

Flood Risk and Climate Change Hokkaido

WP1 Climate change

クライアント



Partners for Water



Flood Risk and Climate Change Hokkaido

WP1 Climate change

報告書



著者紹介

星野 剛 (北海道大学)

Hegnauer, Mark (デルタレス)

清水啓太 (北海道大学)

山田朋人 (北海道大学)

PR3983.10

December 2021

目次

1 はじめに	1
2 日本の大量アンサンブル気候予測を用いた今後のリスクベース水害対策について	3
2.1 日本における氾濫リスク評価と社会動向	3
2.2 アンサンブル気候データを用いたリスクベースアプローチの考え方	4
3 データおよび方法論	7
3.1 大量アンサンブル気候データ	7
3.2 確率年ごとのピーク流量分布の推定方法	8
3.2.1 降雨の確率年	9
3.4 2016 年氾濫時の流量シミュレーション	15
4 結果	19
4.1 対象となる確率年の降雨確率分布	19
4.2 降雨-ピーク流量の関係	20
4.3 ピーク流量の確率年	24
5 まとめ	27
6 参考	28

1 はじめに

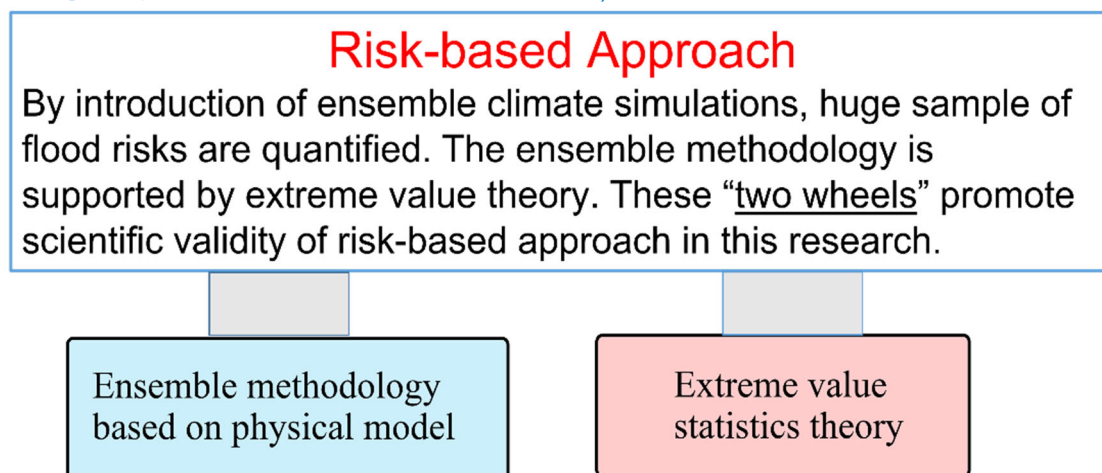
気候変動による大雨のリスクの増大は非常に重要であり、世界各国の課題となっている。近年、気候変動を踏まえた大雨リスク評価が、気候モデルによる将来予測を用いて行われている（例：山田ら、2018、山田、2019）。大雨のリスク評価には、気候予測モデル、降雨流出モデル、破堤モデル、氾濫モデル、死者数・経済的被害に関する被害評価モデルなど、さまざまなモデルが用いられている。しかし、これらのモデルには、実際に経験した災害事例が限られているため、様々な不確実性が含まれている。これらのモデル開発とリスク評価の方法論は、各国で研究されている。客観的で信頼性の高いリスク評価手法を開発するためには、豪雨リスク評価や氾濫対策に先進的に取り組んでいる世界各国が、それぞれのリスク評価手法を比較し、共同で開発することが求められる。そこで、日本とオランダの研究グループによる共同研究プロジェクト「北海道における氾濫リスクと気候変動」が開始された。

この共同研究は、日本が主導する気候変動予測・リスク評価のためのアンサンブルアプローチ（例：山田ら、2018、星野ら、2020）に基づくものである。このアプローチでは、5km 解像度の大量アンサンブル気候データセットを用いて、過去と将来の気候条件下における極端降雨の物理的特性を推定した。アンサンブル気候データに基づく氾濫リスク評価の結果、将来の気候では過去の気候に比べて極端豪雨がより頻繁に発生する可能性があり、極端降雨は将来の気候では時間・空間的にともに強くなり、氾濫リスクが高くなることが明らかになった（山田、2019）。氾濫リスク評価では、数千年にわたる気候シミュレーションを用いて、過去と将来の両方の気候において極端な豪雨を引き起こす気候システムの変動性を考慮した。また、膨大モデル計算で得られるアンサンブル情報は、統計学によっても実証されている（清水ら、2020）。私たちの歴史は、起こりうる幅広い気候変動における一つの結果に過ぎない。アンサンブル情報に基づくリスクベース手法の重要なコンセプトの一つは、物理学と統計学の「両輪」で成り立っていることである（図-1）。従来、日本では歴史的な情報に基づく治水管理が行われてきたが、近年、これらの成果をもとに、気候変動を考慮した将来の治水政策が国レベルで議論されるようになってきている。

一方、オランダは、リスクベースの治水対策を社会的に実装したパイオニアである。具体的には、オランダでは、氾濫被害とその発生確率を統合したリスクベースアプローチを導入している（J. Van, 2016）。その治水対策では、地域ごとに住民の避難率を想定し（B. Kolen, 2013）、破堤に伴う人的・経済的被害を定量化している（S.N. Jonkman, 2007, B. Maaskant, 2009）。このリスクベースアプローチに基づき、オランダ全国で2050年までに氾濫による死亡リスクを 10^{-5} 未満に抑えるという政策決定がなされている（オランダ王立気象研究所と Deltares, 2015、インフラ環境省と経済省、2015）。そこで、オランダ企業庁が推進する産学官連携による研究「水のパートナー」の支援のもと、両国の知見を融合させるべく本研究が開始された。

治水分野においては、降雨から浸水までの過程を表す水文モデル（降雨流出モデル、河川流量モデル、浸水モデル）が、計画河川流量や氾濫被害の計画を行う上で根本的な役割を担っている。しかし、観測された氾濫事象の数が限られているため、モデルのパラメータは不確実性を含んでいる。本共同研究の「ワークパッケージ 1（WP1）」では、モデル自体に含まれる不確実性を明らかにするための重要な要素として、各モデルによる降雨とピーク流量の関係性を検討した。降雨-ピーク流量関係を定量化することの利点は、異なる水文モデルやパラメータ設定に含まれる不確実性が推定できることである。また、モデルによる降雨-ピーク流量関係を導入することで、頻度の低い極端降雨の時空間特性の将来変化をピーク流量推定に取り入れることができる。WP1の目的は、降雨流出モデルや時空間降雨パターンの不確実性を考慮したピーク流量確率情報を作成するための枠組みを構築することである。WP1 によるアウトプットは、確率年ごとのピーク流量の確率分布である。ピーク流量の確率情報を得るには、2 種類の情報が必要である。一つは各確率年の降雨量の頻度分布であり、もう一つは降雨流出モデルから得られる降雨-ピーク流量関係である。この手法の利点は、気候モデルや降雨流出モデルの違いや精度に合わせて、推定ピーク流量を更新できることである。本テクニカルレポートは、WP1 で開発された方法論とその結果について記述したものである。

図1 「両輪」で構築されるリスクベースアプローチの概念（山田ら, 2018）1



2 日本における膨大な気候予測アンサンブルを用いた将来の洪水管理のためのリスクベースアプローチ

2.1 日本における氾濫リスク評価と社会動向

本章では、日本における最新の気候変動予測データとリスク評価手法、気候変動下でのリスク評価におけるアンサンブル気候データの役割の概要について解説する。

2016年8月、日本の北海道地方に1週間で3つの台風が上陸した。さらに、これらの台風が上陸した後、台風10号がこの地方に接近した。これらの台風は、北海道の各地で記録的な大雨をもたらし、河川の氾濫や土砂崩れ、道路や橋の流失、地域の主要な経済活動の中心となる農業用地に甚大な被害を与えた（国土交通省、2017）。本共同研究プロジェクトにおける日本側のメンバーは、国産スーパーコンピュータ（地球シミュレータ）を用いて、過去と気温上昇した気候条件下において地域気候モデルによる大規模気候シミュレーションを行い、5km空間解像度の大量アンサンブル気候データセットを開発した（例：山田ら、2018、Yamada, 2019、Hoshino et al., 2020）。このデータを使用する利点は、過去と将来の気候条件のもとで、起こりうる極端降雨の発生確率と強度を河川流域ごとに推定できることである。5km解像度の大量アンサンブル気候データセットによって推定された年間最大雨量と時間雨量は、北海道の複数の流域だけでなく、日本の九州地方の筑後川流域、関東地方の利根川流域において観測データと整合していることをこれまでに明らかにした。さらに、膨大な数の豪雨シミュレーションの降雨量と発生確率の妥当性を、統計学的理論からも実証した（清水ら、2020）。このアンサンブル気候データにより、降雨量と降雨の時空間的特性を踏まえた氾濫リスクの推定が可能となる。日本の河川流域では、降雨の時空間的特性がピーク流量や氾濫被害に大きな影響を与えるが、実際に発生した降雨現象は限られているため、降雨パターンは十分に考慮されていない。一方、アンサンブル気候データには、実際に経験した降雨と類似した降雨パターンと未経験の降雨パターンの両方が多く含まれている。

これまでに、数千の降雨パターンを使用し、アンサンブル気候データ、水文モデル、氾濫被害推定モデルを用いて、過去と将来の気候条件下における人的・経済的被害と発生確率からなる氾濫リスクを推定した（Yamada, 2019）。本研究は、過去の降雨観測に基づく従来のハザードベース治水計画から、将来の気候下で起こりうるより大きな氾濫に対するリスクベースの新たな計画への転換に貢献するものである。こうしたアンサンブル気候データを用いた詳細なリスク分析は、世界的にも先進的な取り組みであり、国連より、気候変動枠組み条約（UNFCCC ボン気候変動会議）において代表的な防災研究として選定されている（Yamada, 2019）。

社会的な観点からは、2016年8月の一連の台風の直後、国土交通省北海道開発局と北海道庁は、災害を検証し、前代未聞の大雨や今後の水害のリスクについて検討する専門委員会を設立した（国交省、2016年）。専門委員会では、「気候変動の影響を科学的に評価し、リスク評価結果に基づいて今後の治水対策を講じるべきである」とまとめた。2017年度、北海道大学研究グループは、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（d4PDF）（Mizuta et al., 2017）の地域実験で力学的ダウンスケーリングを行い、水平解像度5kmのデータセットを開発した（Hoshino et al., 2020）。このデータは、地形性降雨のような局所性の強い降雨現象を高精度で表現することができる。2017年度には、水平解像度5kmのd4PDFに基づき、気候変動影響予測と氾濫リスクを定量化した。2018年、国交省は「気候変動下における治水計画」を議論する会議を開催し、2019年10月に結論を発行した（国交省、2019年）。彼らのd4PDFを用いた解析では、過去の気候条件における大雨の降水量と比較して、将来の気候における大雨の降水量は北海道全域で1.15倍、その他の地域では1.1倍になると推定された（国交省、2019）。これらの評価は、産業革命前と比較して2度上昇での気候条件に到達することを前提としている。なお、21世紀初頭に、地球の気温はすでに1度ほど上昇している。2019年も国土交通省北海道開発局と北海道庁による委員会が開催され、北海道の十勝川・常呂川流域で気候変動に伴う大雨と氾濫による影響のリスクを評価した。また委員会では、リスクアセスメントに基づき、効果的な適応策も検討し

た。この技術検討委員会では、気候モデルで作られた降雨データを「物理的に可能な降雨データ、いわゆる疑似観測データ」と考え、検討に用いた。

2.2 アンサンブル気候データを用いたリスクベースアプローチの概要

日本における気候予測の膨大なアンサンブルを用いたリスクベースアプローチの詳細な内容と重要性について、以下に述べる。現在の日本の治水計画は、過去数十年の観測雨量データから異常値を排除する過程を経て決定論的に導き出される将来予測雨量（例えば、100年確率など）に基づいている。しかし、気候システムの自由度を考えると、過去数十年の単一のデータセットでは、起こりうる降雨現象の一部を表現したに過ぎない。つまり、定常状態を仮定しても、タイムスケールによる不確実性が常に存在する。d4PDFを用いたアンサンブルアプローチにより、任意のタイムスケールにおけるT年降水量などの不確実性を信頼区間で評価することが可能となる。この概要については第3章で紹介する。

