

Les impacts du changement climatique sur le volume des crues dans les bassins versants d'Amérique du Nord

par

Alexandre IONNO

MÉMOIRE PAR ARTICLE PRÉSENTÉ À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE
SUPÉRIEURE COMME EXIGENCE PARTIELLE À L'OBTENTION DE
LA MAÎTRISE AVEC MÉMOIRE EN GÉNIE DE LA CONSTRUCTION
M. Sc. A.

MONTRÉAL, LE 24 MARS 2023

ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC



Alexandre Ionno, 2023



Cette licence [Creative Commons](https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/) signifie qu'il est permis de diffuser, d'imprimer ou de sauvegarder sur un autre support une partie ou la totalité de cette œuvre à condition de mentionner l'auteur, que ces utilisations soient faites à des fins non commerciales et que le contenu de l'œuvre n'ait pas été modifié.

PRÉSENTATION DU JURY

CE MÉMOIRE A ÉTÉ ÉVALUÉ

PAR UN JURY COMPOSÉ DE :

M. Richard Arsenault, directeur de mémoire
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

Mme Annie Poulin, présidente du jury
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

M. Jean-Luc Martel, membre du jury
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

IL A FAIT L'OBJET D'UNE SOUTENANCE DEVANT JURY ET PUBLIC

LE 16 MARS 2023

À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

REMERCIEMENTS

En premier lieu, j'aimerais d'abord remercier mon directeur de projet Richard Arsenault, sans qui je n'aurais sûrement pas décidé de poursuivre mes études aux cycles supérieurs. Pendant mon temps à la maîtrise, il était continuellement présent et là pour me guider et m'encourager. À plusieurs reprises il me renseignait sur des sujets sur lesquels je n'aurais jamais cru avoir un intérêt et il a fait en sorte de faire ressortir le chercheur en moi et de me montrer que j'ai un amour pour le milieu universitaire plus profond que je n'y croyais. En plus d'avoir été la source de mon inspiration principale à la complétion de ma maîtrise, souhaitant qu'on se croise à un moment futur.

Je dois ensuite remercier Magali Troin, François Brissette, Jean-Luc Martel et Annie Poulin qui m'ont tous aidé avec la rédaction de l'article. Sans leurs conseils et commentaires éducatifs, le produit final qu'est mon article et mémoire n'aurait pas été aussi poussé, bien recherché et bien écrit. D'eux, je suis devenu plus habile pour écrire un article scientifique.

Par la suite il y a mes parents, mes amis et ma copine que j'aimerais remercier pour m'avoir encouragé de poursuivre mes études plus loin encore. En plus d'avoir démontré un intérêt ainsi que de m'avoir écouté quand je parlais de mon projet d'étude, malgré le fait que ce n'est pas un sujet facilement compris, c'est fortement apprécié et bien de savoir que les gens importants dans ma vie démontraient un aussi grand intérêt et enthousiasme.

En plus de mon groupe de maîtres-nageurs et mes coachs sans qui je n'aurais pas pu décrocher aussi facilement ni de l'école ni de mon projet de recherche, et alors m'avoir préparé en vue des compétitions.

Je tiens également à remercier le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG) pour le financement octroyé pour supporter ce projet de recherche.

Les impacts du changement climatique sur le volume des crues dans les bassins versants d'Amérique du Nord

Alexandre IONNO

RÉSUMÉ

Avec les effets du changement climatique d'origine anthropique, il est prévu que les événements extrêmes tels que les sécheresses et les inondations augmenteront en termes de fréquence, d'intensité et de magnitude pour la majorité du continent nord-américain. Que ce soit à des fins hydroélectriques ou de rétention d'eau pour fournir de l'eau potable en période de sécheresse ou de protection en période d'inondation, l'évaluation des effets du changement climatique futur sur les volumes d'inondation est critique pour assurer une meilleure gestion de ces catastrophes étant donné la gravité des impacts dévastateurs des inondations. De plus, il est essentiel d'utiliser le volume d'inondation plutôt que le pic d'inondation, car ce dernier se concentre sur le débit le plus élevé possible observé lors d'une inondation, alors que le volume d'inondation prend également en compte la durée de l'écoulement, qui est un facteur important en termes de dommages causés à l'environnement bâti.

Cette étude vise à évaluer l'impact du changement climatique sur les volumes d'inondation sur un large échantillon de 1 403 bassins versants nord-américains en utilisant une approche multi-modèle. 2 112 combinaisons de projections du volume des inondations sont établies par bassin versant, résultant de multiples modèles hydrologiques alimentés par de multiples projections climatiques corrigées des biais dans le cadre des scénarios de changement climatique RCP4.5 et RCP8.5. Le second objectif de cette étude est d'évaluer la contribution de chaque source d'incertitude de l'approche d'ensemble (modèles hydrologiques versus méthodes de correction des biais versus modèles climatiques) sur les futurs régimes hydrologiques projetés. L'ensemble multi-membres est constitué de 21 éléments qui comprend quatre modèles hydrologiques globaux de complexité variable (GR4J, HMETs, HSAMI et MOHYSE), onze modèles climatiques globaux (MCG), quatre méthodes de corrections de biais (DBC, MBCn, QDM et TSQM) ainsi que deux scénarios d'émission de gaz à effets de serre (RCP4.5 et

VIII

RCP8.5) qui fournissent à l'étude une très large gamme de résultats pour la période de référence, 1971 à 2000, et la période future, 2070 à 2099.

