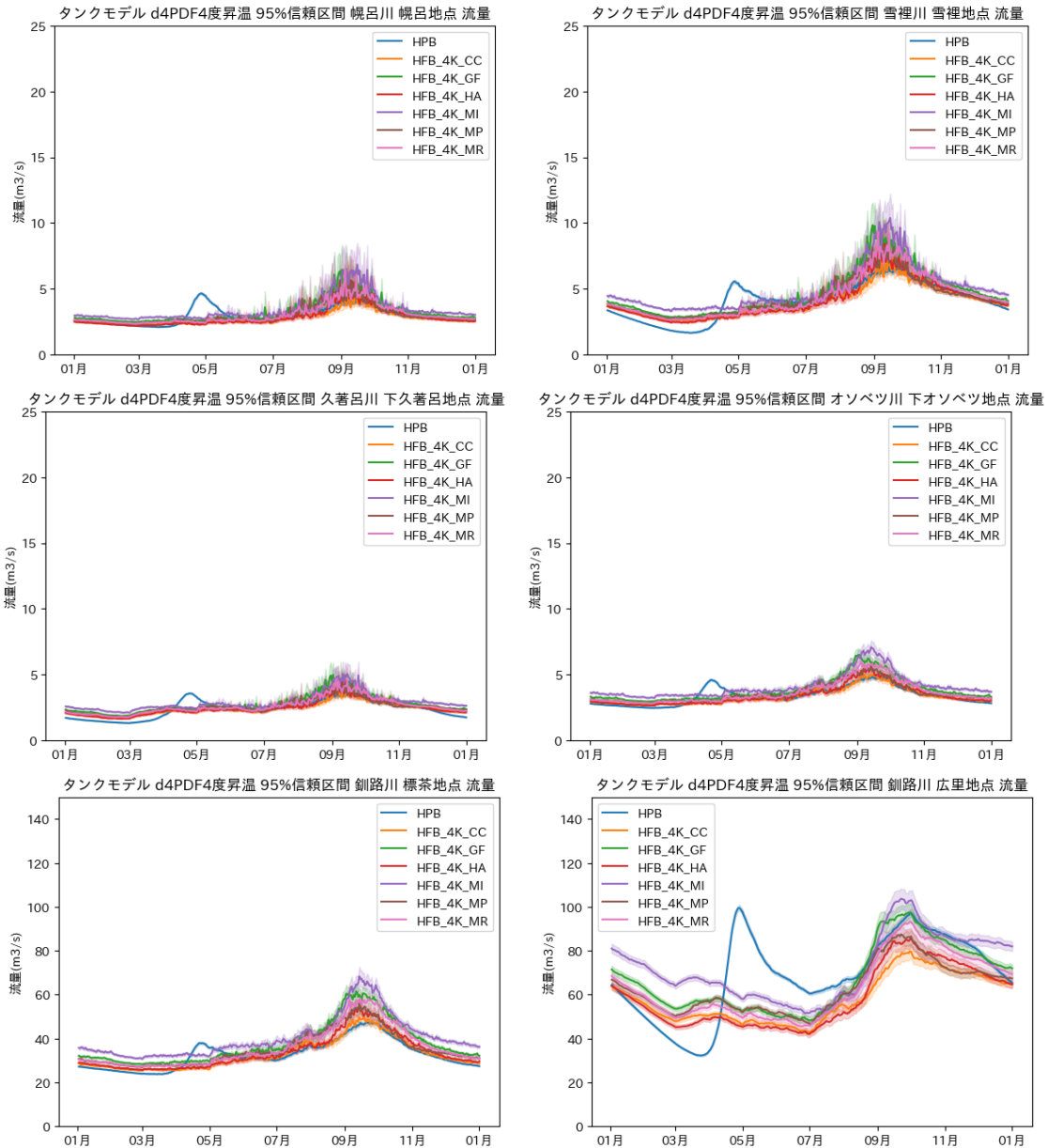


図 6-16 d4PDF20km 版 4 度昇温での 95%信頼区間の流量の変動幅

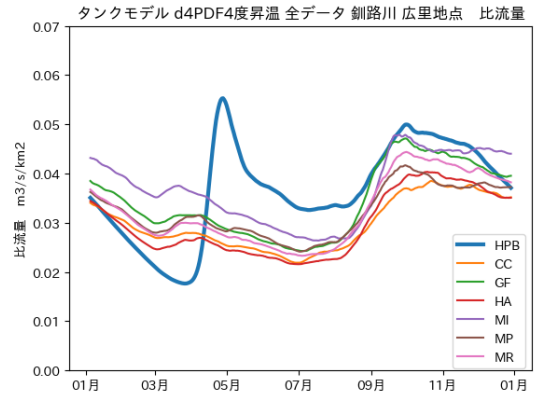
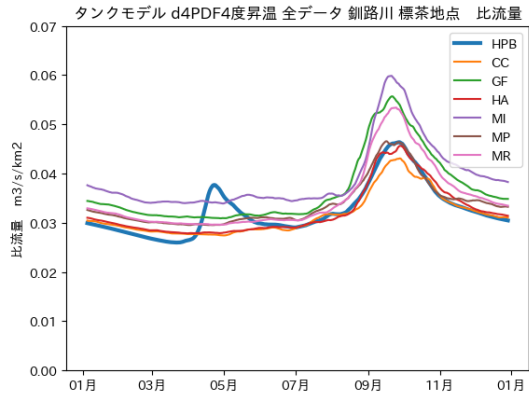
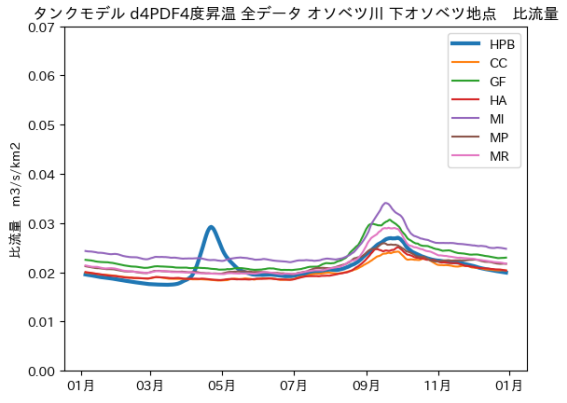
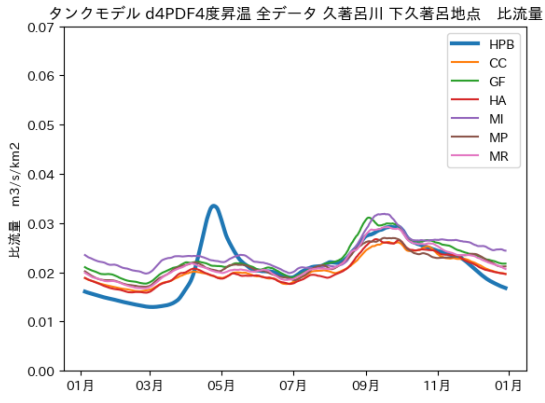
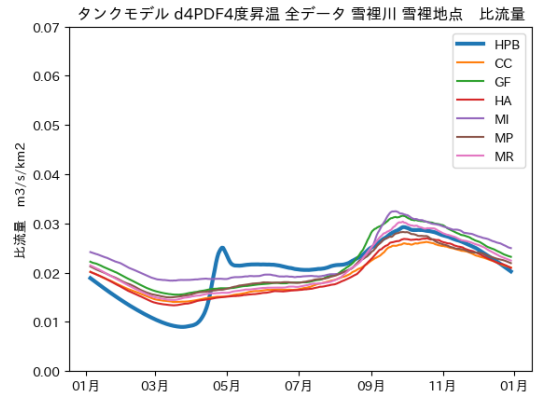
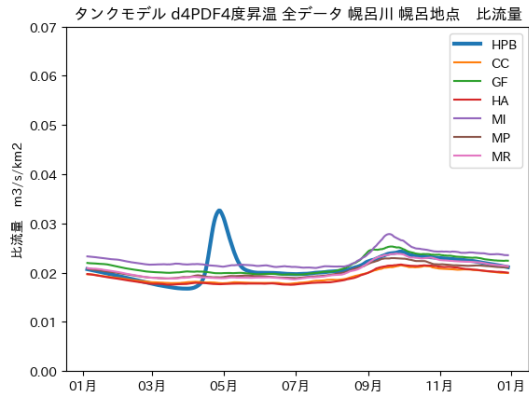


図 6-17 d4PDF20km 版 4 度昇温の集水域あたりの中央値比流量

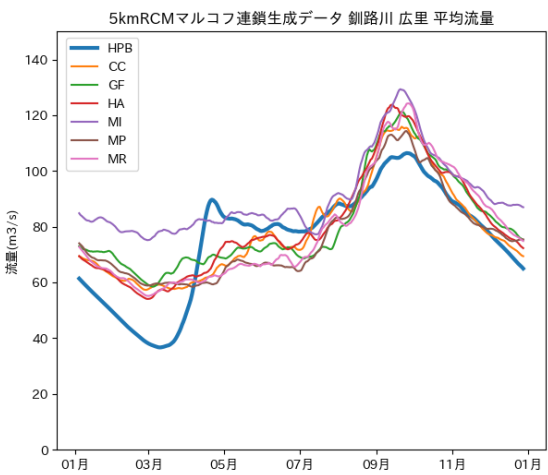
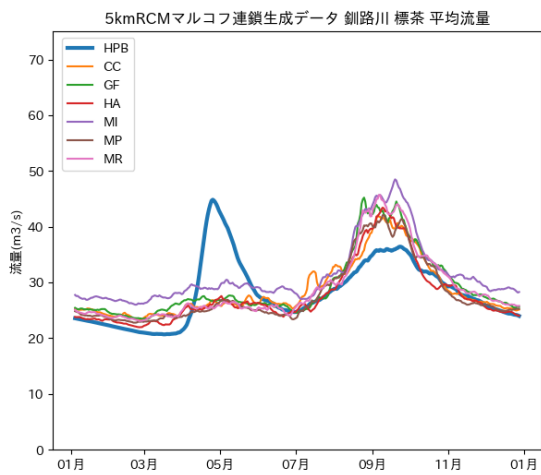
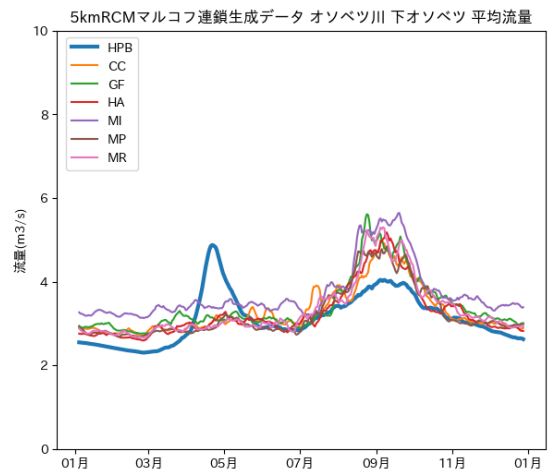
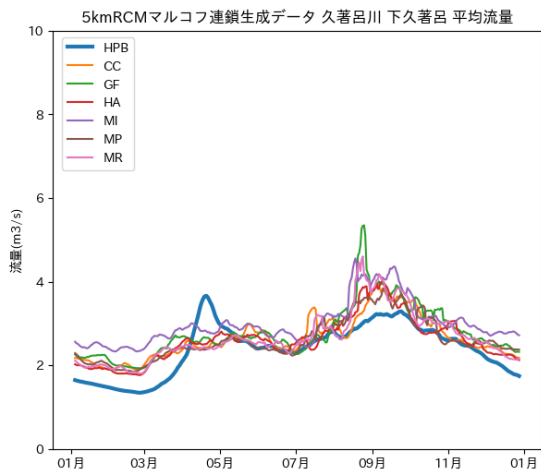
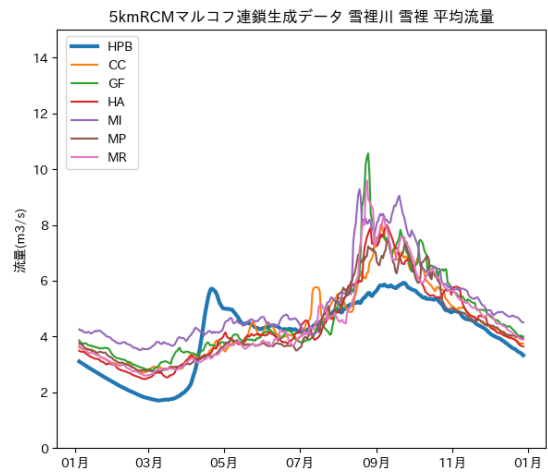
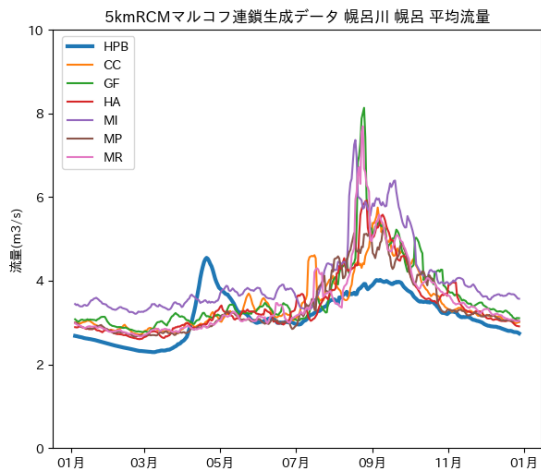


図 6-18 5kmRCM 版 4 度昇温での平均流量

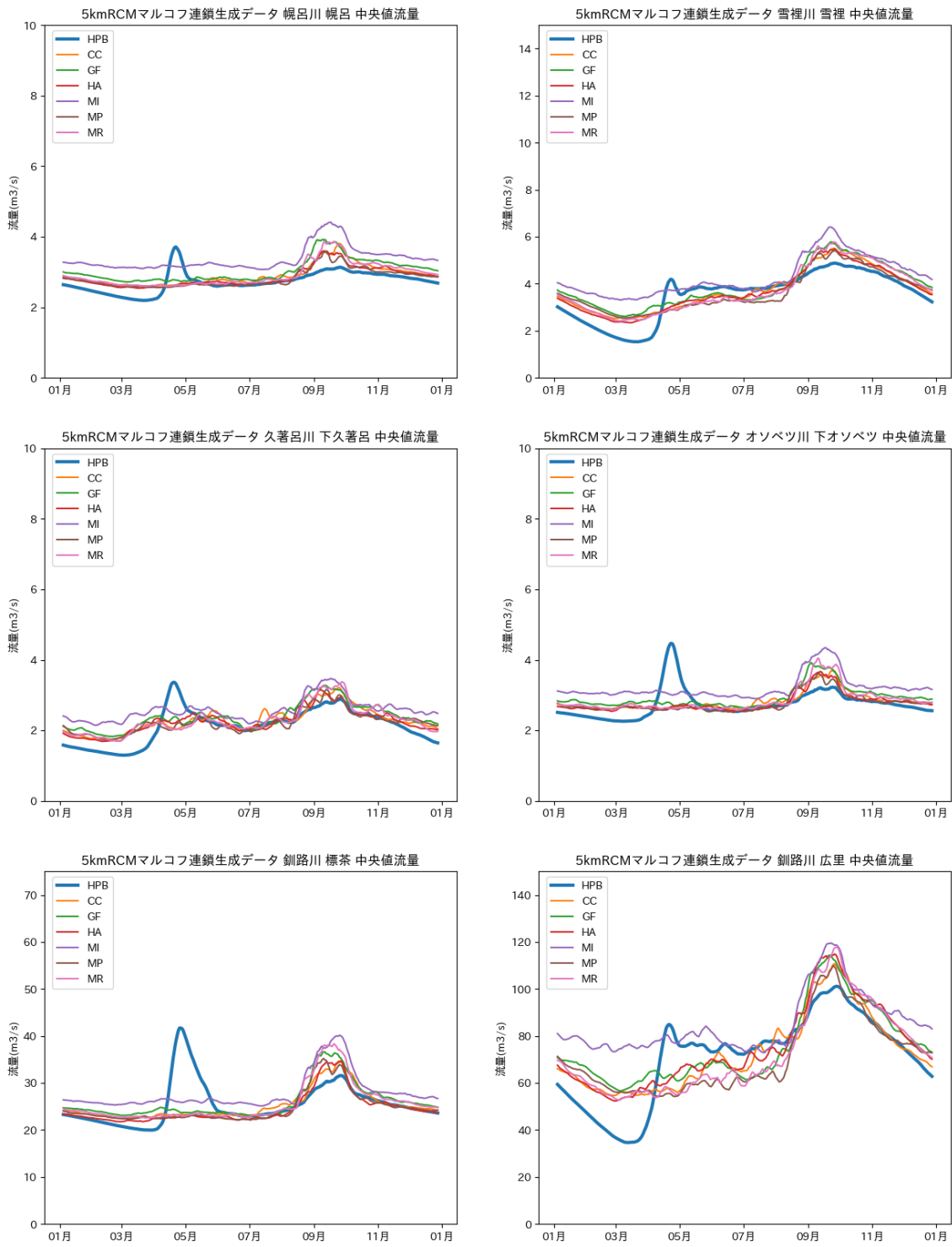


図 6-19 5kmRCM 版 4 度昇温での中央値流量

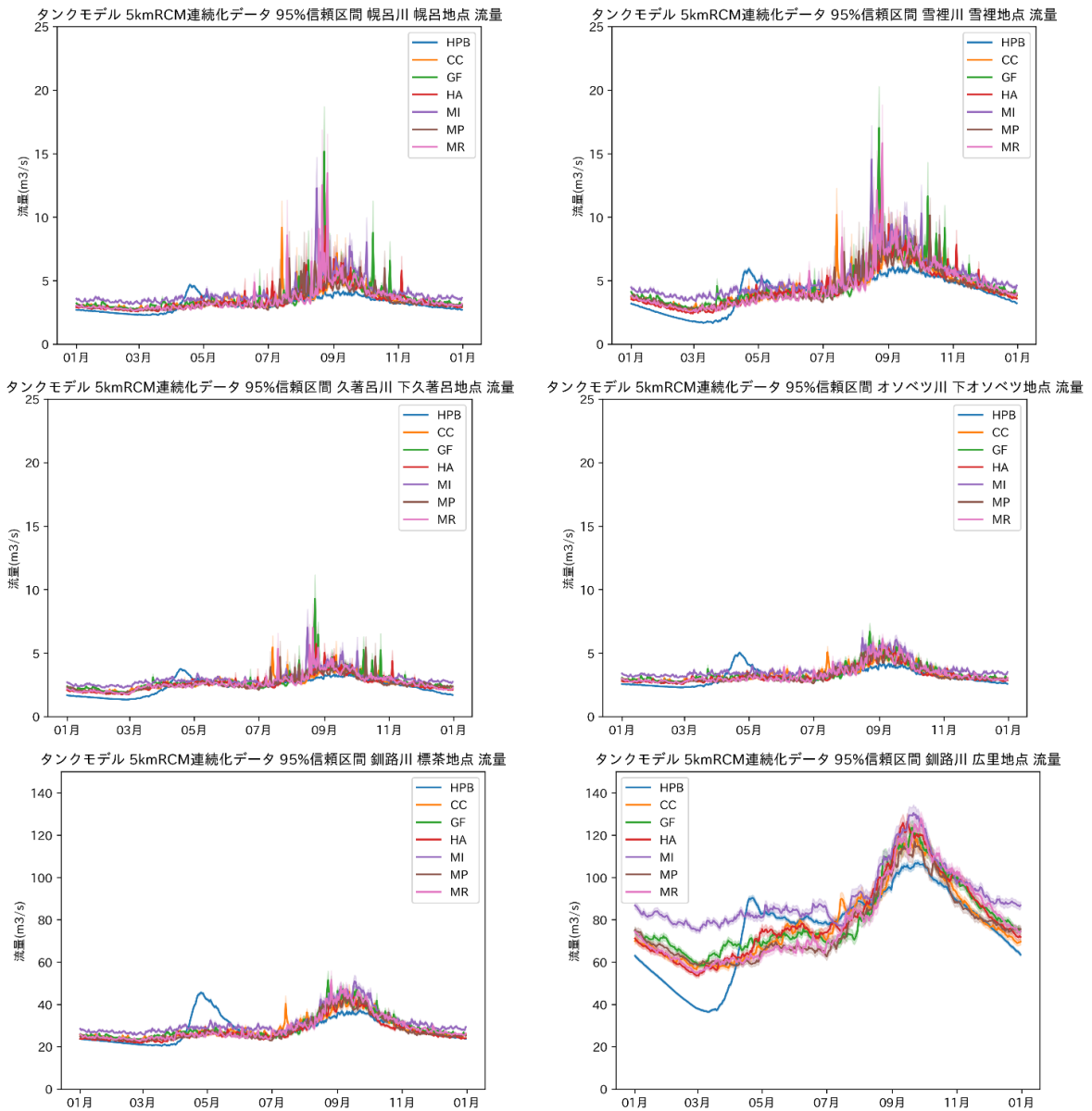


図 6-20 5kmRCM 版 4 度昇温での 95%信頼区間の流量の変動幅

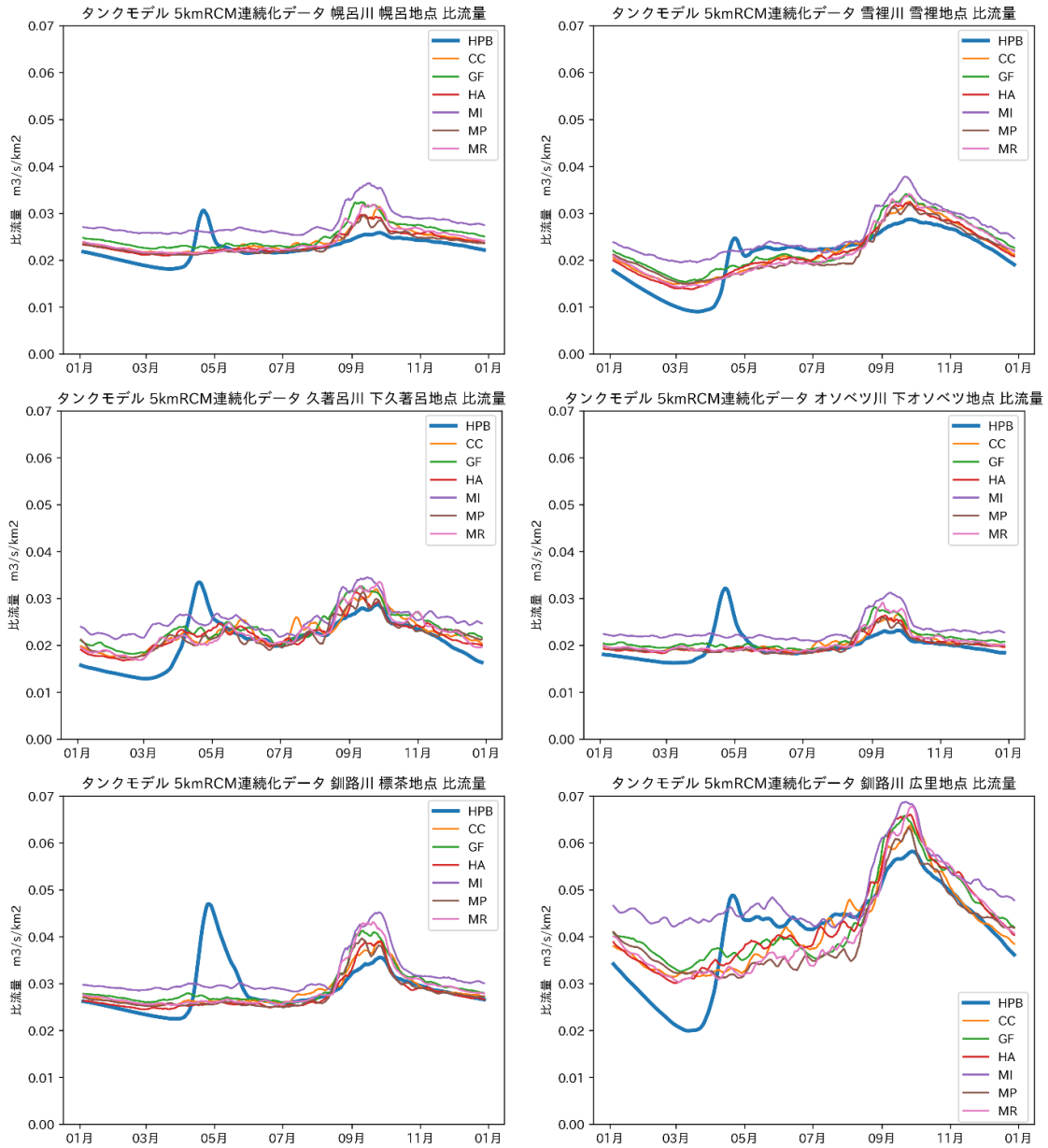


図 6-21 5kmRCM 版 4 度昇温の集水域あたりの中央値比流量

3.2 タンクモデルによる積雪・融雪の変化

各流域における融雪量と、集水域内の平均積雪量を比較した。d4PDFの2度昇温では積雪量（図 6-22）および最大融雪量（図 6-23）がほぼ半減し、d4PDF ならびに 5kmRCM の4度昇温では積雪量（図 6-24、図 6-26）、融雪量（図 6-25、図 6-27）ともに大幅に減少する傾向が確認された。これは、計算上、秋期において降雨・降雪の閾値温度を上回る日数が長く続いたため、降水が雪に変わらず、そのまま河川に流出することが要因である。

降雪・融雪の計算には 5km グリッドによる高解像度データを用いているが、山地におけるグリッドではグリッド内の標高差が大きく、グリッド内平均標高ではその差異を十分に表現できないという課題がある。計算上、平均して閾値温度を超えていると判断される場合でも、実際には平均標高よりも高い地点では降雪が発生し、積雪として残る可能性がある。このため、積雪量が過小評価されている可能性がある点に留意する必要がある。