気象現象は、任意の境界条件に支配された異なる頻度で発生するが、気候システムの主要な境界条件は海面水温（SST）である。d4PDFの過去実験では、摂動を含む複数の初期条件によるアンサンブル計算を用いた。気象庁気象研究所が開発した気候モデルを使用し、観測された海面水温を底面の境界条件とした。過去の気候データは、60年間にわたる50メンバの初期摂動を含む、合計3000年分のデータが用いられている。さらに、産業革命前と比較して世界平均気温が2～4度上昇した場合の将来の気候条件についても、アンサンブル気候シミュレーションを適用した。この気候実験では、第5次結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP5）に登録された全球大気海洋結合モデル（うち2つは日本のモデル）の6つの海面水温パターンを使用した。これら6つのモデルのアンサンブル気候データは、摂動を伴う複数の初期条件より作成した。d4PDFは、空間解像度60kmで全球を、空間解像度20kmで東アジア地域をカバーしている。

リスクアセスメントの結果の一例を以下に示す。図2は、過去実験、2度上昇実験、4度上昇実験のデータを用いた確率評価による氾濫リスクを表している。すべてのアンサンブルメンバー（過去：3000イベント、2度上昇：3240イベント、4度上昇：5400イベント）の降雨パターンを、流出モデル、一次元不定流モデル、破堤モデル、平面二次元氾濫モデルに入力したことで得られた結果である。この情報により、将来の氾濫被害リスクを定量的に議論することができる。さらに、浸水深、流速、水位上昇率を用いて、数千の降雨から死者数を推定することができる。また、死者数とその発生確率の関係を表すF-N曲線の時間経過を図3に示す。このF-N曲線を時間軸に拡張することで、ハード及びソフト対策の発展などについて、将来の適応策を議論する際の利用が期待される（図3）。また、主要なインフラ施設や土壌流亡率に関連する他の種類の地域リスクも、このリスクベースアプローチで評価するなど、これらのリスクに関する議論がすでに行われている。

気候変動下での氾濫リスク評価において、アンサンブル情報を利用することには、大きな利点が2つある。第一に、このデータによって、観測雨量や予測雨量の不確実性の範囲を評価し、気候システムの自由度について検討することができるようになる。このデータを過去の気候と将来の気候に適用することで、将来の氾濫リスクへの影響を評価することができる。またもう一つの利点は、予測される降雨の時空間パターンに基づいて氾濫リスクを評価できることである。アンサンブル気候データには降雨の時空間分布が含まれており、これらは氾濫被害の規模に大きな影響を与えるため、氾濫リスクを評価する際に考慮すべき重要なデータである。また、洪水対策においても、他の被害を予測することができるため、必要不可欠である。このように、大量アンサンブル気候データセットを導入することで、氾濫リスク評価に新たな視点加わる。それにより、意思決定のプロセスを改善することができる。前述の日本におけるリスクベースアプローチは、過去の観測による決定論的な情報とアンサンブル気候データによる確率的な情報の組み合わせである。この考えの根本は、アインシュタインとボーアの議論に端を発している。

図2 過去実験と4度上昇実験（4K 将来実験）（浸水深：3.2m）における1年あたりの越流・破堤発生確率（山田、2020）

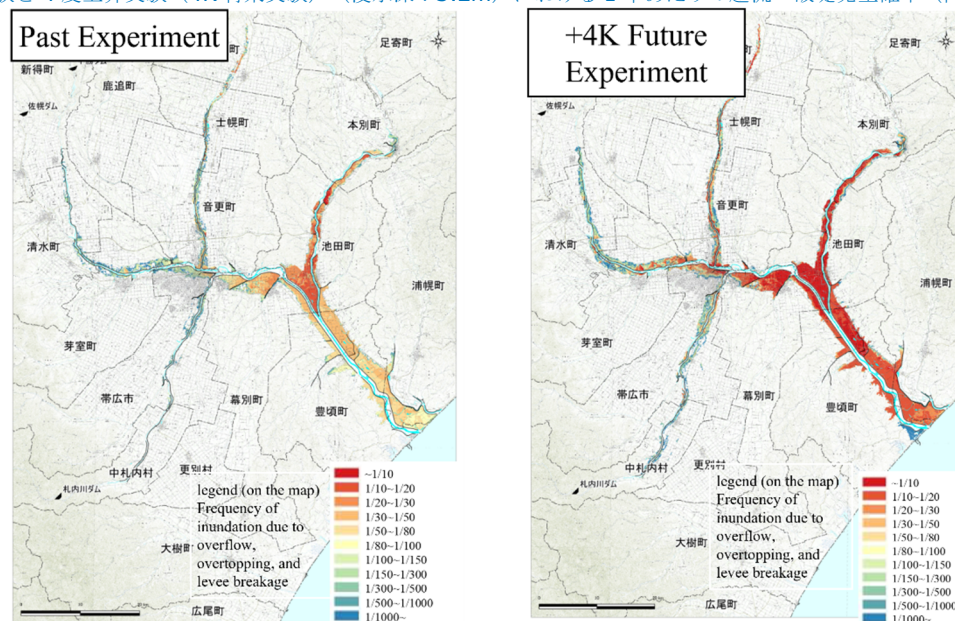
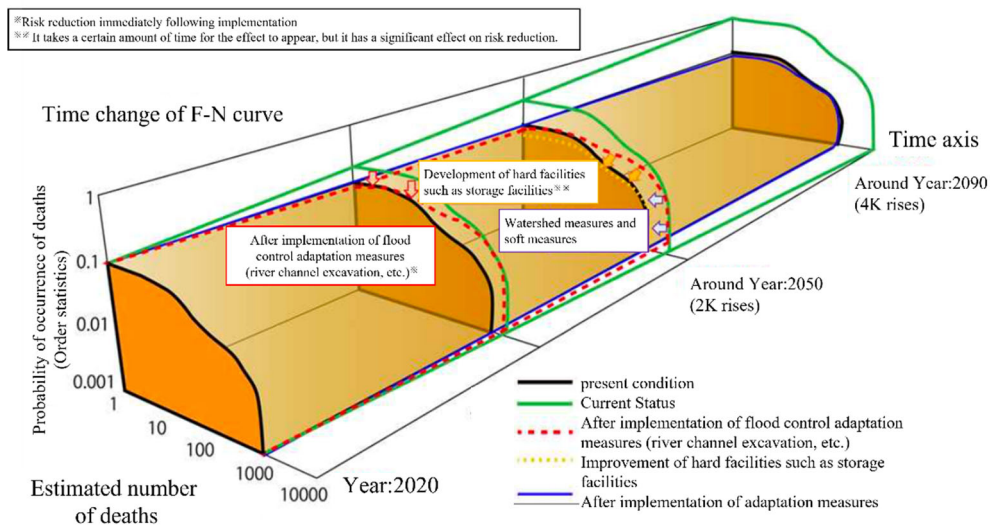


図3 時間軸の F-N カーブ。F-N カーブの大きさや形状は、気候変動に伴う降雨増加や様々な適応策などによって決定される。
(山田、2020)

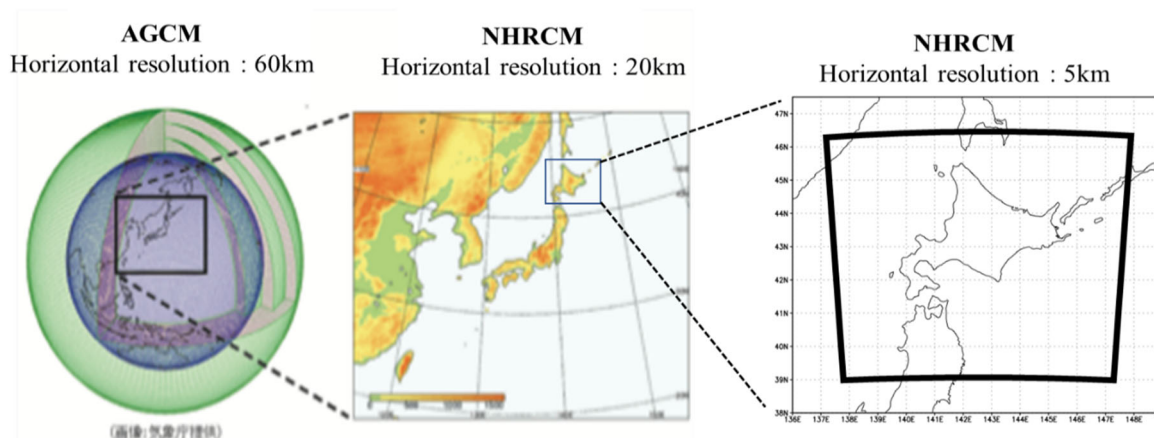


3 データおよび方法論

3.1 大量アンサンブル気候データ

近年、文部科学省の研究プロジェクト（SOUSEI、TOUGOU、SI-CAT、DIAS）や海洋研究開発機構（JAMSTEC）地球シミュレータ特別推進課題において、大量アンサンブル気候シミュレーションデータベース（d4PDF）（水田ら、2017）が作成、活用されている。d4PDF と過去・現在・将来の気候に関する豊富なデータを利用することで、災害につながる極端現象の発生頻度を評価することが可能になっている。d4PDF は、気象研究所 AGCM バージョン 3.2（MRI-AGCM3.2）（Mizuta et al., 2012）という大気大循環モデルによる水平解像度約 60km のシミュレーション（d4PDF-60km）と、日本を含む東アジアを対象とした地域気候モデル（RCM）による d4PDF-60km から水平解像度 20km の力学的ダウンスケール（DDS）（d4PDF-20km）からなっている。d4PDF の実験設定は、過去の気候条件（過去実験；50 アンサンブル x60 年（1951-2010））と、産業革命前より全球平均気温が 4°C 上昇した気候条件（4 度上昇実験；6 海面水温パターン x15 アンサンブル x60 年）である。過去の実験で使用した海面水温（SST）は、新海面水温解析データ（COBE-SST2）（平原ら、2014）から得たものである。海面水温の解析誤差に基づく小さな摂動を海面水温の初期条件に加え、アンサンブルのメンバーとした。4 度上昇実験に用いた海面水温は、CMIP5 のフェーズ 5 で実施された RCP8.5 に基づく 6 パターンで構成されている（Taylore et al., 2012）。d4PDF の実験設定の詳細については、Mizuta et al. (2017) が述べている。さらに、d4PDF-20km の年間最大雨量イベントを水平解像度 5km に変換する力学的ダウンスケーリング（DDS）が適用された（山田ら、2018）。対象降雨事象には、d4PDF-20km の各年において、6 月 1 日から 12 月 1 日の間に十勝川流域（帯広基準点より上流）にて降雨量が 72 時間で最大値となった事象と定義した。本研究では、降雨事象を年間最大降雨事象と定義した。力学的ダウンスケーリングには、d4PDF-20km に使用した NHRCM（Sasaki, 2008）を採用した。力学的ダウンスケーリングの対象エリアは、北海道を中心とした 800×800 km に設定した。図-4 は、力学的ダウンスケーリングの過程を示したものである。さらに、計算格子数を水平方向 161×161、鉛直方向 50 に設定した。DDS には Kain-Fritsch 対流パラメタリゼーションスキーム（Kain et al., 1993）が用いられた。その他の物理スキーム（微物理スキーム、地表スキーム、境界層スキーム）は Kawase et al. (2018) が用いたのと同様である。本研究ではグリッド平均地形を用いたが、Kawase et al. (2018) は envelope-type mountains を使用した。本研究では、d4PDF-20km の値を利用して、計算のための初期条件と境界条件を設定した。DDS の対象期間は、d4PDF-20km から抽出した年間最大雨量を含む 15 日間とした。DDS は合計で過去の実験 3000 事象、4 度上昇実験では 5400 事象で行った。