Les résultats montrent que les volumes de crue devraient diminuer dans les zones montagneuses de l'ouest, la région des Grands Lacs et les Maritimes, tandis qu'une augmentation des volumes de crue est susceptible de se produire principalement dans l'est de l'Amérique du Nord. Il est démontré que les plus fortes augmentations prévues du volume des inondations dans le cadre du changement climatique sont induites par des événements de fonte des neiges de type pluie sur neige. D'ailleurs, les modèles hydrologiques contribuent le plus à l'incertitude des bassins versants individuels et les MCG en deuxième rang, tandis que la contribution moyenne est menée par les MCG avec les modèles hydrologiques en deuxième position. De plus, la contribution des MCG est la deuxième plus importante dans les zones d'augmentation du volume des crues, donc sur les côtes Ouest et Est des États-Unis.

Les résultats démontrent également que sur les 1 403 bassins versants inclus dans l'étude à travers le continent, approximativement 80% des bassins versants vont voir une augmentation des volumes de crue sous les différents scénarios et seuils d'inondations dans la fenêtre de 30 ans, avec le 20% restant qui verront une décroissance des volumes de crue. Cela permettra aux décideurs politiques de prendre de meilleures décisions pour la prévention des inondations et l'atténuation des dommages.

Mots-clés : volume des crues simulé, changement climatique, hydroclimatologie, analyse d'incertitude, modélisation hydrologique

Impacts of climate change on flood volumes over North American catchments

Alexandre IONNO

ABSTRACT

With the effects of anthropogenically induced climate change, extreme events such as droughts and floods have been projected to increase in terms of frequency, intensity and magnitude for the majority of the North American continent. Whether it be for hydroelectric purposes or water retention services to provide potable water in times of droughts or protection in times of floods, assessing the effects of future climate change on flood volumes is crucial to provide better management of such disasters given the severity of the devastating impacts of flooding. Further, using flood volume instead of flood peak is critical because the latter focuses on the highest possible discharge observed during a flood event, while flood volume also considers flow duration, which is an important factor in terms of the damage caused to the built environment.

This study aims to evaluate the overall impact of climate change on flood volumes over a large sample of 1,403 North American catchments by using a multi-model approach. 2,112 combinations of flood volume projections are established per catchment, resulting of multiple hydrological models fed by multiple bias-corrected climate projections under the RCP4.5 and RCP8.5 climate change scenarios. The second aim of this study is to evaluate the contribution of each uncertainty source of the ensemble approach (hydrological models versus bias-correction methods versus climate models) on the future projected hydrological regimes. The selected ensemble members consist of a 21-member ensemble that includes four lumped hydrological models of varying complexity (GR4J, HMETs, HSAMI and MOHYSE), eleven global climate models (GCMs), four bias correction methods (DBC, MBCn, QDM and TSQM) and two greenhouse gas emission scenarios (RCP4.5 and RCP8.5) that provide the study with a very wide range of results for the reference period, 1971 to 2000, and the future period, 2070 to 2099.

The results show that flood volumes are expected to decrease in the western mountainous areas, the Great Lakes region, and the Maritimes, while an increase in flood volumes is likely to occur mainly in eastern North America. We show that the largest projected increases in flood volume under climate change are induced by rain-on-snow snowmelt events. We also demonstrate that hydrological models contribute the most to individual catchment uncertainty and GCMs the second most, while average contribution is lead by GCMs with hydrological models in second. The contribution of GCMs is the second largest in areas of increasing flood volume, i.e., on the west and east coasts of the United States.

The results demonstrate that of the 1,403 watersheds included in the study across the continent, approximately 80% of the watersheds will see an increase in flood volumes under the different flood scenarios and thresholds within the 30-year window; with the remaining 20% seeing a decrease in flood volumes. This will allow policymakers to make better decisions for flood prevention and mitigation of damage.

Keywords: flood volume simulation, climate change, hydroclimatology, uncertainty analysis, hydrological modelling

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 REVUE DE LITTÉRATURE	3
1.1 La modélisation du climat.....	4
1.2 Les principes du cycle de l'eau.....	5
1.3 La correction de biais.....	6
1.4 La modélisation hydrologique	7
1.5 Impact du changement climatique sur le débit des rivières	9
1.6 Augmentation du risque d'inondation et des volumes de crue en Amérique du Nord.....	10
1.7 Effet de la couverture du sol sur les volumes d'inondation.....	12
1.8 L'évaluation de l'incertitude provenant des membres d'ensemble	13
1.9 Objectifs de recherche.....	16
CHAPITRE 2 IMPACTS OF CLIMATE CHANGE ON FLOOD VOLUMES OVER NORTH-AMERICAN CATCHMENTS	17
2.1 Abstract.....	17
2.2 Introduction.....	18
2.3 Study area and data	20
2.4 Methodology.....	23
2.4.1 Evaluating flood volumes	23
2.4.2 Statistical analysis.....	26
2.5 Results.....	27
2.5.1 Maximum flood volumes estimated by the flood volume simulator	27
2.5.2 Correlation results between SVA and catchment characteristics	31
2.5.3 Uncertainty of the selected subset elements	32
2.5.4 Variance analysis of ensemble element combinations.....	34
2.6 Discussion.....	37
2.6.1 Projected flood volume changes	37
2.6.2 Uncertainty of ensemble members and land cover types in projecting high flows.....	38
2.7 Limitations and implications for hydrological studies.....	40
2.8 Conclusion	41
CHAPITRE 3 DISCUSSION.....	43
3.1 Évaluation du changement en volume de crue entre les périodes futures et de référence.....	43
3.2 Essais de corrélation entre les volumes médians et les caractéristiques des bassins versants	44
3.2.1 Essais de corrélation entre les volumes médians et les caractéristiques des bassins versants séparé en régions.....	45
3.2.2 Essai de corrélation entre les volumes de crues et les débits de crue	47