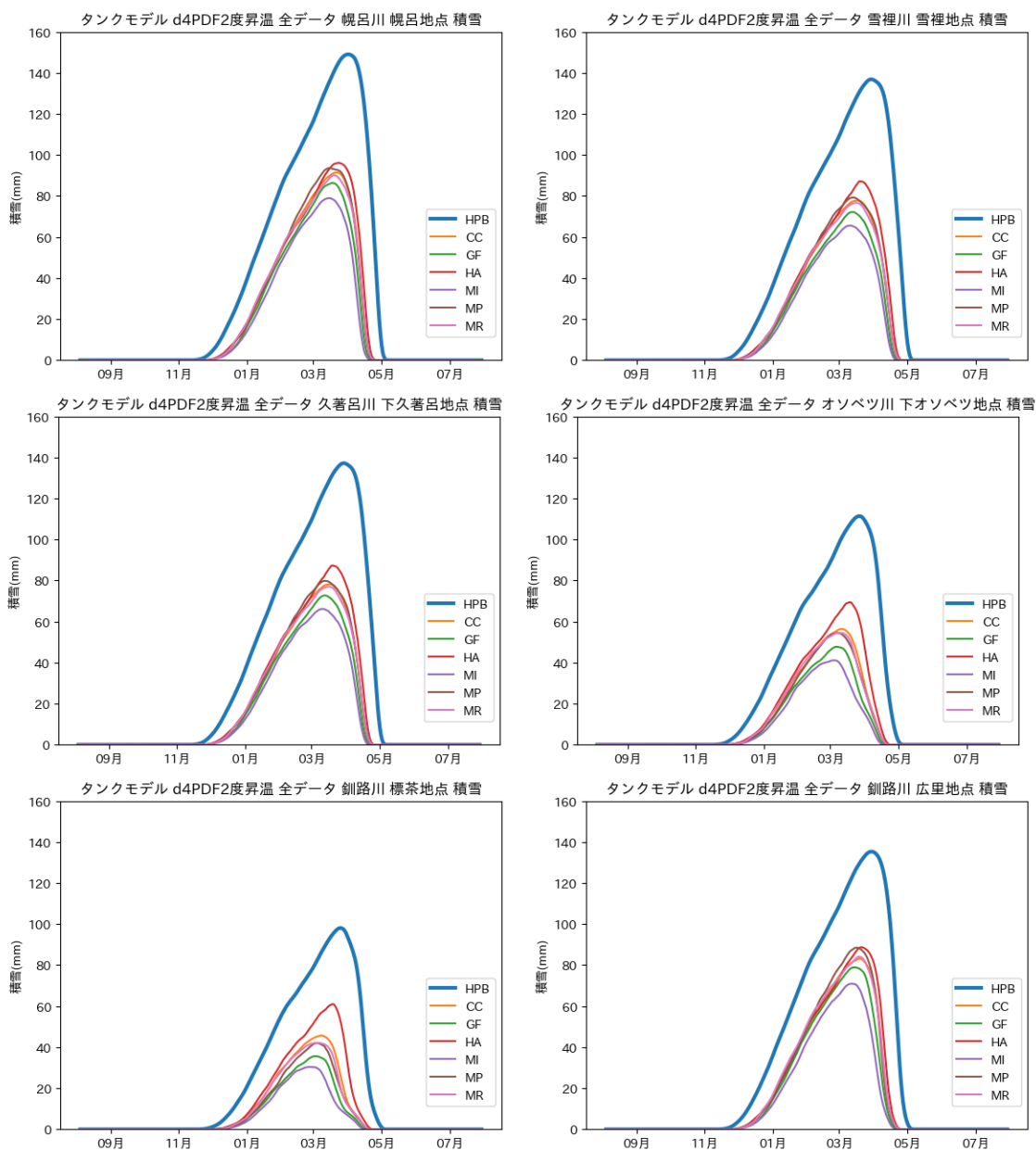


図 6-22 d4PDF20km 版 2 度昇温での積雪量の変化

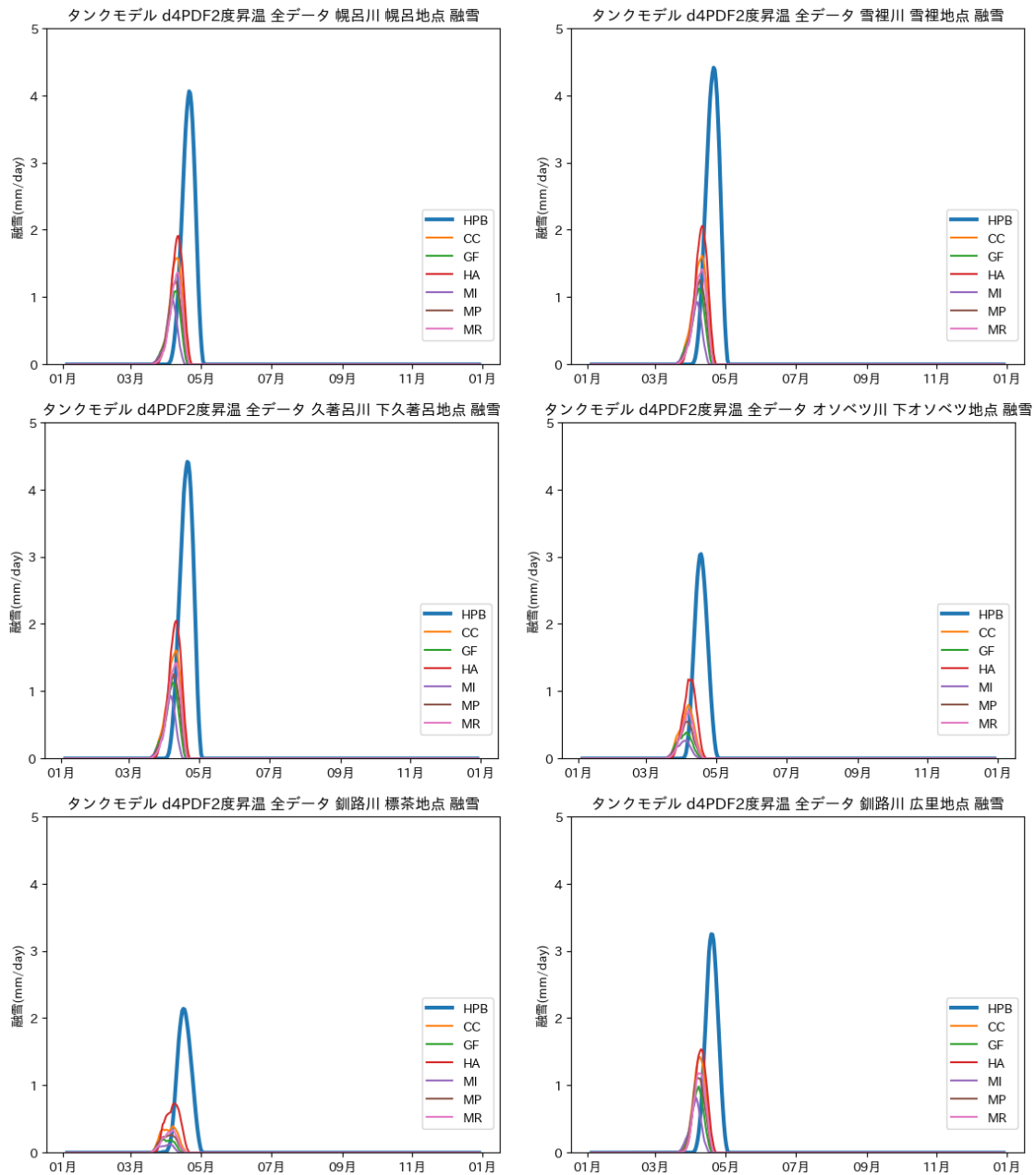


図 6-23 d4PDF20km 版 2 度昇温での融雪量の変化

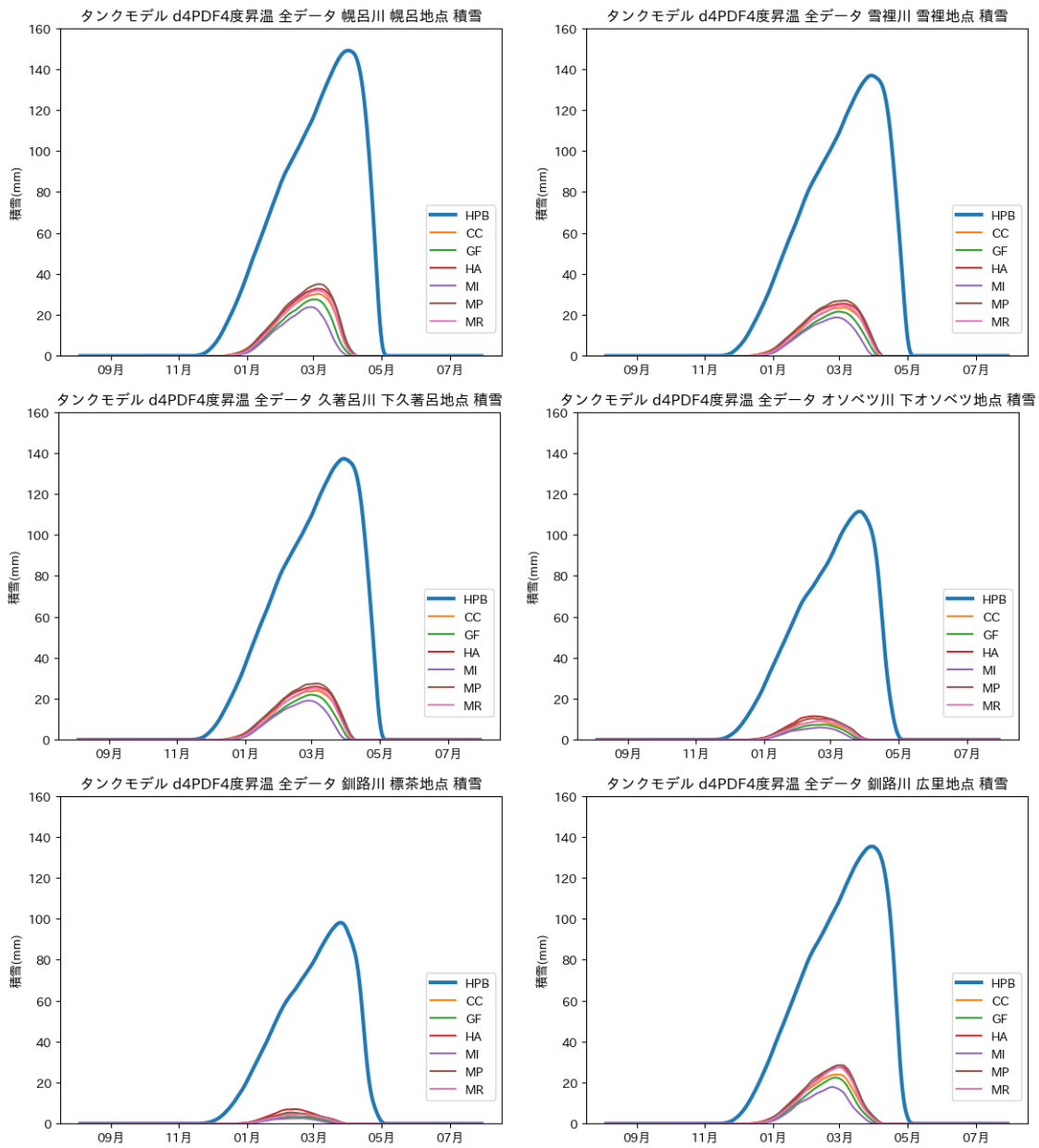


図 6-24 d4PDF20km 版 4 度昇温での積雪量の変化

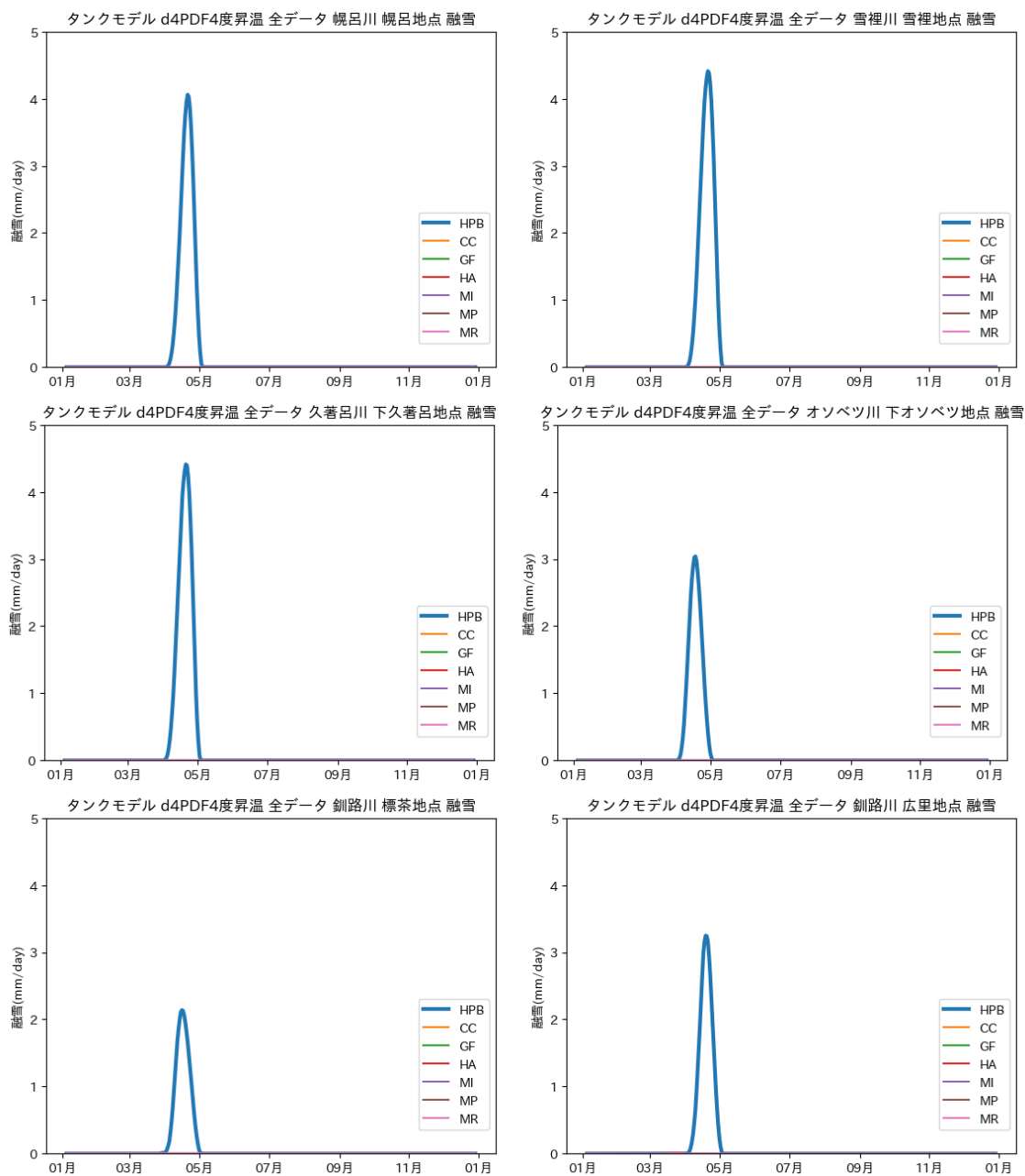


図 6-25 d4PDF20km 版 4 度昇温での融雪量の変化

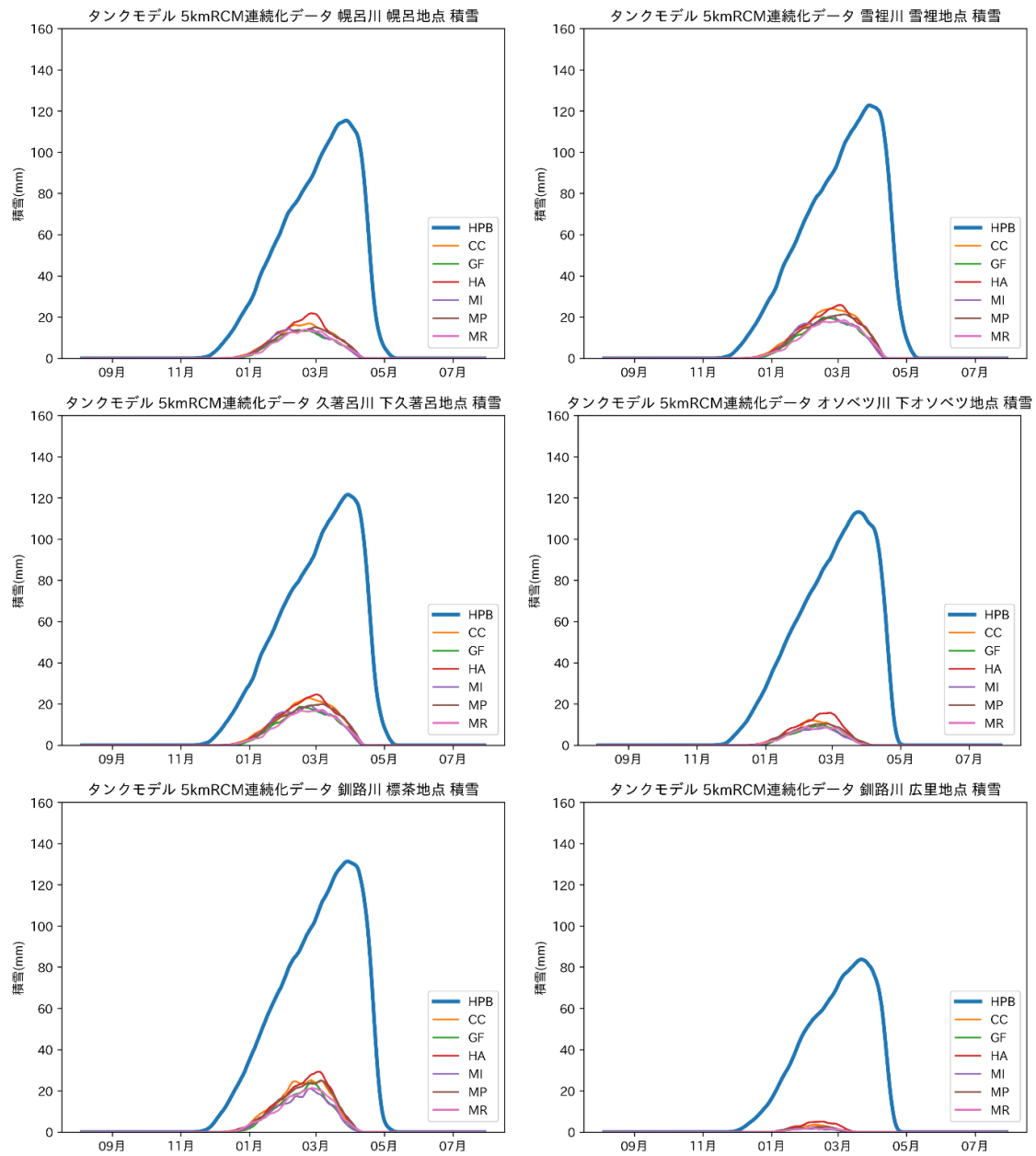


図 6-26 5kmRCM 版 4 度昇温での積雪量の変化

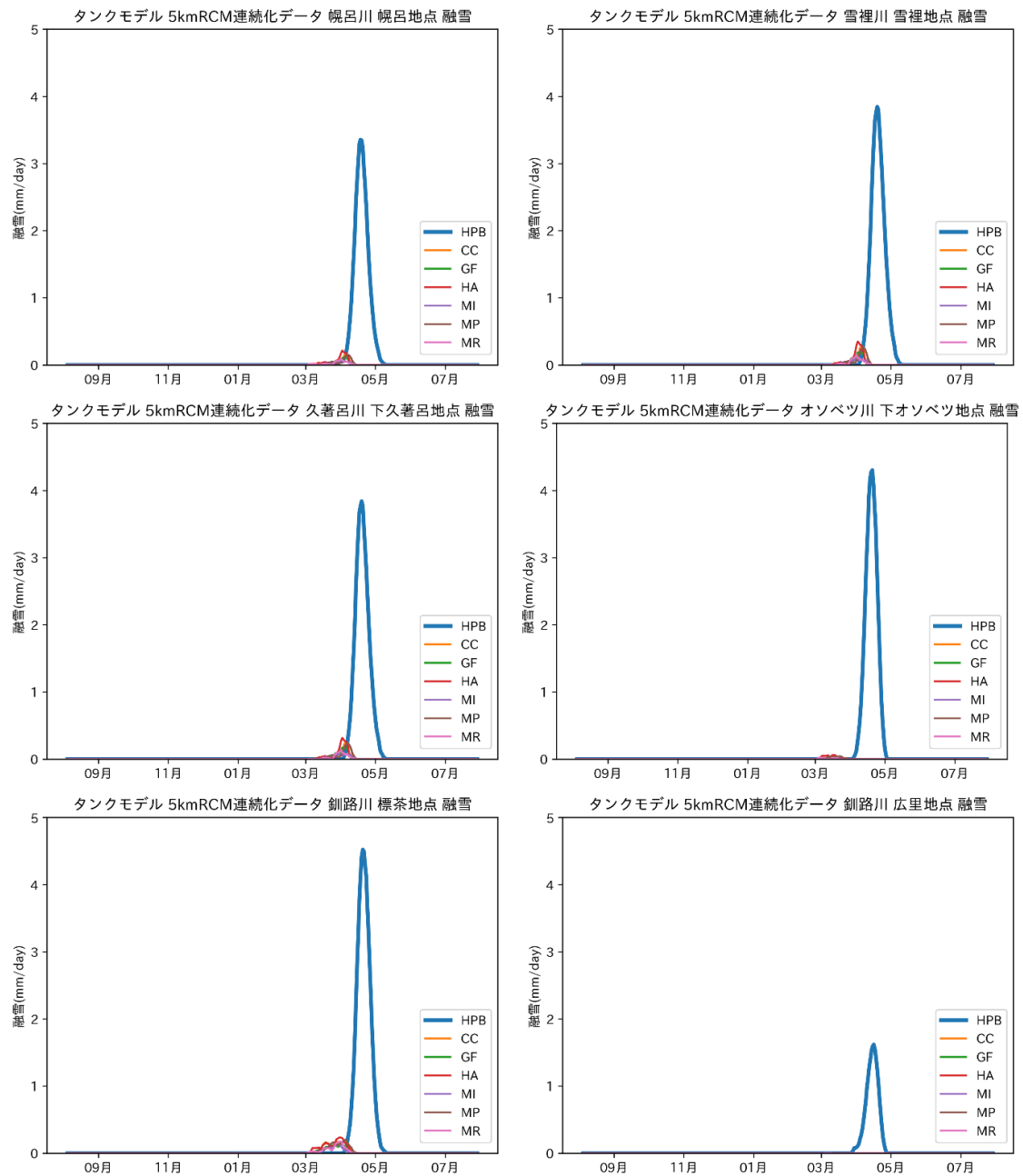


図 6-27 5kmRCM 版 4 度昇温での融雪量の変化

3.3 SWAT モデルによる流況の変化

タンクモデルでは約 3,000 年分のサンプルサイズを用いて解析が行われるため平均流量は滑らかなグラフになるのに対し、SWAT モデルでは 100 年分と相対的に少ないデータを用いており、平均河川流量として可視化した場合、タンクモデルに比べて変動の大きいグラフとなる。そのため、6SST を重ねて可視化すると、SST 同士の差異や HPB からの変化が分かりづらい。このため、HPB に対して、各 SST における平均流量を個別に示すこととした。

HPB においては、融雪出水が明確に現れるオソベツ川と、そうではない雪裡川との間に顕著な差異が見られる。オソベツ川では、集水域内に標高の高い山頂部に近いエリアが少ないため、計算上、雪の影響が限定的である。一方、雪裡川では、集水域内に標高の高い積雪域が広く分布しているため、HPB における計算結果に差異が生じたと考えられる。