図 4 d4PDF-5km を作るためのダウンスケーリング計算の過程（例：山田ら、2018）



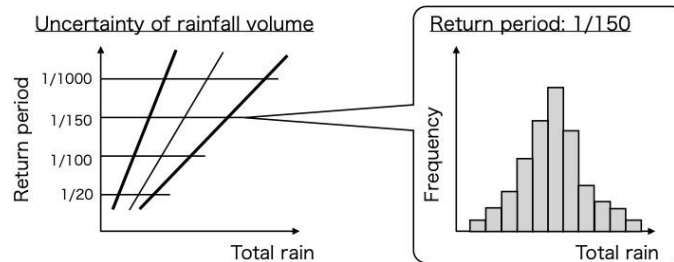
3.2 各確率年のピーク流量分布の推定方法

各確率年のピーク流量頻度の推定方法は、図-5 に示すように、3つのステップから成る。まず、リサンプリング手法を用いたアンサンブル気候データにより、各確率年の雨量頻度を推定する。この処理により、任意の確率分布の範囲である任意の確率年の降雨の頻度分布が信頼区間として定義される。具体的には、信頼区間は母集団パラメータ θ を $(1-p)$ の確率で含み、利用可能なデータに基づいて信頼上限値と信頼下限値で区間 $[LC.I.$

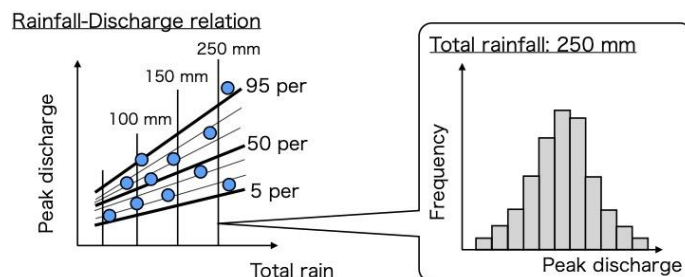
(X) , $U C.I. (X)]$ が構成されている。ここで、 p は有意水準 ($0 < p < 1$) である。区間 $(LC.I.(X), U C.I.(X))$ を $100(1 - p) \%$ 信頼区間と定義する。第2段階として、降雨流出モデルを用いて、雨量とピーク流量との関係を推定する。アンサンブル気候データセットに含まれるいくつかの降雨パターンに対して降雨流出シミュレーションを行い、対象地点のピーク流量を算出した。そして、雨量とピーク流量との関係に分位点回帰を適用し、雨量の関数としてピーク流量の相対頻度を求めた。第3段階は、各確率年におけるピーク流量頻度の推定である。任意の雨量によるピーク流量の発生頻度は、条件付き分布に相当する。そこで、 T 年降雨分布におけるピーク流量の条件付き分布の加重平均をとることで、 T 年ピーク流量の確率分布を求めた。

図5 各確率年のピーク流量頻度の推定方法

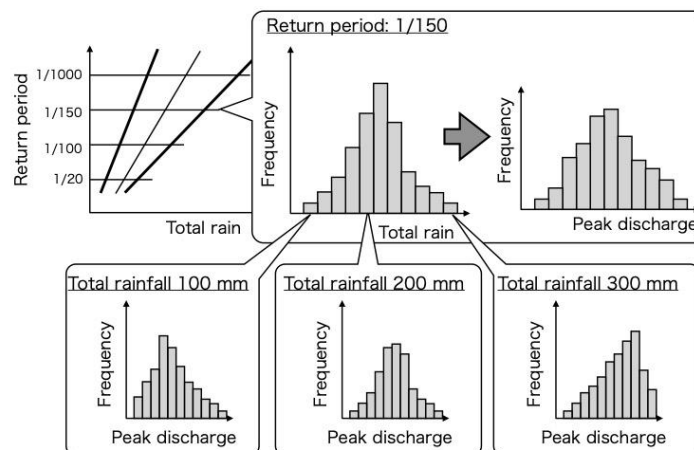
Step 1. Estimation of rainfall volume frequency for each return period



Step 2. Estimation of relationship between rainfall volume and peak-discharge



Step 3. Estimation of peak-discharge frequency for each return period



3.2.1 降雨の確率年

現在の日本の治水管理における計画雨量は、一般に次のような手順で算出している。まず、観測された年間最大雨量を、計画雨量の推定候補であるいくつかの確率分布に当てはめる。そして、安定性と適合度が最も高い確率分布を採用する。そして、この採用した分布における目標年間超過確率「 p 」に対応する分位値として、計画雨量を求める。超過確率「 p 」に対応する確率降雨とは、1年間にこの確率降雨を超える降雨の発生確率が「 p 」となることを意味する。また、採用した確率分布における超過確率の逆数として、確率年を定義している。これ

は、治水対策を行う上で重要な指標となる。日本の主要河川流域の治水管理は、100～200年の確率年を計画レベルとして採用している。

しかし、先進国の主要な河川流域における水文量の観測期間は、数十年から百年以上に及ぶ。これにより、観測期間が氾濫防御施設の計画確率年より短いことを示している。つまり、年最大値データを使用した場合、観測された極値数は数十から多くても数百程度であり、従来の水文頻度解析における計画外力の推定は不確実性（推定誤差）を含むことになる。アンサンブル気候データは、計算された気象現象の物理的な実現可能性を検証する力学モデルに基づく降雨のサンプルを多数提供するため、確率降雨の不確実性を頻度分布として定量化することができる。本研究では、各確率年の降雨の不確実性を定量化するために、アンサンブル気候データのリサンプリングを実施した。

T年雨量の頻度分布を明らかにするため、d4PDF-5kmのデータをリサンプリングする。d4PDF過去実験は、1951年から2010年までの海面水温の観測値を境界条件とする気候モデルのアウトプットである。このため、1951年の50のアンサンブルメンバーから年間最大72時間雨量値を1つ、1952年の50のアンサンブルメンバーから年間最大雨量の値を1つというように、2010年まで繰り返し抽出した。1951年から2010年までの60年間の年間最大72時間雨量値を、1つのサンプルとして定義した。また、4度上昇実験では、6種類の海面水温を使用した。本研究では、各SSTの発生確率は等しいと仮定し、2051年から2110年までの各年の90のアンサンブルメンバーから1つの年間最大雨量を抽出し、60年間の年間最大72時間雨量を1つのサンプルとして定義した。前述のリサンプリング法を適用することで、両気候実験とも10万個のサンプルを作成した。過去実験と4度上昇実験のリサンプリングした各10万個のサンプルにガンベル分布を当てはめ、T年確率降雨の頻度分布を求めた。すなわち、60年間の年間最大72時間雨量にフィットした10万個のガンベル分布を推定することで、ある確率年のT年確率雨量が10万セット得られ、その頻度分布の推定が可能となった。気候モデルを用いるため、導入したリサンプリング法は物理的なモンテカルロ法として解釈することができる。ガンベル分布の累積分布関数は、式(1)のようになる。

$$F_X(x) = \exp \left[-\exp \left\{ -\left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right) \right\} \right] \quad (1)$$

ここで、 $F_X(x)$ はガンベル分布の累積密度分布、 x は年間最大雨量、 μ は位置パラメータ、 σ はスケールパラメータである。

3.2.2 降雨-ピーク流量関係

本研究では、雨量の関数としてのピーク流量の頻度分布を、分位点回帰によって推定した。雨量が同じでもピーク流量に幅があるのは、その時空間的なパターンによるものである。雨量とピーク流量との関係を、以下の関数で表す。ピーク流量範囲は、分位点回帰によりパーセンタイル値として定量化し、各降雨量について1～99パーセンタイルの各分位値を抽出した。得られた99個の流量を用いて、ピーク流量の頻度分布を求めた。分位点回帰を適用することで、任意の雨量によるピーク流量の条件付き確率分布を算出することができる。

3.2.3 ピーク流量の確率年

各確率年のピーク流量の度数分布は、以下の手順で推定する。第 1 段階で得られた各確率年の雨量の度数分布（図-5）と、第 2 段階で得られた各雨量によるピーク流量の頻度分布を用いて、各確率年のピーク流量の度数分布を算出する。第 3 段階では、降雨量の各ビン（ヒストグラムのセクション）にピーク流量の頻度分布があることがわかります。ピーク流量の度数分布は、式（2）で表される。

$$f_{Q_p}(q_p, T) = \int_r f_{Q_p}(q_p | r, T) f_R(r, T) dr \quad (2)$$

ここで、 T は雨量に基づく目標確率年、 Q_p はピーク流量、 R は雨量、 $f_{Q_p}(q_p | r, T)$ は任意の雨量 r の下で発生し得るピーク流量の条件付き確率密度関数、 $f_R(r, T)$ は T 年雨量の確率密度関数、 $f_{Q_p}(q_p)$ はピーク流量の確率密度分布である。

本研究では、前述のリサンプリング法によって得られた確率降雨のセットにガンベル分布を当てはめ、任意の確率年 T に対する確率降雨 $f_R(r, T)$ の連続分布を構築した。また、任意の期間の総雨量と計算ピーク流量との関係から得られる、ある総雨量値 r に対して得られた計算ピーク流量値のセットにガンベル分布を適用し、ピーク流量の条件付き分布 $f_{Q_p}(q_p | r, T)$ を構築した。式（2）は、ある確率年 T の総雨量下でのピーク流量 $f_{Q_p}(q_p, T)$ の確率分布を $f_R(r, T)$ と表現している。ここで、 $f_{Q_p}(q_p, T)$ はある降雨値 $f_{Q_p}(q_p | r)$ の下でのピーク流量条件付き分布の加重平均であり、降雨の分布 $f_R(r, T)$ は d4PDF-5km から導き出される。

前述の確率ピーク流量の方法は、条件付き分布（降雨流出モデルから得られる総雨量とピーク流量の関係で表される）とアンサンブル気候データからの確率降雨の分布を統合したものである。つまり、気候モデルや降雨流出モデルの違いや高度化に伴い、出力されるピーク流量の確率分布を更新することが可能な手法なのである。

3.3 水文モデル

このセクションでは、ワークパッケージ 1 で両国が採用した降雨流出モデルについて説明する。これらの物理モデルが表現する降雨量やピーク流量の特性から、モデル計算の不確実性を評価することができる。

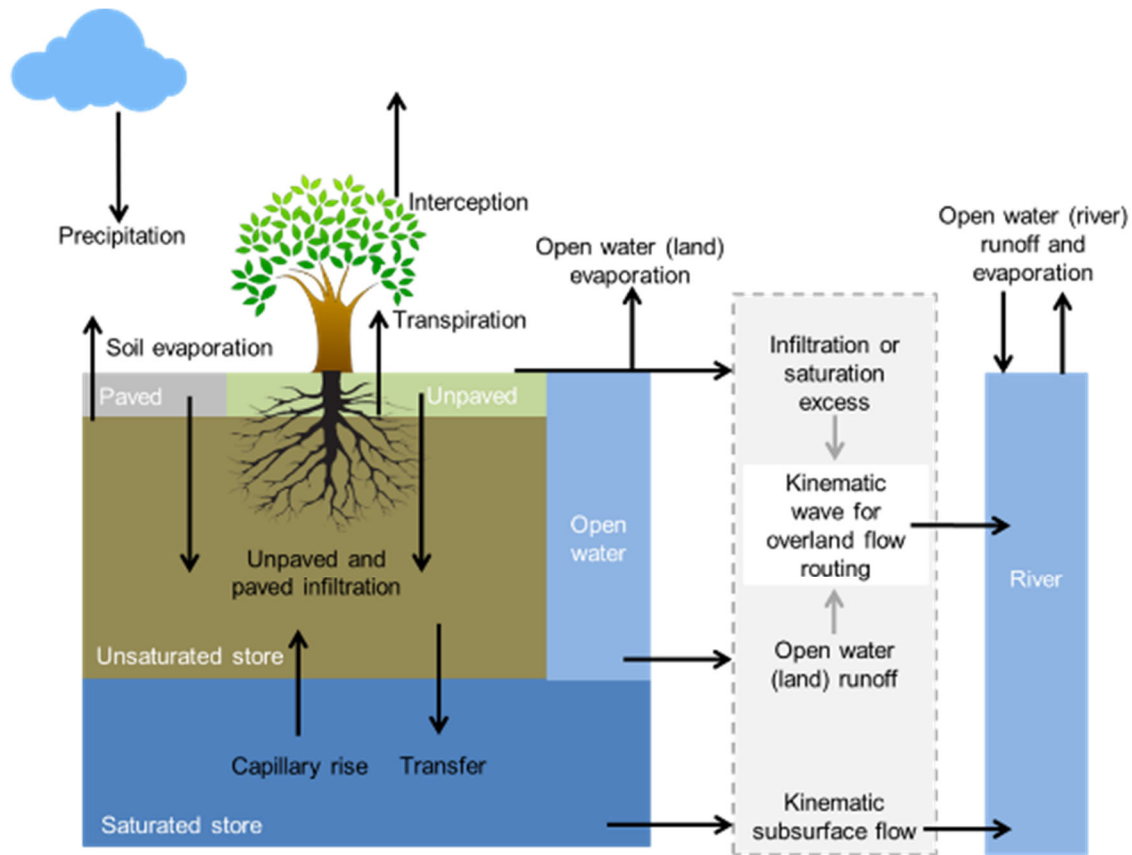
3.3.1 wflow_sbm

Wflow_sbm は、簡略化された物理関係に基づく概念的なバケツ型水文モデルであり、水平方向の輸送には **kinematic wave** 法による表面流と中間流のシミュレーションを使用している。**wflow_sbm** モデルは、高分解能の空間入力データを使用できる分布型水文モデルである。このため、3.1 節で紹介したように、高解像度気候モデル出力の利用に適したモデルとなっている。**wflow_sbm** のコンセプトの中で最も関連性の高い鉛直・水平プロセスの概略図を図 6 に示す。