3.3	Évaluation de la contribution à l'incertitude des membres d'ensemble	48
3.3.1	Les modèles climatiques globaux	52
3.3.2	Autres membres d'ensemble	54
3.3.2.1	Les modèles hydrologiques.....	54
3.3.2.2	Les méthodes de corrections de biais.....	57
3.3.2.3	Les scénarios RCP	58
3.4	Étude de bassins versants individuels	59
3.4.1	Évaluation du régime hydrologique et du volume d'emménagement en fonction des scénarios d'émissions de GES	61
3.4.1.1	Bassins versants de l'est des États-Unis	63
3.4.1.2	Bassins versants au centre des États-Unis	64
3.4.1.3	Bassins versants de l'ouest des États-Unis	65
3.4.1.4	Bassins versants canadiens	65
3.4.2	Étude météorologique	67
3.4.2.1	Effet du changement climatique sur les températures saisonniers	69
3.4.2.2	Effet du changement climatique sur les précipitations saisonniers	70
3.4.2.3	Effet du changement climatique sur les périodes de fonte des neiges	72
3.5	Opportunités hydroélectriques	74
3.6	Limitations	75
3.6.1	Les modèles hydrologiques.....	75
3.6.2	La fonction-objectif et l'ensemble de paramètres.....	76
CONCLUSION		77
RECOMMANDATIONS		79
ANNEXE I	DISTRIBUTION DES SVA MÉDIANS POUR LES SCÉNARIOS D'ÉMISSIONS FUTUR ET LES DIFFÉRENCES ENTRE SCÉNARIOS..	81
ANNEXE II	DISTRIBUTION DES CARACTÉRISTIQUES DES BASSINS VERSANTS SUR LE SITE D'ÉTUDE	85
ANNEXE III	DISTRIBUTION DES CARACTÉRISTIQUES DES BASSINS VERSANTS SUR LE SITE D'ÉTUDE	87
ANNEXE IV	COMPARAISON DES RÉGIMES HYDROLOGIQUES OBSERVÉS ET SIMULÉS ET DES VOLUMES D'EMMAGASINAGE REQUIS PAR BASSIN VERSANT.....	89
LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....		95

LISTE DES TABLEAUX

		Page
Table 2.1	Elements composing the selected ensemble after filtering of the NAC2H	23
Table 2.2	Statistics on the changes in flood volumes over the entire set of catchments for the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios, and per flood threshold value	31
Table 2.3	Correlations between catchment characteristics and median SVA over the entire domain, as well as the associated p-value.....	32
Table 2.4	Ordered contributors to the uncertainty from variance analysis.....	35
Tableau 3.1	Corrélations entre les caractéristiques de bassins versants et les SVA médian sur la côte sud-est des États-Unis.....	46
Tableau 3.2	Contributeurs par ordre d'importance de contribution à l'incertitude de l'analyse de la variance.....	51
Tableau 3.3	Caractéristiques des bassins versants sous étude individuelle.....	60

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 2.1	Location of the 1403 catchments in this study, covering Canada and the United-States The larger catchments ($> 30,000 \text{ km}^2$) are colored in green, medium catchments ($> 10,000 \text{ km}^2$) in pink, and the smaller ones ($< 10,000 \text{ km}^2$) in yellow in order to better distinguish nested catchments..... 21
Figure 2.2	An example of flood volume computation. The shaded area between the hydrograph and the flood threshold constitutes the flood volume for a given event..... 24
Figure 2.3	Schematic representation of the daily simulator..... 26
Figure 2.4	Median normalized peak flood volumes (SVA) per catchment for the 50th percentile for the reference period (a), the future period under the RCP4.5 scenario (b), and the future period under the RCP8.5 scenario (c). Differences between the projected and the reference maximum flood volumes under the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios are presented in panels (d) and (e), respectively 28
Figure 2.5	Median normalized peak flood volumes (SVA) for catchments with no reference storage volume for the future period under RCP4.5 (a, c, e) and future period under RCP8.5 (b, d, f); for the 75th (a, b), 90th (c, d), and 95th percentile (e, f) 30
Figure 2.6	Empirical CDFs under the reference scenario and the future RCP4.5 and RCP8.5 scenarios for the hydrological models (a), the climate models (b), and the bias correction methods (c) 33
Figure 2.7	Contribution to uncertainty (%) caused by the HM element with the 50th percentile (a), the 75th percentile (b), the 90th percentile (c), and the 95th percentile (d) 36
Figure 2.8	Contribution to uncertainty (%) caused by the GCM element with the 50th percentile (a), the 75th percentile (b), the 90th percentile (c), and the 95th percentile (d) 36
Figure 2.9	Contribution to uncertainty (%) caused by the GCM and RCP element combination with the 50th percentile (a), the 75th percentile (b), the 90th percentile (c), and the 95th percentile (d) 37
Figure 3.1	Comparaison des débits de crue aux volumes de crue par bassins versants pour la période de référence (a), la période future selon le