また、夏期の出水に関しては、降雨が集中する西側山地を源流とする雪裡川および久著呂川において、流量の増大が顕著であった。

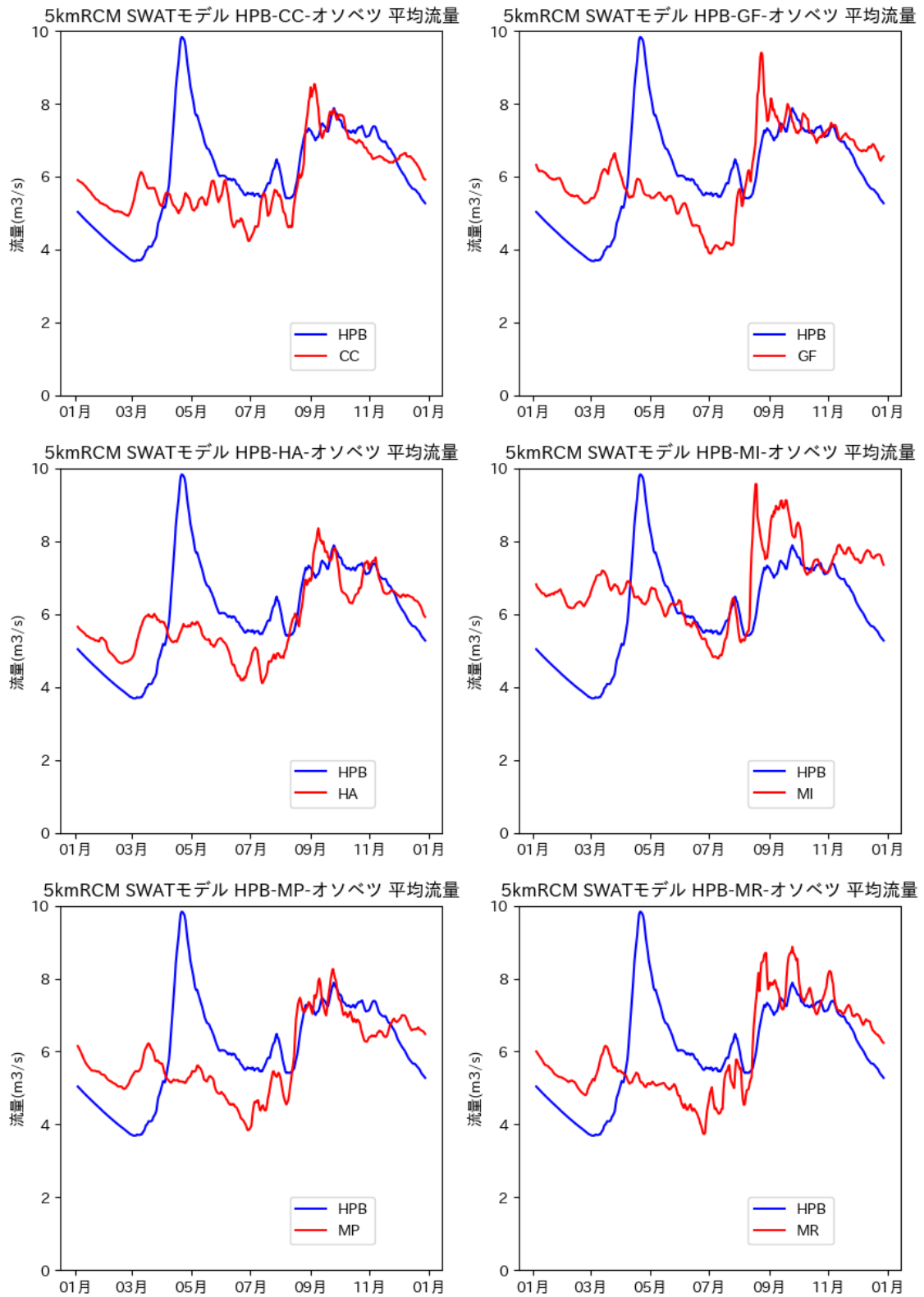


図 6-28 SWAT モデルによるオソベツ川の平均流量

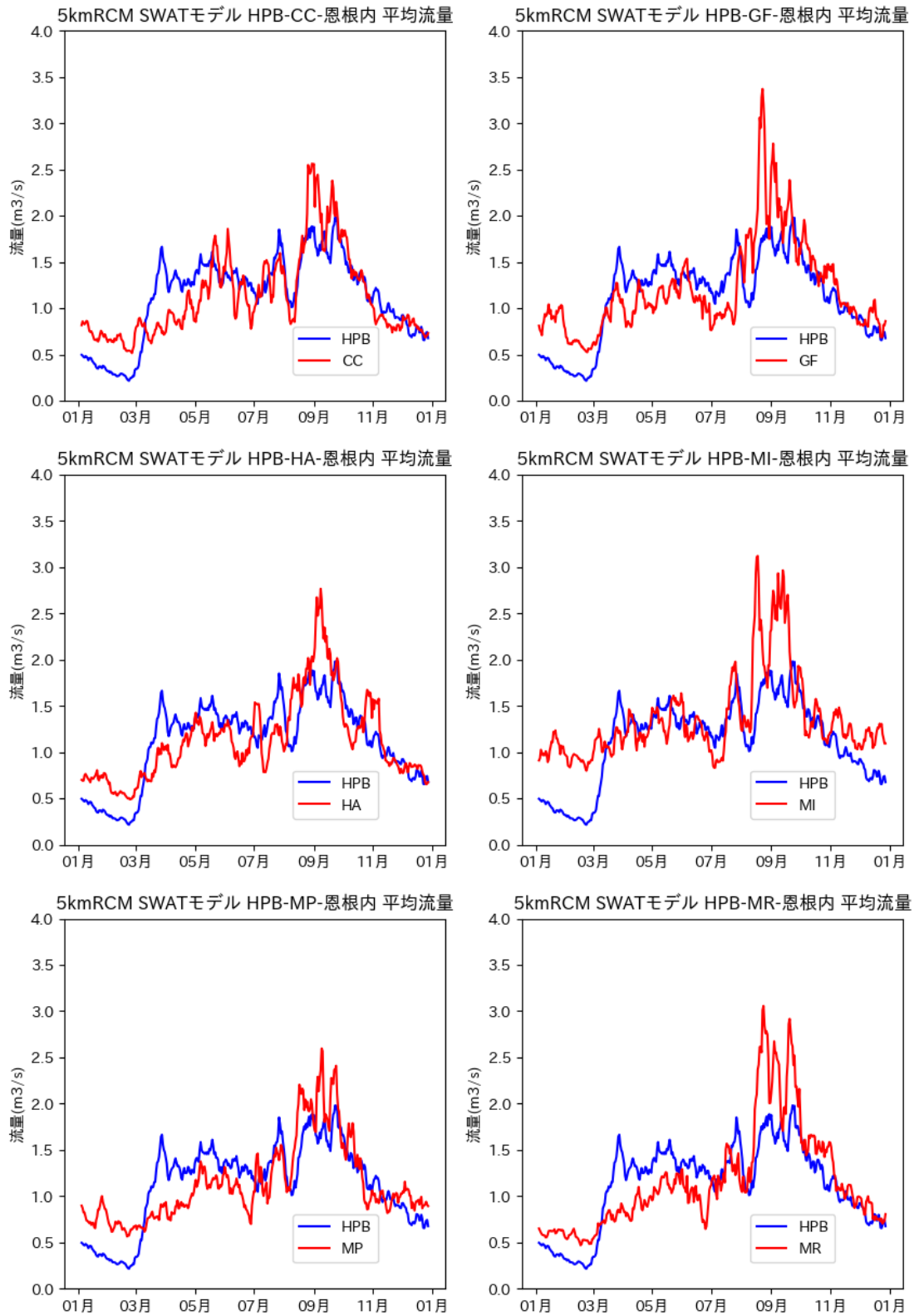


図 6-29 SWAT モデルによるオンネナイ川の平均流量

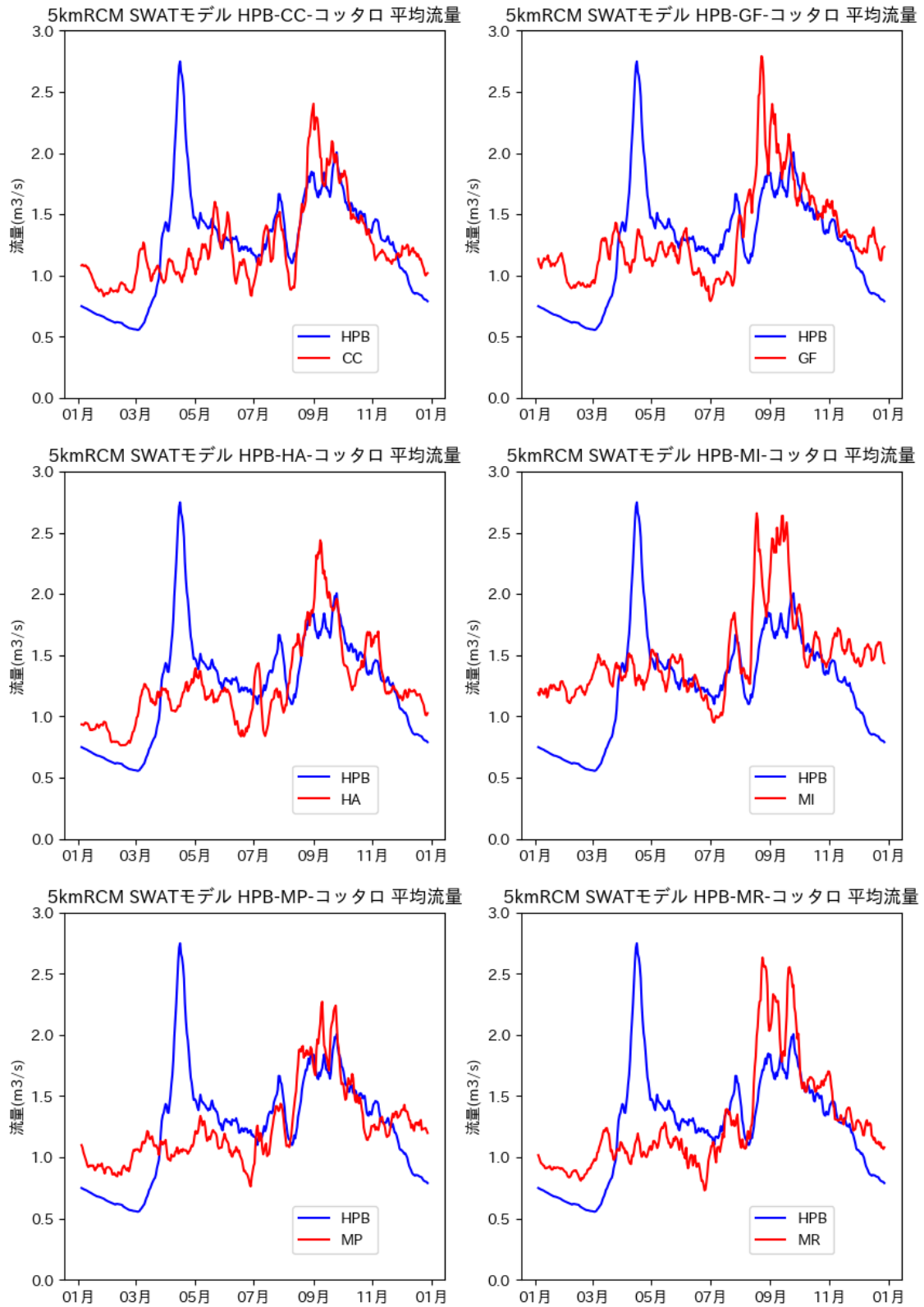


図 6-30 SWAT モデルによるコッタロ川の平均流量

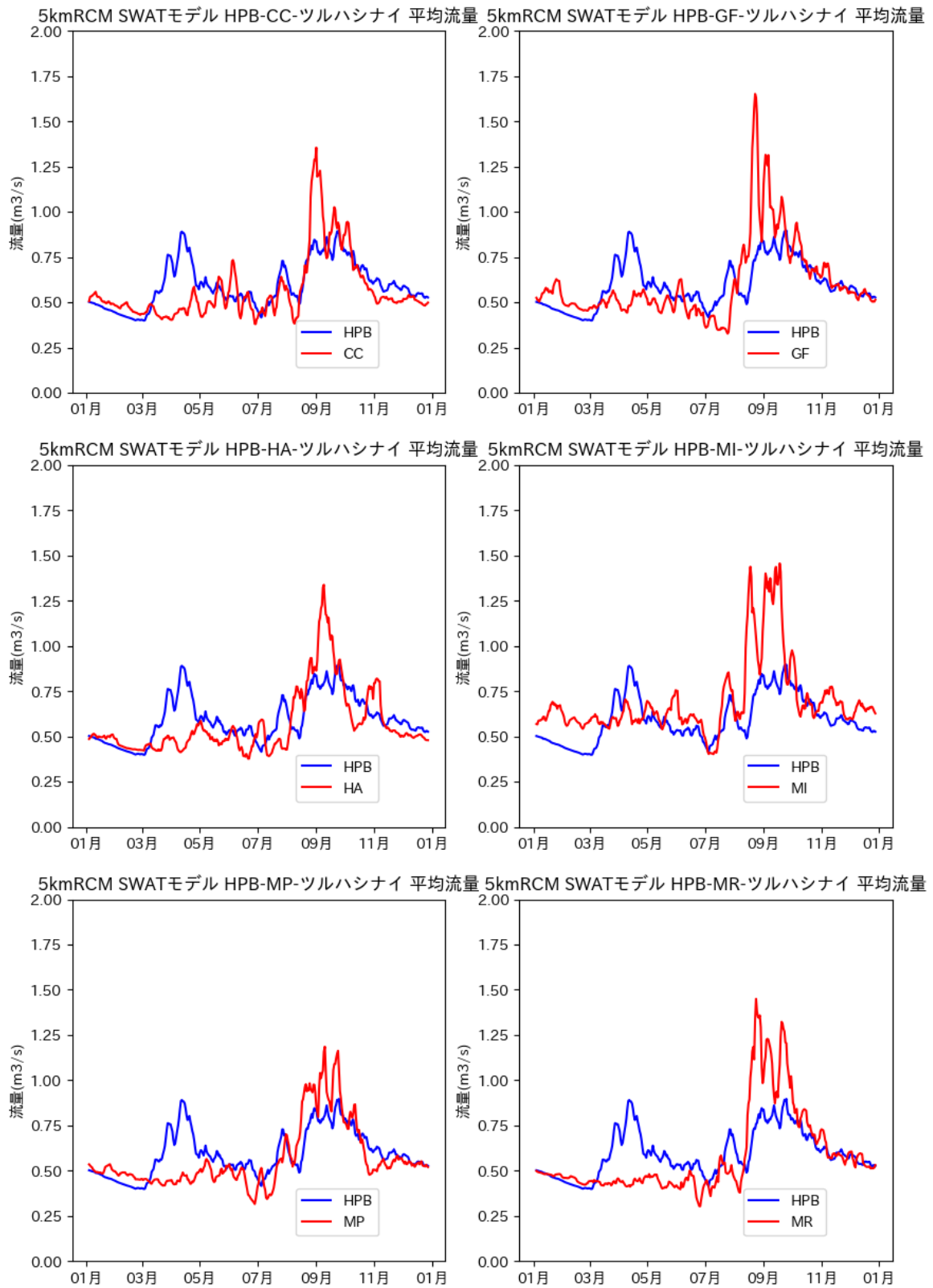


図 6-31 SWAT モデルによるツルハシナイ川の平均流量

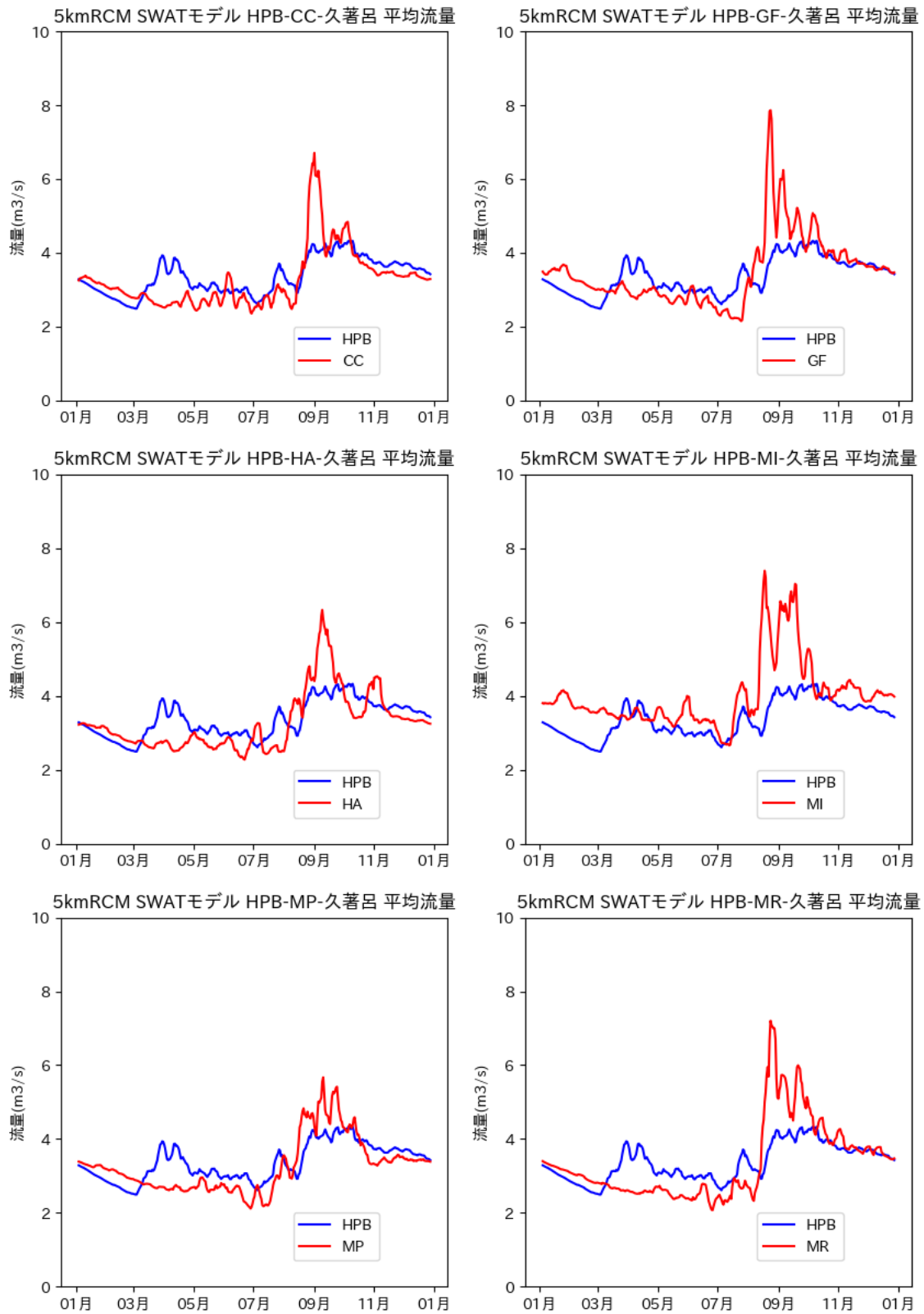


図 6-32 SWAT モデルによる久著呂川の平均流量

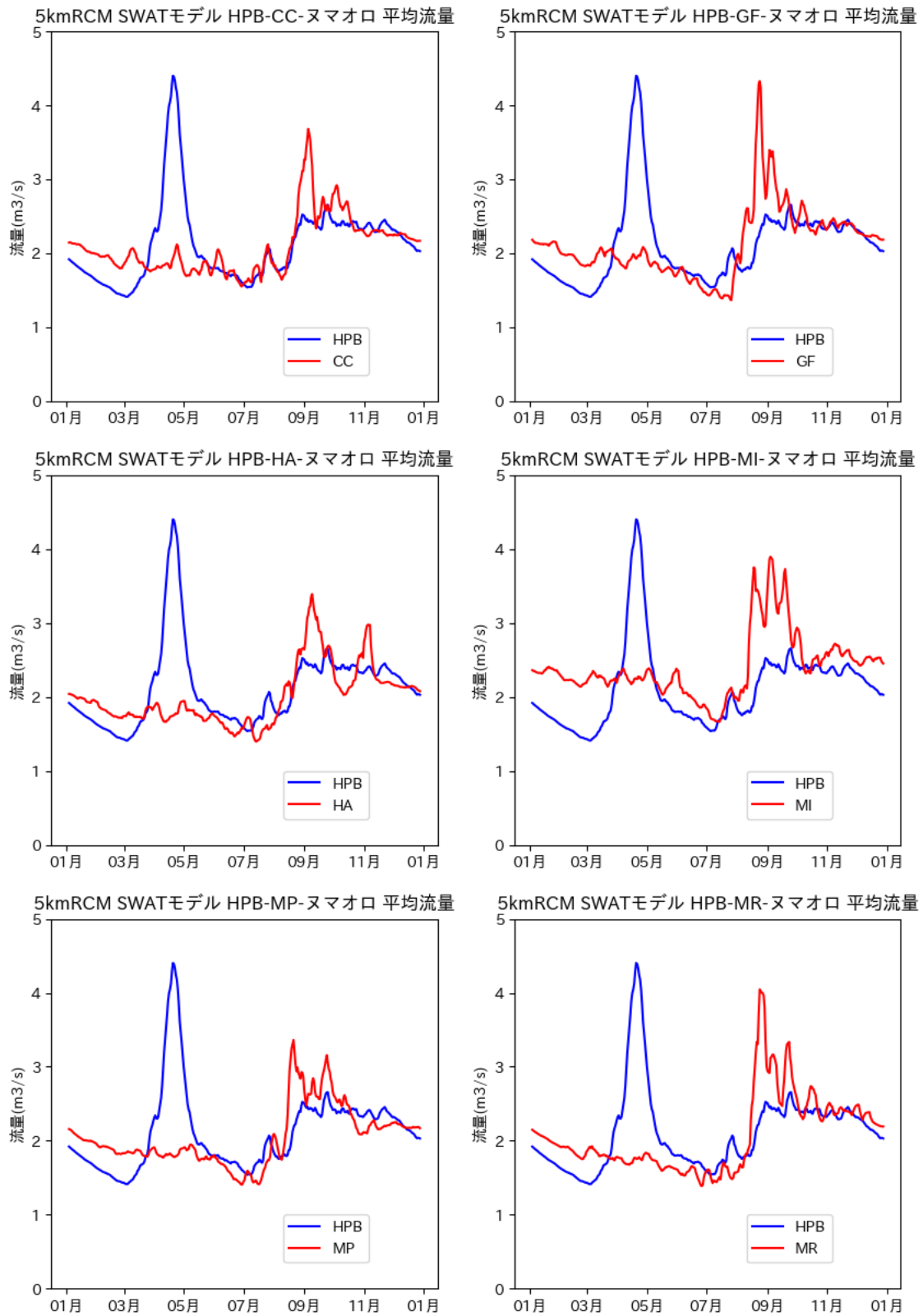


図 6-33 SWAT モデルによるヌマオロ川の平均流量

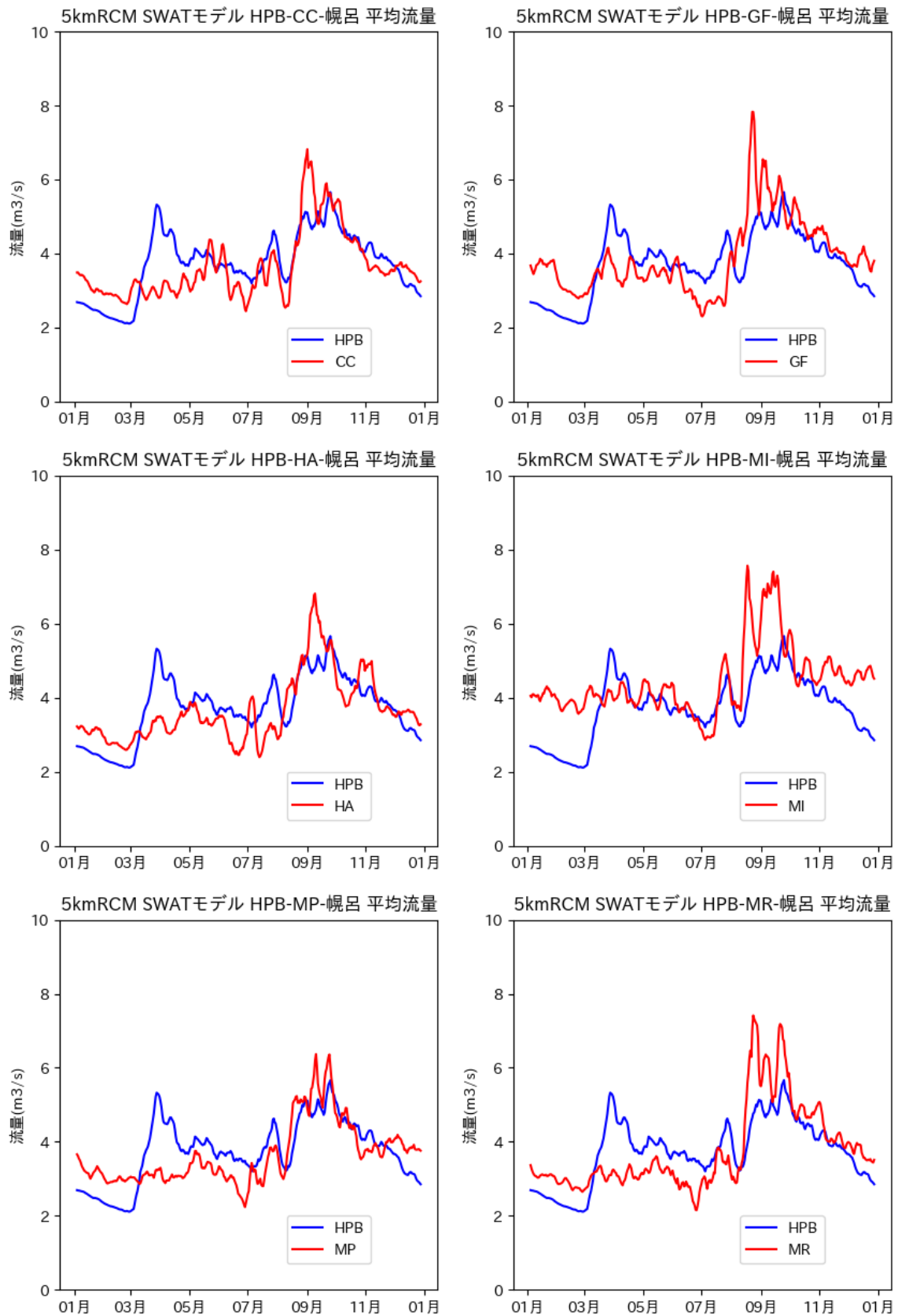


図 6-34 SWAT モデルによる幌呂川の平均流量

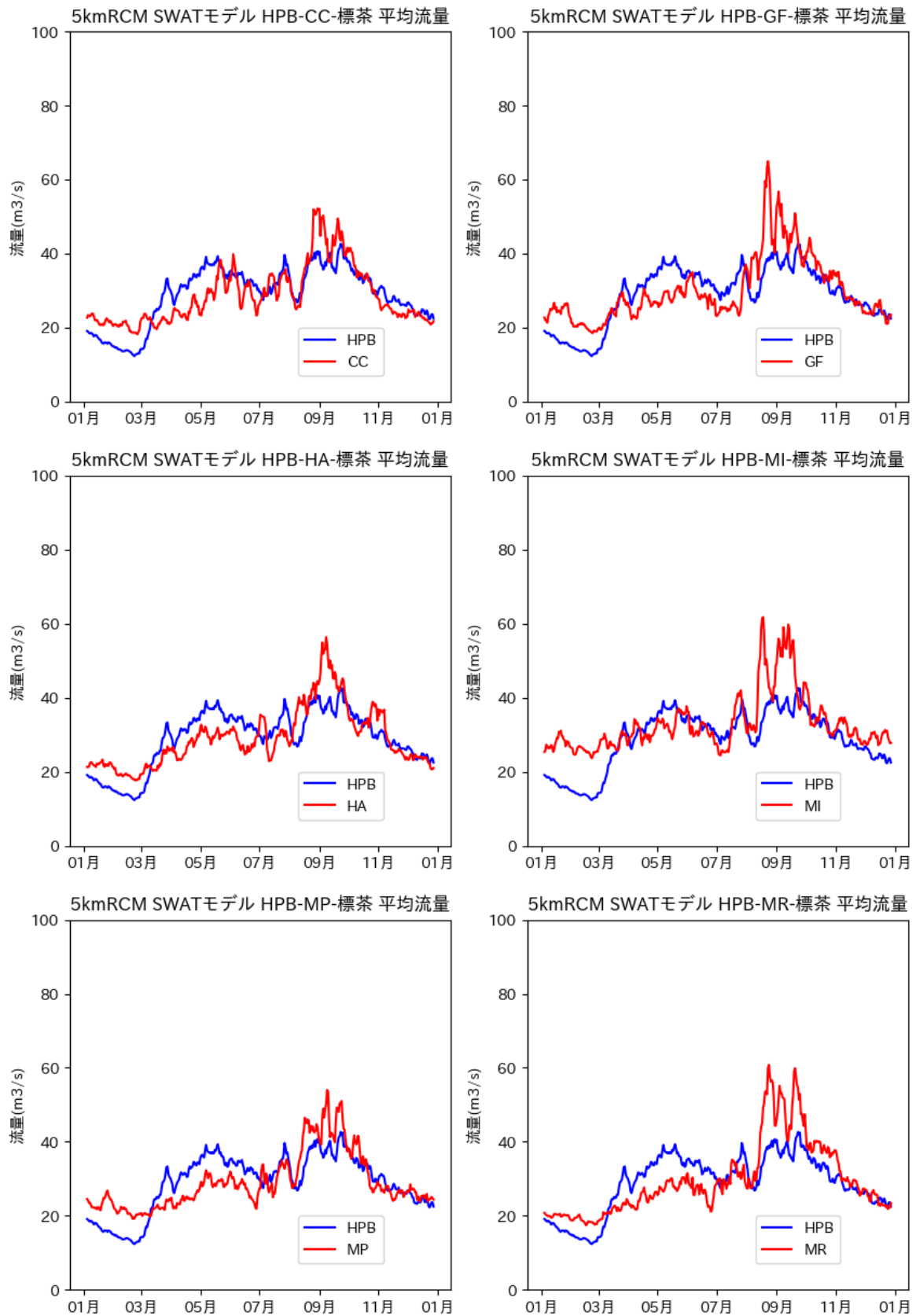


図 6-35 SWAT モデルによる釧路川標茶地点の平均流量

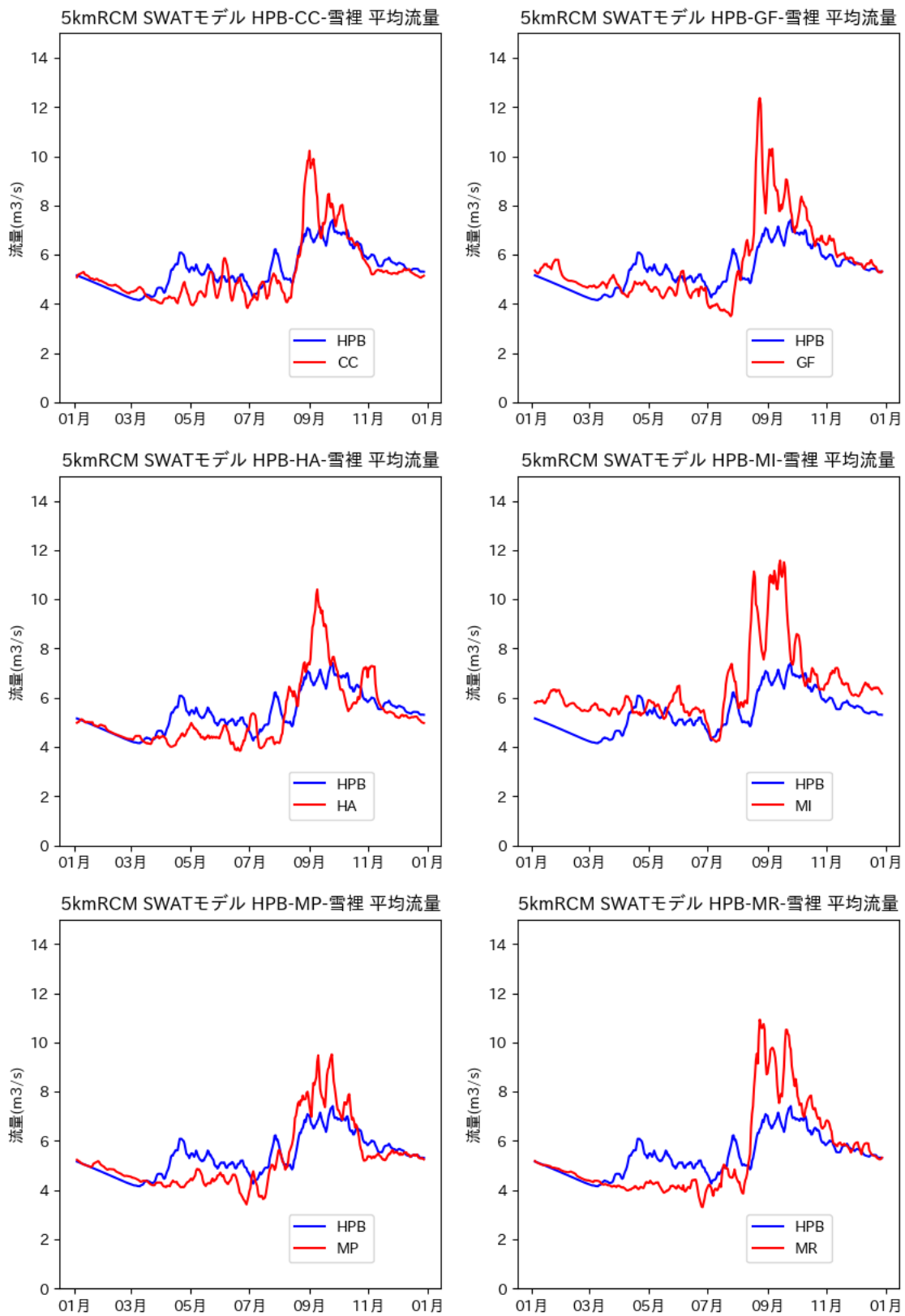


図 6-36 SWAT モデルによる雪裡川の平均流量

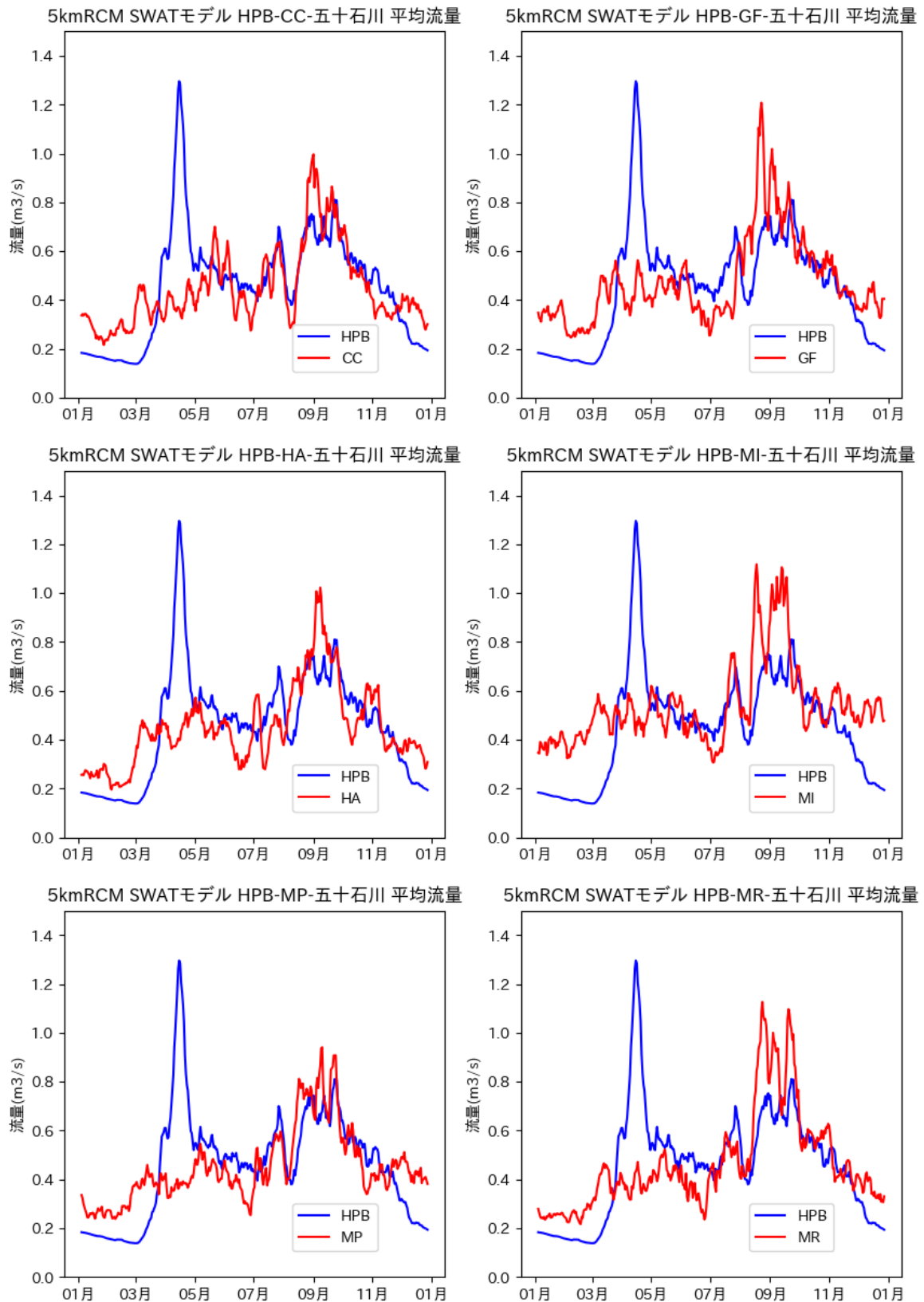


図 6-37 SWAT モデルによる五十石川の平均流量

4 土砂流入量の変化

4.1 タンクモデルによる土砂流入量の変化

5kmRCM を対象として、釧路湿原に流入する 5 支流域からの土砂流入量の変化を推定した。年総土砂流入量（図 6-38）とは別に、年初から 5 月 31 日までを春期（図 6-39）、それ以降を夏期（図 6-40）と定義し、それぞれの期間における変化も推定した。

春期においては、MI シナリオでは土砂流入量の増加傾向が顕著である一方、他の SST ではほぼ横ばいの傾向を示した。標茶地点では、土砂流入量が大きく減少する結果となった。これは、毎年必ず発生していた融雪出水による土砂流入が気候変動の影響により消失し、冬期の降雨による小規模な出水を除けば、定常的に継続する流入量のみが残るためである。

MI 以外のシナリオでは、融雪出水の減少分と冬期の流量増加によって定常的に継続する土砂流入量の増加が均衡し、結果として春期の土砂負荷量はほぼ横ばいとなる。

夏期においては、全てのシナリオに共通して土砂流入量の増加傾向が見られ、その影響により年総土砂流入量も増加する結果となった。

また先に述べた積雪・融雪の変化に関する項目でも触れたとおり、昇温後であっても 5km グリッドの平均標高よりも高い地点では雪が残る可能性があるが、モデル上ではこれが過小評価されている可能性がある。

このため、降雨と洪水規模の確率的な変化によって評価可能な夏期の出水に比べ、春期の土砂流入量の減少については定性的には妥当な予測であるものの、定量的には過小評価している可能性がある。

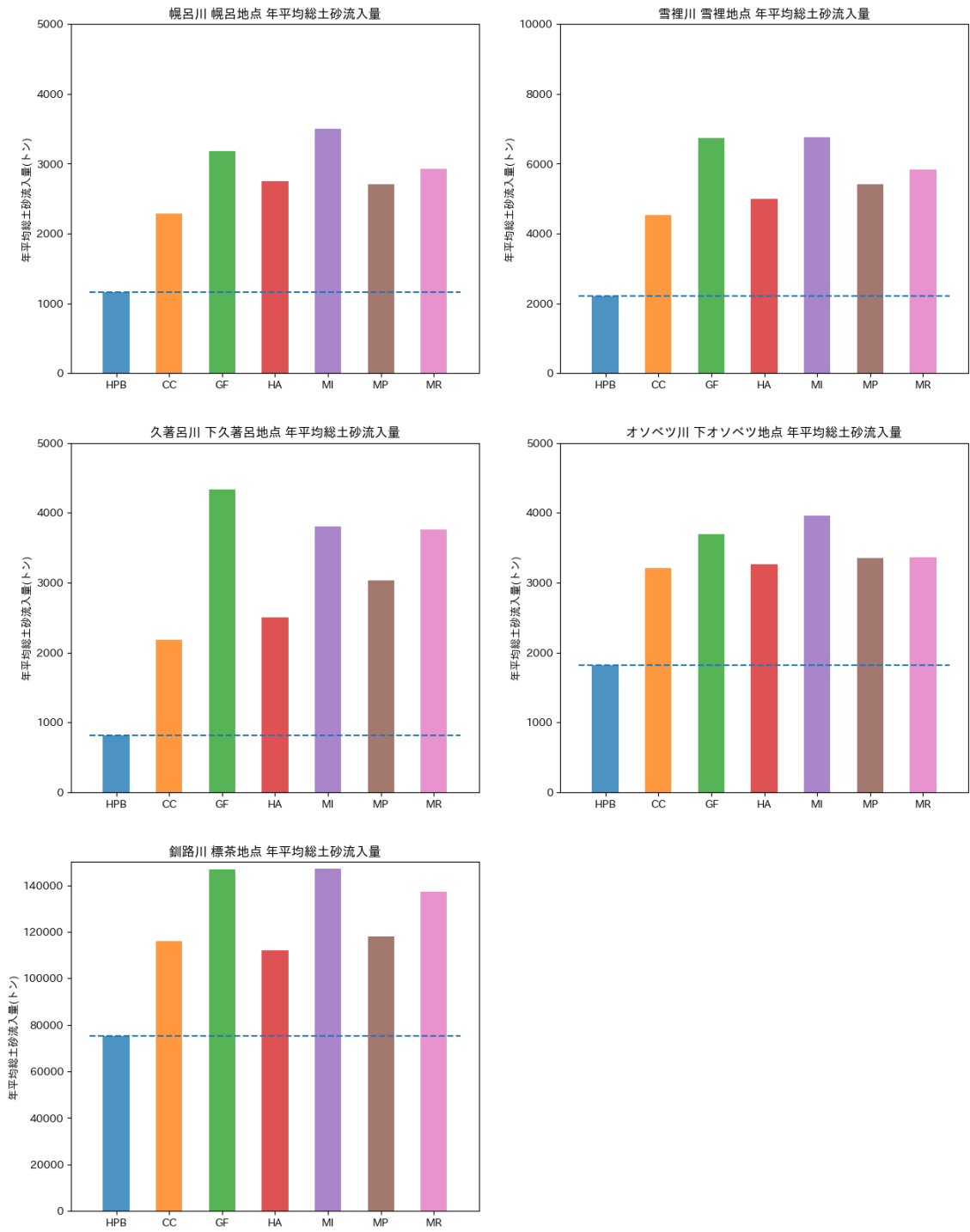


図 6-38 5kmRCM での年平均総土砂流入量の変化

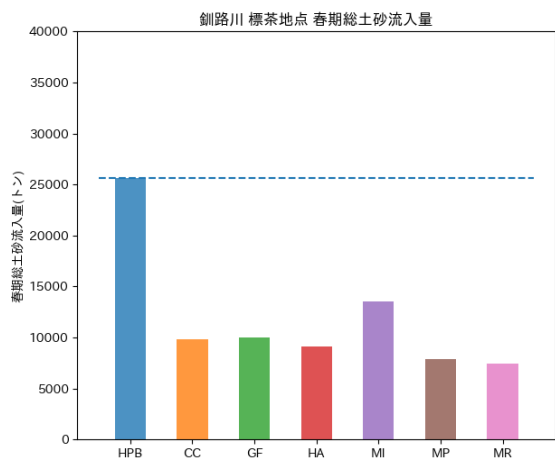
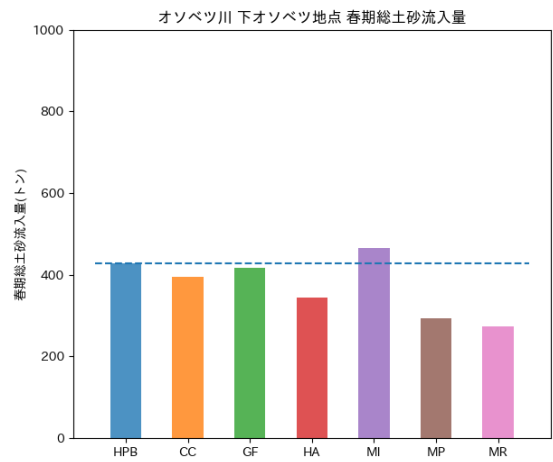
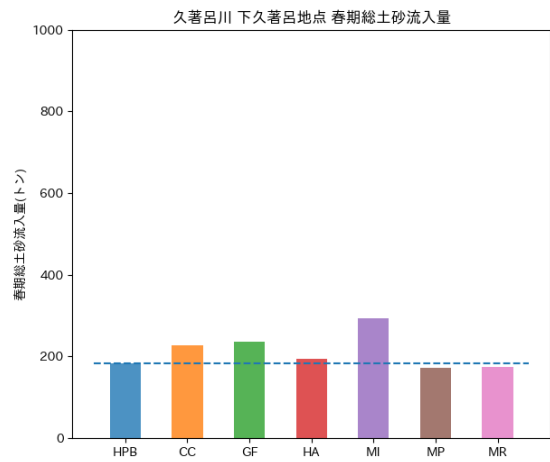
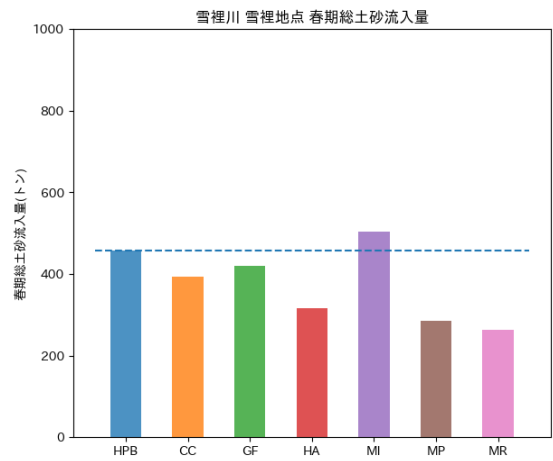
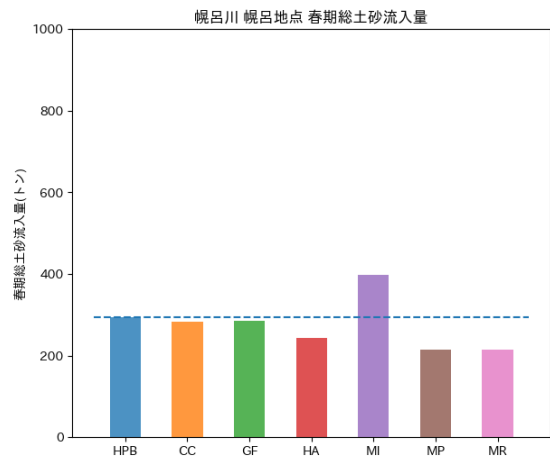


図 6-39 5kmRCM での春期の土砂流入量の変化

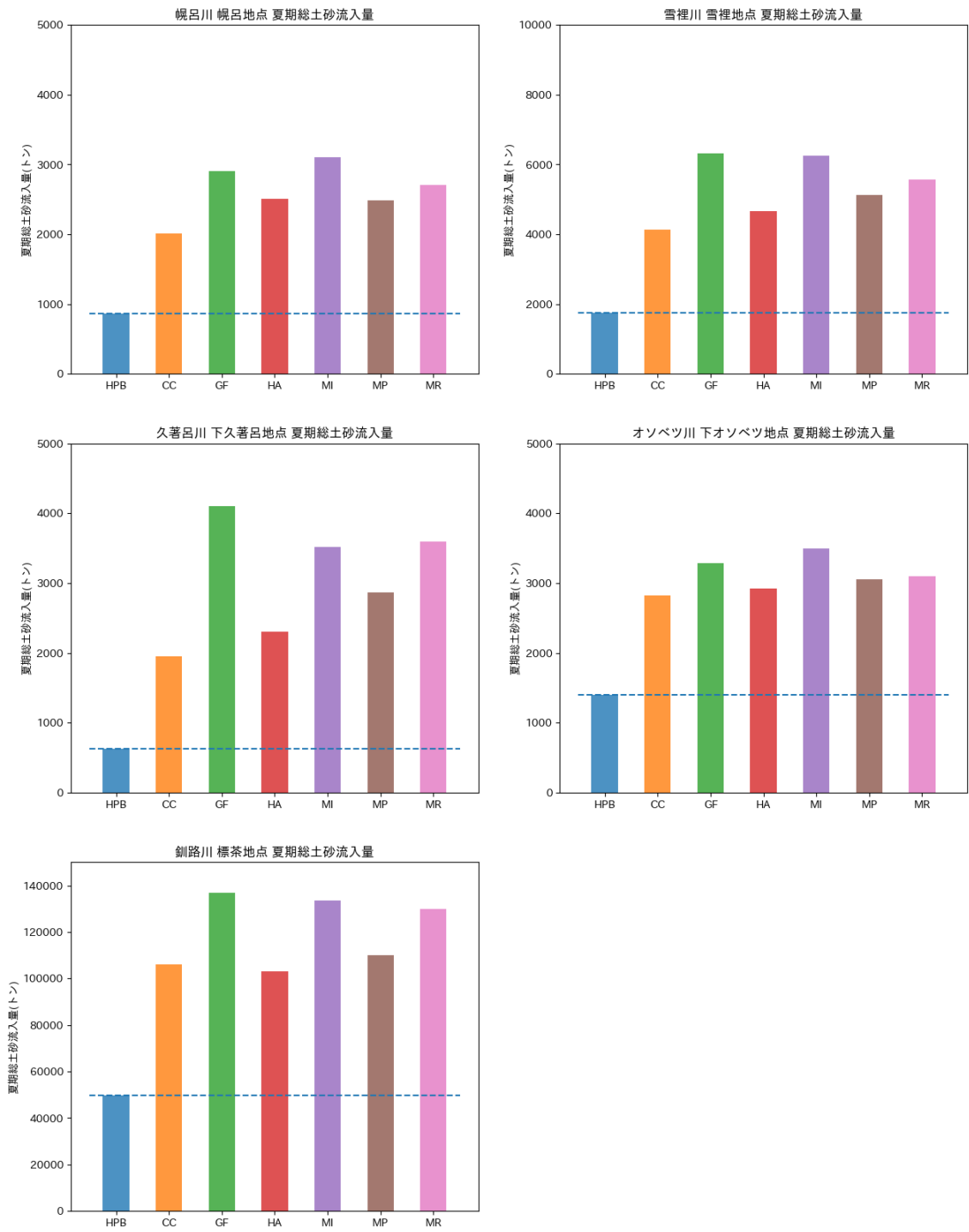


図 6-40 5kmRCM での夏期の土砂流入量の変化

4.2 大量アンサンブルデータから評価する 2016 年の出水の位置付け

第 3 章で述べたとおり、2016 年に発生した大規模出水は釧路湿原に対して極めて大きなインパクトを与えた。ここでは、このような極端な気象イベントが、気候変動予測モデルにおいて再現されているか、また将来においてどのように変化するのかを整理した。