十勝川流域の **wflow_sbm** モデルは、全世界で入手可能なデータに基づいて、約 $1 \times 1 \text{ km}^2$ の解像度で設定されたものである。河川ネットワーク、河川長、勾配パラメータは、最先端の **Hydro-MERIT** データセット

(Yamazaki et al., 2019) から導出した。土壌の水文パラメータは、**GLOBCOVER** の土地被覆図と **250m** 土壌データベースの **SoilGrids** から導いたものである。パラメータは、ポイントスケール（ペド）伝達関数とマルチスケールパラメータ地域化（**MPR**）技術を組み合わせて導き出し、モデル解像度に合わせたスケールリングを行った。

図6 特定のグリッドセル（左）およびwflow_sbm モデルの河川ネットワーク（右）の垂直および水平プロセスを示すwflow_sbm コンセプトの概略図。



十勝川流域の wflow_sbm モデルは、 $1 \times 1 \text{ km}^2$ のモデル解像度で、全球で入手可能なデータを用いて設定されたものである。河川ネットワーク、河川長、勾配パラメータは、高解像度基本データの情報を保持するために、最新のアップスケーリング技術を用いて、hydro-MERIT データセット (Yamazaki et al. (2019)) から導出した (Eilander et al. (2021))。土壌の水文パラメータは、VITO の土地被覆図と SoilGrids250m 土壌データベースから得たものである。パラメータは、マルチスケールパラメータ地域化 (MPR) 技術と組み合わせたポイントスケール伝達関数を使って導き出され、モデル解像度にスケーリングした (Imhoff et al., 2020)。

図7 十勝川流域のwflow モデルの3次元可視化。



wflow モデルは、降雨-流出過程をシミュレーションするために世界中で使用されている。wflow モデルは、連続的なシミュレーションだけでなく、事象ベースのモデリングにも使用することができる。このため、高度な土壌水収支スキームがモデルに含まれている。それにより、干ばつ時にも非常に適したモデルとなっている。また、このモデルは物理ベースなので、気候変動が水文応答に与える影響をシミュレーションすることもできる。氾濫ピークの推定に関連するすべての降雨-流出過程がモデルに含まれている。このモデルには、急速な融雪が氾濫の発生に寄与する場合の雪と氷河のプロセス、土壌水収支スキーム、地表水と（急流）中間流のルーティングが含まれている。

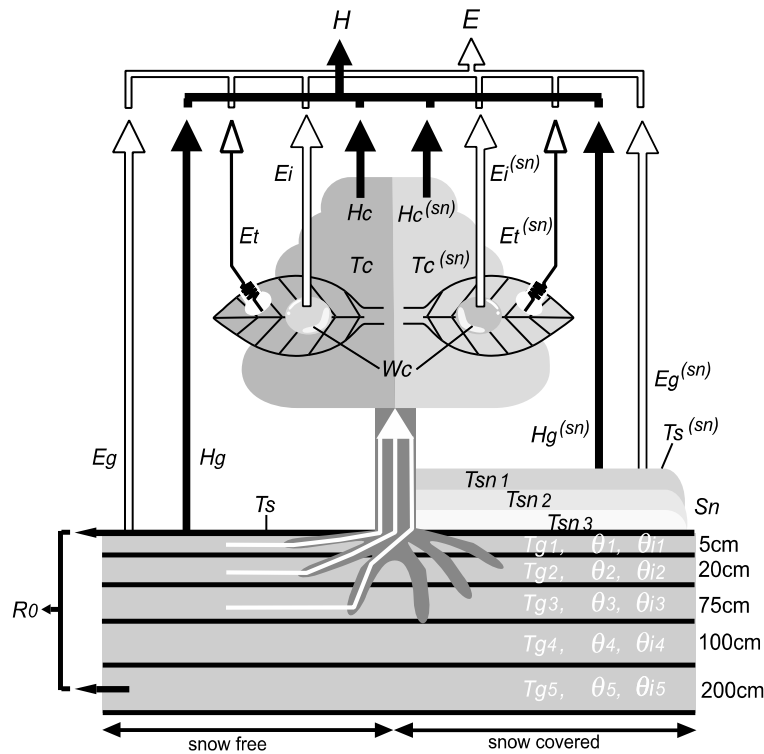
3.3.2 MATSIRO モデル

また、本研究では、表面相互作用と流出に対する最小限の高度処理(MATSIRO) (Takata et al., 2003)を用いた。MATSIRO は、陸面と大気間の水蒸気、エネルギー、運動量の交換を物理的にシミュレートすることができる。このモデルを用いて、大気と地表の相互作用を GCM でシミュレーションすることができる。陸面過程モデルは、人間活動の影響 (Pokhrelet al., 2017) や地下水の影響 (Koirala et al., 2014) など、水循環の様々な影響評価に利用されている。最近では、地表や河川の状況をリアルタイムに推定するシステムも開発および運用されている（「Today's Earth」）。このシステムは、MATSIRO と河道モデル CaMa-Flood (Yamazaki et al., 2011) で構成されており、気象の予報・観測データを入力データとして、地球規模での水災害のリスクを推定するシステムとなっている。

MATSIRO の概略図を図8に示す。MATSIRO ではキャノピーを1つの層として表現し、地表と大気間のエネルギーと熱の交換のシミュレーションを表している。MATSIRO は、ベースフロー、飽和過剰流出 (Dunne runoff)、浸透余剰流出 (Horton runoff)、土壌最上層の飽和流出の4種類の流出を考慮して、表面流と中間流を解く。最初の3つの流出タイプは、サブグリッドスケールの勾配プロファイルを推定するため、簡略化した TOPMODEL (Beven and Kirkby, 1979) を用いて計算したものである。

本研究では、GCM から切り離された陸面過程モデルを用いたオフラインシミュレーションを行った。MATSIRO の人的活動や地下水のモジュールは使用せず、他の流出モデルと同様にシンプルな降雨-流出プロセスに焦点を当てた。陸路過程モデルの境界条件として、d4PDF-5km の表層付近の大気データを用い、対象流域内の各格子点の流量を計算した。得られた流量を非浸透条件下での降雨流出氾濫モデル (RRI モデル) に与え、河川流量を算出した。

図 8 陸路過程モデルの概略図。変数の記号は右表に示した 陸面過程モデル の予知変数と熱・蒸気フラックスである (Takata et al., 2003)。



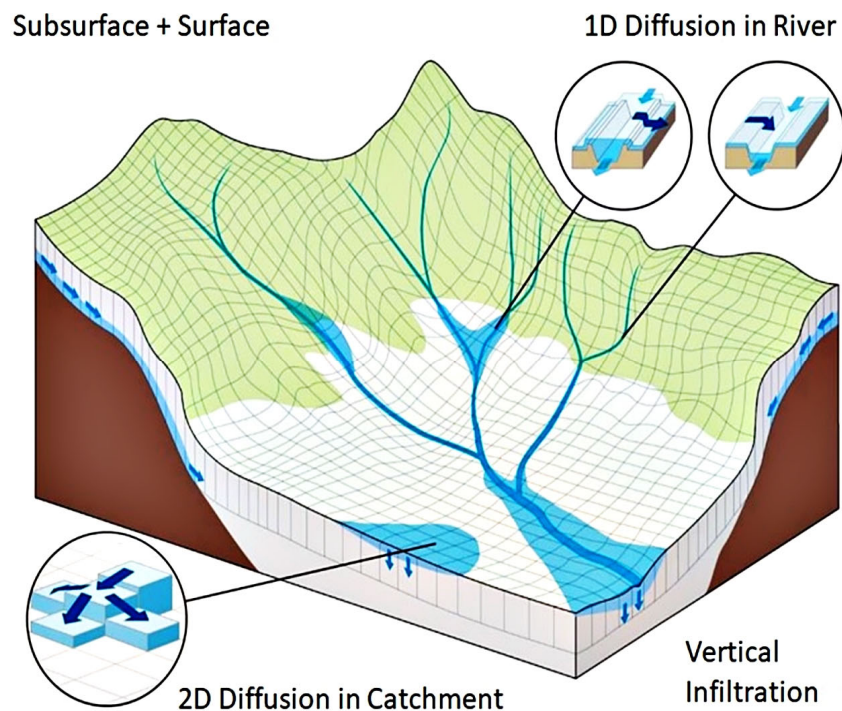
Internal prognostic and diagnostic variables of MATSIRO			
Variable	Description	Unit	Array ^a
<i>Prognostic variables in LNDFLX^b</i>			
T_s	surface temperature	K	
T_c	canopy temperature	K	
<i>in LNDSTP</i>			
T_g	soil temperature	K	soil layer (5)
θ	soil moisture (solid + liquid)	m^3/m^3	soil layer (5)
θ_i	frozen soil moisture	m^3/m^3	soil layer (5)
w_c	canopy water	m^3/m^2	—
S_n	snow water equivalent	kg/m^2	—
T_{sn}	snow temperature	K	snow layer (1–3)
z_{sn}	snow albedo	—	$V/N/I^c$
<i>Diagnostic variables in LNDFLX^b</i>			
τ_x	zonal wind stress	N/m^2	—
τ_y	meridional wind stress	N/m^2	—
H	sensible heat flux	W/m^2	—
E_i	interception evaporation	$kg/m^2/s$	—
E_t	transpiration	$kg/m^2/s$	—
E_g	ground evaporation	$kg/m^2/s$	—
E_s	sublimation	$kg/m^2/s$	—
R_u	upward radiation	W/m^2	$V/N/I^c$; D/R^d
z_s	surface albedo	—	$V/N/I^c$
F_g	surface heat conduction	W/m^2	—
ΔF	surface energy residual	W/m^2	—
<i>in LNDSTP</i>			
f_{soc}	frozen fraction on canopy	—	—
F_{root}	root uptake	$kg/m^2/s$	soil layer (5)
R_o	runoff	$kg/m^2/s$	—

^a Numeral in the parenthesis is the number of layers.
^b Variables in LNDFLX are calculated for the snow-free and the snow-covered portions.
^c V: visible, N: near infrared, and I: infrared.
^d D: direct beam, R: diffuse radiation.