	scénario RDP4.5 (b), et la période future selon le scénario RCP8.5 (c) par combinaisons d'éléments de modélisation	48
Figure 3.2	Comparaison des FDC pour les volumes d'inondation pour les modèles hydrologiques, les modèles climatiques globaux, les méthodes de corrections de biais et les scénarios RCP.....	50
Figure 3.3	Comparaison des FDC du volume d'inondation des modèles climatiques en fonction de la période de référence et des scénarios d'émission futurs RCP4.5 et RCP8.5.....	53
Figure 3.4	Comparaison des FDC des modèles hydrologiques en fonction de la période de référence et des scénarios d'émission futurs RCP4.5 et RCP8.5	56
Figure 3.5	Comparaison des FDC des méthodes de corrections de biais en fonction de la période de référence et des scénarios d'émission futurs RCP4.5 et RCP8.5.....	58
Figure 3.6	Emplacements des dix bassins versants sélectionnés	61
Figure 3.7	Comparaison des régimes hydrologiques observé et simulés par modèle hydrologique pour la moyenne des projections (a), la moyenne des projection séparé par la période de référence et les scénarios futur RCP4.5 et RCP8.5 (b), et les volumes d'emmagasinage projetés (c) pour le bassin versant 3392.....	62
Figure 3.8	Effet du changement climatique sous le scénario historique et les scénarios futurs RCP4.5 et RCP8.5 sur les journées froides par saison (a), les journées chaudes par saison (b), et les longueurs des saisons (c)	70
Figure 3.9	Effet du changement climatique par saison sous différentes scénarios RCP sur les journées humides (a), les journées sèches (b), les journées avec de fortes précipitation (c), et les journées avec de très fortes précipitation (d).....	72
Figure 3.10	Évènements pluvieux pour le bassin versant 3392 en fonction de la période de référence (a), le scénario future RCP4.5 (b), et le scénario futur RCP8.5 (c). La combinaison d'éléments est le modèle hydrologique HMETS, le modèle climatique GFDL-ESM2G et la méthode de correction DBC.....	73

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

CDF	Cumulative Distribution Function
DBC	Daily bias correction
DJF	Saison hivernale – décembre/janvier/février
DS	Daily scaling
ETCCDI	The joint CCI/CLIVAR/JCOMM Expert Team (ET) on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI)
FDC	Fonction de distribution cumulative
GES	Gaz à effet de serre
GCM	Global Climate Model
GR4J	Modèle hydrologique Génie Rural à 4 paramètres Journalier
Hist	Historique
HM	Hydrological Model
HMETS	Hydrological Model of the École de technologie supérieure
JJA	Saison estivale – juin/juillet/août
KGE	Kling Gupta Efficiency metric
Min	Minimum
MAM	Saison printanière – mars/avril/mai
Max	Maximum
Moy	Moyenne
MBCn	Multivariate Bias Correction
MCB	Méthode de correction de biais
MCG	Modèle climatique global

XVIII

MCR	Modèle climatique régional
MOHYSE	MOdèle HYdrologique Simplifié à l'Extrême
NAC ² H	The North American Climate Change and Hydroclimatology Data Set
NSE	Nash-Sutcliffe Efficiency metric
QDM	Quantile Delta Mapping
R ²	Coefficient de détermination
RCP	Representative Concentration Pathway
RMSE	Erreur quadratique Moyenne / Root Mean Square Error
SON	Saison automnale – septembre/octobre/novembre
SVA	Volume d'emmagasiner médian par la taille du bassin versant
TSQM	Two-Stage Quantile Mapping

LISTE DES SYMBOLES ET UNITÉS DE MESURE

mm	millimètre
m	mètre
m ³	mètre cube
m ³ /km ²	mètre cube par kilomètre carré (ou débit spécifique)
km ²	kilomètre carré
°	degré
°C	degré Celsius

INTRODUCTION

Le changement climatique, ayant déjà commencé à produire ses effets sur l'environnement et le régime hydrologique des cours d'eau, est un phénomène mondial qui augmentera la température moyenne de l'air ainsi que la fréquence et l'intensité des événements extrêmes tels que les sécheresses et les inondations (Aldous, Fitzsimons, Richter, & Bach, 2011; Arnell & Gosling, 2013), son accélération étant principalement due à l'impact anthropique (Masson-Delmotte et al., 2021). Guhathakurta, Sreejith, & Menon (2011) et Tabari (2020) ont démontré l'association de l'augmentation des précipitations due au changement climatique d'origine anthropique avec l'augmentation des occurrences d'inondations. Dans l'ensemble, cela entraîne une augmentation de la probabilité d'une augmentation de la fréquence, de l'ampleur et de l'intensité des événements extrêmes, affectant la sécurité des barrages, modifiant l'hydrologie des rivières ainsi que la qualité de l'eau (Fluixá-Sanmartín, Altarejos-García, Morales-Torres, & Escuder-Bueno, 2018; van Vliet et al., 2013).