まず前提として d4PDF における HPB は、1950 年から 2010 年までの海面水温を入力値としてダウンスケーリングされたものである。従って、HPB においても部分的には気候変動の影響が含まれている可能性がある。そのため、過去の極端事象の再現性や将来予測における出水イベントの頻度・規模の変化については、モデルの構造と前提条件を踏まえた慎重な検討が求められる。

そこで、HPB における大規模出水イベントを、極値や最大値の観点から抽出し、2016 年に発生した大規模出水イベントに相当するものかどうかを検証した。第 3 章で整理したとおり、日雨量のみでは 2016 年の特異性を評価することは困難であり、短期間に 3 つの台風が上陸し、8 月の月間雨量が観測史上最大の約 2 倍に達した点に特異性がある。

このため、大規模出水イベントが連続して発生したかどうかを分析する位置付けで、HPB において最大クラスの土砂流入量が発生した年が、他の年と比較してどの程度その他の年の分布から離れているかを整理した。整理対象は、新規の対策事業が検討されている雪裡川とする。さらに近年の観測値とも比較をすることで、2016 年のような極端事象が、現況ではどの程度の頻度で発生し得るか、またその規模が将来は変化するかを評価することが可能となる。

d4PDF の 20km 版は、HPB として 3,000 年分のデータを有しており、5kmRCM では十勝川における洪水規模を基準として、3,000 年分のうちで上位 1,000 年程度の事例を抽出し、ダウンスケーリングされたデータが用いられている。不連続な 5kmRCM データからマルコフ連鎖で生成したデータにおいて、元の d4PDF 過去再現と同じサンプルサイズを抜き出せば、最大値が含まれている可能性は高い。

過去の技術資料から、SWAT モデルで推定した負荷量を 2002 年から 2018 年を取得した。これに対して、タンクモデルで農研機構メッシュ気候値（アメダスに基づく雨量、レーダー解析雨量の 2 種類）を入力し、毎年の負荷量が再現できているかを検証した(図 6-41)。おおむねその増減は再現されており、SWAT モデルによる実際の年の推定値（観測値に相当）とタンクモデルでの計算値を比較することが妥当であると判断した。

タンクモデルによる 5kmRCM の過去再現 3,000 年分の土砂流入量の分布を観測値と比較した。年 5,000 トン以上のヒストグラムで頻度の規模が合致するように、過去再現は 100 年の中の、観測値は 18 年間の中での頻度として重ね合わせた (図 6-42)。

分布の形状は一致しないが、観測・過去再現ともに、10,000 トン以上で、それ以下の分布から大きく外れた大きな土砂流入量が発生した年があることが確認された。過去再現の 3,000 年分（正確に言えば、d4PDF20km 版の 3,000 年のうちで、大規模な洪水が十勝川周辺であった 1,000 年程度）の中に、2016 年のような大規模出水イベントが現れていると推定できる。

雪裡川 年総土砂流入量の推移

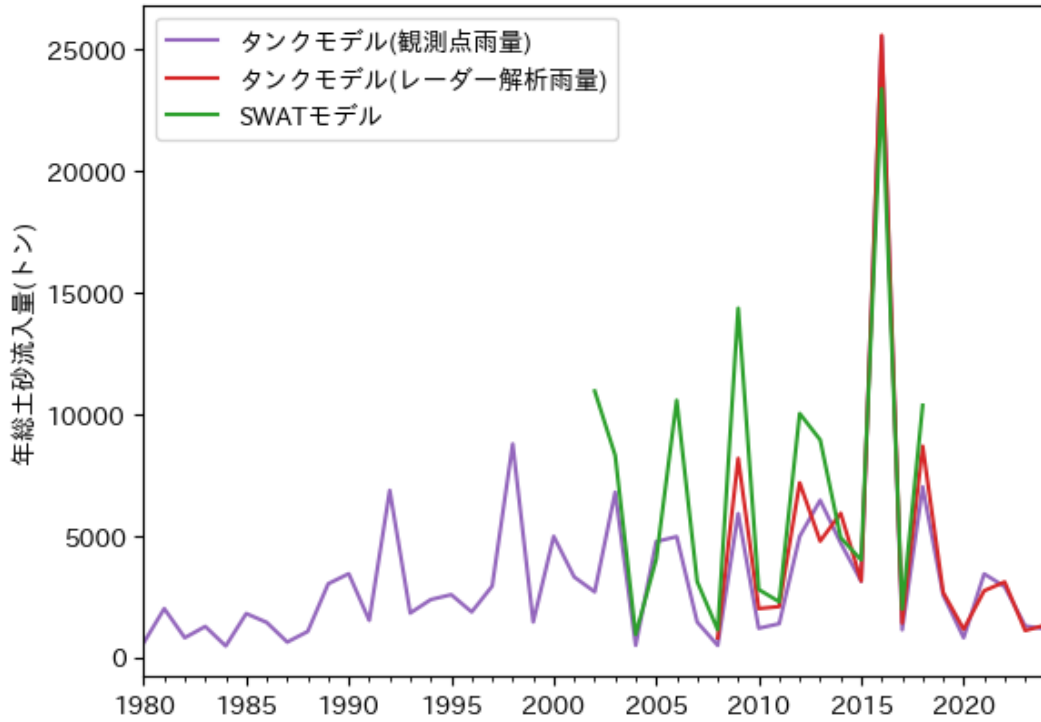


図 6-41 雪裡川の年総土砂流入量の推移の再現

雪裡川 総土砂流入量

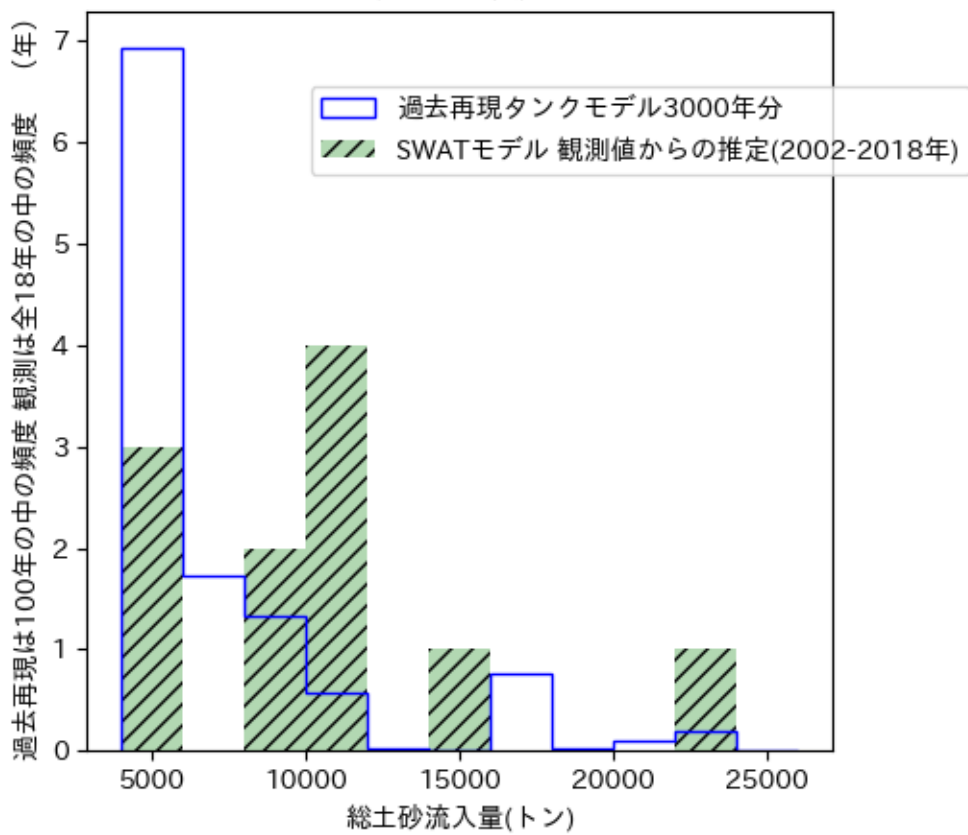


図 6-42 過去再現全データと観測値での総土砂流入量の分布

4.3 大量アンサンブルデータから評価する大規模出水イベントの変化

大規模出水のような希少イベントが将来どのように変化するかを評価するうえで、大量アンサンブルデータを用いた影響評価は極めて有効である。前節に続き、本節では過去再現と将来予測の双方について、年土砂流入量の分布をヒストグラムにより比較した結果を示す。

一方、SWAT モデルのような詳細モデルでは、モデル特性上、大規模アンサンブルの直接処理が困難である。このため HPB では、長さ 100 年データを有する 30 シナリオの中から、少雨～多雨までの頻度分布の再現性が最も高い 1 シナリオを選定し、その 100 年分を詳細モデル入力としている。本節では、この 100 年シナリオが HPB3000 年分全体を代表し得るか、また気候変動予測モデルの全データを用いて計算した場合にどのような結果となるかを、土砂流入量の観点から整理した。

タンクモデルを用いて HPB3000 年分の総土砂流入量分布と、詳細モデル用 100 年シナリオの総土砂流入量分布を比較した結果、両者は概ね整合的な分布を示した。ただし極値に着目すると、3000 年分の最大値が年 23,000 トンであるのに対し、100 年分の最大値は年 17,000 トンに留まり、顕著な差が確認された（図 6-43）。

この点について、極値統計的な観点から分析を行った。対数正規分布に基づく確率紙上に、HPB3000 年分と詳細モデル用 100 年の値をプロットし（図 6-44）、さらに 5,000 トン以上の部分を拡大して検討した（図 6-45）。

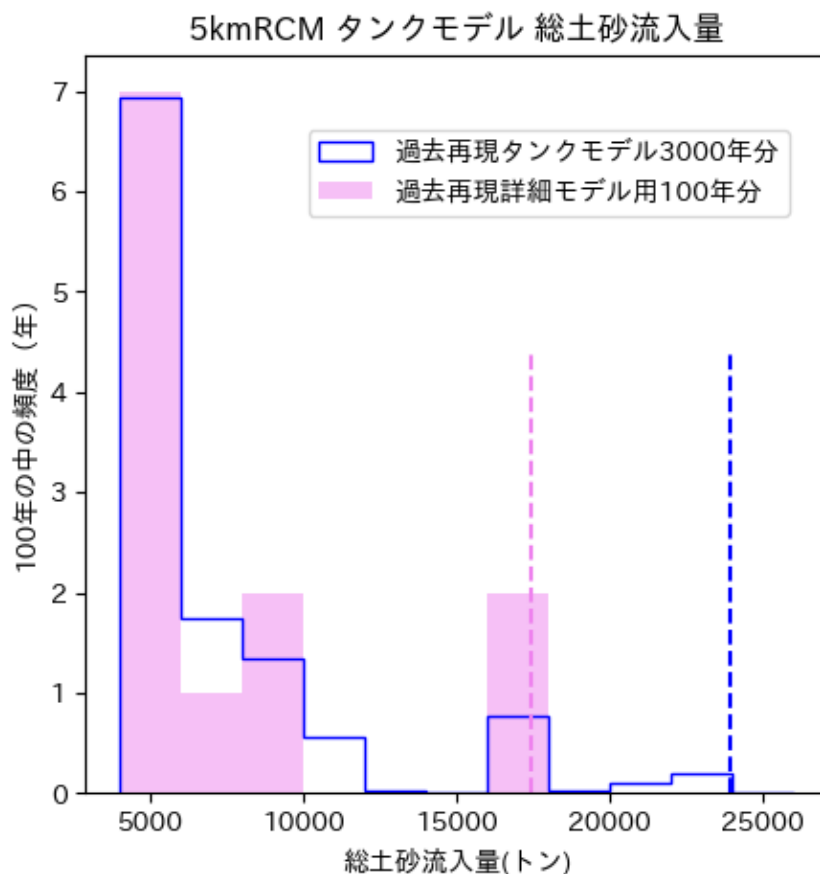


図 6-43 過去再現全データと SWAT モデル用 100 年分の総土砂流入量の分布

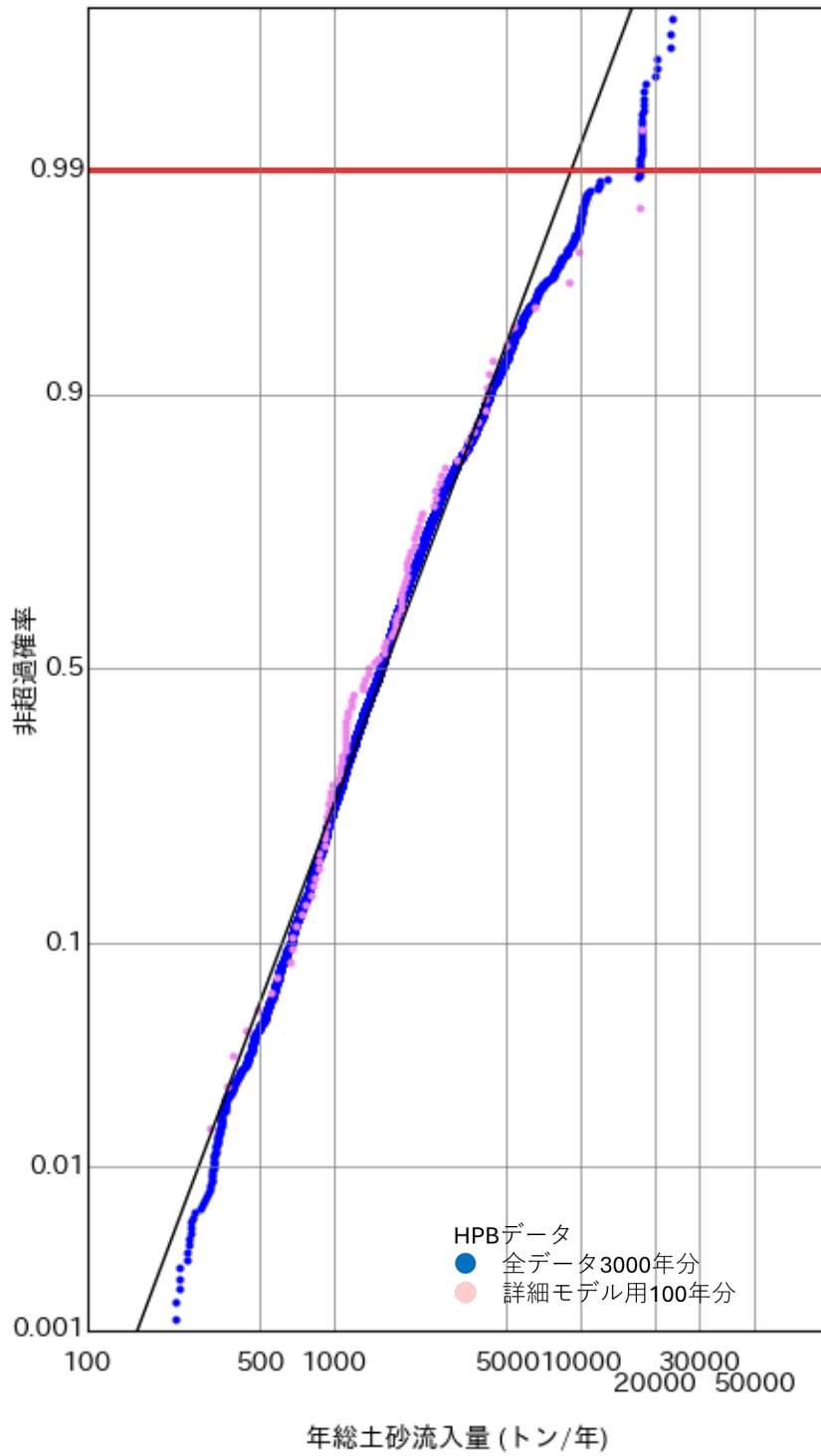


図 6-44 過去再現全データと SWAT モデル用 100 年分の年総土砂流入量の非超過確率

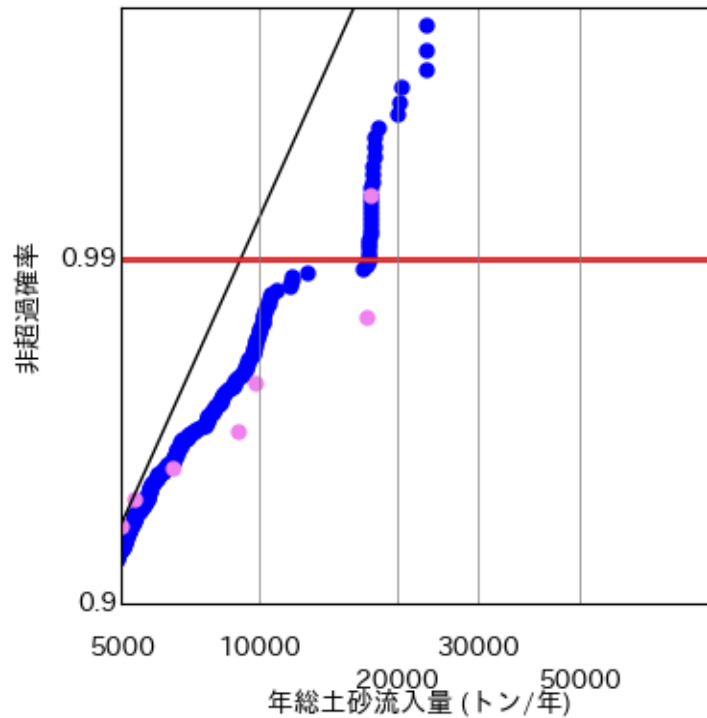


図 6-45 過去再現全データと SWAT モデル用 100 年分の年総土砂流入量の非超過確率
(年 5000 トン以上の部分を拡大)

「100 年に一度」、すなわち 100 年のうちで最大値が生じる規模 という表現は、統計的には 非超過確率 0.99 に相当する。この 0.99 付近の年総土砂流入量を比較したところ、SWAT モデルに用いた 100 年データでは 1 位と 2 位の値がほぼ同等であり、これに対して HPB 過去再現 3000 年データの 30 位 (= $3000 \times 1/100$) も同程度であった。この比較から、詳細モデルに用いた 100 年シナリオの最大値は「1/100 の確率規模」を適切に表現していると判断できる。

この結果は、詳細モデル入力として選定した 100 年分 1 シナリオの妥当性を裏付けるものである。

続いて、HPB 過去再現 3000 年分と、将来予測の各 SST の 900 年データの年総土砂流入量分布を比較した。分布全体に加え、「最大値」および 100 年確率に相当する HPB の 30 位と将来予測の 9 位 ($900 \times 1/100$) を比較した結果、過去再現 HPB では約 17,000 トンであったのに対し、将来予測では約 30,000 トンとなり、将来予測では約 1.8 倍の増大が示された。

一方で、将来予測 900 年データにおける「最大値」と「9 位」の差に着目すると、CC・GF・HA の SST では両者の差が大きい一方、MI・MP・MR では両者が近い値となった。これは、5km RCM によるダウンスケーリング対象期間の中に 類似規模の大規模出水イベントが複数存在していたこと、さらに マルコフ連鎖によるデータ選定過程で同様の極端イベントが 900 年中に複数回採用されたことが要因と考えられる。その結果、MI 系列では 1 位～9 位までの値が接近した分布となったと解釈できる。

また湿原環境に大きな影響をもたらす極端な現象においては、ヒストグラムによる評価も有用であることも確認された。

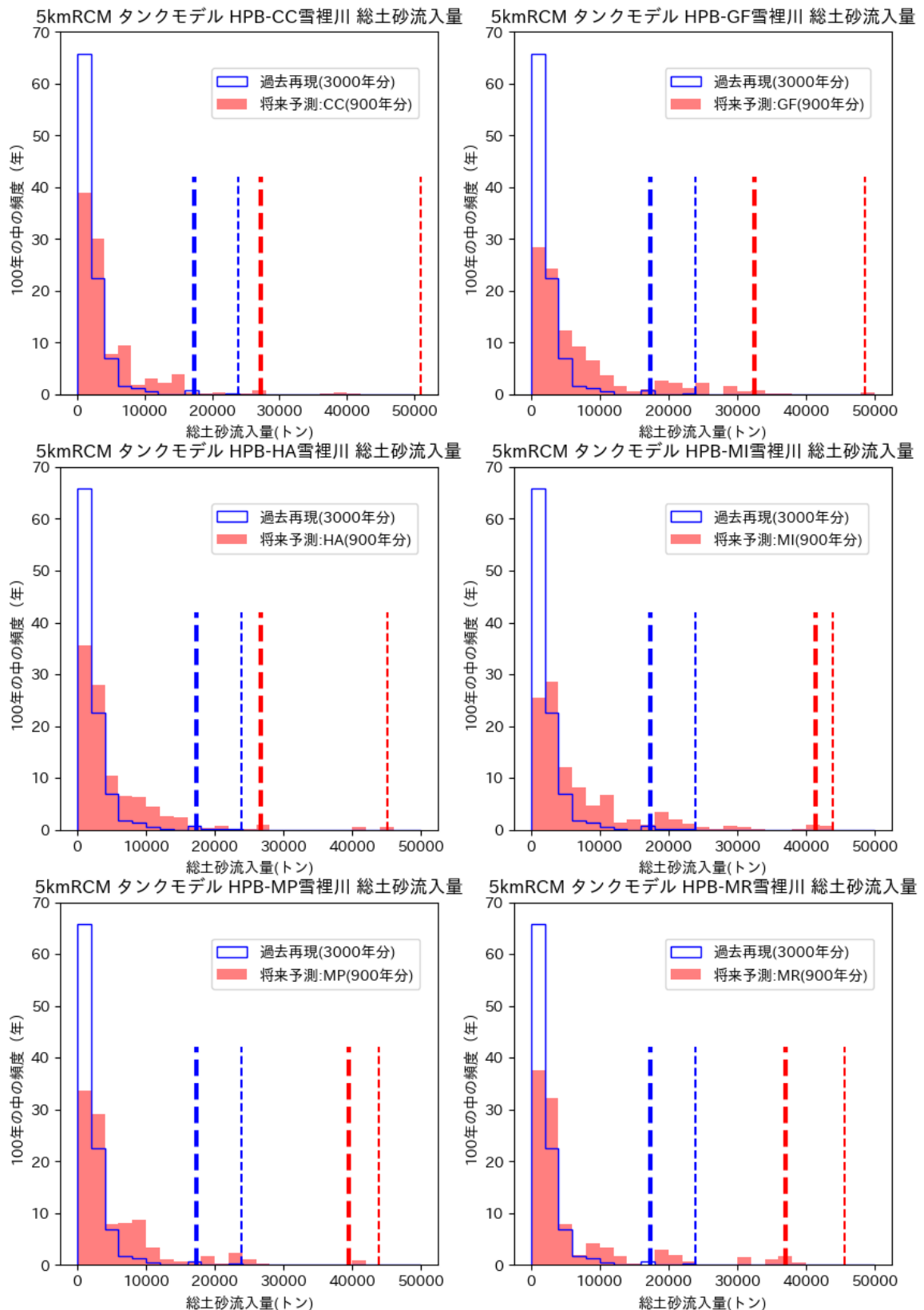


図 6-46 過去再現全データと SWAT モデル用 100 年分の年総土砂流入量の分布

太い点線：上位 1/100 過去再現では 30 位 将来予測では 9 位 細い点線：最大値

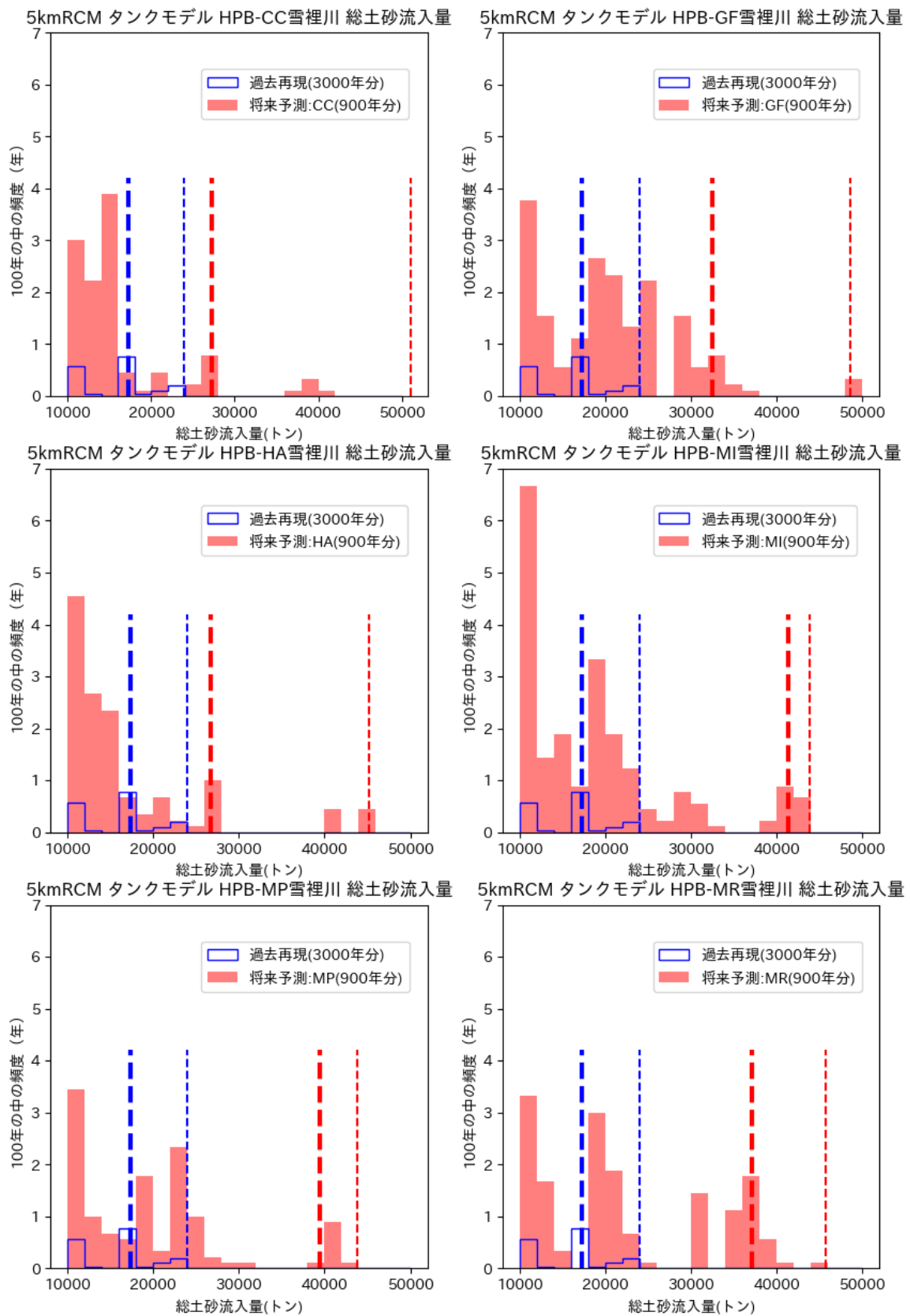


図 6-47 過去再現全データと SWAT モデル用 100 年分の年総土砂流入量の分布 (10000 トン以上の拡大)

太い点線 : 上位 1/100 過去再現では 30 位 将来予測では 9 位 細い点線 : 最大値

次に、年 10,000 トン以上の土砂流入が発生した頻度について比較を行った。過去再現 HPB では 3,000 年間で 51 回発生しており、100 年あたり約 1.7 回（＝約 60 年に 1 回）の割合となる。一方、将来予測では、この規模のイベントが 100 年あたり 11～21 回へと大幅に増加する結果が得られた（図 6-48）。

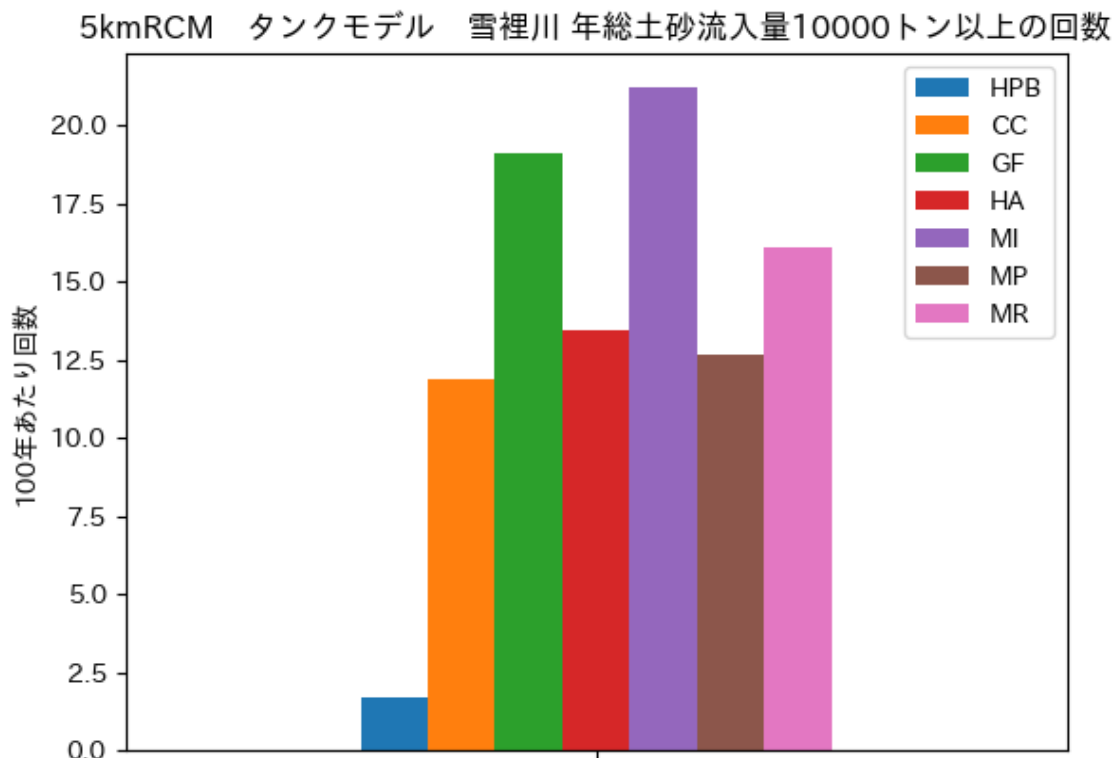


図 6-48 年総土砂流入量 10000 トン以上の回数

さらに、将来予測において現況よりも大規模な土砂流入が見られた出水イベントについて、どのような降雨・河川流況であったのかを確認した（図 6-49）。日にわたり強い降雨が継続し、土壌水分が高い状態（タンクモデルで上段タンクが飽和状態）が維持されている中で、日 150 mm 程度の強雨が 2 日連続した。この条件により、HPB における年最大総流出量の約 1.5 倍の流量が発生し、その結果 L-Q 式の累乗特性が働き、土砂流出量は約 2 倍に増加したと推定された。

このような現象は、2016 年のように数日間強雨が続いた事例に類似しており、将来においても生起し得ると考えられる。ただし、実際には河道・土壌から流出可能な土砂量には限界が存在するため、極端値の増大についても物理的上限に留意すべきである。