3.3.3 降雨流出氾濫 (RRI) モデル

RRI モデルは、水災害・リスクマネジメント国際センター (ICHARM) が開発したものである。RRI モデルは、洪水流や浸水のシミュレーションのために用いられる。RRI モデルは、降雨流出と洪水氾濫を同時にシミュレーションできる 2 次元モデルである (Sayama et al, 2012, Sayama et al, 2015)。河道のあるグリッドセルでは、勾配と河川が同じグリッドセル内に位置するものと仮定している。河道を、その上にある斜面のグリッドセルの中心線に沿った 1 本の線として分離する。斜面のグリッドセル上の流れは 2 次元拡散波モデルで、水路の流れは 1 次元拡散波モデルで計算した。RRI モデルは、氾濫特性をよりよく表現するために、水平方向の浸透流、鉛直方向の浸透、地表流をシミュレートする。山間部で重要となる水平方向の浸透流は、飽和浸透流と地表水流を含めた流出-動水勾配関係で扱い、鉛直方向の浸透流は Green-Ampt モデルで評価した。モデルの詳細は以下の通りである (Sayama et al., 2012) 図-9 は、RRI のモデル要素を示したものである。

図 9 RRI モデルの概略図 (<https://www.pwri.go.jp/icharm/research/rri/index.html>)



3.4 2016 年氾濫時の流出シミュレーション

3.4.1 wflow_sbm

wflow_sbm モデルは、2016 年の事象に合わせてキャリブレートした。この事象には、8 月に 3 回連続の氾濫ピークが含まれている。キャリブレーションに使用したパラメータは、深さによる土の透水係数の減少に連動する **M** パラメータと、土の水平方向と鉛直方向の透水係数を連動させる **KSatHorFrac** パラメータである。キャリブレーションは、流域の 4 つの観測点について、選択した事象のシミュレーション流量と観測流量を比較することによって行われた。十勝ダム流入部、札内川ダム流入部、札内、帯広の 4 地点である。場所は、下記の地図の通りである。

図 10 十勝集水域と選定されたキャリブレーション地点の概要

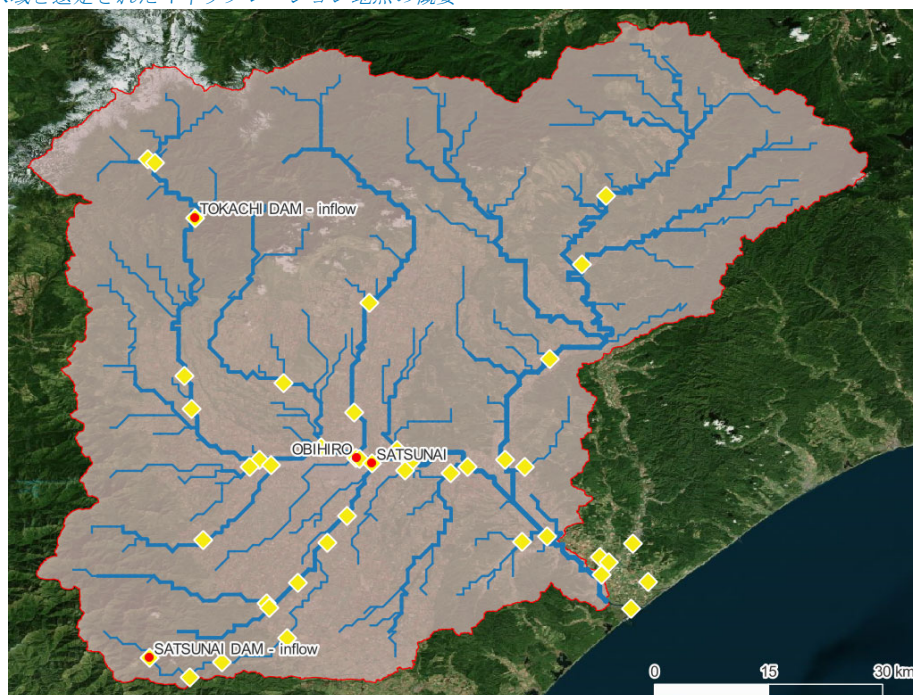


図 11 では、流域の異なる観測点におけるシミュレーション結果を示している。このように、このモデルにより帯広の流出を適度にとらえられることが分かる。このモデルでは、最初の 2 つのピークをわずかに過大評価し、最後のピークを過小評価している。これは、降雨量のデータ、あるいはダムの影響が関係している可能性があるが、モデルによってまだうまく捉えられていない。また、この過小評価は、おそらく札内川の流量を過小評価していることに起因していることがわかる。特に十勝ダムへの流入は非常によくシミュレーションされているが、札内ダムへの流入はひどく過小評価されている。過小評価の理由としては、この流域は水文学的に大きく異なるため、ピークを捉えるために必要なパラメータ値が異なること、あるいは、より可能性が高いのは、降雨量が過小評価されていることが考えられる。

図 11 選択したパラメータセットによる結果、異なる観測点での流出時系列を示す。

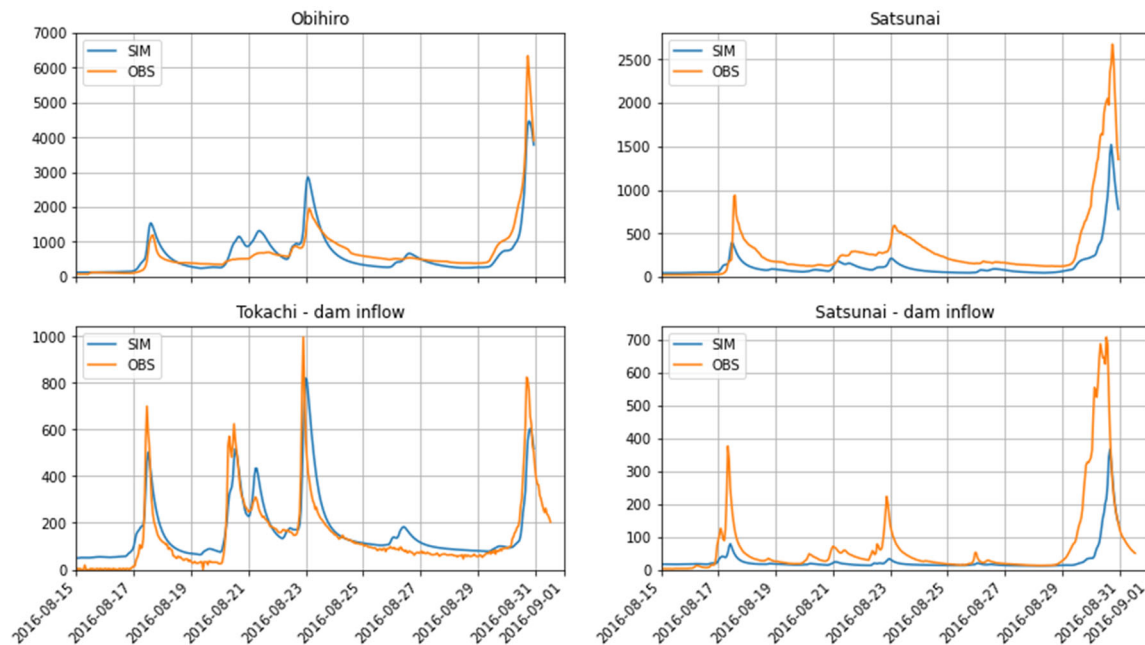
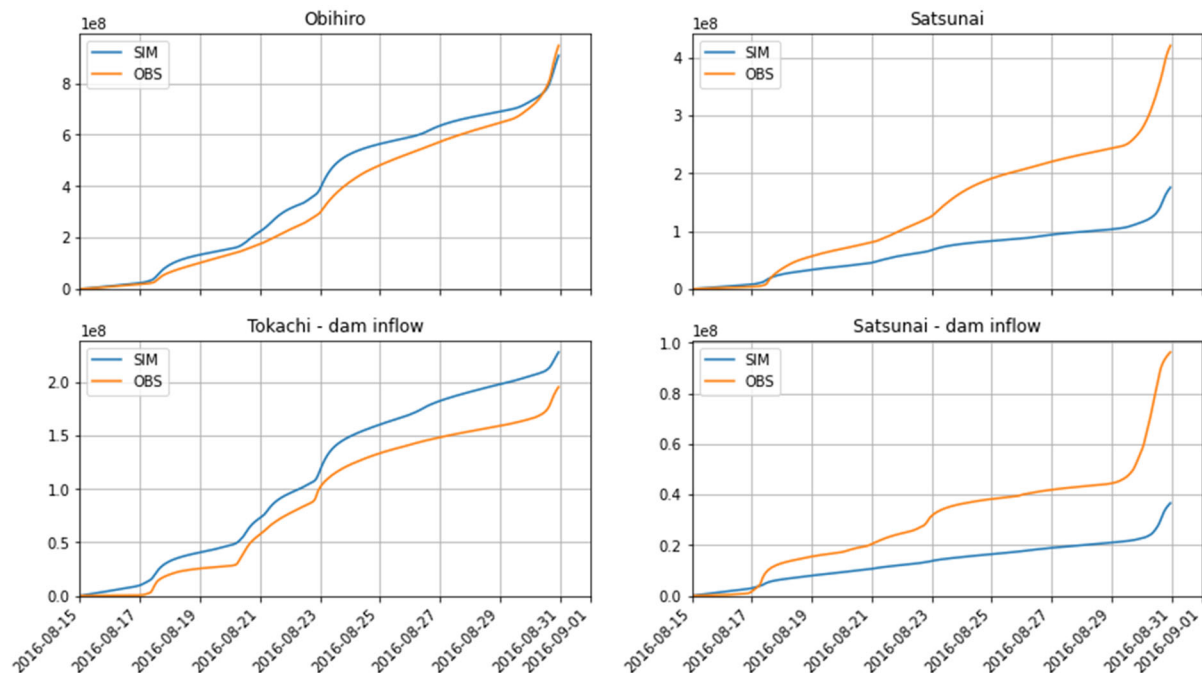


図 12 は、累積流量の時系列を示したものである。この図から、十勝ダムや帯広地点では、モデル内の流量は観測値と一致しているが、流出量が時間的にどのように分布しているかは、必ずしも一致していないことがわかる。特に札幌貯水池の流入量は過小評価されている。これは、札幌川流域の降水量を過小評価しているためと考えられる。

図 12 選択したパラメータセットの結果により、異なる観測点での累積流量時系列を示す。



3.4.2 RRI モデル

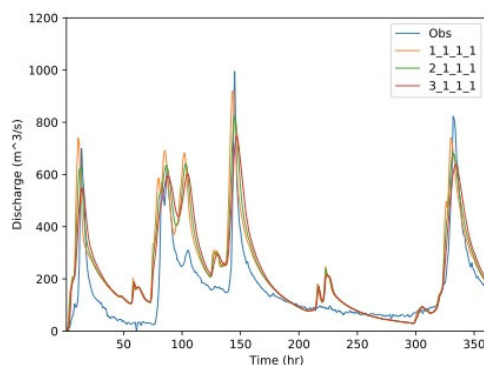
2016 年の氾濫事象を対象にキャリブレーションを行った。4 つのモデルパラメータと 3 つの異なるパラメータ設定によるシミュレーションを実施した。対象パラメータと感度分析の条件を表 1 に示す。最後に、対象流域に 3 つの土地被覆タイプを設定し、それぞれの土地被覆タイプに応じたパラメータを設定した。

表 1 感度分析のためのパラメータ設定

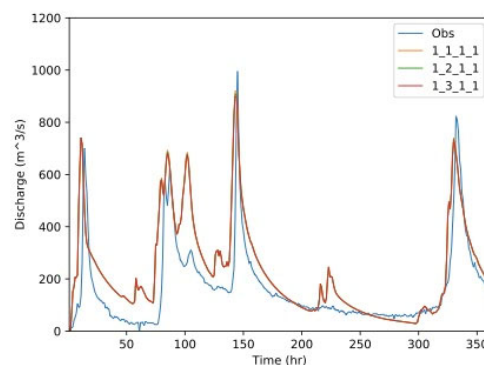
Manning's roughness parameter for river ($m^{-1/3}/s$)	0.02	0.03	0.04
Manning's roughness parameter for slope ($m^{-1/3}/s$)	0.3	0.4	0.5
Soil depth (m)	0.5	1.0	1.5
Lateral saturated hydraulic conductivity (m/s)	0.05	0.10	0.15

図 13 十勝ダムへの流入量に関する感度解析結果 ((a)河川セルの粗度係数 (b)河床勾配の粗度係数 (c)土壌層位 (d)水平方向の透水係数による影響)

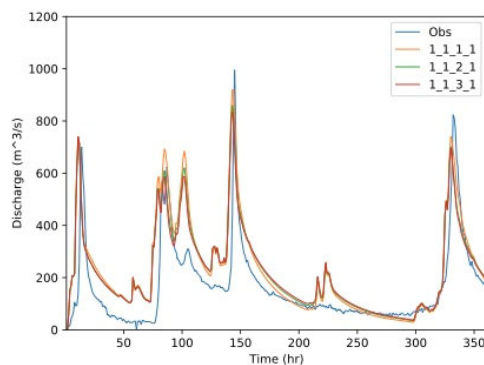
(a) Manning's roughness on river cells



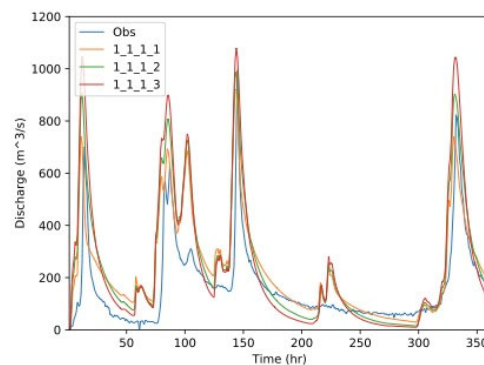
(b) Manning's roughness in slope channel