La plupart des études sur les impacts des changements climatiques sur l'hydrologie ont évalué des métriques telles que les débits de pointe, la date du débit de pointe et la durée et l'amplitude des sécheresses, en plus d'autres statistiques sur les distributions des débits (quantiles, moyenne, etc.). Cette étude vise à évaluer ces effets sur une métrique peu évaluée mais qui est importante en termes de dommages et de dégâts liés aux inondations, soit le volume de crue. Le volume de crue inclut tant l'amplitude des débits que la durée de l'événement d'inondation, deux valeurs permettant de mieux quantifier les dommages causés par l'eau.

Les informations contenues dans ce mémoire sont pertinentes car elles pourraient aider à guider les décideurs dans la conception de structures de rétention d'eau visant à atténuer les futurs événements extrêmes menant à des catastrophes hydrologiques tel qu'une inondation. Il est donc essentiel de quantifier les volumes d'inondation futurs ainsi que l'augmentation potentielle de ces derniers en climat futur pour entreprendre une évaluation complète des risques potentiels d'inondation.

L'objectif principal de cette étude est d'évaluer les impacts du changement climatique sur les volumes de crue projetés sur un large échantillon de bassins versants en Amérique du Nord. Les sous-objectifs pour atteindre l'objectif principal sont d'analyser l'évolution des volumes d'emmagasinage sous différents scénarios de changements climatiques, d'évaluer la relation entre les caractéristiques d'un bassin versant aux volumes de crue calculés précédemment, et d'évaluer la contribution des sources d'incertitude venant de la chaîne de modélisation.

Ce présent mémoire est segmenté en trois chapitres. Le premier chapitre présente une revue de la littérature sur l'état de l'art dans le domaine de la simulation des inondations en contexte de changements climatiques. Le deuxième chapitre présente un article scientifique soumis pour publication dans le journal scientifique *Journal of Hydrology* qui présente alors l'ensemble des résultats du projet de recherche, dans lequel sont inclus toutes les informations en ce qui concerne les données utilisées, le site d'étude, la méthodologie utilisée, les résultats obtenus ainsi qu'une discussion par rapport aux résultats démontrés. Finalement, le troisième chapitre vise à approfondir les observations et interprétations obtenus au Chapitre 2 en incluant des résultats additionnels et des analyses supplémentaires. Le tout est suivi par une conclusion pour permettre au lecteur de bien saisir les points critiques de l'étude ainsi que quelques recommandations pour aider guider de futures études vers de résultats plus robustes en ce qui concerne l'étude de l'évolution des volumes de crues en Amérique du Nord.

CHAPITRE 1

REVUE DE LITTÉRATURE

Sur une période de 20 ans (2000 à 2019), les inondations ont causé plus de 651 milliards de dollars US en pertes économiques en raison de plus de 3 200 événements individuels, et plus de 100 000 pertes de vie dans le monde entier. Sur cette plage de temps, ce phénomène était la catastrophe naturelle la plus fréquente, représentant 44% de celles-ci, ainsi que la plus dévastatrice au monde, affectant un total de 1,6 milliard de personnes (van Loenhout, McClean, & Below, 2020).

En général, l'inondation est simplement définie comme étant « le débordement d'eaux qui inondent le secteur environnant » (Varrod, 1996). Cependant, il existe généralement trois types d'inondations : 1) la crue soudaine, qui est l'accumulation rapide d'eau en un court laps de temps, habituellement lors de grands événements pluvieux ; 2) l'inondation fluviale, qui est l'accumulation de neige fondue ou de précipitations dépassant la capacité du cours d'eau, habituellement en fin de saison hivernale ; et 3) l'inondation côtière, qui est la montée des eaux océaniques, habituellement causée par des cyclones ou des tsunamis lors de tempêtes extrêmes (World Health Organisation, 2019). Dans le cadre de cette étude, le type d'inondation fluviale sera considérée afin de mieux caractériser et encadrer les calculs.

Cette section présente d'abord les éléments composant une analyse hydroclimatique, une revue des effets du changement climatique et du type de couverture sur l'hydrologie d'un bassin versant, le risque de l'augmentation des inondations avec le changement climatique ainsi que les impacts sur la modélisation qu'ont les éléments faisant partie d'une chaîne de modélisation hydroclimatique.