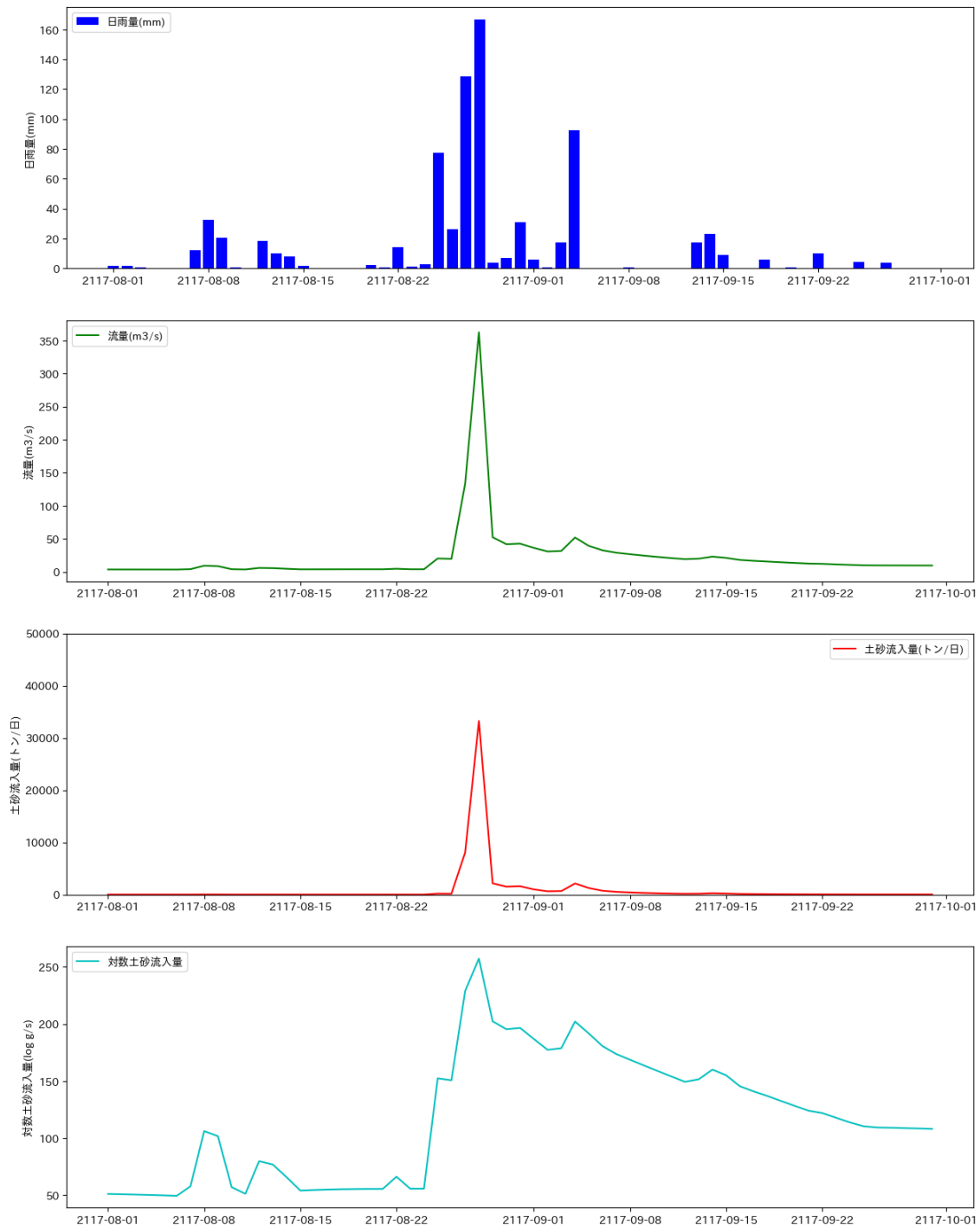


図 6-49 将来予測での出水の事例

4.4 SWAT モデルによる土砂流入量の変化

タンクモデルと同様に、春期と夏期に分けて土砂流入量を集計した（図 6-50～図 6-52）。

春期においては、タンクモデルでの解析と異なり、土砂流入が増加する河川、減少する河川、顕著な変化が認められない河川と様々であった。

一方で、河川の間で共通して夏期には土砂流入量が増加する傾向が見られた。この傾向はタンクモデルとも共通である。

春期にタンクモデルと傾向が異なる点であるが、SWAT モデルによる土砂流入量の推定では、例えば雪裡川では流量が少ない低い日でも最低でも毎日 30 トン程度が流入している計算となっており、冬期の流量が低下している期間も含めてベースとなる土砂流入量の割合が大きく、気候変動による変化が目立たなくなるためと考えられる。また、これにより観測値やタンクモデルによる計算結果とは大きく異なる分布を示した。そのため、年平均値などの統計量にも差異が生じている。

インパクトレスポンスの観点から、大規模出水の規模や頻度に注目して分析を行った。自然再生事業が検討・実施されている河川である久著呂川、幌呂川、雪裡川において、観測値から SWAT モデルで推定された土砂流入量も併せて、年総土砂流入量のヒストグラムを用いて比較した（図 6-53～図 6-55）。

幌呂川および雪裡川では、将来予測において分布が増加方向に拡大しており、過去再現の最大値を超える規模のイベントが 5～10 回程度に増加している。これは、100 年に一度発生していたようなイベントが、将来的には 10 年に一度程度の頻度で発生する可能性があることを示している。2016 年の出水のような大規模出水イベントが、特異な事例ではなく、一定の頻度で発生する現象になると考えられる。

さらに、幌呂川および雪裡川では、将来予測における最大値が MI シナリオでは 1.5 倍以上に拡大しており、これまでにない規模の出水が発生する可能性があることが示唆された。これは、湿原環境に対して大きな影響を及ぼす可能性がある。

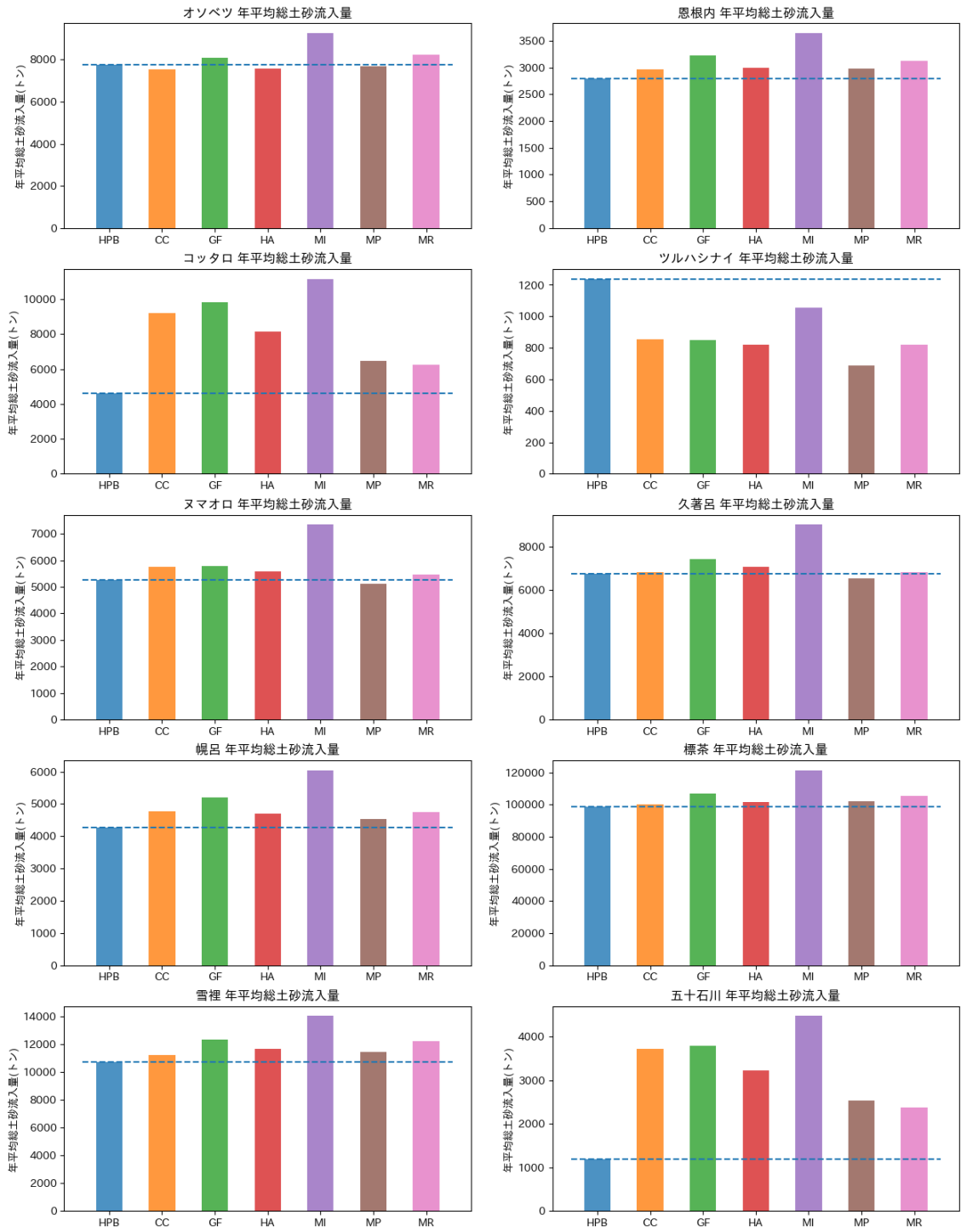


図 6-50 SWAT モデルでの年総土砂流入量の変化

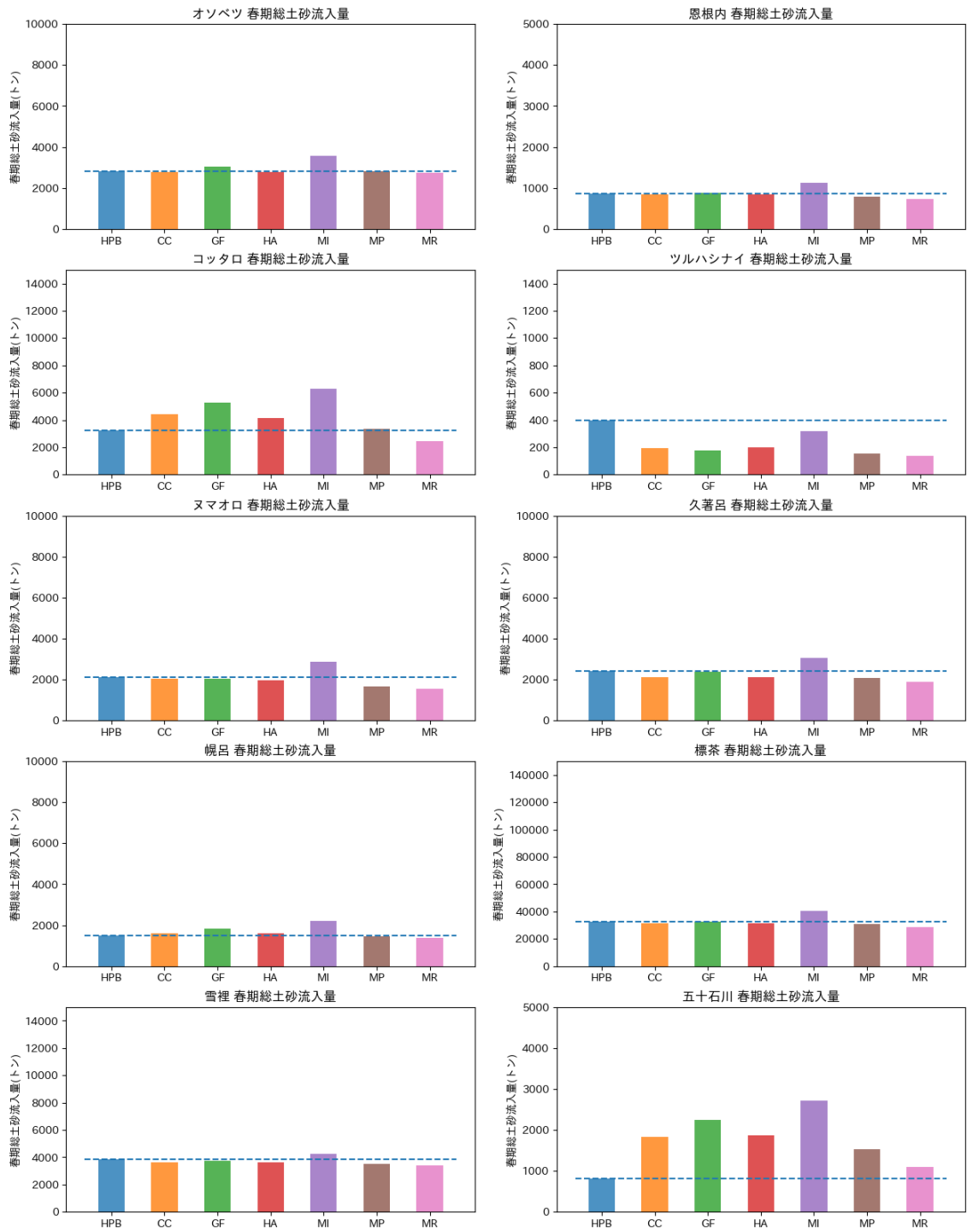


図 6-51 SWAT モデルでの春期土砂流入量の変化

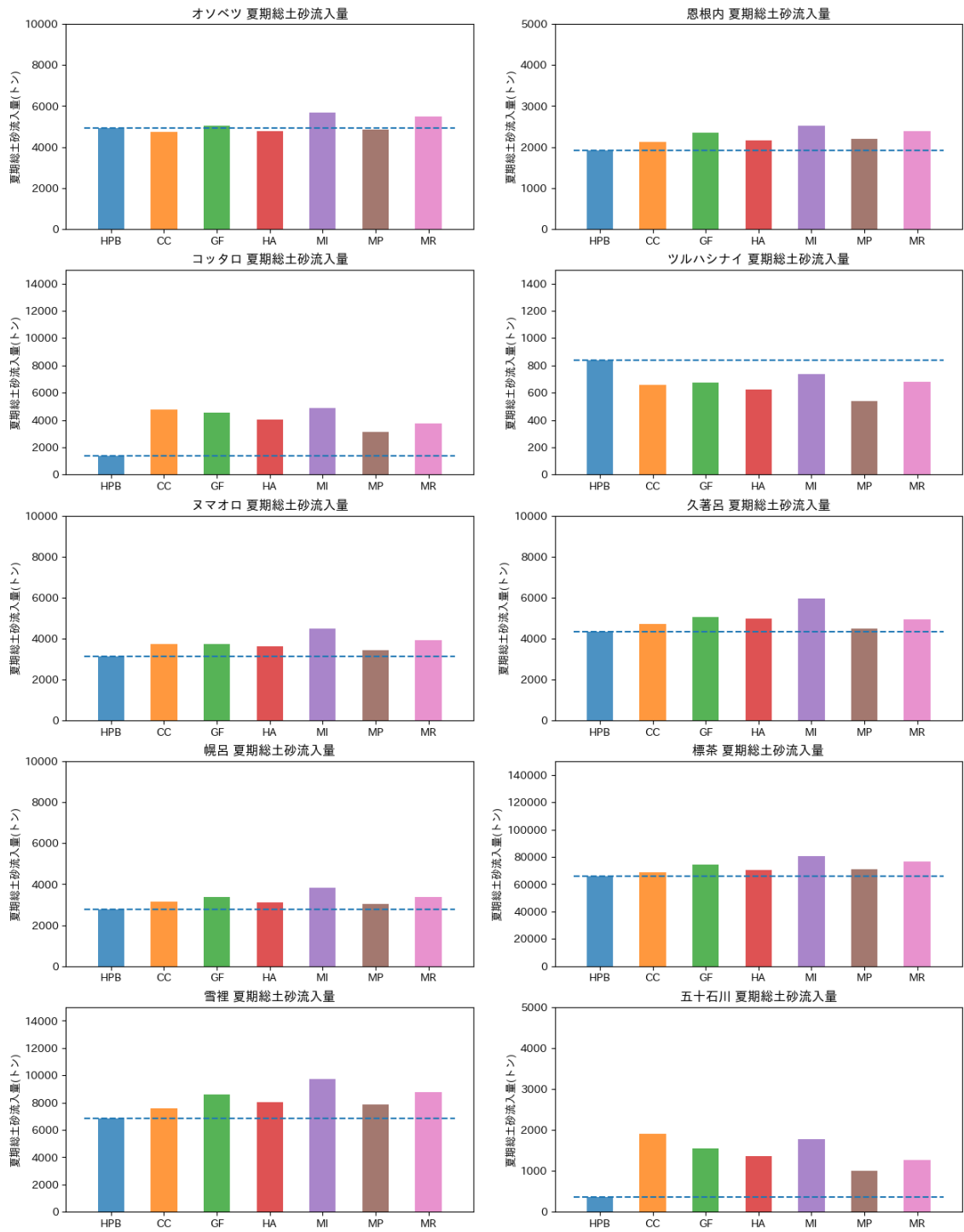


図 6-52 SWAT モデルでの夏期土砂流入量の変化

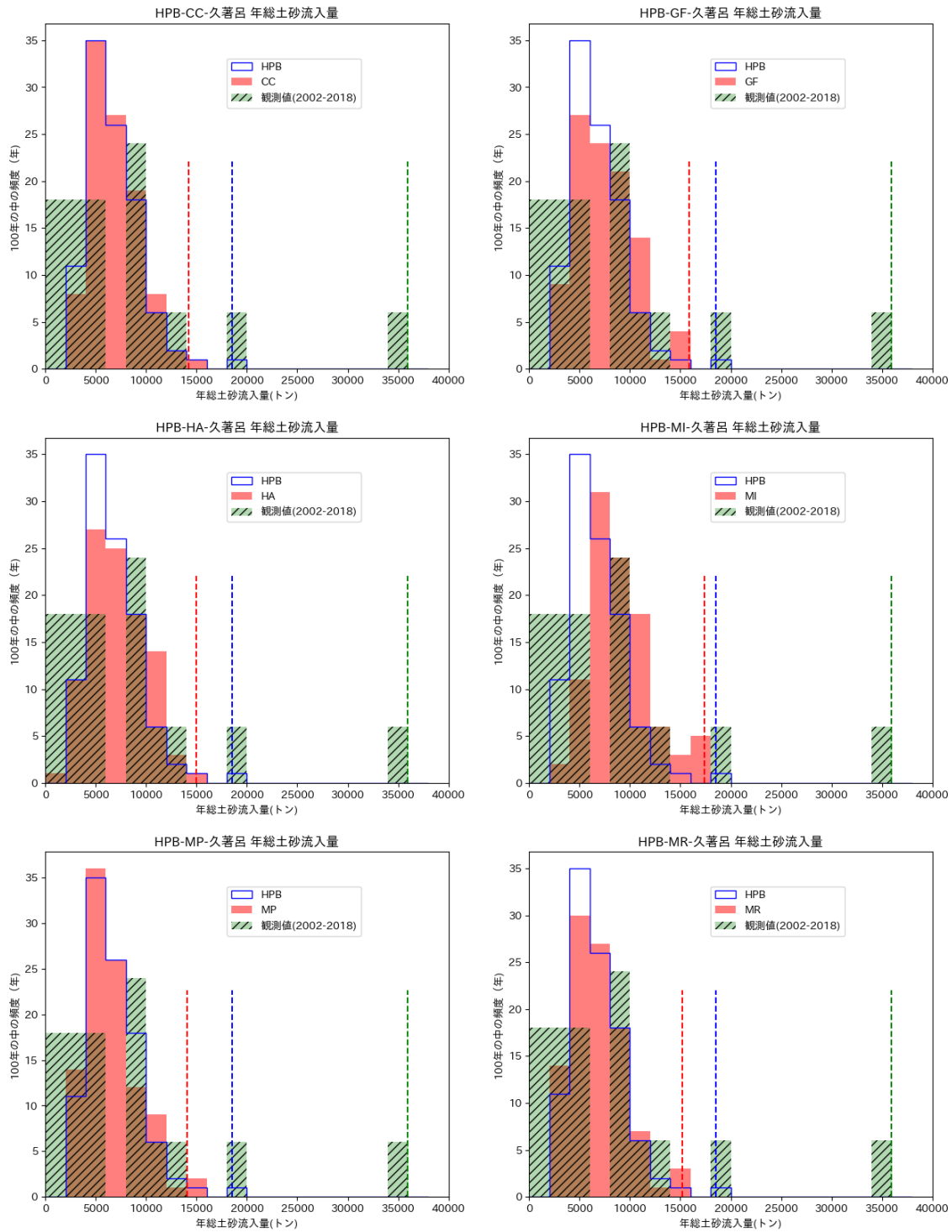


図 6-53 久著呂川における SWAT モデルでの土砂流入量のヒストグラム
 点線はデータ内の最大値。観測値の最大は 2016 年

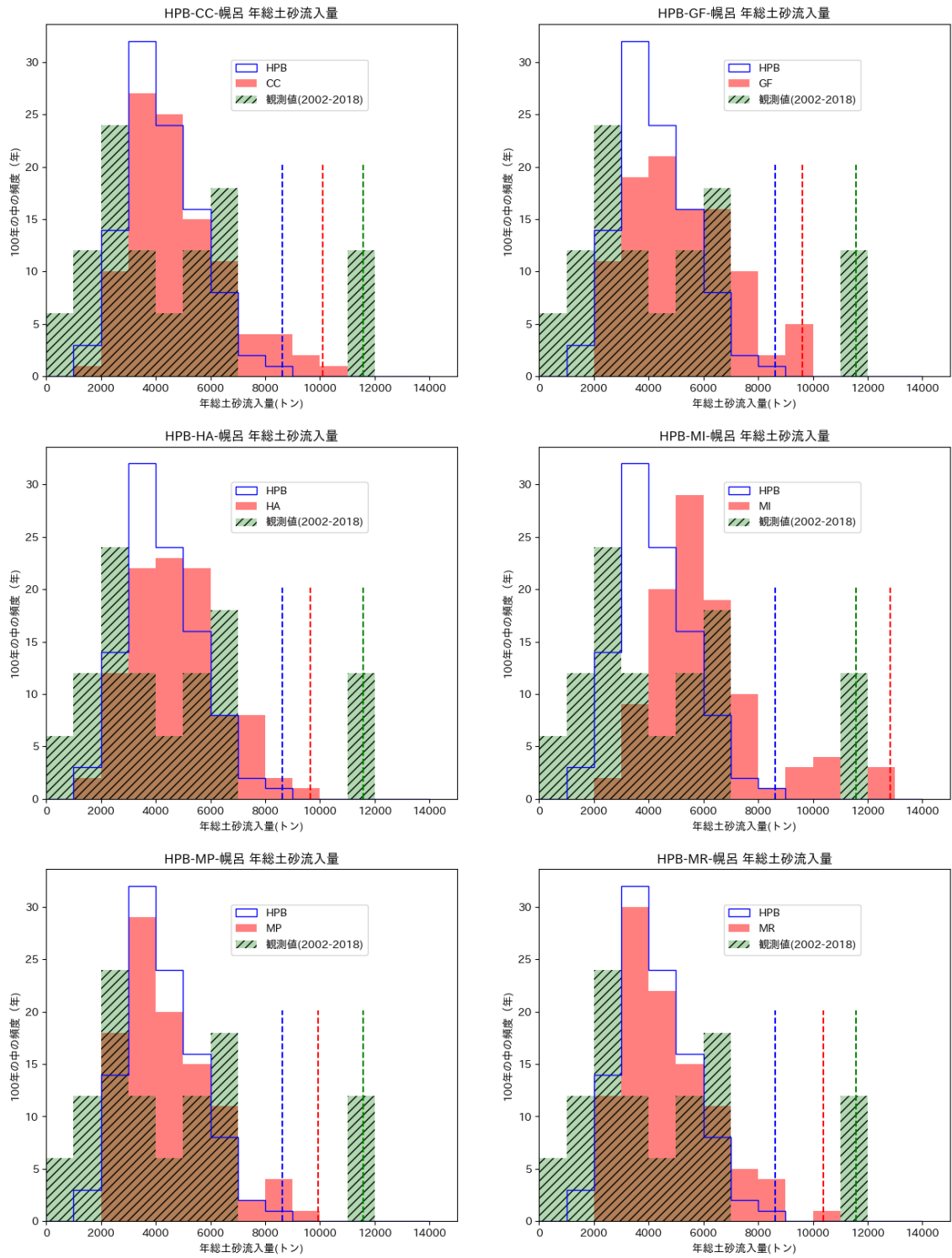


図 6-54 幌呂川における SWAT モデルでの土砂流入量のヒストグラム
 点線はデータ内の最大値。観測値の最大は 2016 年

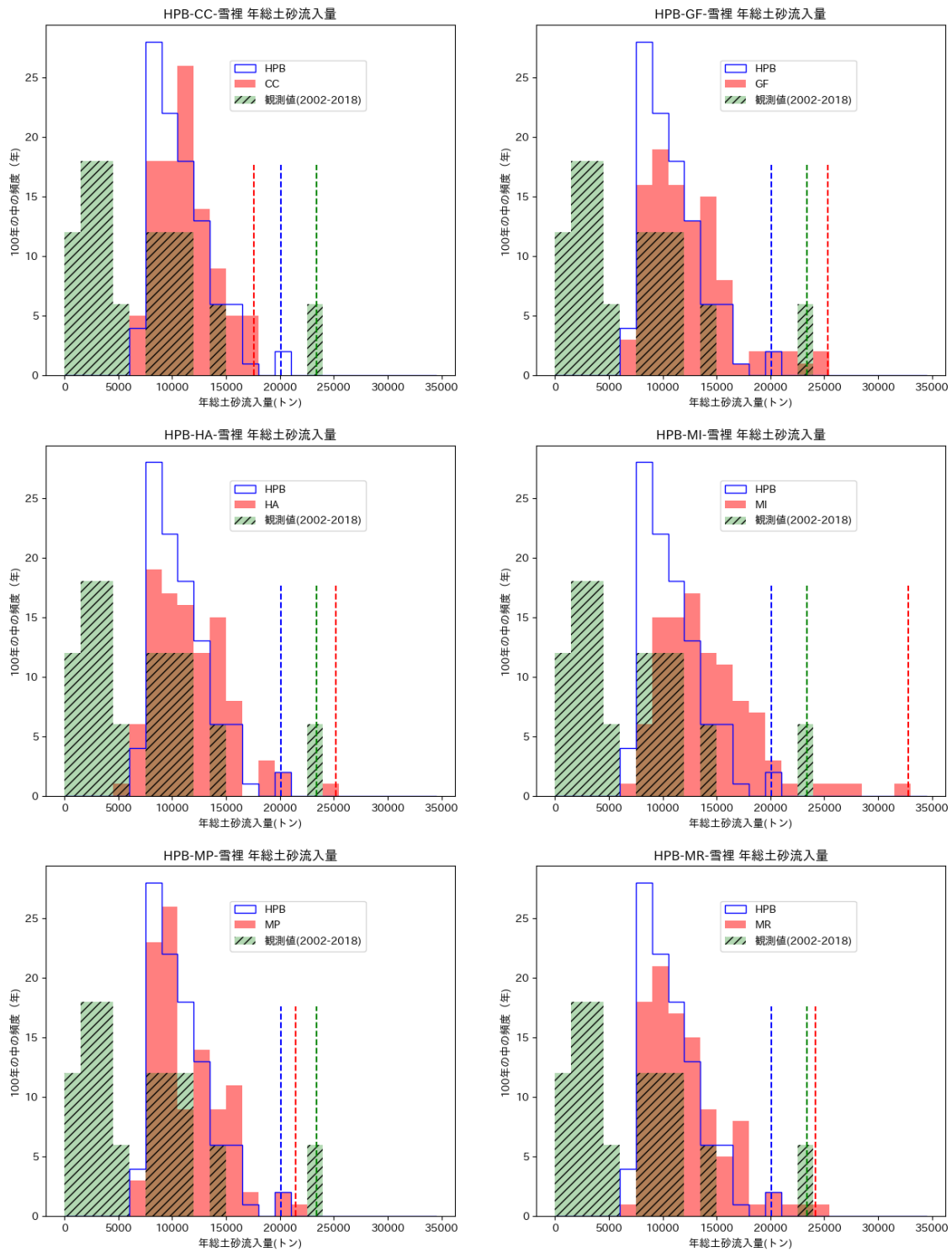


図 6-55 雪裡川における SWAT モデルでの土砂流入量のヒストグラム

点線はデータ内の最大値。観測値の最大は 2016 年

5 地下水の変化

湿原環境にとって重要な地下水位について、気候変動による影響を、水循環モデル（GETFLOWS）を用いて予測した。ただし気候変動予測データではなく、近年の気候変動の影響が考えられる実際の観測データから、気候変動後の豊水年、平水年、渇水年にあたると考えられる年を選定し、その年の観測データを入力値として地下水位を予測した。具体的には、実際の観測データの中から豊水年（2016年）、平水年（2013年）、渇水年（2008年）の3年を選定して解析を行った。詳細は巻末資料に記載している。

解析の結果、降水量減少による地下水位の低下は起こりにくく、降水量増大による地下水位上昇や変動幅拡大の傾向が顕著であった。一部のエリアでは渇水年に冠水日数が減少すると考えられた。地下水流動は降水量にかかわらず大きな変化は見られないと考えられる。

表 6-3 観測データを活用した地下水に対する影響評価

気象条件	豊水年(2016年) 平水年(2013年) 渇水年(2008年)
分析モデル	二次元モデル(GETFLOWS)で地下水位をシミュレーション
地下水位	年間最低水位は降水量に影響を受けにくく、降水量が増えると平均や最高水位が上昇する傾向が見られた。
冠水日数	旧河川沿い・小河川流入部・湿原中央部は常時冠水、久著呂川とツルハシナイ川の流入部に挟まれた範囲や釧路川右岸側では、渇水年では大幅に冠水日数が減少する
地下水流動	渇水年・平均年・出水年とも大きな変化はなく、旧河川沿い・小河川流入部・湿原中央部は一定の流動が維持されている。

6 影響評価のまとめ

6.1 河川流況の変化

気候変動の影響により、湿原に流入する河川の流量には季節的な変化が生じる。春季の融雪による洪水は、発生時期が早まり、規模も縮小する傾向がある。一方、夏季には洪水の頻度が増加し、流量も増加する傾向が見られる。

なお、使用している気候変動予測モデルでは、外部条件として約 4℃の昇温が与えられており、それに伴い積雪量が大幅に減少するという予測結果が得られている。ただし、釧路湿原に流入する河川の源流域は標高が高く、気温が比較的低いいため、気候変動後であっても一定量の積雪が残る可能性がある点には留意が必要である。

6.2 土砂流入量の変化

湿原への影響を評価するにあたり、長期的な土砂流入量の総和に着目し、年平均流入量の分析を行った。また、2016 年のような大規模出水イベントにどのような変化があるかについては、年流入量の上位値における規模および頻度の比較を実施した。

年平均流入量については、夏季には流入量が増加する傾向が見られた。

大規模出水イベントに関しては、HPB 内で上位のイベントでの土砂流入量の規模と 2016 年の再現された土砂流入量を比較した。その結果、2016 年のような大規模出水イベントは HPB 内において再現されていることが確認出来た。その上で、HPB で再現されている大規模出水イベントが、将来において規模が拡大すること、発生頻度が増加することが予測された。

なお検討手法として、大量のアンサンブルデータを活用できる計算負荷の少ないタンクモデルと、選抜した一部のデータを用いた詳細な水文・水質計算が可能な SWAT モデルを併用した。両モデルの特性を活かした手法としての有効性が示された。

6.3 地下水位の変化

湿原環境にとって重要な地下水位について、近年の観測値（渇水年・平水年・豊水年）を用いて GETFLOWS による影響評価を実施した。その結果、大きな変化は見られないという結果となった。

第 4 章で示したように、渇水年が連続して発生する可能性は低く、現時点での気候変動予測モデルおよび影響評価モデルの前提においては、地下水位が長期的に大きく低下するリスクは限定的であると考えられる。

ただし、これらのモデルには一定の制約があるため、今後、降水現象の変動幅が拡大した場合には、地下水位への影響が顕在化する可能性もある点には留意が必要である。

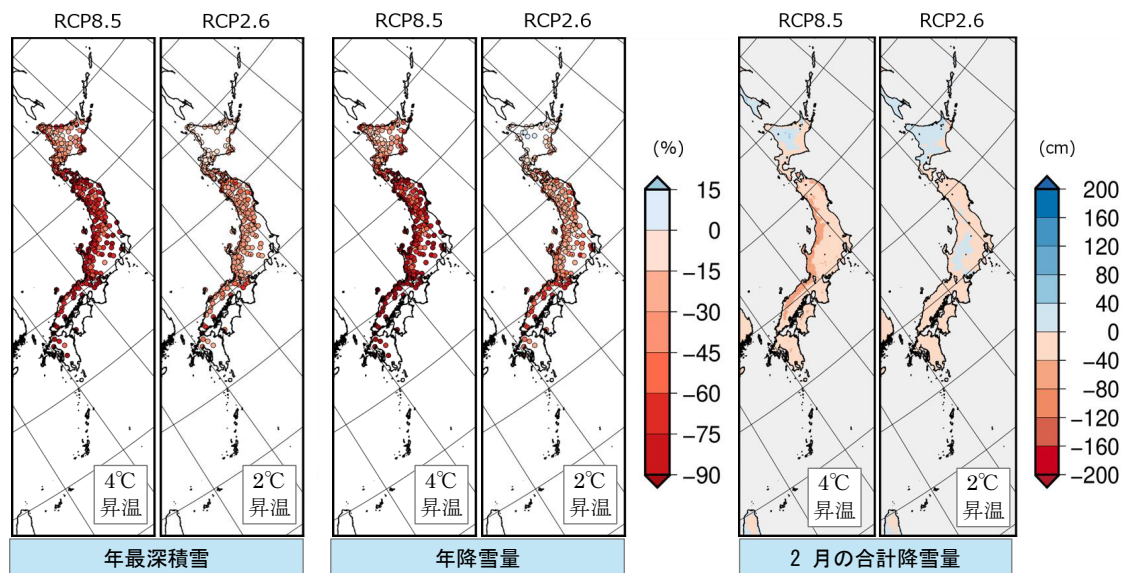
なお、「地下水位は下がりにくい」という表現は、水位の標高が低下しづらいことを意味する。従って、大規模出水などによって土砂が流入し、地表面が上昇した場合には、地盤高に対する相対的な地下水位は低下する可能性がある点にも留意すべきである。

6.4 雪の変化に関する留意点

気候変動予測モデルでは、降水量を計算した上で、気温に応じてそれが雪になるかどうかを判定している。そのため、外部条件として4℃の昇温を与えた場合、降雪量は大幅に減少する傾向がある。

しかしながら、日本の気候変動 2020²では、「気温が上がる影響で、雪ではなく雨として降ることが増える結果、日本国内では降雪量や積雪量が減少する地域が多い。しかしながら、地球温暖化が進行しても十分に寒冷な地域では、気温の上昇に伴い雪の材料となる大気中の水蒸気の量が増加するため、大雪のリスクが低下するとは限らない。」と指摘がなされている。