(c) Soil depth



(d) Lateral saturated hydraulic conductivity

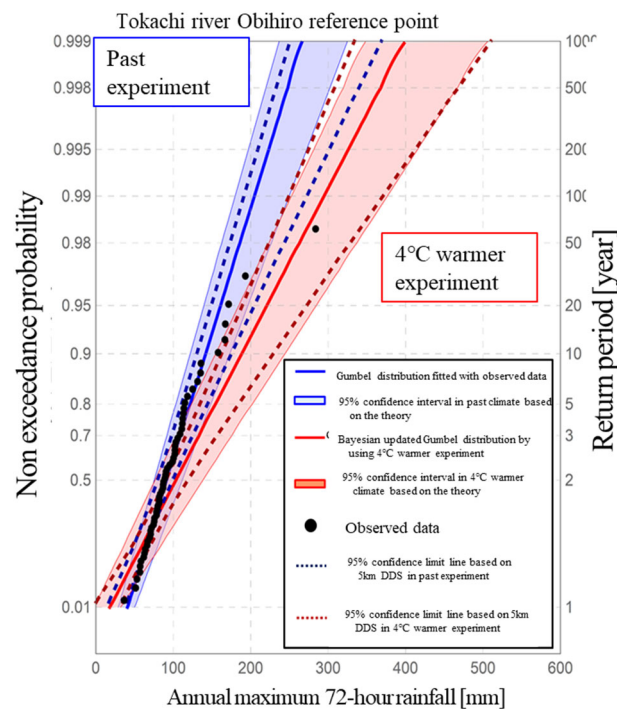


4 結果

4.1 対象確率年の降雨確率分布

図 14 は、過去実験と 4 度上昇実験の十勝川流域の降水量の確率年の信頼区間を示したものである。この図では、黒い点が観測された年最大流域平均 72 時間雨量、青い実線はこの観測値が従うと想定されるガンベル分布である。また、青色と赤色の部分は、それぞれ過去と将来の気候における確率雨量の信頼区間を示している。過去と将来の気候の信頼区間は、3.2.1 節で述べた物理的モンテカルロ法を用いて作成した。3.2.1 節に記載した通りリサンプリングした各サンプルにおける年間最大雨量の算出数は、観測値と同じである。二つの信頼区間において紫色の重複領域があることは、地球平均気温が 4 度異なる両気候において、同じ確率年で異なる頻度の大雨が物理的に発生しうることを示している。アンサンブル気候データに基づく確率評価の結果は統計理論によっても裏付けられ、科学的整合性を確保する研究成果が得られた (Shimizu et al., 2020)。本研究では、想定した年間最大雨量の確率分布のもとで発生しうる雨量の統計的閾値を導出できる確率限界法検定 (森口, 1995) を採用し、この検定に基づく信頼区間を構築した。図 14 の青と赤の点線は、この理論に基づく信頼区間の幅を示す。この図から、アンサンブル気候データに基づく信頼区間と確率限界法に基づく信頼区間は、過去と将来の気候において非常によく一致していることがわかる。物理モンテカルロ計算と確率限界法からそれぞれ構築された信頼区間が一致したことは、本研究の数学的整合性を裏付けている。

図 14 d4PDF-5km から推定される降水量の信頼区間 (Shimizu et al., 2020)



本研究では、d4PDF-5km から得られる、ある確率年の年間最大 72 時間雨量の頻度分布にガンベル分布を当てはめた。確率年 150 年を例とし、過去と 4 度上昇実験のガンベル分布の確率密度関数を図 15 に示す。この図から、ガンベル分布は、d4PDF-5km から得られる 150 年年間最大雨量の頻度分布とよく適合していることがわかる。確率降雨分布を連続分布で関数化することで、次節で述べる T 年ピーク流量の確率分布を解析的に算出することができる。

図 15(a) 過去の実験における 150 年年間最大 72 時間雨量の度数分布（青ビン）と、度数分布にフィットしたガンベル分布の確率密度関数 $f R(r,150)$ （青実線）

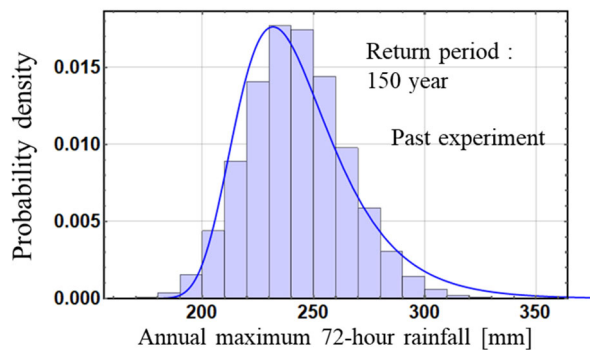
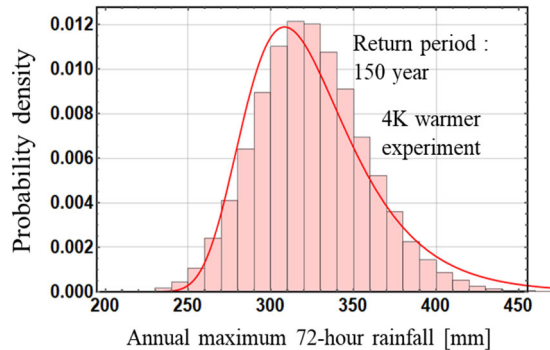


図 15(b) 4 度上昇化実験における 150 年年間最大 72 時間雨量の度数分布（赤ビン）と、度数分布にフィットしたガンベル分布の確率密度関数 $f R(r,150)$ （赤実線）。



4.2 降雨-ピーク流量の関係

ここでは、総雨量とそれに伴うピーク流量との関係を算出する方法について述べる。図 16 は、十勝川帯広基準点における河川のピーク流量と年最大 72 時間雨量の関係を示したものである。図中の大きな円は観測結果、小さな円は d4PDF の過去実験（青）、4 度上昇実験（赤）である。両実験におけるピーク流量は、同流域の河川計画で使用されている流出・河道モデルによって得られたものである。図 16 の観測データでは、流域平均雨量の増加とともにピーク流量が増加しており、これは過去の実験結果でも確認されている。

さらに、4 度上昇実験では、より広い範囲の降雨を含みながら、同じ傾向のピーク流量が発生している。この研究では、同じ流出パラメータを使用していることから、同じ雨量に対するピーク流量の差は、その雨量の時空間分布に依存することがわかる。ちなみに、最大観測値は 2016 年 8 月の氾濫・土砂災害の時であり、この降雨の時空間分布はピーク流量を大きく上昇させたことを示唆している。同様の解析手法を日本全国の河川流域に適用すれば、降雨の時空間変動の重要性とピーク流量への影響に関する議論ができるようになるだろう。

本研究では、各実験における年間最大 72 時間雨量とピーク流量との関係に分位点回帰曲線を当てはめ、任意の年間最大 72 時間雨量に対するピーク流量の外挿値を算出した。使用した分位点回帰曲線は、式 (6) のようになる。各実験における年間最大 72 時間雨量とピーク流量との関係、および推定された分位点回帰曲線を図 18(a,b)に示す。ある降雨に対して発生しうるピーク流量の条件付き頻度分布を算出することができる。本研究では、この条件付き度数分布にガンベル分布を適用して連続分布 $f_{Qp}(Qp|r,T)$ を算出した。図 18(a,b)は、任意の降雨値 300mm における各実験のピーク流量の条件付き確率密度関数を示したものである。

$$Q_p = aR^2 + bR \quad (6)$$

ここで、 Q_p はピーク流量、 R は年間最大 72 時間雨量、 a および b は分位点回帰曲線のパラメータである。大量アンサブル気候データセットを使用するものの、極端な流量事象はそれほど多くない。しかし、降雨とピーク流量の関数を用いることで、極端な流量をカバーすることができる。なお、極端流量は、降雨量とピーク流量との関係式の影響を受けやすい。そのため、対象となる河川流域の特性を踏まえて、式のタイプを検討する必要がある。

降雨量とピーク流量との関係は、時空間的な降雨パターンや流出モデルの違い、それらのパラメータによって求める。3.3 節で述べた水文モデルを統合して得られた降雨量とピーク流量の散布図を図 19 に示す。なお、2.3 節で述べた流出モデルのパラメータは、実用化においては調整が必要である。追加した 3 つのモデルの対象降雨事象は、d4PDF（過去）の降雨量上位 50 事象と、d4PDF（4 度上昇）の降雨量上位 100 事象とした。すべてのモデルの結果から、大雨の事象に対し、ピーク流量には幅があることがわかった。ここで提案する手法により、各流出モデル、あるいは各流出モデルの組み合わせ結果に対して、降雨-ピーク流量関係に前述の回帰曲線を適用することで、複数の流出モデルを考慮した各確率年におけるピーク流量分布を推定することが可能である。以下において、単一モデルの降雨量とピーク流量との関係から、ピーク流量の確率年を推定する。

図16 十勝川流域の基準点における年間最大72時間雨量とピーク流量との関係

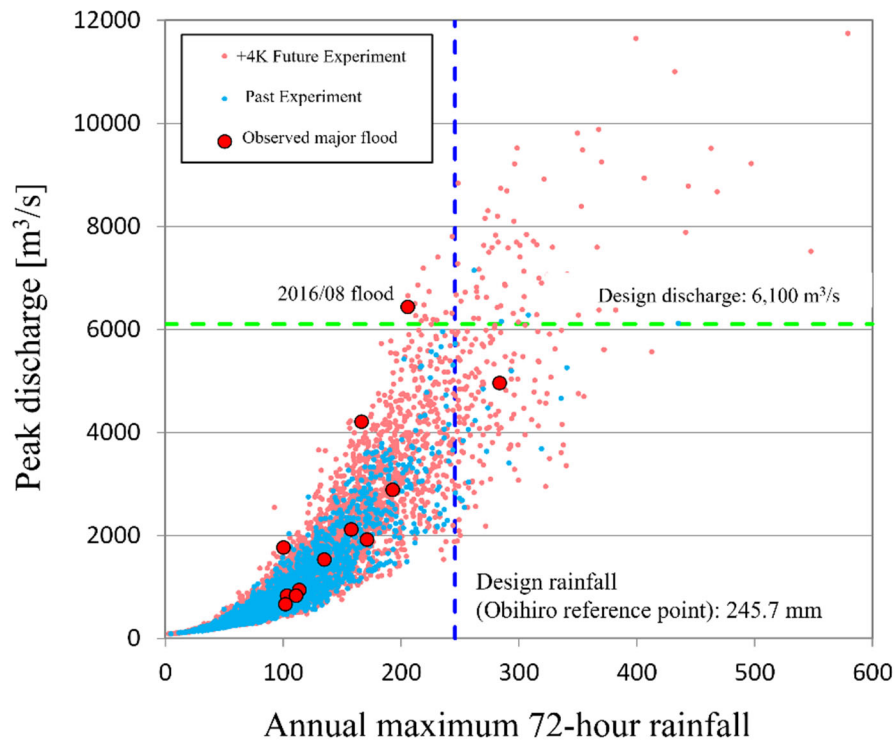


図17(a) 過去実験における同一基準点での年間最大72時間雨量とピーク流量、および分位点回帰曲線の関係。

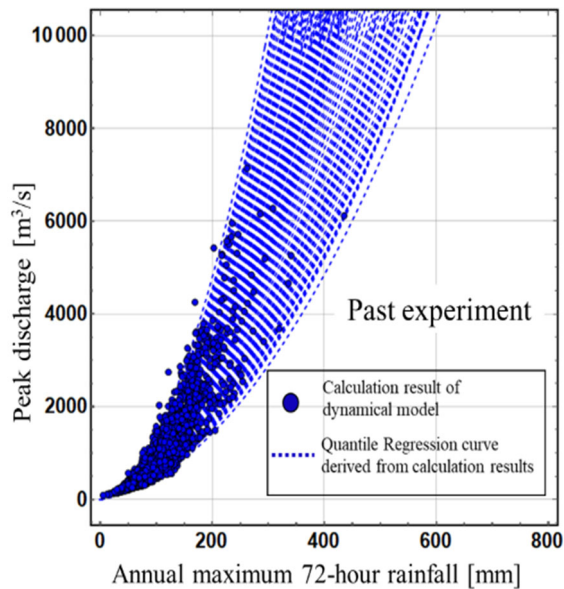


図17(b) 4度上昇実験における同一基準点での72時間年間最大雨量とピーク流量、および分位点回帰曲線の関係

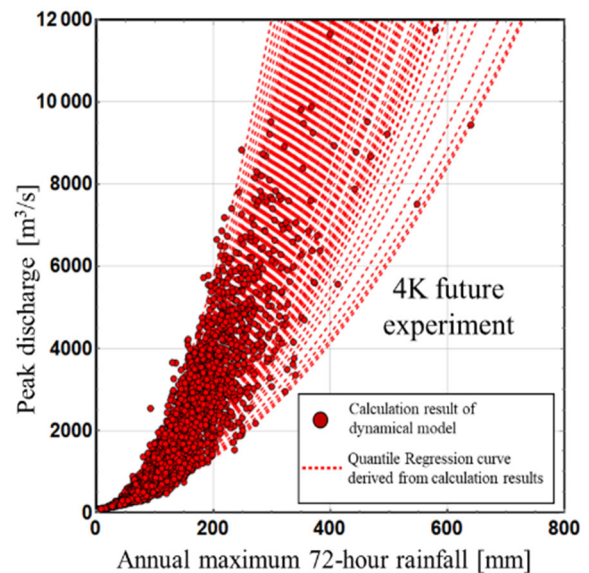


図18(a) 過去の実験で確率150年の最大72時間雨量が300mmだったときの確率ピーク流量(青ビン)の度数分布とガンベル分布 $f_{Qp}(q|p|r=300, 150)$ の確率密度関数(青実線)のフィッティング結果。