1.1 La modélisation du climat

La modélisation du climat consiste à utiliser des modèles climatiques ainsi que des simulations des concentrations des gaz à effet de serres (RCP). Les modèles climatiques sont des outils qui simulent les processus climatiques à différentes échelles spatiales, soit aux niveaux régional ou global. Ils sont utilisés pour simuler les effets des changements climatiques de nature anthropique, par exemple par moyen de l'augmentation des gaz à effet de serres (GES). De plus, ils sont utilisés en ce qui concerne l'évaluation des effets potentiels des changements climatiques sur l'environnement, l'économie et la société. Puis, les RCP sont des représentations qui décrivent les différentes trajectoires possibles des concentrations des GES dans l'atmosphère en raison de l'activité humaine. Ils ont été élaborés par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC ; ou IPCC en anglais) afin de fournir aux chercheurs et scientifiques un cadre commun pour la modélisation du changement climatique d'une région particulière. Les quatre RCP principaux sont :

- 1) RCP2.6 qui représente le scénario d'atténuation très agressif où les émissions des GES atteignent un pic puis diminuent rapidement, menant alors à la stabilisation des concentrations atmosphériques;
- 2) RCP4.5 qui représente le scénario semblable au RCP2.6, mais où les concentrations atmosphériques se stabilisent à un niveau intermédiaire;
- 3) RCP6.0 qui représente un scénario semblable au RCP4.5, mais où les concentrations atmosphériques se trouvent à un niveau élevé en raison de la croissance de la concentration atmosphérique continue; et
- 4) RCP8.5 qui représente le pire cas ou le cas "business as usual", dans le cas où il y a une croissance continue accélérée des concentrations atmosphériques (IPCC, 2000; Masson-Delmotte et al., 2021).

Dans une perspective globale, il existe un fort consensus sur le fait que le changement climatique a eu, et va continuer à avoir, de nombreux impacts sur le régime hydrologique des rivières. En raison de l'augmentation générale des températures et des précipitations, il peut

avoir pour effet d'augmenter le débit et le volume global des rivières. De nombreuses études d'impact du changement climatique sur l'hydrologie ont été réalisées en utilisant des modèles pour traduire les changements climatiques probables en réponses hydrologiques (Döll & Zhang, 2010; Guhathakurta et coll., 2011; Mittal, Bhave, Mishra, & Singh, 2016; Troin, Caya, Velázquez, & Brissette, 2015). Selon les objectifs de l'étude, différents modèles ont été appliqués et des combinaisons de variables hydroclimatiques ont été étudiées (Döll & Zhang, 2010; Schnorbus, Werner et Bennett, 2014; Troin, Arsenault, Martel, & Brissette, 2018; Wilby et Harris, 2006). Certaines de ces études ont évalué l'ampleur, la fréquence et la période de retour des événements extrêmes sous l'influence du changement climatique (Aldous et al., 2011; Devkota & Gyawali, 2015; Muzik, 2002; Prudhomme, Jakob, & Svensson, 2003; Zhou, Leng, Su, & Ren, 2019), le moment et le déplacement du débit de pointe annuel (Arnell & Gosling, 2013; Devkota & Gyawali, 2015; Doll, Fiedler, & Zhang, 2009; van Vliet et al., 2013), l'augmentation de la durée et de l'intensité des inondations (Mohammed, Bomblies, & Wemple, 2015), ainsi que l'augmentation du volume de pointe (Sun, Li, Shan, Xu, & Wang, 2021; Veijalainen, Lotsari, Alho, Vehviläinen, & Käyhkö, 2010; Zhou et al., 2019). D'autres ont été réalisées à l'échelle régionale ou nationale, ayant fait une évaluation des volumes d'inondation à une échelle continentale en plus d'avoir un grand ensemble de variables (Dankers & Feyen, 2008; W. He et al., 2022; Tabari, 2020). Cependant, certaines études donnent des avis et des résultats contradictoires, tels que la décroissance des volumes de crue global en Amérique du Nord (W. He et al., 2022).

1.2 Les principes du cycle de l'eau

Pour bien modéliser le climat et ainsi comprendre l'effet du changement climatique, une bonne compréhension sur le cycle de l'eau et son comportement avec le changement climatique est requise. Le cycle de l'eau est le mouvement continu de l'eau entre l'atmosphère, la surface terrestre et les réservoirs souterrains (Water Science School, 2022). Il comprend différents processus tels que l'évaporation, la transpiration, la précipitation, le ruissellement et l'infiltration. Les principes fondamentaux du cycle de l'eau sont :

- 1) L'eau est un élément en mouvement constant, elle évolue entre différents réservoirs tels que l'atmosphère, les lacs, les rivières, les nappes phréatiques, les océans, etc.;
- 2) L'eau est continuellement recyclée par le processus d'évaporation et de précipitation; et
- 3) Les différents processus qui font partie du cycle de l'eau ont des effets sur les écosystèmes, les activités humaines et le climat (Graham, Parkinson, & Chahine, 2010; Water Science School, 2022).

Le cycle de l'eau est un élément critique pour maintenir en équilibre l'hydrologie et la vie sur la planète Terre. Avec l'intégration du changement climatique, il est possible de mesurer le niveau auquel les activités humaines ont un impact considérable sur le cycle de l'eau, notamment en ce qui concerne la perturbation des échanges d'eau entre les différents réservoirs en modifiant les flux d'eau.