以下に、その詳細版から分析結果を引用する。なお、日本の気候変動 2020 で影響評価に用いられている予測は、CMIP5 の全 28 モデルの平均値やエルニーニョの影響を考慮した 4 種類の SST をもとに、20km の解像度の気候モデル MRI-AGCM3.2S でダウンスケーリングした 4 メンバーのデータである。



※地点毎にバイアス補正をした予測データを用いて、20 世紀末（1980～1999 年平均）に対する 21 世紀末（2076～2095 年平均）の変化率で示す。増減が 4 メンバーで一致していない地点の変化率は、予測の不確実性が高いため表示していない。

図 6-56 気象庁の予測による降雪・積雪の将来変化 (%)

² 気象庁 | 日本の気候変動 2020 -大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書-

釧路川流域においては、上流部の標高が高い地域では、2°Cの昇温条件下でも2月の降雪量が増加する可能性があることが図 6-56 から読み取れる。また、低頻度で発生する大規模な降雪についても、増大が懸念される予測や、豪雪年と少雪年の極端化が進行する予測があると、日本の気候変動 2020 において指摘されている。

気候変動と豪雪に関する最近の研究では、北海道大学の佐藤友徳准教授が、2021 年の北海道における大雪事例が、地球温暖化によって 10~20%強化されていたことを、イベントアトリビューションの手法で検証している³。

さらに、2020 年 3 月には、低気圧の通過に伴う大雨と気温上昇による急速な融雪が同時に発生し、釧路川では大規模な出水が発生した。このような複合的な現象は、現状の気候変動予測モデルや影響評価モデルでは十分に再現・評価することが困難である。

しかしながら、大雨や急激な気温上昇は、気候変動下においても発生しやすくなると考えられており、積雪量が大きく減少していない状況、あるいは極端な豪雪年と重なった場合には、今後も同様の複合災害が発生する可能性がある。

従って、これらの事象は将来的なリスク評価の対象として、継続的に検討していく必要がある。

³ これまでの地球温暖化によって札幌の大雪は強まっている～機械学習と高解像度シミュレーションを組み合わせた新手法で極端気象の要因分析を高度化～（地球環境科学研究所 准教授 佐藤友徳）

<https://www.hokudai.ac.jp/news/2024/12/post-1696.html>

第7章 まとめ

第1章では、本技術資料の目的として、気候変動影響を想起させる大規模な出水が近年増加していることを踏まえ、気候変動が釧路湿原に及ぼす影響を検討することを示した。

第2章では、釧路湿原および釧路川流域の特性を整理し、気候変動影響評価の前提条件を明確にした。特に降雨分布については、夏季に西側山地（支川の源流域）に集中する傾向があることを可視化した。また、水・物質循環の検討を通じて得られた湿原の特性についても整理を行った。

第3章では、近年の釧路湿原における気象および河川流況の変化を取り上げ、すでに現れ始めている気候変動の影響を示した。

具体的には、降水に関しては、年総降水量にはわずかな増加傾向が見られた（図7-1）。また強雨に関しては、年最大日降水量は近年増加傾向にあることが確認された（図7-2）。

気温に関しては、年平均気温は上昇傾向にあり、特に近年はその増大幅が大きく（図7-3）、特に夏期の気温上昇が顕著であることが明らかとなった（図7-4）。

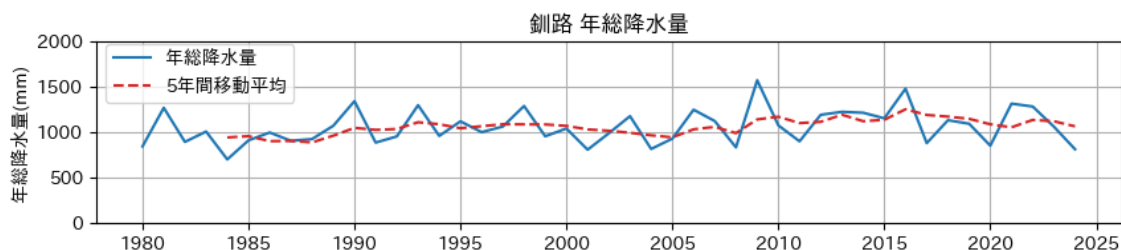


図 7-1 年総降水量の変化

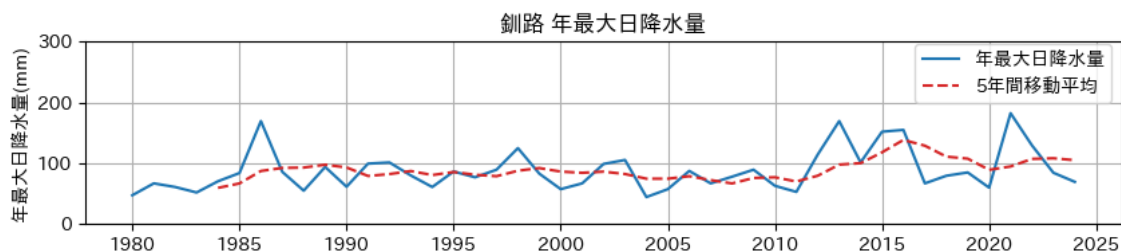


図 7-2 年最大日降水量の変化

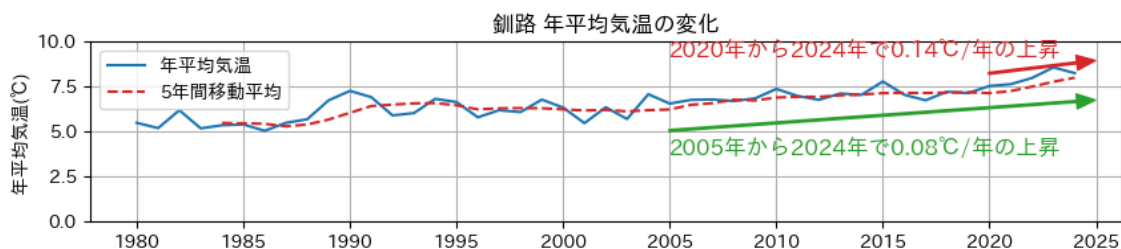


図 7-3 年平均気温の変化

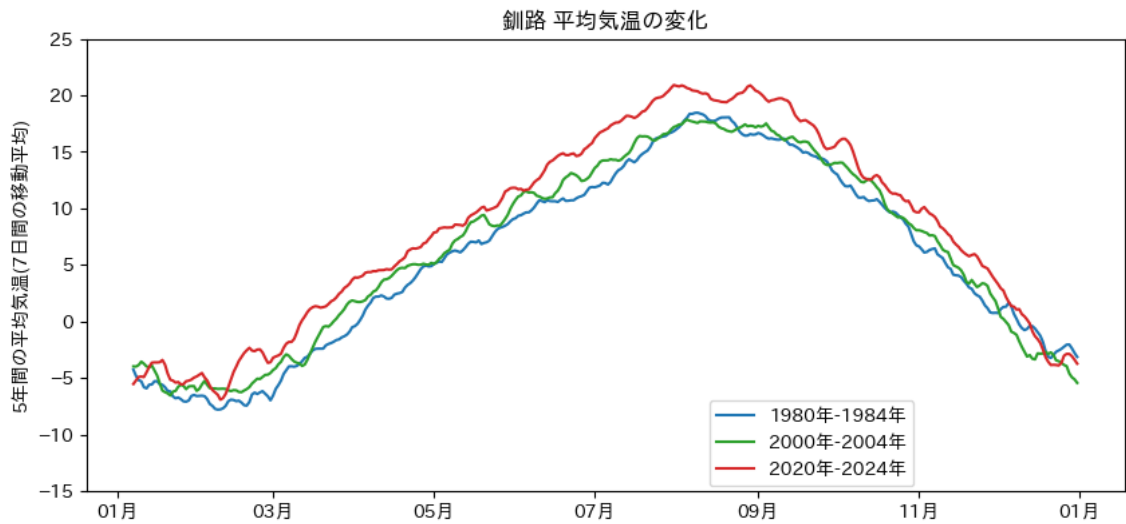


図 7-4 各時期の平均気温の変化

また降雪量や積雪量については、元から少ない海沿いの釧路を除いて上流側の地点では近年の急速な減少が確認された（図 7-5）。

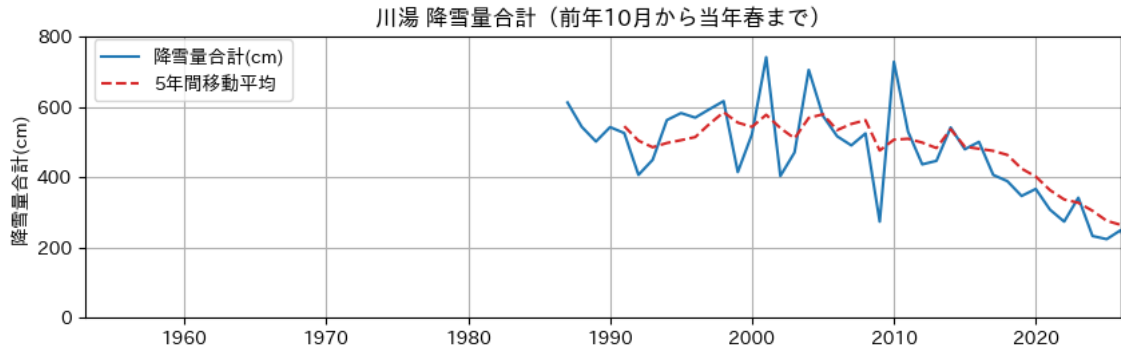


図 7-5 降雪量の変化

流況に関しては、近年、大規模な出水が隔年で発生している傾向が見られる（図 7-6）。一方で、渇水流量や最小流量が低い年も確認されており、流況の変動幅が拡大していることが示唆される。

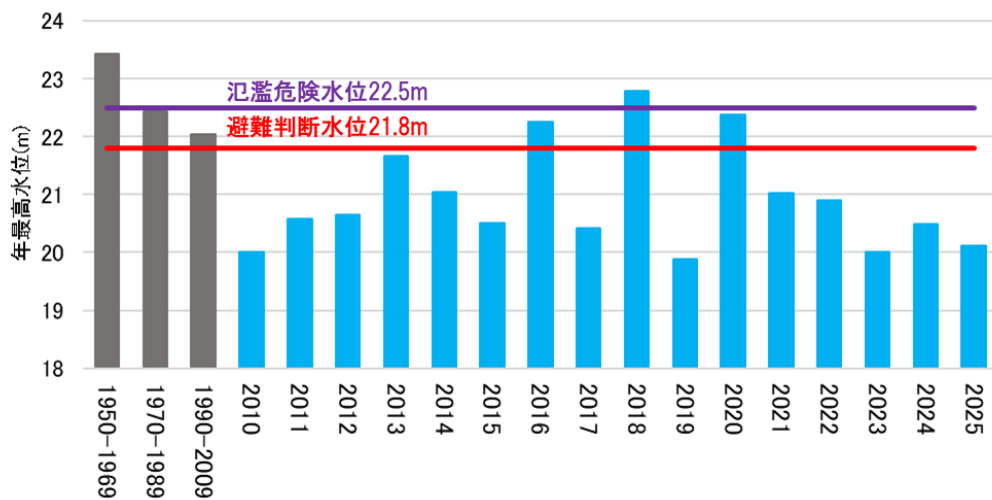


図 7-6 標茶地点で年最高水位の変化

また、2016年に発生した3つの台風による影響についても、気候変動の観点から整理した。この年の8月には、月間降水量が過去最大値を大きく上回り、その特異性が際立っていた。さらに、湿原内では氾濫が発生し、大量の土砂が流入したことが既往資料から確認されている。

第4章では、本検討に用いる気候変動予測データについて、以下の観点から整理を行った。

- 気候変動予測モデルの基本的な仕組み
- 解析対象として選定したモデルの概要
- 影響評価のために設定した気候シナリオの構築方法

近年、国内の気候変動分析で広く活用されているd4PDF20km版に加え、本検討ではより高解像度で地形性降雨の再現が可能な北海道5kmRCM通年版(図7-7)を活用することとした。ただし、強雨が多かった年に分布が偏る傾向があり、「マルコフ過程」という統計上の手法で偏りをなるべく低減した連続データを生成した。

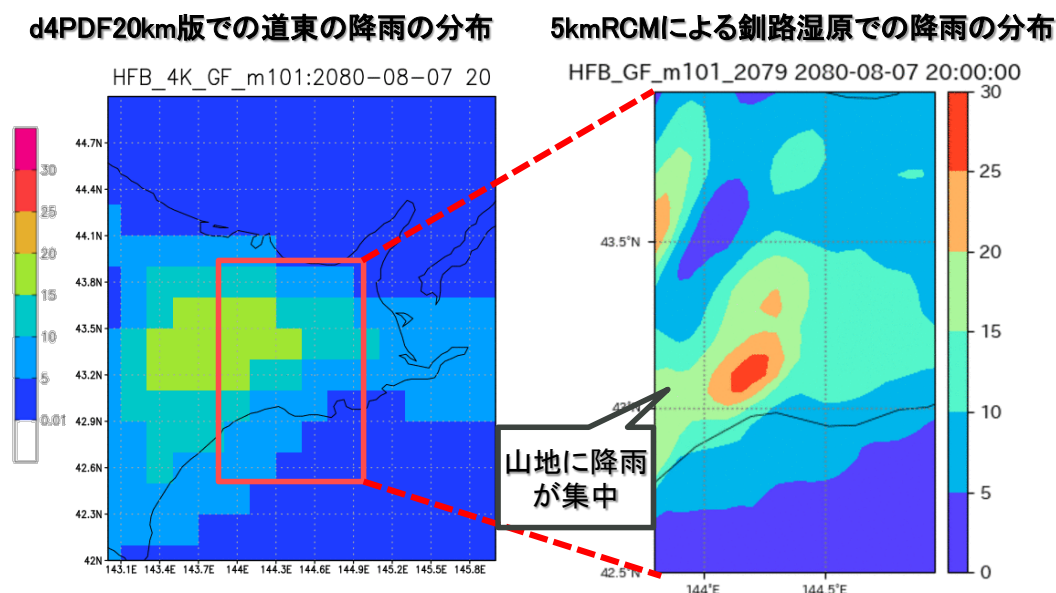


図7-7 北海道5kmRCM通年版によって再現される西側山地へ集中する降雨

第5章では、釧路川流域における降水量や気温などの気候要素の変化を分析し、強雨の頻度が増加する可能性があることを明らかにした(図7-8、図7-9、図7-10)。

なお、気候変動によって降水量が不安定化し、渇水年が連続する可能性が懸念されたが、d4PDF20km版の解析により、渇水年が連続する確率が増加していないことが確認された。

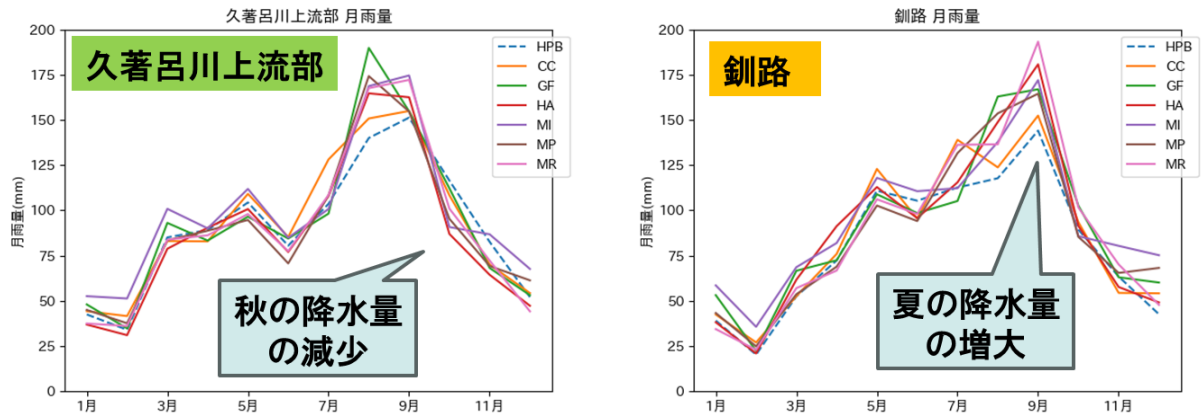


図 7-8 北海道 5kmRCM 通年版による月降水量の変化

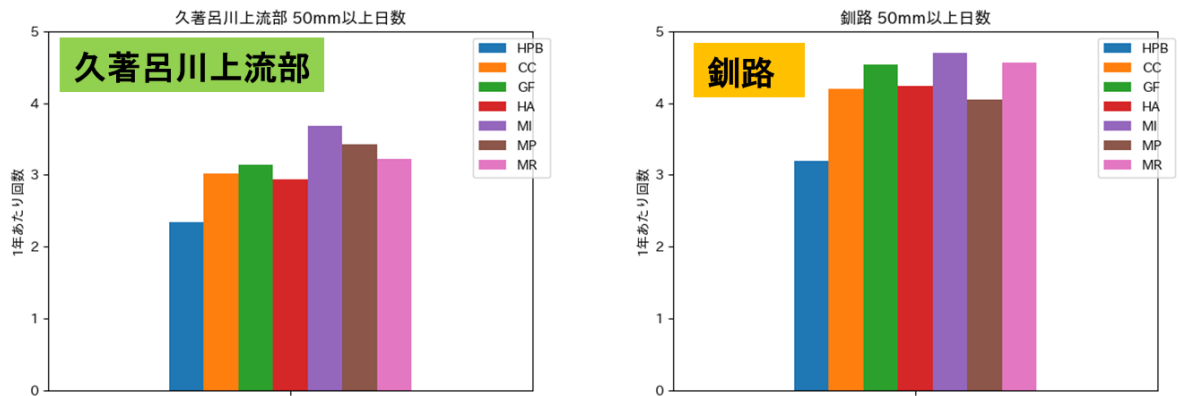


図 7-9 北海道 5kmRCM 通年版による強雨の頻度の変化

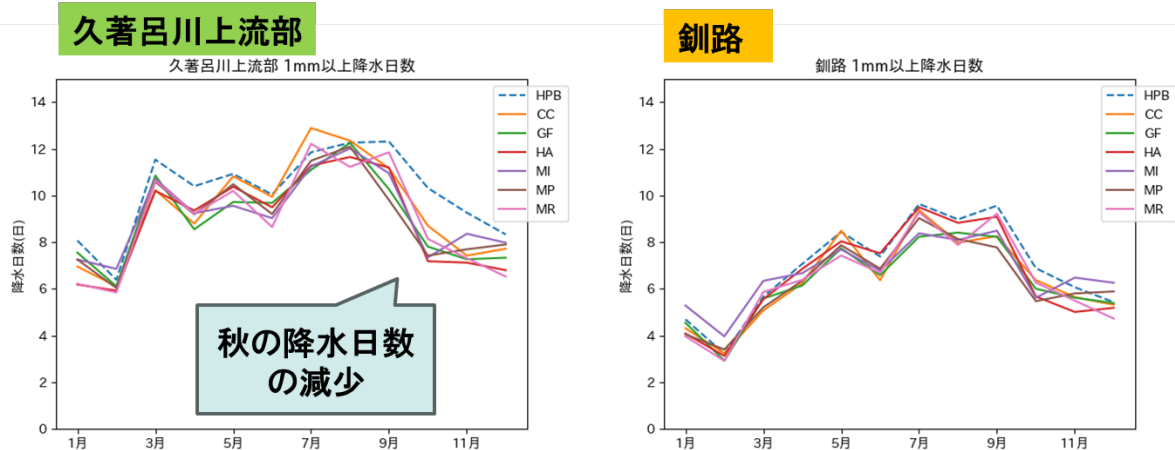


図 7-10 北海道 5kmRCM 通年版による降水日数の変化

第 6 章では、第 4 章で構築した解析シナリオに基づき、水・物質循環モデルを用いた影響評価を実施した。気候変動予測モデルの大量アンサンブルデータを活用するため、全データを処理可能なタンクモデルと、過去の検討において構築・検証された高精度な SWAT モデルを併用する方針とし、複数の水・物質循環モデルを組み合わせた評価手法の考え方を整理した (図 7-11)。

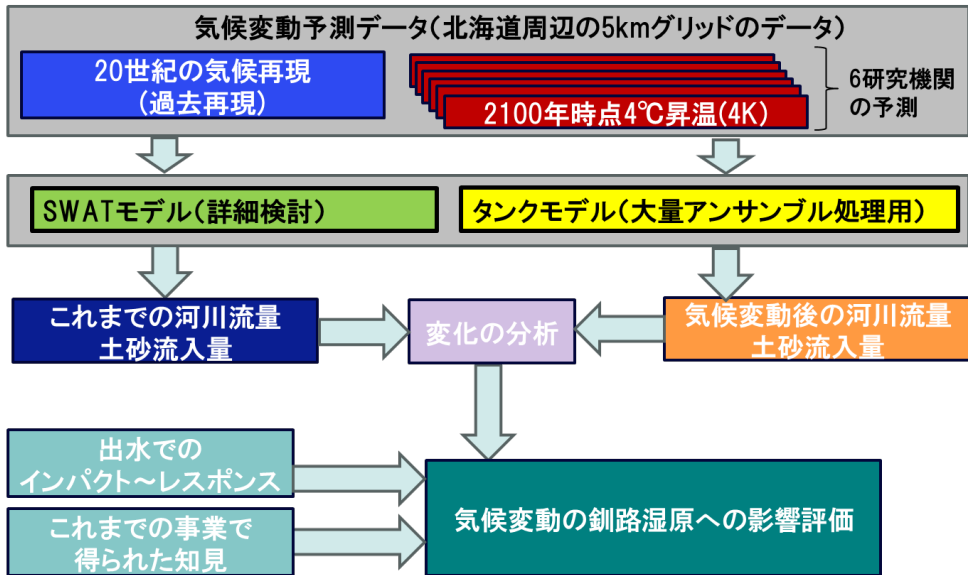


図 7-11 2 種類の水・物質循環モデルによる影響評価の概念図

本検討では、過去再現および将来予測に基づき、河川流況や土砂流入量の比較を行った。また、2016 年に発生したような大規模出水イベントについても、頻度および規模の変化を評価対象とした。

その結果、春季の融雪洪水は発生時期が早まり、規模も縮小する傾向が見られた一方で、夏季の洪水は頻度・規模ともに大きく増加することが明らかとなった。土砂流入量についても増加傾向が予測されており、特に一部の予測機関では、これまでに経験のない規模の土砂流入が発生する可能性が示されている。

さらに、気候変動の影響が現れ始めている近年の観測値を用いて、湿原内の地下水位の変化についても分析を行った。今後、降水量や強雨・洪水の増加に伴い、地下水位が上昇する可能性があると考えられる。一方で、渇水年において地下水位が大きく低下する傾向は確認されなかった。ただし、一部のエリアでは冠水日数の変化など、局所的な影響が生じる可能性があるため、今後の継続的なモニタリングが重要であると考えられる。

これらの結果は表 7-1 の通りである。

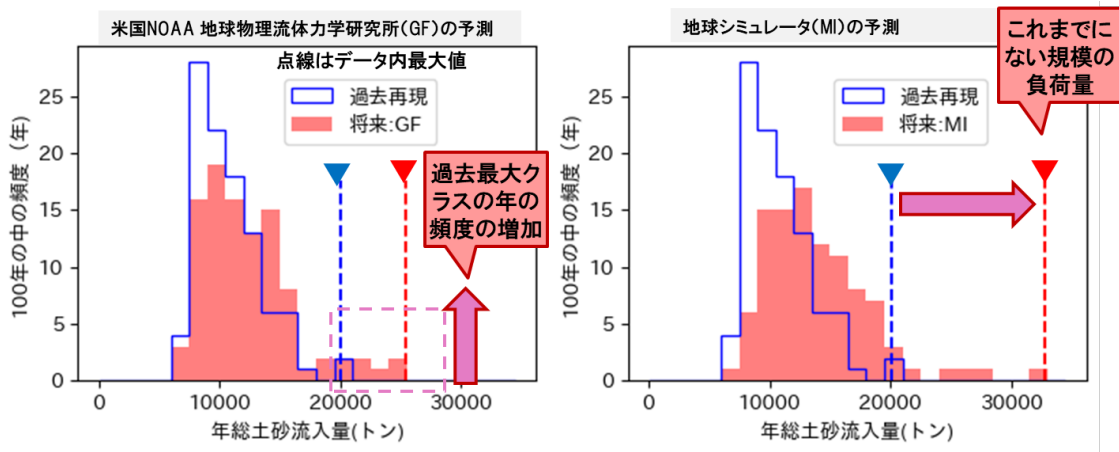


図 7-12 年総土砂流入量の過去再現と将来の分布の比較

表 7-1 将来の湿原への影響の予測

評価対象	将来の予測
河川流況	春の融雪洪水は縮小して前倒しになる 夏には洪水の頻度増加によって流量も増大する
平均的な土砂流入量	春の融雪洪水による流出量は減少する一方で夏には増大し、差し引きで増大する可能性が高い
2016年のような大規模出水イベント	大規模な土砂流出を伴う出水は増加し、規模も拡大する
地下水位・流動	降水量・洪水の増加で上昇する 渇水年では一部エリアで冠水日数が減少する可能性がある 地下水の流動は降水が少ない年でも維持される

おわりに

本資料は、釧路湿原での自然再生事業を進める上で、気候変動の影響も想起される近年の出水状況を鑑み、釧路湿原自然再生協議会土砂流入・水循環小委員会で、気候変動が湿原にどのような影響を及ぼすかを把握するためにおこなった議論・検討の成果を取りまとめたものです。

自然再生事業によって湿原環境の回復が図られてきましたが、気候変動によって影響を受けることが懸念されています。温暖化や大雨の増加、といった変化は定性的には予測が可能ですが、具体的に湿原にどのような変化が起こるのかを検証する必要があります。

そのために、本検討では気候変動予測データを活用し、2種類の水・物質循環モデルを併用することで、湿原への定量的な評価を進めてきました。

特に2016年に発生した大規模出水は、3つの台風の上陸によるなどこれまでには見られなかった現象でした。気候変動予測データの分析によれば、そのような湿原に大量に土砂流入が発生するイベントは、頻度の増加し規模も拡大することが予測されました。また一部の予測結果では未経験の規模の流入が発生しうることが示唆されました。

一方で、気候変動予測には不確実性が伴い、その予測結果には一定の幅があります。そのため、従来の分析やシミュレーションと異なり、明確に将来の動向を明確に数値として与えることには限界があります。そのため、今後の自然再生事業の検討においては、その不確実性を考慮した上で、状況の変化に柔軟に対応する「順応的アプローチ」も重要になっていきます。

今回利用した気候変動予測データベース CMIP5 というデータセットは、2010年代初頭に公開された気候変動予測データに基づいており、d4PDF は CMIP5 を高解像度化したものです。2020年にはCMIP6が公開され、現在はCMIP7の開発が進められるなど、気候変動予測データも継続的に更新が進んでいきます。本検討で得られた影響評価の結果は、今後の予測モデルによる影響評価においても大きく方向性は変わらないものと考えられますが、最新の研究の動向を反映させながらし、継続的により精度を高める取り組みも重要です。

釧路湿原を気候変動から守るためには、自然再生事業の着実な推進に加え、科学的根拠に基づいた影響評価が不可欠です。本技術資料が今後の自然再生事業の検討にも広く活用されることを望みます。

謝辞

水・物質循環メカニズムを把握するためのシミュレーションモデルについて討議する場として、水循環小委員会委員の中から学識者で構成される平成20年(2008年)3月に水循環検討会が設置されました。令和3年(2021年)からはすでに現れている気候変動の動向を、令和4年(2022年)からは気候変動予測データを活用した湿原への影響評価について議論されてきました。

検討を進め、本技術資料をとりまとめるにあたり、以下に記す水循環小委員会の委員のご指導を頂きました。記して感謝の意を表します。

氏名	所属
中津川 誠	室蘭工業大学大学院 工学研究科 教授
井上 京	北海道立総合研究機構 理事
岩崎 理樹	北海道大学大学院 工学研究院 准教授
新庄 興	
山田 朋人	北海道大学大学院 工学研究院 教授

(所属は令和8年3月末現在。敬称略、五十音順)

卷末資料

1 定量評価のためのバイアス補正

1.1. バイアス補正について

気候変動予測データの中には、過去の気候を再現することを目的としたものもある。しかし、これらの再現データであっても、観測値と平均値や分布などの統計的特性が完全に一致するとは限らない。そのため、バイアス補正というプロセスが必要となる。

バイアス補正では、過去再現データを観測データに対して統計的特性が一致するように変換する。この変換式や対応関係を将来の予測データにも適用することで、観測値に整合した形で過去気候・将来気候の両方を補正できる。これにより、雨量などの値が定量的に扱えるようになり、水・物質循環モデルなどの影響評価モデルにおいて、将来の影響を適切に評価することが可能となる。

バイアス補正の手法として、クオンタイルマッピングが広く用いられている。以下にその概念を説明する。図-1 は、過去再現データと観測データの対数軸でのヒストグラムを示している。両者の分布における平均と分散を計算し、過去再現データが観測データに一致するように変換を行う。

例えば、過去再現データにおいてある雨量が与えられた場合、そのヒストグラム上の位置を★とする。この位置に対応する観測データのヒストグラム上の相対的な位置の雨量に変換される。

図-2 は、将来予測データに対するバイアス補正の概念図である。ある雨量が与えられた場合、先に作成した変換式を適用することで、バイアス補正後の将来予測データの雨量が得られる。

過去再現データと将来予測データで同じ値が得られた場合、すなわちモデル内で同様の現象が発生していれば、補正後も観測データに紐づいた同じ現象として扱うことができる。

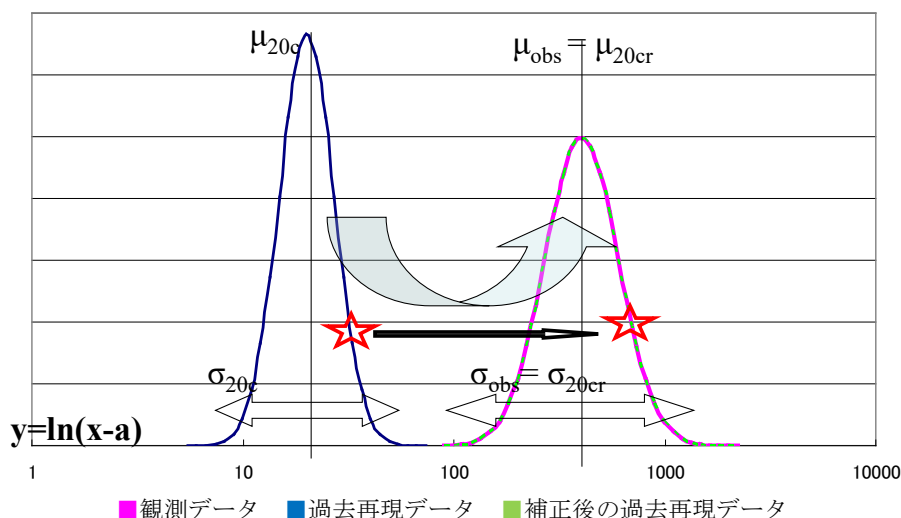


図-1 クオンタイルマッピング法による過去再現のバイアス補正

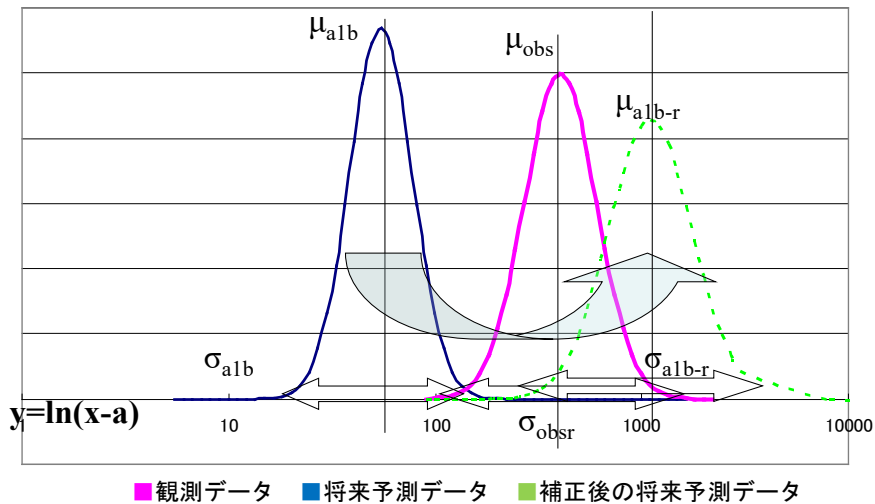


図-2 クオンタイルマッピング法の将来予測のバイアス補正

バイアス補正には多様な手法が提案されているが、解決すべき複数の課題が存在する。

まず、観測データの量的制約が挙げられる。近年の大量アンサンブル予測データと比較すると、観測データのサンプル数は少なく、特に極値領域では「サンプリングエラー」が問題となる。例えば、過去最大値と2位の値に大きな差がある場合、データの不連続性が補正精度に影響を及ぼす。

また、極値側の信頼性も重要である。河川計画における水文統計では、極値に対してどのような確率分布関数を適用するかが長年議論されてきた。過去よりも悪化する極値に対して、非現実的な補正値とならないよう、ロバストな手法（外れ値やノイズの影響を受けにくい手法）を選定する必要がある。

さらに、時間スケールの整合性にも注意が必要である。多くのバイアス補正は日単位で実施されるが、その結果を月別や年別に集計した際に、統計的整合性が保たれるとは限らない。これは、補正後のデータを長期的な影響評価に用いる際の信頼性の低下につながる。

加えて、気候変動によるトレンドの保存も課題の一つである。観測データや過去再現データは、気候変動の影響を受けて徐々に変化しているため、補正においてもそのトレンドを保持したいというニーズが高まっている。

1.2. 新バイアス補正手法 TR3S について

これらの問題に対して Martin らは TR3S 法という新手法の開発を行った。具体的な手法に関しては、原著論文等^{1,2}を参照されたい。図-3 に TR3S の考え方と改善点をまとめた。

TR3S法バイアス補正について

1. d4PDF過去実験時系列は観測値時系列の下記の分布的特性に合わせる。

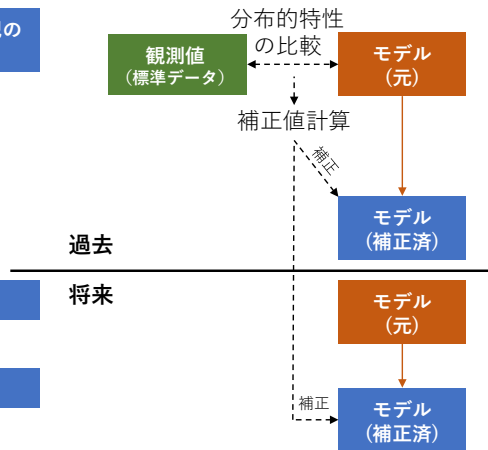
- ✓ 長期平均値
- ✓ 月平均のばらつき（長期確率分布）
- ✓ 日値のばらつき（長期確率分布）
- ✓ 無降水日の頻度（雨の場合）

2. それぞれの補正值で4K上昇実験を補正する

★ 注意点（回避する必要な悪影響）

- 元の時系列の時間的変化の変更
- 予測した気候トレンドの変更
- 分布の裾のサンプリングエラーが引き継がれること

気候予測モデルのバイアス補正の一般的なフロー



こうえいフォーラム29号 <https://www.n-koei.co.jp/rd/thesis/>

「気候変動適応のための気候モデルバイアス補正における課題とその克服への取組」

図-3 TR3S 法の考え方

¹ Gomez - Garcia M, Matsumura A, Ogawada D, Takahashi K. 2019. Time scale decomposition of climate and correction of variability using synthetic samples of stable distributions. Water Resources Research 55: 3632-3658. DOI: 10.1029/2018WR023053.