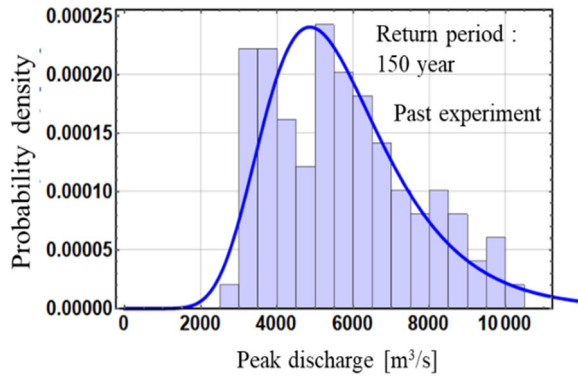


図18 (b) 4度上昇実験における150年確率年の72時間雨量の最大値が300mmの場合の確率ピーク流量(赤ビン)の度数分布とガンベル分布の確率密度関数 $f_{Qp}(q|p|r=300, 150)$ のフィッティング(赤実線)。

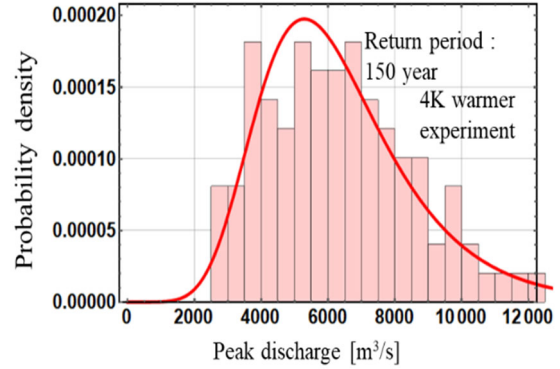
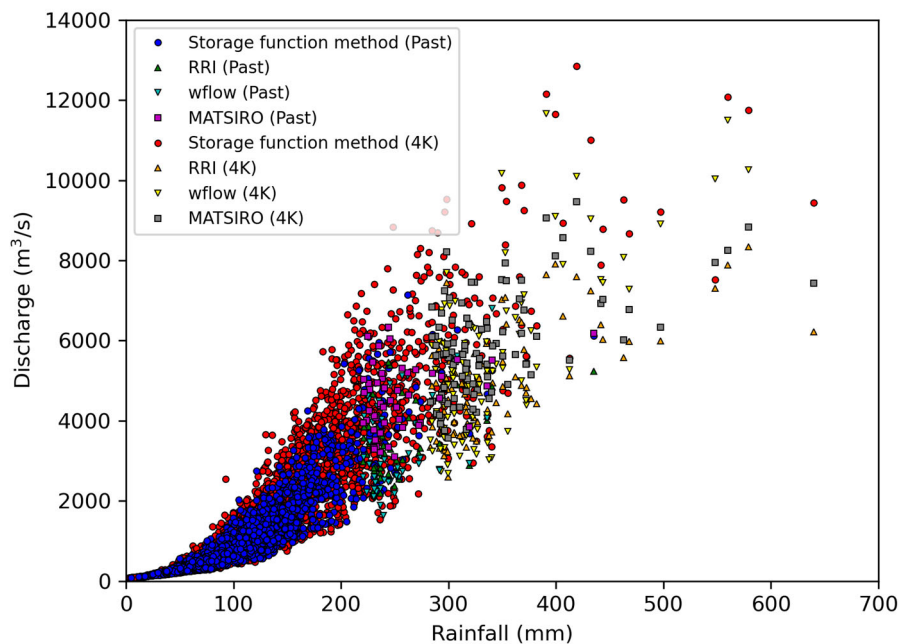


図19 十勝川流域の基準地点における年間最大72時間雨量と各流出モデルで推定されたピーク流量との関係
*なお、RRI、wflow、陸路過程モデルの初期条件、パラメータは、実用化には調整が必要である。



4.3 ピーク流量の確率年

図 20 と図 21 は、過去実験と 4 度上昇実験における 150 年ピーク流量の確率分布の導出過程である。図 22 は、過去実験と 4 度上昇実験の 150 年ピーク流量の確率密度関数を比較したものである。気候条件の違いにより、確率分布の形状が変化していることが確認できる。将来変化の増加率は、期待値で 1.88、4 度上昇実験と過去実験の 95%信頼限界上限値で 2.04 である。

その計算過程を（図 20、図 21）に示す。計画雨量の対象確率スケール T （ここでは 150 年）を設定することで、年間最大ピーク流量の関係の横軸は 150 年確率雨量、縦軸は 150 年確率雨量下で発生し得るピーク流量となる。ある降雨量 r に対して発生するピーク流量の確率分布 $f_{Q_p}(q_p|r, 150)$ を 150 年確率年間最大 72 時間雨量分布 $f_R(r, 150)$ で重み付けして平均し、150 年ピーク流量の確率分布 $f_{Q_p}(q_p, 150)$ を求める。両図から、降雨の時空間的な集中により、過去の気候に比べて将来の気候では年間最大 72 時間雨量とピーク流量との関係がより大きくなることわかる（星野、山田、2018）。図 23 は、過去と将来の気候条件における年間最大雨量の確率年とピーク流量との関係を示したものである。この図により、ここで提案する手法により T 年ピーク流量の不確実性を推定することができる。

この方法による 150 年ピーク流量を帯広、札幌、美星、音更川の合流地点で計算した。この確率ピーク流量は、計画確率規模に相当する流量による水位評価、越水や破堤の確率評価、人的・経済的リスクの定量化の出発点として利用することができる。