1.3 La correction de biais

L'utilisation des modèles climatiques pour simuler un futur climat permet d'obtenir des séries temporelles de température et de précipitation avec lesquelles il est possible de simuler un régime hydrologique en utilisant un modèle hydrologique. Cependant, il n'est pas recommandé de se servir de ces séries directement dans les modèles hydrologiques, car la résolution spatiale utilisée par ces derniers ne capte pas tous les processus atmosphériques, engendrant des biais par rapport aux observations locales (Sunyer et al., 2015; C. Xu, 1999). Les méthodes de correction de biais sont des méthodes créées afin de réduire le nombre d'erreurs systématiques dans les données climatiques (Chen, Brissette, Chaumont, & Braun, 2013), telles que les relevés de température ou de précipitations (Maurer, Brekke, & Pruitt, 2010; C. Xu, 1999). C'est un point important à noter car ces erreurs peuvent se manifester, fausser les résultats des études climatiques et avoir un impact sur la compréhension du changement climatique.

Plusieurs études ont montré que les méthodes de correction de biais sont associées à une amélioration des précipitations et des températures obtenues des modèles climatiques. Teng et al., (2015) ont montré que les MCB ne modifient pas les signaux de changement en les

améliorant, mais augmentent la valeur de la précipitation simulée. Chen, St-Denis, Brissette, & Lucas-Picher (2016) ont montré que l'utilisation d'une MCB réduit considérablement l'incertitude produite par les MCG mais que, peu importe le niveau de sophistication de la méthode utilisée, les résultats de correction sont presque identiques. Enfin, Muerth et al., (2013) et Meyer et al., (2019) ont montré que, malgré les légères sur- ou sous-estimations causées par les MCB, les résultats corrigés de biais étaient nettement meilleurs que ceux qui ne l'étaient pas.

1.4 La modélisation hydrologique

Finally, dans la chaîne de la modélisation hydroclimatologique, il y a la modélisation du régime hydrologique lui-même avec l'aide de modèles hydrologiques. Ceci consiste à utiliser des modèles mathématiques pour simuler les principes du cycle de l'eau à travers les différentes composantes du cycle hydrologique d'une région en fonction des projections climatiques et des scénarios de GES. Cela inclut les données reçues des modèles climatiques telles que les séries de précipitation et de température, et autres séries de données telles que l'évaporation, l'infiltration, le ruissellement de surface et l'écoulement des eaux souterraines pour certains modèles hydrologiques. Ceci est largement dépendant du niveau de sophistication du modèle ainsi que du type de modèle hydrologique. Généralement, il en existe trois types, soit le modèle conceptuel ou global, le modèle distribué, puis le modèle semi-distribué. Chacun contient une structure, des hypothèses ainsi qu'une complexité variable.

Par exemple, le modèle conceptuel est simple à utiliser mais prend en considération des paramètres empiriques pour représenter des processus naturels d'un bassin versant, en plus de supposer une certaine homogénéité spatiale du bassin versant (Dankers & Feyen, 2008; Martel, Brissette, Lucas-Picher, Troin, & Arsenault, 2021). Le modèle distribué va souvent utiliser de données réelles pour produire des régimes hydrologiques qui se basent plus sur la physique d'un bassin versant, alors il est en mesure de simuler un régime à une très petite échelle spatiale, souvent à une résolution d'un kilomètre et moins (Martel et al., 2021). Ainsi il peut prendre en considération les effets venant des couvertures terrestres, telles que de petites

rivières qui ne sont pas prises en compte avec le modèle conceptuel. La résolution d'un modèle hydrologique est généralement déterminée par l'échelle des caractéristiques modélisées et la résolution des données utilisées en entrée. En général, les modèles à plus haute résolution nécessitent plus de données d'entrée, qui ne sont pas toujours disponibles ou fiables. De ce point de vue, il est important de trouver un équilibre entre la résolution du modèle et la disponibilité des données d'entrée, afin d'assurer une haute précision des résultats du modèle pour l'application prévue. Ceci mène au modèle semi-distribué. Il est la combinaison des modèles conceptuels/globaux et distribués, où il divise une région en sous-bassins et prend des données reliées sur les caractéristiques physiques du bassin versant afin de simuler le régime hydrologique de chaque sous-bassin (Poulin, Brissette, Leconte, Arsenault, & Malo, 2011).

D'ailleurs, l'objectif reste le même : un modèle hydrologique est utilisé pour simuler un régime hydrologique (présent ou futur) avec des intrants qui varient afin de mieux comprendre et prévoir le comportement du système hydrologique d'une région. Cependant, ils ont tous des avantages et inconvénients, et contribuent tous à l'incertitude de la modélisation du cycle hydrologique. Poulin et al., (2011) ont montré, en utilisant des modèles de types différents tels que distribué et global, que la structure interne d'un modèle est critique pour l'incertitude des modèles hydrologiques. De plus, les deux types de modèles peuvent produire des résultats adéquats en matière de modélisation hydrologique dans l'ensemble. Maurer et al. (2010) et H. Xu, Xu, Chen, & Chen, (2016) ont montré que l'utilisation de modèles de types différents aurait un impact plus significatif sur les débits de base et un impact moins significatif sur les débits de crue simulés, et qu'un modèle global serait mieux en mesure de simuler les débits de crue par rapport à un modèle distribué. Dos Santos, de Oliveira, & Mauad, (2018) ont montré que l'effort déployé pour fournir les données d'entrée requises par un modèle distribué ne se traduit pas par de meilleurs résultats par rapport à un modèle global. Cependant, Hawkins & Sutton, (2009) recommandent tout de même l'utilisation de plusieurs modèles hydrologiques pour mieux représenter la plage d'incertitude causée par ces éléments.