<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2018WR023053>

² 気候変動適応のための気候モデルバイアス補正における課題とその克服への取組

https://www.n-koei.co.jp/assets/pdf/consulting/rd/thesis/202104/forum29_005g.pdf

https://www.n-koei.co.jp/assets/pdf/consulting/rd/thesis/202104/forum29_005.pdf

1.3. 釧路湿原周辺におけるバイアス補正

釧路湿原周辺では、平野では複数の観測点があるが、湿原への土砂の発生源であり、地形性降雨の発生も想定される西側山地では観測点が限られている。このような状況を踏まえ、高精度の補正のために、メッシュ観測値（農研機構メッシュ農業気象データ）を補正用のデータとして活用した。このデータは、地上雨量観測点よりも高い解像度を持ち、なおかつメッシュ化されているため、地形性降雨などを適切に再現できる。

元データは 1km メッシュで構成されているが、データ量や計算量を削減しつつ次項の 5kmRCM に適用することを考慮し、5km メッシュ・日データにリサンプルを実施した（図-4～図-5）。

補正結果は図-6 のようになる。

表-1 バイアス補正に利用する観測データの諸元

データベース名称	メッシュ農業気象データ
作成機関	農研機構（NARO）
作成に利用したデータ	気象庁アメダス・標高値
空間解像度	0.0083 度×0.0125 度
時間解像度	日
対象期間	1981 年～2010 年
気象要素	降水量・平均気温
出典	大野 宏之，佐々木 華織，大原 源二，中園 江，実況値と数値予報，平年値を組み合わせたメッシュ気温・降水量データの作成，生物と気象，2016，16 巻，p. 71-79

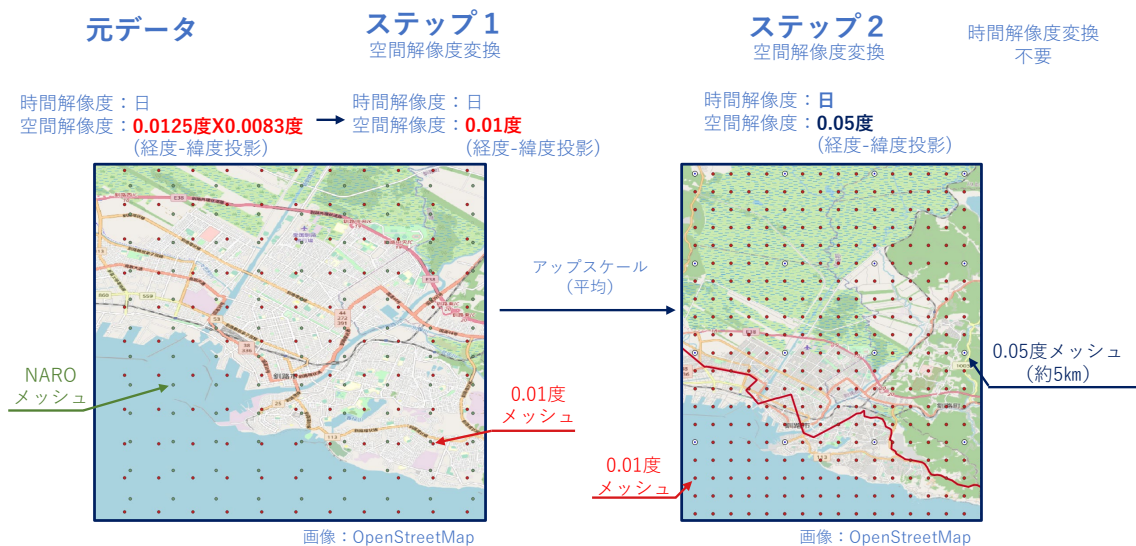


図-4 観測データセットの空間解像度変換

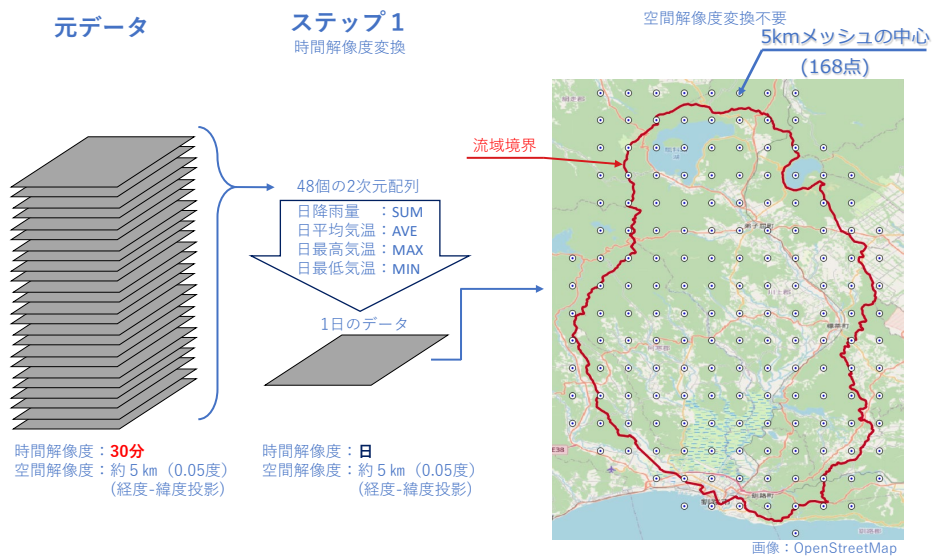
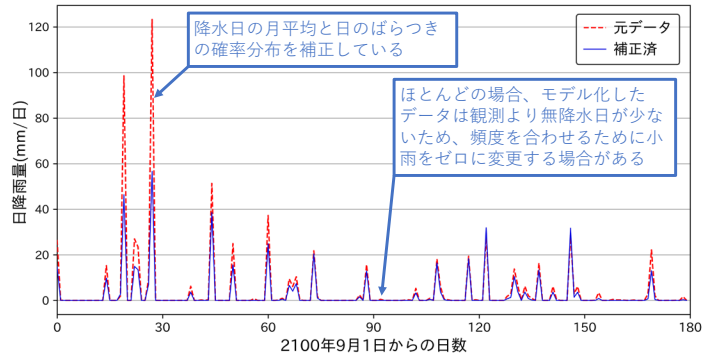


図-5 観測データセットの時間解像度変換

釧路地点日降雨量時系列：
(CCモデルm102メンバー2100年)



釧路地点
日平均気温時系列の例：
(CCモデルm109メンバー2102年)

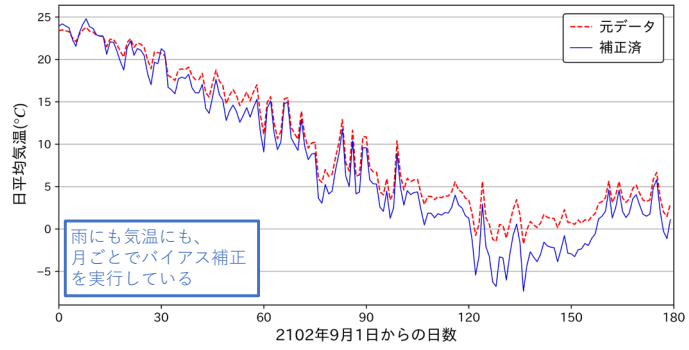


図-6 TR3S 法での元の時系列が保存される補正手法

2 マルコフ過程を利用した北海道版 5kmRCM の連続化の手法

2.1 マルコフ過程とマルコフ連鎖の概念

マルコフ過程とは、未来の状態が現在の状態のみに依存し、過去の状態とは無関係であるという「マルコフ性」を持つ確率過程を指す。この性質に基づき、次のタイムステップへの変化がマルコフ過程によって決定されるようなデータ列を、マルコフ連鎖と呼ぶ。

代表的な例として、「晴れ・くもり・雨」といった天気の状態列が挙げられる。過去の気象データを用いて、昨日の天気と今日の天気の関係性を分析することで、状態遷移の構造を可視化することができる。図-7 のように、天気の状態間の遷移を示す状態遷移図を作成する。またそこでの変化確率をまとめた遷移確率行列（図-8）を生成する。

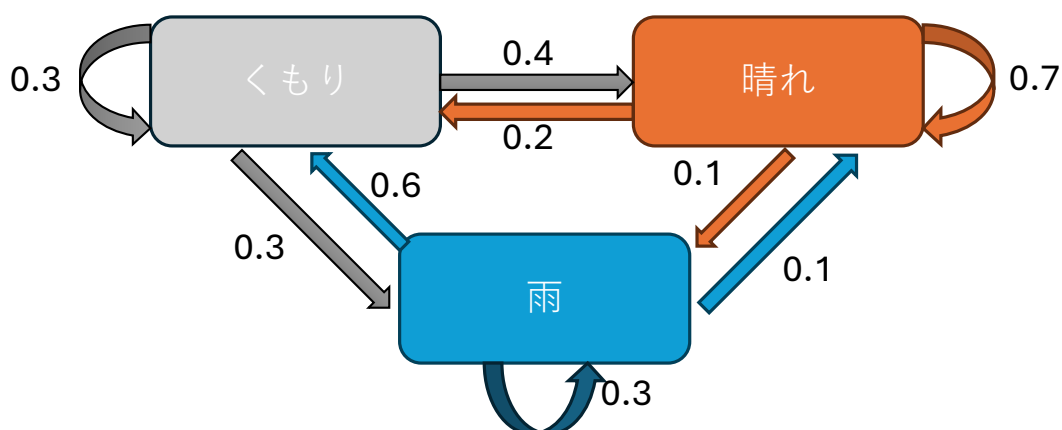


図-7 天気の状態遷移の図

	明日は晴れ	明日はくもり	明日は雨
今日は晴れ	0.7	0.2	0.1
今日はくもり	0.4	0.3	0.3
今日は雨	0.1	0.6	0.3

図-8 遷移確率行列

遷移確率行列に従って天気を連続的に生成していくことで、長期にわたる天気の詳細なデータ列を構築することが可能となる。十分な長さのデータ列が得られれば、その中の「晴れ・くもり・雨」の出現頻度は、実際の気象観測における分布に収束する。

2.2 マルコフ連鎖による連続データ作成手法

マルコフ連鎖を利用して、本来の d4PDF20km 版での分布を再現する連続データの作成手法を検討した。

先に示した「晴れ・くもり・雨」の状態遷移の代わりに、年総雨量に基づく「多雨～少雨」の5段階分類を用いた。

データの連続性や計算初期条件の観点からも、5km RCM の9月開始時点において、8月までの適切な分布を持つデータが接続されていることが望ましい。本来であれば 5kmRCM 全データでの多雨～少雨までの判定で行う必要があるが、5kmRCM 全データはないため、d4PDF20km 版での判定を利用した。5kmRCM 対象年においては、d4PDF20km 版との強い相関（図-9）が見られたため、その判定は 5kmRCM に対しても適用可能である判断した。

まず、d4PDF20km 版のデータをこの5段階に分類し、遷移確率行列を算出した。その後、この遷移確率に従って長期の連続データを生成し、各分類に対応する 5km RCM のデータをランダムに選択・接続することで、連続的な気候データ列を構築した。

この手法により、多雨に偏っている 5km RCM の分布を、偏りの少ない d4PDF20km 版の分布に近づけることが可能となった。

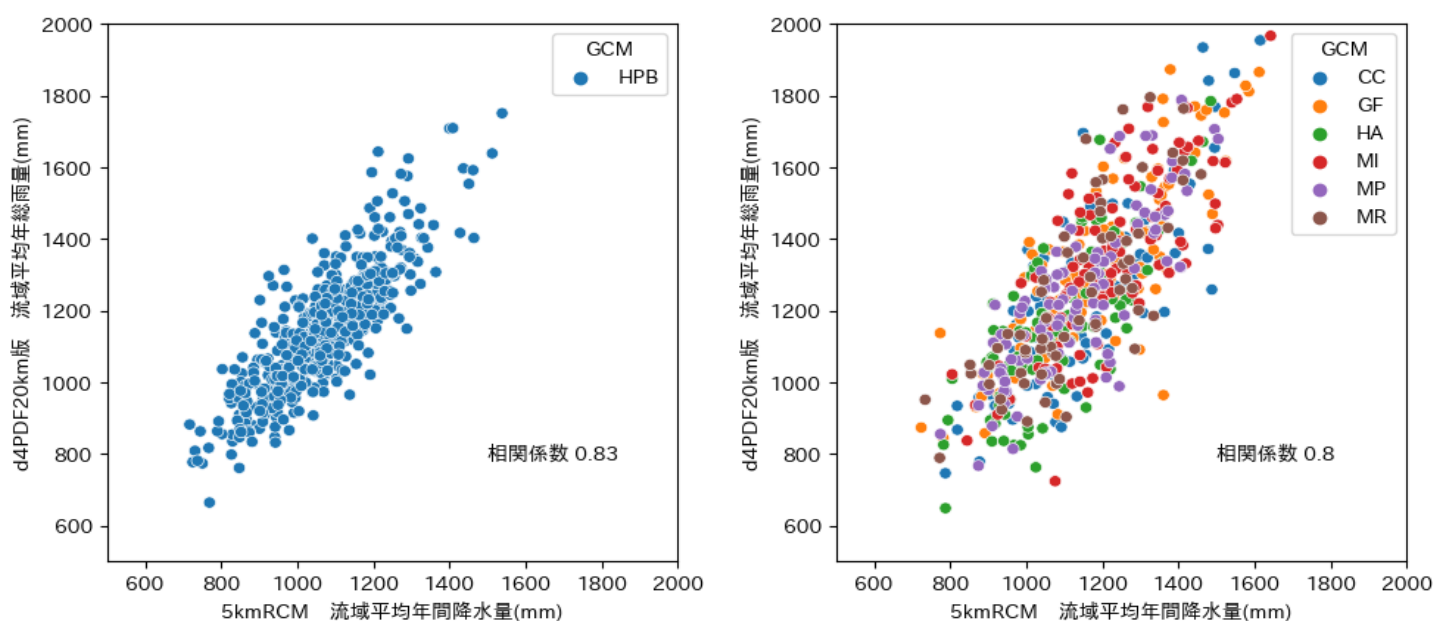


図-9 ダウンスケーリング前後の年総降水量の相関性

各 SST で作成していた遷移確率行列と乱数を組み合わせて長期連続した判定のデータ列を図-10 に示す。

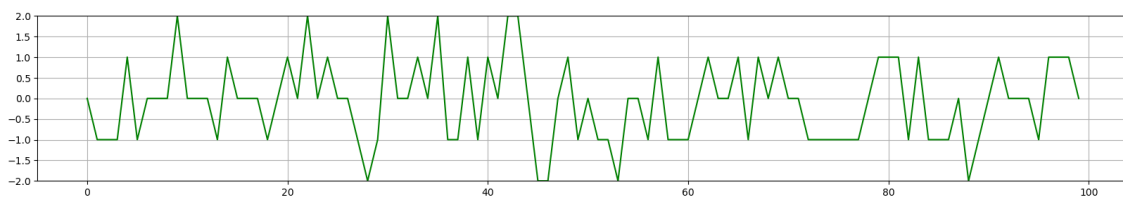


図-10 生成した多雨(+2)～少雨(-2)の長期連続判定データ列

次に、マルコフ連鎖によって生成された判定のデータ列（多雨(+2)～少雨(-2)の順番）に応じて、各判定の中の5kmRCMの年をランダムに割り当てていくこととした。ただし、少雨に判定された年の5kmRCMのサンプルがない場合には、やや少雨の判定のデータで代用しているため誤差が生じている。また、少雨・やや少雨のデータ数が少ないため、同じ年のデータをなるべく重複しないように利用しているが、それでも複数回の利用は完全には回避できていない。なお、そのような留意点があるため、生成したデータの統計的特性に影響をしていないかは、別項（2.4 生成データの検証）で検証した。

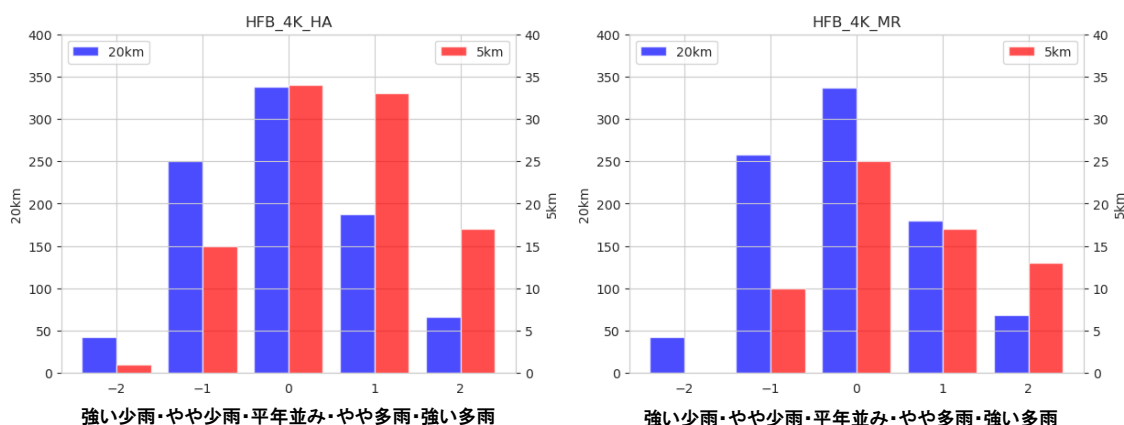


図-11 d4PDF20km と 5kmRCM 対象年での各判定でのサンプル数

2.3 生成データのデータ長とサイズ

生成データは、対象となる予測データ全体の分布を代表できるサンプルサイズを満たす必要がある。しかし、過度に長いデータ長は観測値やもとの予測モデルが持つ長さとは乖離する点や、計算量・計算安定性の観点からは望ましくない。

解析に必要なデータ長について検討を行った結果、正規分布に基づき順位を基準として等間隔でデータを取得する手法では、約 100 年分のデータで統計的安定性が得られることが確認された（図-12）。このため、元の分布特性を反映しつつ、観測値のデータサイズとも大きく乖離しないように、1 系列あたり 100 年を基準として設定した。

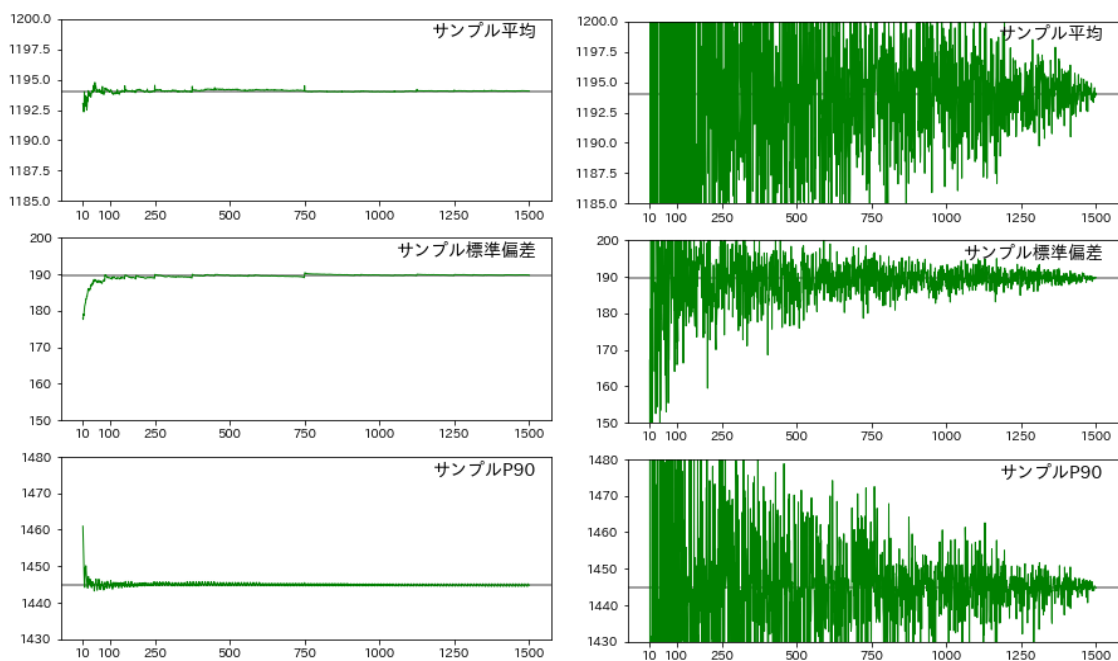


図-12 サンプル年数と統計的安定性(左は等間隔、右は乱択の手法) (単位は mm)

100 年 1 系列のデータを、乱数によって各 GCM で 100 系列作成し、元の d4PDF20km 版と同じアンサンブルの年数になるように、HPB では 30 系列、4K では各 GCM で 9 系列を取得した。これを後述する簡易モデルであるタンクモデルの入力データとしている。

どの系列を取得するかについては、5 段階の判定に基づき、元の d4PDF20km 版の判定分布と相関が強い系列から優先的に選定している（図-13）。

また相関が最上位の 1 系列については、詳細モデルの入力値として採用している。

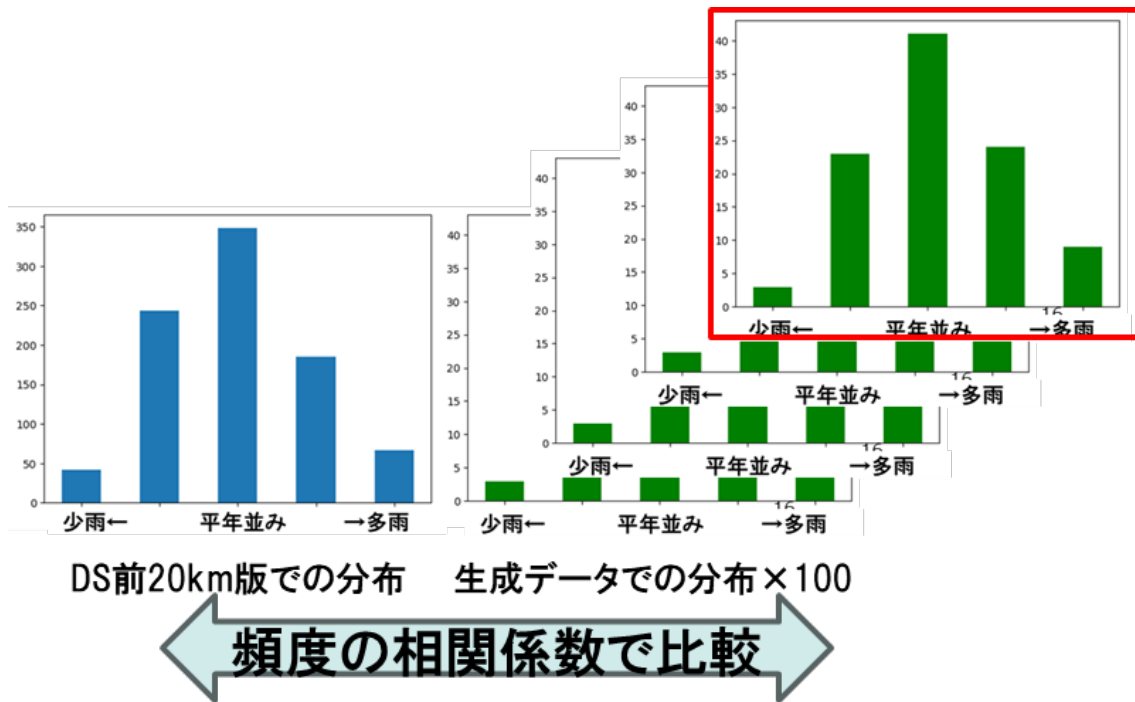


図-13 生成したデータ列の選別手法

2.4 生成データの検証

生成した長期連続データに対して、ダウンスケーリング元である d4PDF20km 版の全データとの統計的特性の比較を行った。生成データが d4PDF20km 版の分布と一致していれば、元の適切な分布特性を保持したデータであると判断できる。

まず、流域平均年総量について比較を行った結果、高い適合度が得られた。ただし、GF においては、元データで 600mm～800mm の範囲の年が存在する一方で、生成データにはこの範囲の年が現れていない。これは、該当する年がダウンスケーリングの対象に含まれていないため、生成データに利用できなかったことが原因である (図-14)。

次に、強雨 (1 日あたり 50mm 以上) の発生回数について分布比較を行ったところ、生成データでは年 1 回程度多く出現する傾向が見られたが、全体としては概ね適合していることが確認された (図-15)。

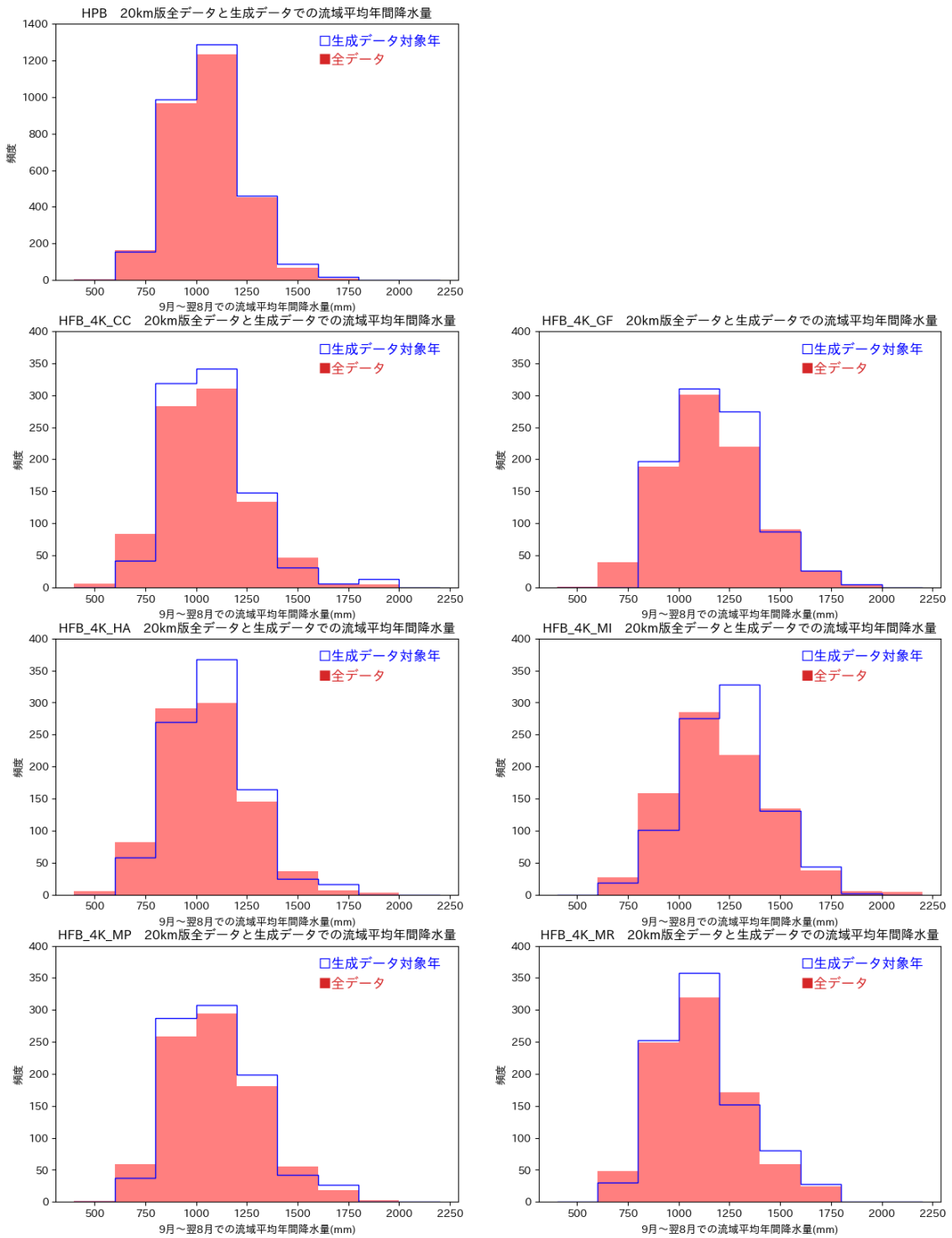


図-14 20kmにおける全データと生成データでの年総降水量の分布の比較

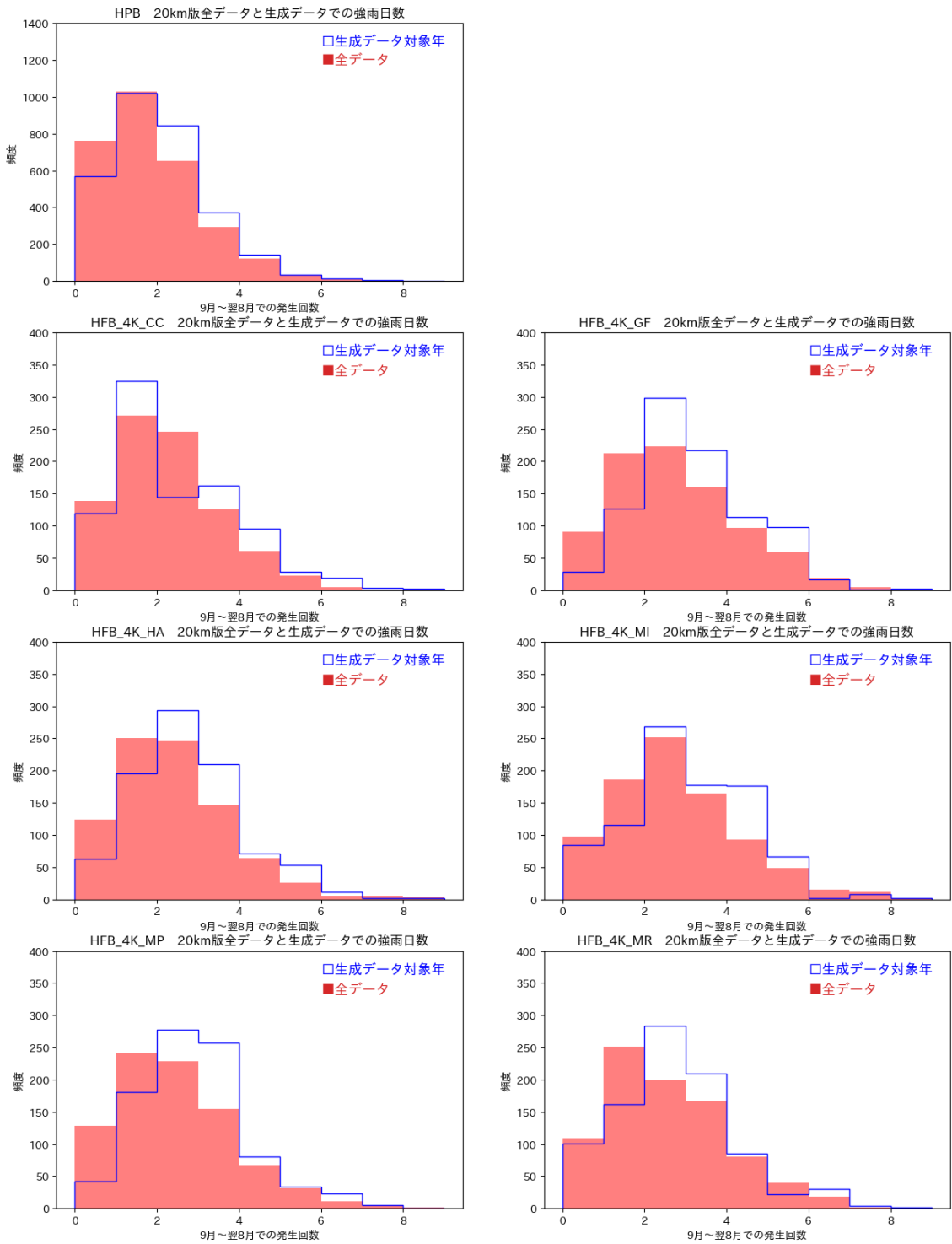


図-15 20kmにおける全データと生成データでの強雨の頻度の分布の比較

3 気候変動に対応したタンクモデルの改良

釧路湿原の流域は、上流の山地から下流の平地まで標高差が大きく、最大で約 1,000m に達する。このような地形的特徴を持つ流域において、d4PDF の元データでは、気温が 4℃ 上昇することで降雪・積雪量が大幅に減少することが予想される。