図 20 過去の気候条件下での T 年確率ピーク流量を導く過程

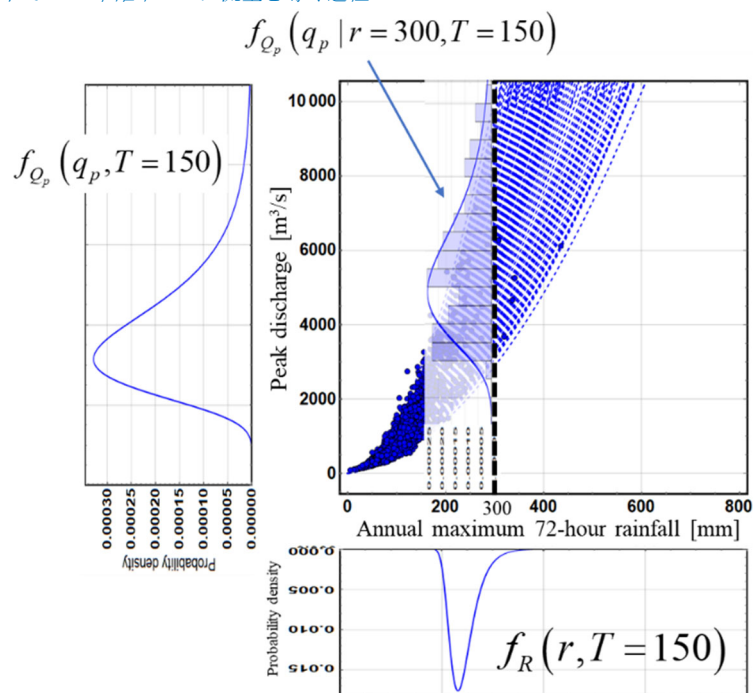


図 21 4 度 上昇条件下での T 年確率ピーク流量を導く過程

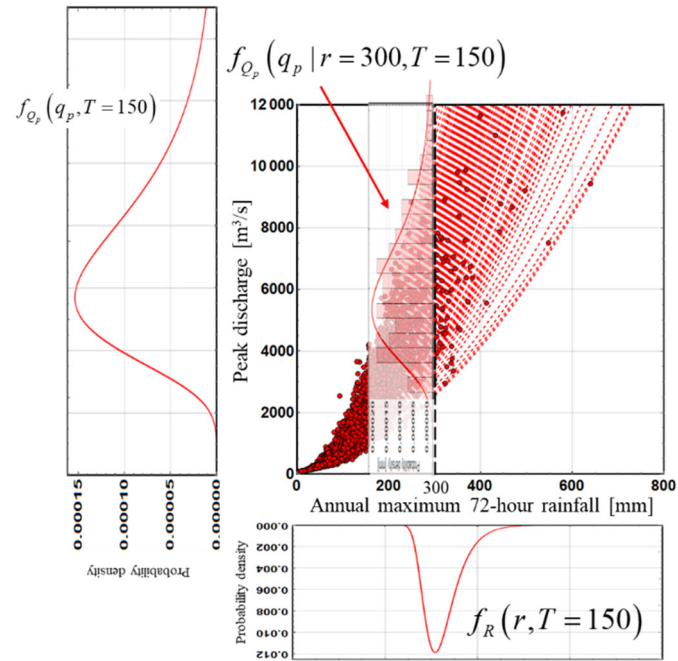


図 22 過去実験と 4 度上昇実験における 150 年確率ピーク流量の確率密度関数の比較

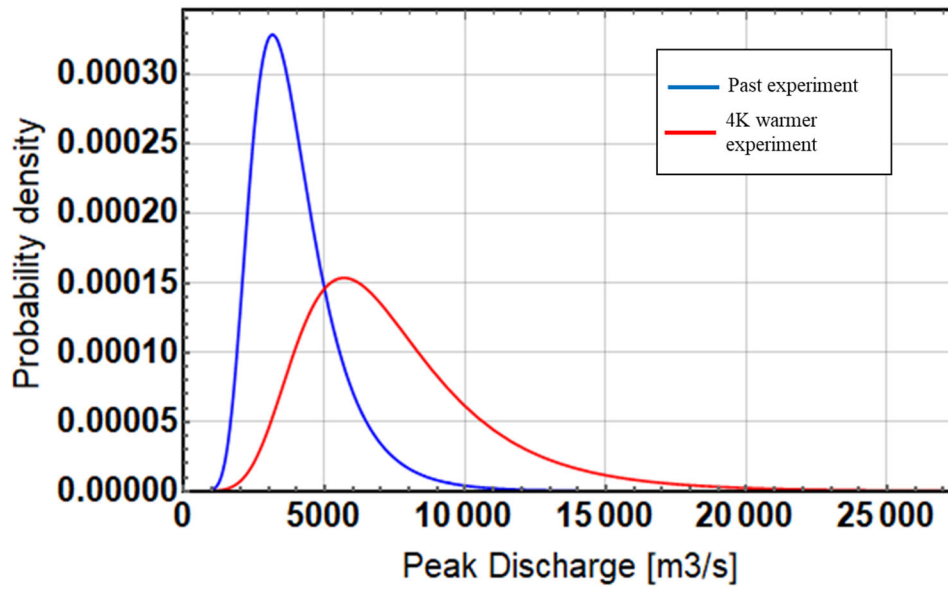


図23(a) 過去実験における年間最大雨量の確率年とピーク流量の関係

青実線：平均値

青い点線：95%信頼区間限界線

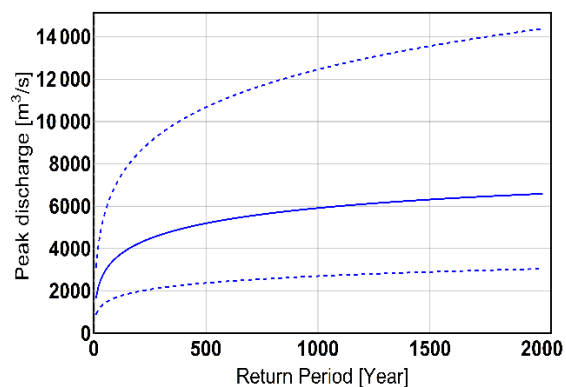


図23(b) 4度上昇実験における年間最大雨量の確率年とピーク時流量との関係

赤実線：平均値

赤い点線：95%信頼限界線

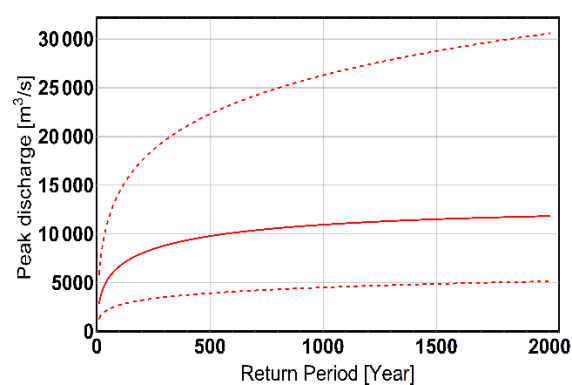


表2 過去実験と4度上昇実験に対応する150年ピーク流量分布の平均値と95%信頼区間の比較

150年ピーク流量の統計	過去実験	4度上昇実験	増減率 4度上昇／過去
平均値	3960.0 [m³/s]	7462.1 [m³/s]	1.88
95%信頼区間上限値	7901.1 [m³/s]	16171.3 [m³/s]	2.04
95%信頼区間下限値	1858.0 [m³/s]	2993.9 [m³/s]	1.61

5 まとめ

気候変動に適応するためには、確率雨量の不確実性を定量化し、大雨の予測方法を確立することが必要である。本共同研究では、過去数十年の降雨観測から従来の水文頻度解析によって導き出された確率雨量の不確実性を評価し、膨大な気候データセットを活用してその将来変化を推定した。特に、アンサンブル気候データにより、有限な観測サンプルに基づく確率雨量とその信頼区間の不確実性を定量化するとともに、気候変動下での時空間降雨パターンの特性や大規模豪雨の発生リスクを評価することができた。また、同じ雨量であっても降雨パターンの分布によってハイドログラフの形状やピーク流量が影響を受けるため、総雨量の不確実性の評価に加え、降雨の時空間分布を治水に取り入れる必要がある。そこで、降雨-ピーク流量関係を理解し、それにより起こりうる流量への影響を評価する枠組みを構築した。

治水対策においては、計画雨量のハイトグラフを用いた水文モデルにより算出した計画ピーク流量と水位を考慮して、堤防や遊水池などの氾濫防御施設を計画する。ワークパッケージ 1 では、降雨の時空間分布を取り込み、対象とする計画確率年のピーク流量の確率分布を推定する枠組みを提案した。具体的には、降雨特性と降雨流出モデルによって定義される総雨量とピーク流量との関係により、対象確率年の降雨確率分布がピーク流量の確率分布に変換される。アンサンブル気候データから得られる推定雨量の分布と、降雨流出モデルで指定された全降雨ピーク流量関係を入力し、推定ピーク流量を算出した。したがって、気候モデルや降雨流出モデルの違いや高度化に合わせて、対象計画確率年によるピーク流量の確率分布を更新するために本手法を用いることができる。つまり、将来の科学技術の進歩に対応した氾濫リスク評価の実現に寄与するものである。

6 参考

1. Bas Kolen and Ira Helsloot, 2012: Time needed to evacuate the Netherlands in the event of large-scale flooding: strategies and consequences.
2. Beven, K.J., M.J. Kirkby, N. Schofield, A.F. Tagg, 1984: Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments, J.J. Hydrol, 第 69 版, 第 1-4 巻, 119-143 ページ, ISSN 0022-1694, [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(84\)90159-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90159-8).[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(84\)90159-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90159-8)
3. David Samuel Williams, María Máñez Costa, Dmitry Kovalevsky, Bart van den Hurk, Bastian Klein, Dennis Meißner, Manuel Pulido-Velazquez, Joaquín Andreu, Sara Suárez-Almiñana, A method of assessing user capacities for effective climate services, Climate Services, Volume 19, 2020, 100180, ISSN 2405-8807, <https://doi.org/10.1016/j.cliser.2020.100180>.
4. Kain, J.S.; Fritsch, J.M. 1993: Convective Parameterization for Mesoscale Models: The Kain-Fritsch Scheme. In The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models; Emanuel, K.A., Raymond, D.J., Eds.; Meteorological Monographs; American Meteorological Society: Boston, MA, USA; pp. 165–170.
5. Kawase, H.; Sasai, T.; Yamazaki, T.; Ito, R.; Dairaku, K.; Sugimoto, S.; Sasaki, H.; Murata, A.; Nosaka, M. Characteristics of Synoptic Conditions for Heavy Snowfall in Western to Northeastern Japan Analyzed by the 5-km Regional Climate Ensemble Experiments. J. Meteorol. Soc. Jpn. 2018, 96, 161–178.
6. Hoshino, T., Yamada, T. J., and Kawase, H., 2020: Evaluation for Characteristics of Tropical Cyclone Induced Heavy Rainfall over the Sub-basins in The Central Hokkaido, Northern Japan by 5-km Large Ensemble Experiments. Atmosphere, 11(435), 1–11.
7. Hirahara, S. Ishii, M. Fukuda, Y., 2014: Centennial-Scale Sea Surface Temperature Analysis and Its Uncertainty. J. Clim., 27, 57–75.
8. 安田浩保・白戸正美・後藤智明・山田正, 2003: 水防活動の支援を目的とした高速演算が可能な浸水域予測モデルの開発, 土木学会誌, No.740/II-64, 1-17.
9. Intergovernmental Panel on Climate Change 2021. Sixth Assessment Report.
10. Jonkman, S.N., 2007: Loss of life estimation in flood risk assessment; theory and applications, TU, Delft, library.
11. Khaing, Z.M.; Zhang, K.; Sawano, H.; Shrestha, B.B.; Sayama, T.; Nakamura, K., 2019: Flood hazard mapping and assessment in data-scarce Nyaungdon area, Myanmar. PLoS ONE 2019, 14. DOI:10.1371/journal.pone.0224558.
12. KNMI, Deltares., 2015: Wat Betekenen de Nieuwe Klimaatscenario's voor de Rivierafvoeren van Rijn and Maas? p.15., Available online: http://publications.deltares.nl/1220042_004.pdf (accessed on 4 September 2020).
13. Koirala, S., Yeh, P.J.F., Hirabayashi, Y., Kanae, S., Oki, T., 2014: Global-scale land surface hydrologic modeling with the representation of water table

- dynamics. J. Geophys. Res. 119, 75–89.
<https://doi.org/10.1002/2013JD020398>
14. Maaskant, B. et al., 2009: Analysis slachtofferaantallen VNK-2 en voorstellen voor aanpassingen van slachtoerfuncties, 4-40.
 15. 森口繁一, 1995: 確率表現関数の検定について--Kolmogorov-Smirnov 検定を考え直す。日本統計学会誌データサイエンス, 25, 233-244.
 16. Mizuta, R.; Yoshimura, H.; Murakami, H.; Matsueda, M.; Endo, H.; Ose, T.; Kamiguchi, K.; Hosaka, M.; Sugi, M.; Yukimoto, S.; et al., 2012: Climate Simulations Using MRI-AGCM3.2 with 20-km Grid. J. Meteorol. Soc. Jpn., 90, 233–258.
 17. 国土交通省, 2017.北海道地域の気候変動を考慮した治水技術検討会.オンライン参照 : https://www.hkd.mlit.go.jp/ky/kn/kawa_kei/splaat000001offi.html
 18. 国土交通省北海道地域の気候変動を考慮した治水技術検討会オンライン参照 : https://www.hkd.mlit.go.jp/ky/kn/kawa_kei/splaat000001offi.html
https://www.hkd.mlit.go.jp/ky/kn/kawa_kei/splaat000001offi.html
 19. Nguyen-Le, D., 山田朋人, 2017:熱帯低気圧 201610 (ライオンロック) のシミュレーションと北海道の大雨への遠隔影響. 土木学会論文集 B1 (水工学) , 73(4), I_199-I_204
 20. Nguyen-Le, D., Yamada, T. J., 2017: Simulation of tropical cyclone 201610 (Lionrock) and its remote effect on heavy rainfall in Hokkaido. Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B1 (Hydraulic Engineering), 73(4), I_199-I_204.
 21. Pokhrel, Y.N., Felfelani, F., Shin, S., Yamada, T.J., Satoh, Y., 2017: Modeling large-scale human alteration of land surface hydrology and climate. Geosci. Lett. 4. <https://doi.org/10.1186/s40562-017-0076-5>
 22. Sasaki, H.; Kurihara, K.; Takayabu, I.; Uchiyama, T., 2008: Preliminary Experiments of Reproducing the Present Climate Using the Non-hydrostatic Regional Climate Model. Sola, 4, 25–28.
 23. Taylor, K.E.; Stouffer, R.J.; Meehl, G.A., 2012: An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. Bull. Am. Meteorol. Soc., 93, 485–498.
 24. Sayama, T.; Ozama, G.; Kawakami, T.; Nabesaka, S.; Fukami, K., 2012: Rainfall-runoffinundation analysis of the 2010 Pakistan flood in the Kabul River basin. Hydro. Sci. J., 57, 298–312. DOI:10.1080/02626667.2011.644245
 25. Sayama, T.; Tatebe, Y.; Iwami, Y.; Tanaka, S., 2015: Hydrologic sensitivity of flood runoff and inundation: 2011 Thailand floods in the Chao Phraya River basin. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. ,15, 1617–1630. DOI:10.5194/nhess-15-1617-2015.
 26. Shimizu, K., Yamada, T. J., and Yamada, T., 2020: Uncertainty Evaluation in Hydrological Frequency Analysis Based on Confidence Interval and Prediction Interval. Water, 12(9):2554
 27. Takata, K., Emori, S., Watanabe, T., 2003: Development of the minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. Glob. Planet. Change 38, 209–222. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00030-4](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00030-4)
 28. The Ministry of infrastructure and Environment and The Ministry of Economic Affairs, 2015: National Water Plan 2016-2021.

29. Try, S.; Tanaka, S.; Tanaka, K.; Sayama, T.; Lee, G.; Oeurng, C., 2020: Assessing the effects of climate change on flood inundation in the lower Mekong Basin using high resolution AGCM outputs. Prog. Earth Planet. Sci, 7, 34. DOI:10.1186/s40645-020-00353-z.
30. Van alphen, J, 2016: The delta programme and updated flood risk management policies in the Netherlands, 9.
31. Yamada, T. J., Hoshino, T., and Suzuki, A. 2021: Using a massive high-resolution ensemble climate data set to examine dynamic and thermodynamic aspects of heavy precipitation change. Atmospheric Science Letters, (July), 1–11.
32. Yamada, T. J., 2019 : Adaptation Measures for Extreme Floods Using Huge Ensemble of High – Resolution Climate Model Simulation in Japan. Summary Report on the Eleventh Meeting of the Research Dialogue 2019 , 28 –30 , UNFCCC Bonn Climate Change Conference, Bonn, Germany (June 19 2019)
33. 山田朋人, 2020 :気候変動予測とリスク評価へのアンサンブルアプローチ, 河川, pp.77-81, 日本河川協会.
34. 山田朋人; 星野剛; 舩谷繁和; 植村郁彦; 吉田隆年; 大村宣明; 山本太郎; 千葉学; 戸村翔; 時岡真治; 他,2018.1:北海道における気候変動に伴う洪水外力の変化 河川技術論文集 第24巻 391-396
35. Yamazaki, D., Kanae, S., Kim, H., Oki, T., 2011. A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. Water Resour. Res. 47, 1–21. <https://doi.org/10.1029/2010WR009726>



本社
HKV
Botter 11-29
8232 JN Lelystad
オランダ

支社
Informaticalaan 8
2628 ZD Delft
オランダ

+31 320 294242
info@hkv.nl
www.hkv.nl/en/