従来のタンクモデルでは、流域全体の平均気温を用いて融雪量を計算していたため、気候変動による昇温により、雪と判定される降水量が減少し、春先の融雪出水の減少につながる可能性がある。

しかし、標高差が大きい流域では、平均気温が氷点下を上回ったとしても、山地では依然として雪が残る可能性が高い。標高差 1,000m に対しては、気温差が約 6.5℃ 生じるため、平均値だけでは融雪の実態を正確に捉えることが難しい。

そこで本検討では、標高差を踏まえた融雪の実態をできるだけ表現するために、グリッド化された気温データを活用し、精度向上を図った。具体的には、5km RCM のバイアス補正の基盤となる農研機構のグリッドデータを入力値として使用し、グリッド単位で降雪・積雪・融雪の判定と計算を行う方式を採用した。

融雪の判定式はグリッド内で共通としつつも、閾値温度と融雪係数についてはキャリブレーションを実施した。評価は以下の 2 点を基準として行った：

- 流量の平年値が、観測流量と入力した降水量から推定される計算流量と水収支の観点で再現できているか (図-16)
- 融雪データがあるアメダス観測点において、積雪量の増減のタイミングが再現されているか (図-17)

キャリブレーションでは、縦軸に閾値温度 (-2℃～+2℃、0.5℃刻み)、横軸に融雪係数 (1～10) を設定し、各組み合わせの再現性を評価した。その結果に基づき、表-2 の値を設定した。

このキャリブレーションにおいては 40 年程度の連続計算を通じて、釧路湿原流域の水収支を評価した。その結果、多くの支川において水収支比 (計算流量/観測流量) が 1 を下回る傾向が確認された。これには複数の要因が考えられる。

まず、計算期間が冬季に終了しているため、与えられた降水の一部が積雪や流出過程のタンクに残留しており、これが水収支不足の一因と推定される。

さらに、雪の水分量の計測精度にも制約がある。農研機構の報告によれば、「降雪に対する降水量計の捕捉率 (測定値/真値) は、風速の増加に伴い大きく低下する。³⁾」とされている。また、小南らの研究では、捕捉率が 0.6～0.96 と幅広く、大きな誤差が発生しうることが指摘されている。⁴⁾

図-18 に、観測流量と計算流量の再現性を示す。久著呂川・オソベツ川で春期の融雪出

³⁾ 降雪に対する各種降水量計の捕捉率

<https://www.naro.go.jp/project/results/laboratory/narc/2001/narc01-10.html>

⁴⁾ メッシュ農業気象データのための積雪水量推定モデル

https://amu.rd.naro.go.jp/wiki_open/lib/exe/fetch.php?media=wiki:docs:2-3%E8%A3%9C%E8%B6%B3%E8%B3%87%E6%96%99c_%E5%B0%8F%E5%8D%97%E3%82%892015.pdf

水の規模を過小評価している原因は、捕捉率に起因する可能性がある。

一方、釧路川本川の標茶地点では流量の過大評価が見られた。これは、屈斜路湖による洪水流下の軽減効果が影響していると考えられる。また、広里地点でも、釧路湿原による洪水貯留効果が過大評価の要因となっている可能性がある。

5km RCM 通年版の HPB 平均値による流量も比較した結果、概ね再現性が得られていることが確認された。ただし、以下の点に留意が必要である。

- HPB はバイアス補正済みであるが、融雪期の気温の年々変動が少ないため、融雪出水の時期が毎年ほぼ同時期となり、流量波形が完全には合致しない。

- 実際に発生した強雨による洪水規模を完全に再現することは困難。

観測値や計算値は、近年の気候変動による洪水の影響が強く出ているため、HPB と合わせて 2010 年までの観測値・計算値と比較をするとより再現性は高まる（図-19）。

表-2 設定した融雪係数と閾値温度

河川	地点	融雪係数	閾値温度
幌呂川	幌呂	7	1.5
雪裡川	雪裡	7	1
久著呂川	下久著呂	4	2
オソベツ川	下オソベツ	10	1.5
釧路川	標茶	10	2
釧路川	広里	6	0

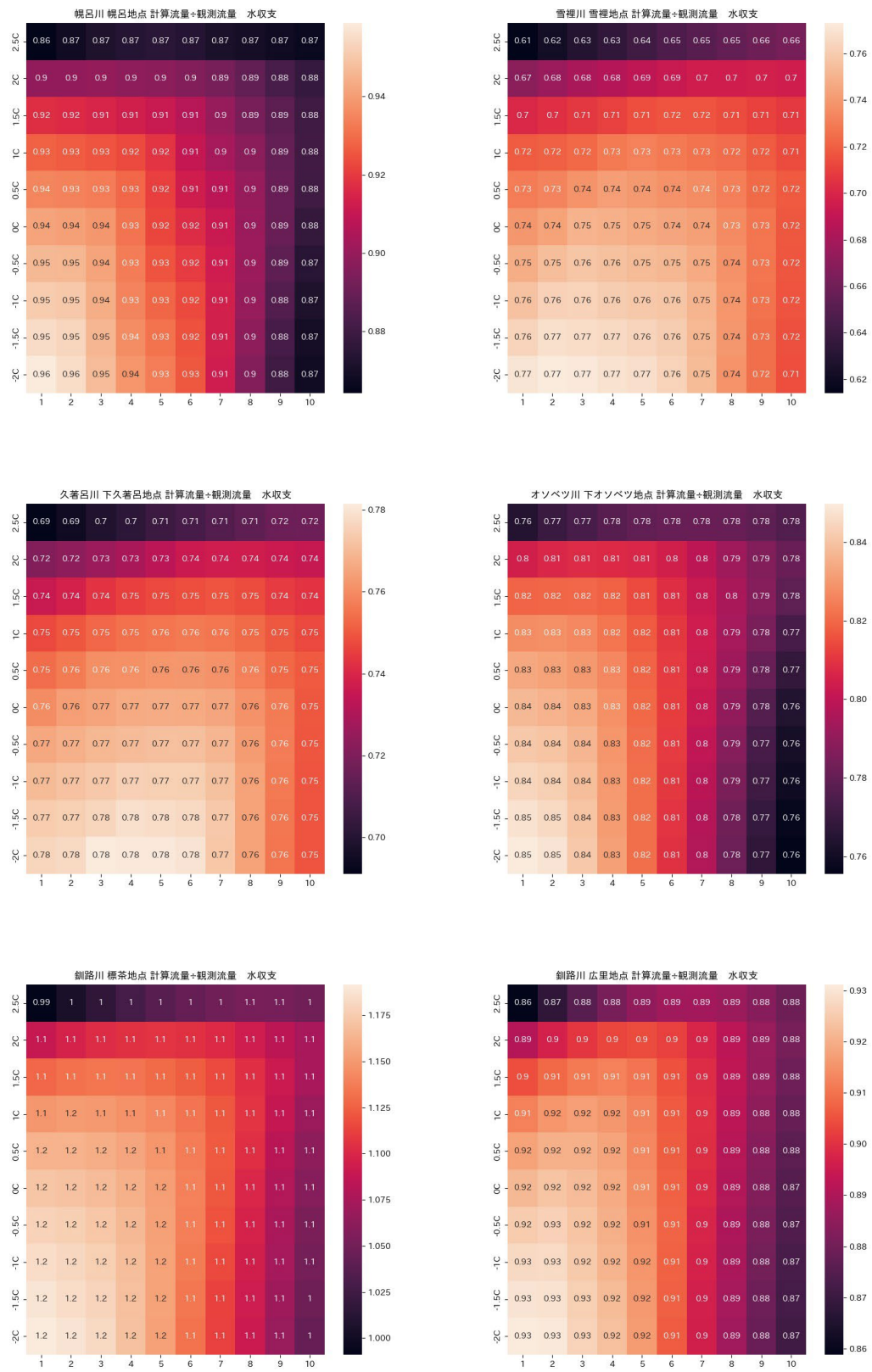


図-16 融雪係数と閾値温度ごとの水収支

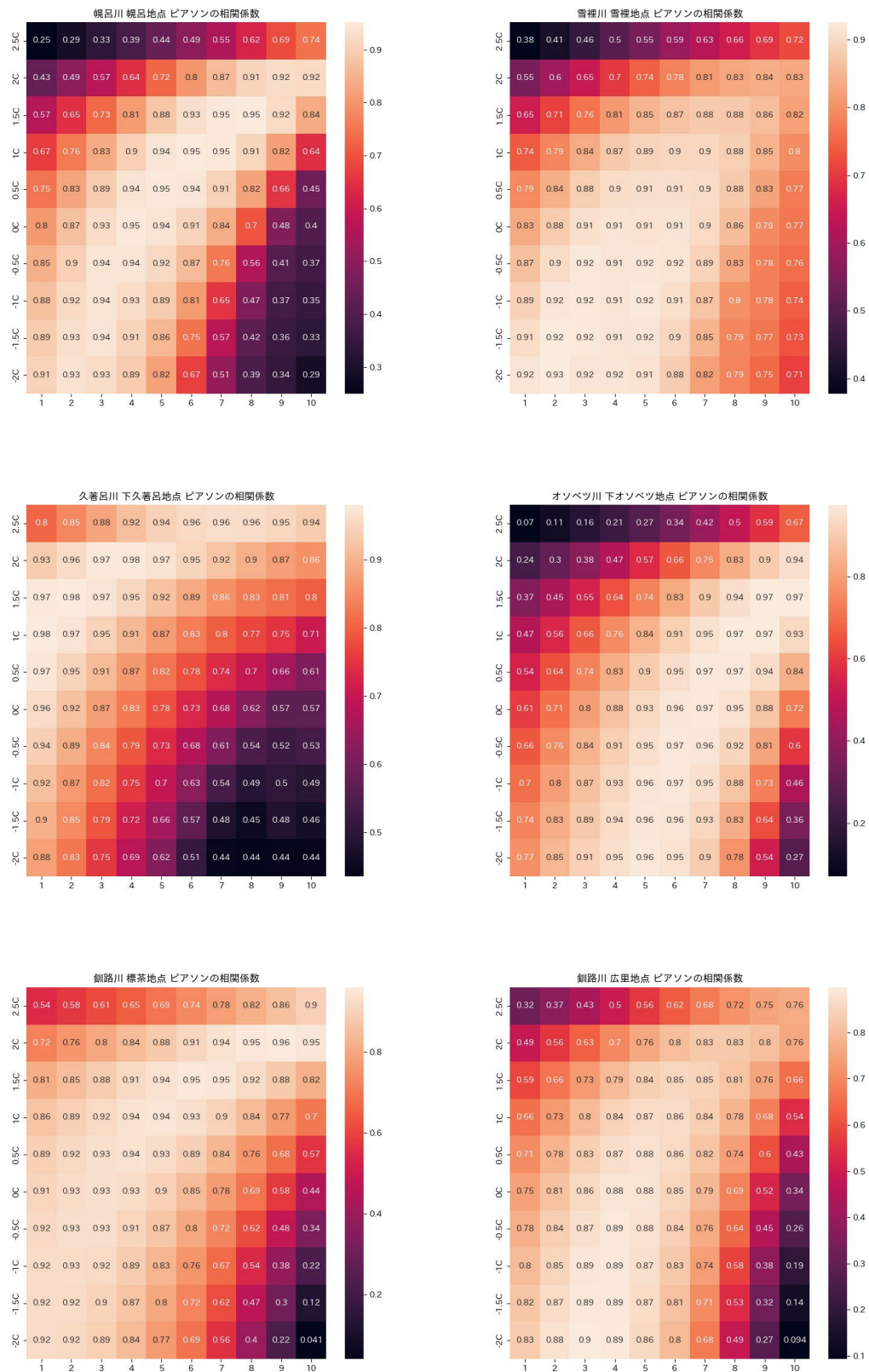


図-17 融雪係数と閾値温度ごとのピアソンの相関係数

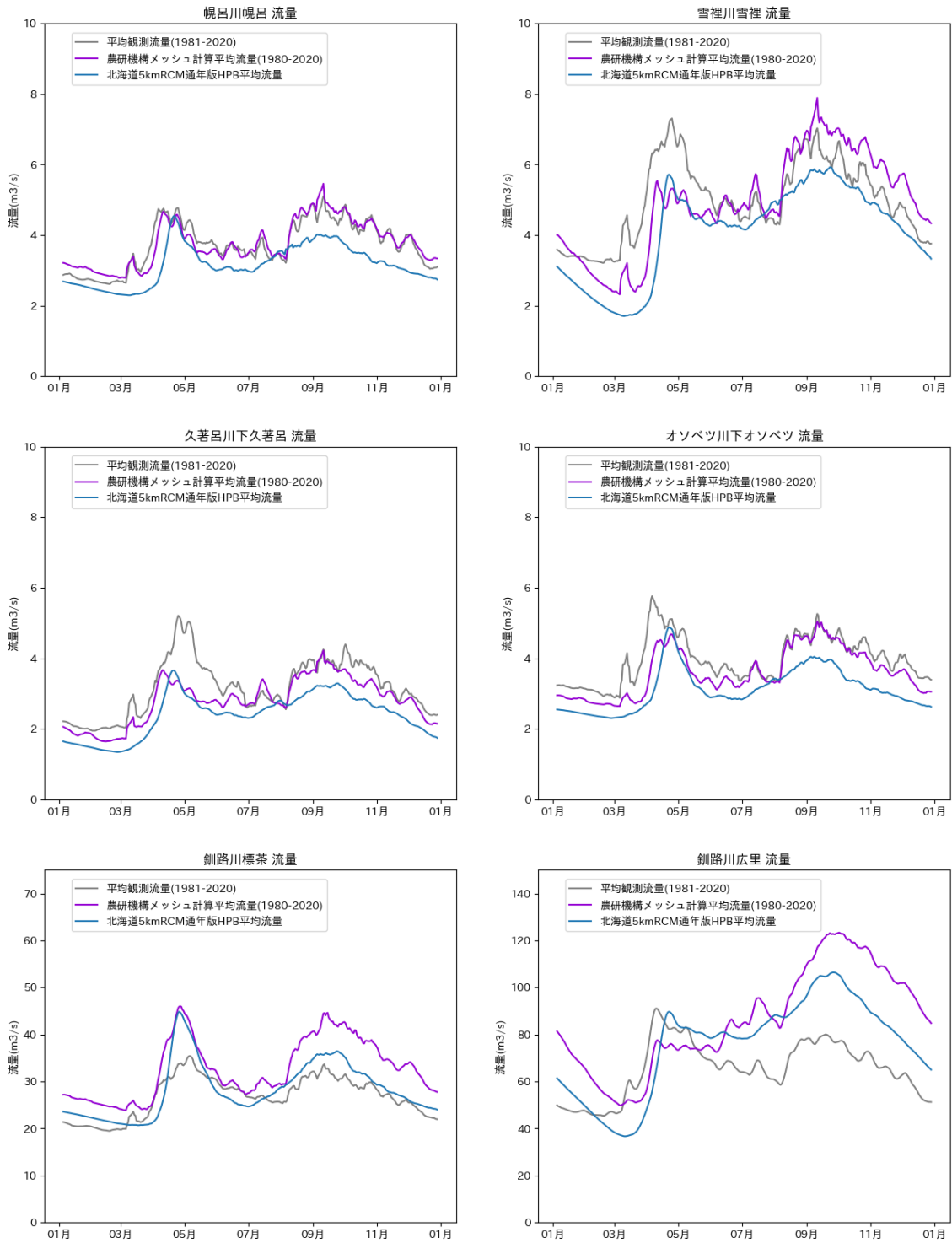


図-18 タンクモデルでの再現性の比較

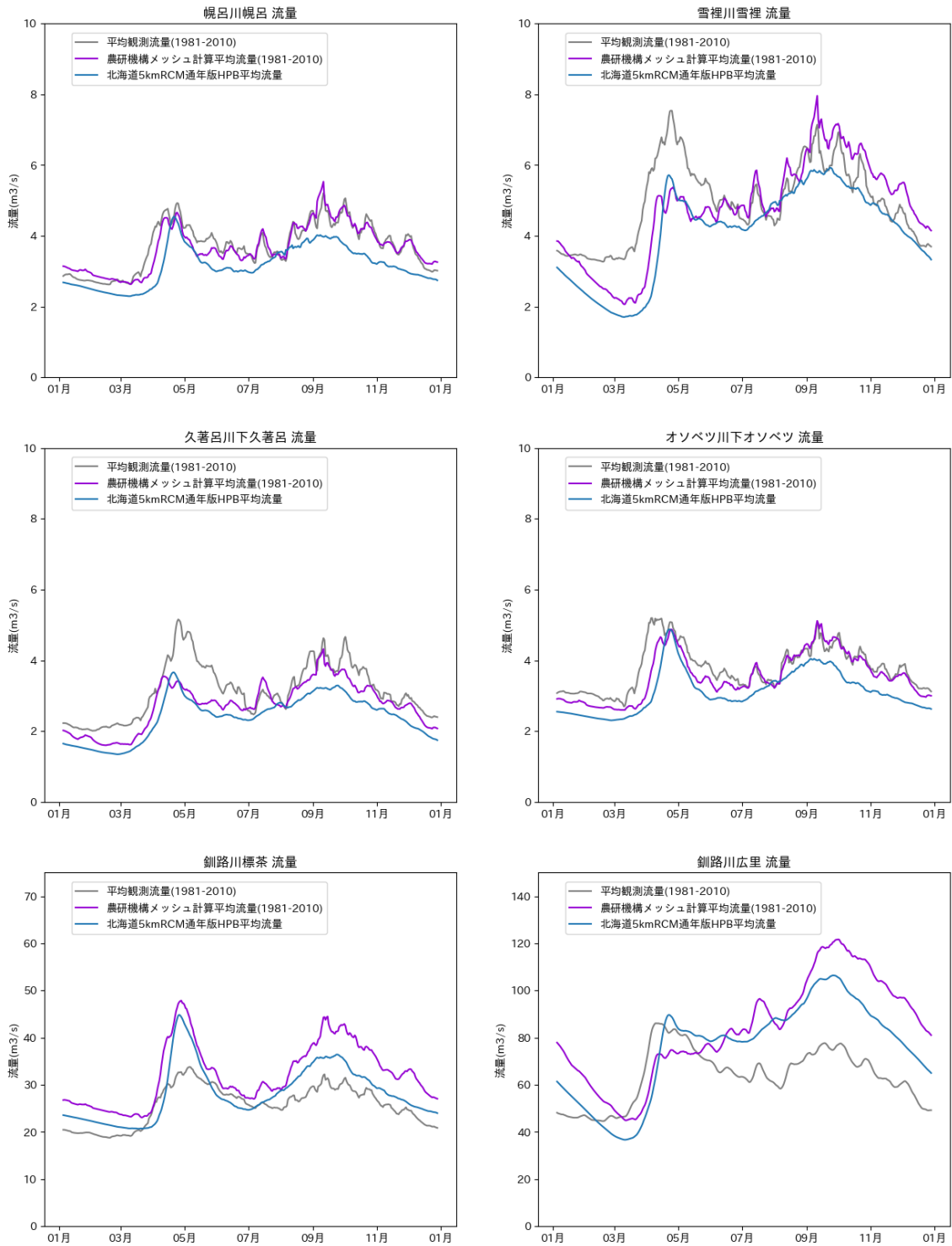


図-19 タンクモデルでの再現性の比較 (2010年まで)

4 近年の気候変動を踏まえた地下水流動への影響

4.1 GETFLOWS による地下水変化の評価の設定条件

湿原内の地下水位や流動の変化は湿原環境に大きな影響を及ぼす。そのため、水循環モデル (GETFLOWS) を用いて影響評価を行った。ただし、気候変動予測データではなく、実際の観測データから、気候変動後の豊水年、平水年、渇水年にあたると思われる年を選定し、その年の観測データを入力値として地下水位を予測した。具体的には表-3 に示すように、実際の観測データの中から豊水年 (2016 年)、平水年 (2013 年)、渇水年 (2008 年) の 3 年を選定して解析を行った。

なお、第 4 章では、気候変動後の降水量の変化について分析を行っている。年総降水量に関しては、全般的に増加傾向が見られ、現状における渇水年と同程度の年の頻度は減少する傾向にある。また、d4PDF20km 版の予測データにおいては、降水量が少ない年が連続する確率も低下している。一方で、降水日数については減少傾向が確認されている。

これらの予測結果を踏まえると、2008 年の観測データよりも厳しい渇水年が気候変動後に発生する可能性は低いと考えられる。従って、2008 年のデータを気候変動後の渇水年の代表的なサンプルとして利用することには、一定の合理性があると判断される。

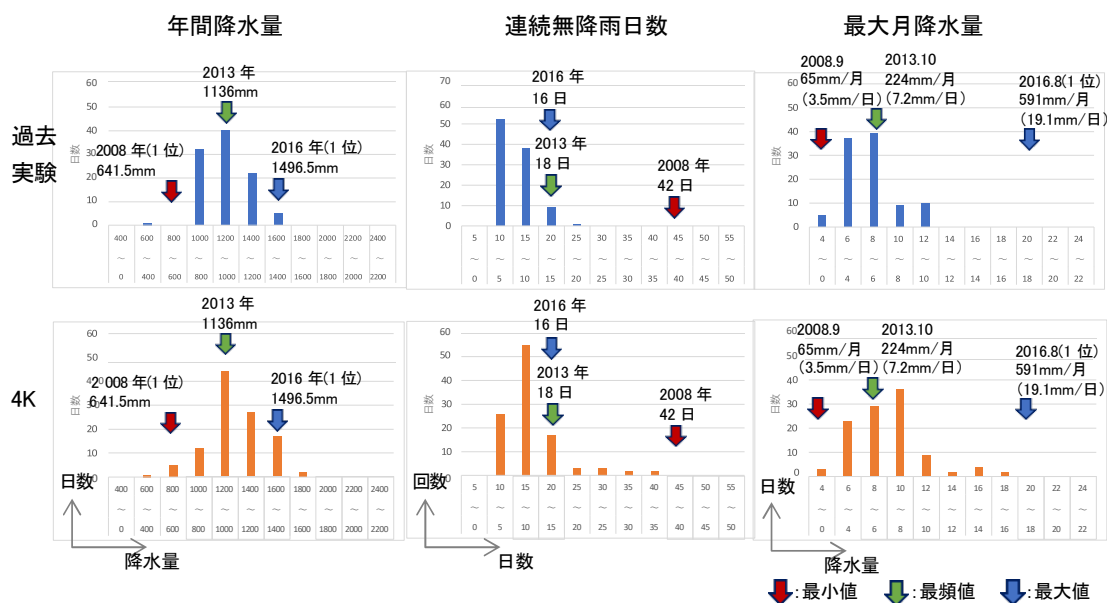


図-20 気候変動予測データと既往実測値の比較

表-3 湿原の湿潤度の検討における対象年

対象年	気候変動予測データと既往実測値の比較状況	本検討における位置づけ
2008 年	連続無降雨日数が 4K シナリオの極端現象と同程度	渇水年
2013 年	発生確率の高い降水量を記録 2012 年～2015 年は連続して最頻値の年間降水量を記録	平水年
2016 年	月降水量が 4K シナリオの極端現象と同程度	出水年

4.2 湿原内の地下水位の変化

湿原への気候変動の影響を検討するにあたり、渇水によって地下水位が低下する可能性に着目した。解析の結果、年間最低水位は降水量の変動による影響を受けにくい傾向が見られた（図-21）。一方で、降水量が増加すると、平均水位および最高水位が上昇する傾向が確認された。

これらの結果から、気候変動による影響としては、降水量の増加や洪水の頻発による地下水位の上昇の方が、渇水による地下水位低下よりも顕著であると考えられる。

表-4 湿原の水位の最頻値

対象年	年間最低水位	年間平均水位	年間最高水位	年間水位変動量
2008年 (渇水年)	GL+0.0m ~ GL+0.1m	GL+0.0m ~ GL+0.1m	GL+0.2m ~ GL+0.5m	0.2m~0.5m
2013年 (平水年)	GL+0.0m ~ GL+0.1m	GL+0.2m ~ GL+0.5m	GL+0.5m ~ GL+1.0m	0.5m~1.0m
2016年 (出水年)	GL+0.0m ~ GL+0.1m	GL+0.2m ~ GL+0.5m	GL+1.0m ~ GL+1.5m	1.0m~1.5m

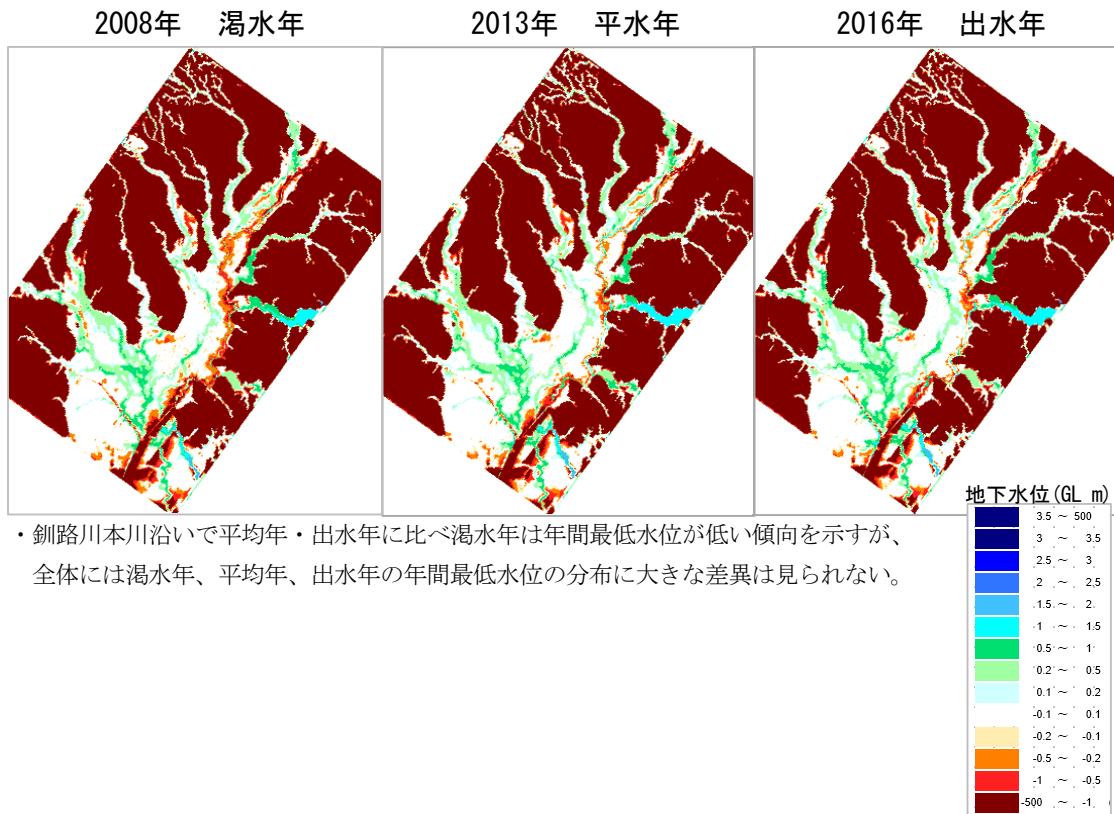


図-21 年間最低水位 (GL) の平面分布

4.3 冠水日数の変化

渇水年において顕著な変化が見られたのは、湿原内の冠水日数である。

図-22 に 20cm 以上冠水した日数の分布を示す。3 対象年で共通して冠水日数が多い領域として、旧河川沿いや小河川の流入部、湿原中央部が濃い青で表示されている。これらの区域は、常時冠水していることが確認された。

一方、平水年および出水年において水色で表示される久著呂川とツルハシナイ川の流入部に挟まれた範囲や、釧路川右岸側の区域では、渇水年において冠水日数が大幅に減少する傾向が見られた。

これらの結果は、渇水が湿原の水位分布に与える影響を示しており、特に流入河川周辺の冠水状況が年ごとの水文条件によって大きく変動することを示唆している。

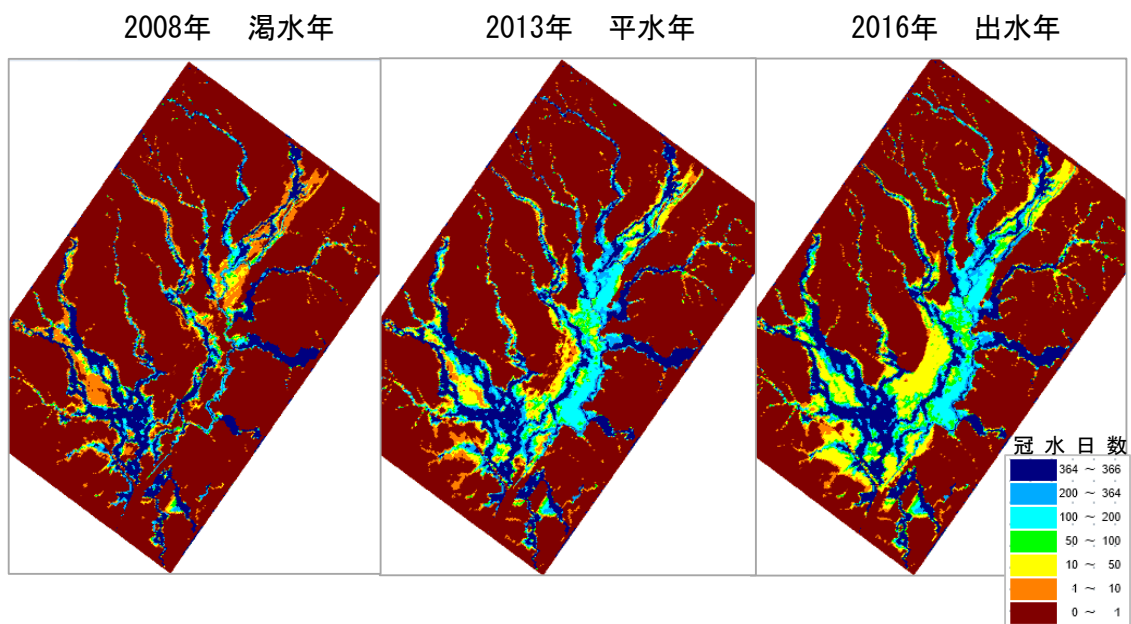


図-22 20cm 以上冠水の平面分布

4.4 地下水流動の変化

図-23 に示すように、渇水年・平水年・出水年のそれぞれにおいて最小流量を比較した結果、大きな変化は認められなかった。

特に、旧河川沿いや小河川の流入部、湿原中央部においては、いずれの年においても一定の流動が維持されており、極端な流量低下は見られなかった。

この結果は、湿原の一部区域においては、年間を通じて安定した水の供給が確保されていることを示しており、渇水年であっても流動の継続が可能であることを示唆している。

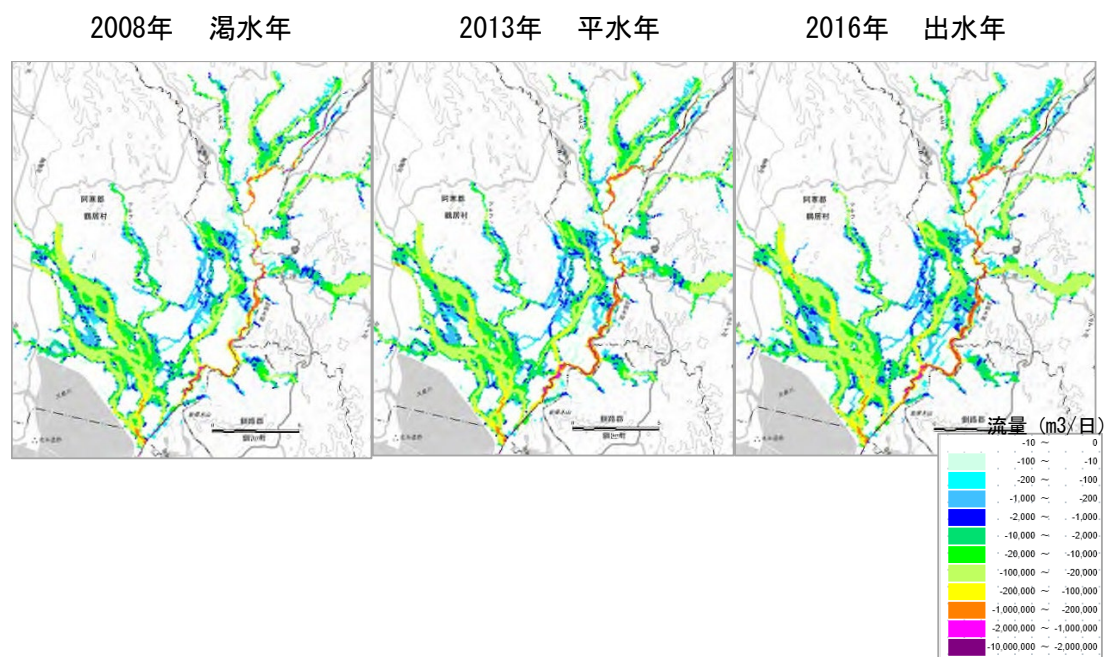


図-23 最小流量の平面分布