1.5 Impact du changement climatique sur le débit des rivières

Pour certaines régions, le taux de fonte des neiges risque d'augmenter (Loukas, Vasiliades, & Dalezios, 2004). Cela est particulièrement vrai pour les régions nordiques où les températures plus chaudes et l'augmentation des précipitations auront un impact plus prononcé sur l'augmentation du débit des cours d'eau, provoquant une fonte plus précoce du manteau neigeux, devançant ainsi les occurrences des crues de printemps. D'autres régions peuvent avoir un taux d'évapotranspiration accru, réduisant ainsi le débit et le volume global des rivières (Murdoch, Baron, & Miller, 2000). En conséquence, les températures plus chaudes et l'augmentation des précipitations auront un impact plus prononcé sur l'augmentation du débit des rivières, provoquant une fonte plus précoce du manteau neigeux, devançant ainsi les occurrences de crues de printemps d'environ un mois en moyenne vers la fin du siècle (Arnell & Gosling, 2013; Döll & Zhang, 2010; Kim, Ivanov, & Fatichi, 2016; Minville, Brissette, & Leconte, 2008). En conséquence, cela augmentera la probabilité d'une hausse de la fréquence et de l'intensité des événements extrêmes, affectant la sécurité des barrages et modifiant l'hydrologie d'une rivière (Fluixá-Sanmartín et al., 2018; van Vliet et al., 2013).

L'augmentation du volume d'eau dans les rivières en hiver en raison d'une fonte des neiges plus précoce peut cependant aider à réduire le risque d'inondation dans les régions nordiques, car une réduction de l'accumulation de neige fait en sorte que les rivières sont moins susceptibles d'être assujetties à des périodes de fonte intense de grands couverts neigeux, ce qui diminue le volume global des crues de printemps et réduit le risque qu'une grande inondation se produise. Par exemple, ce phénomène est également bénéfique pour les barrages hydroélectriques situés dans les régions nordiques qui sont actuellement en exploitation, car il leur permet de produire plus d'électricité pendant les mois d'hiver tout en réduisant la quantité d'eau déversée lors de la crue printanière (Arsenault, Brissette, Malo, Minville, & Leconte, 2013; Minville, Brissette, Krau, & Leconte, 2009; Minville, Krau, Brissette, & Leconte, 2010).

D'autre part, le changement climatique peut aussi avoir comme effet de produire des sécheresses plus intenses et plus fréquentes (Aldous et al., 2011). Dans ces circonstances,

l'utilisation de structures pour la rétention d'eau sera utile pour être en mesure de maintenir un niveau d'eau adéquat dans les rivières d'une région (Wanders & Wada, 2015). Quelques conséquences de ceci pourraient être aussi en raison des types de couvertures terrestres qui réduisent la quantité d'eau qui se retrouve à recharger une nappe phréatique, augmentent les taux d'évapotranspiration et réduisent la qualité de l'eau (Aldous et al., 2011; Wanders & Wada, 2015). De plus, les régions sujettes à une hausse de la fréquence et l'intensité de sécheresses seront plus susceptibles aux effets dévastateurs d'une précipitation extrême tel que dans le cas des inondations (Brown, Tullios, Tilt, Magee, & Wolf, 2009).

1.6 Augmentation du risque d'inondation et des volumes de crue en Amérique du Nord

Comme il a été fortement étudié et constaté dans des études antérieures, les projections globales de débit fluvial (Do, Westra, & Leonard, 2017; Tabari, 2020) et de volumes d'inondation (W. He et al., 2022; Sun et al., 2021; Zhou et al., 2019) ont tendance à diminuer dans l'ouest de l'Amérique du Nord et à augmenter dans l'est. De plus, Prudhomme, Jakob, & Svensson, (2003) démontrent qu'il existe une indication cohérente d'une augmentation de la magnitude des inondations et d'une diminution des périodes de retour pour des bassins versants de différents types de couverture terrestre et de topographies. Puis, Mohammed, Bomblies, & Wemple, (2015) vont plus loin en démontrant également l'augmentation de la durée et de l'intensité des inondations en fonction des changements au climat global.

Un autre point soulevé par Tabari (2020) est que l'augmentation du volume des inondations est notamment vraie pour les régions humides telles que le continent nord-américain. Il mentionne également que les régions où les précipitations sont dominées par la neige ont l'effet inverse sur les volumes de crue en les diminuant. Des effets similaires sont observés dans les zones montagneuses où la redistribution du manteau neigeux est plus évidente et où le volume des inondations diminue avec les périodes de fonte des neiges plus uniformément réparties. He et al., (2022) démontrent cependant que le continent nord-américain doit s'attendre à une diminution du volume des inondations avec l'augmentation des températures. D'ailleurs, les bassins versants de grande surface ont généralement une échelle de volume de crue plus faible

avec l'augmentation des températures projetant donc un débit plus faible, et les bassins versants de plus petite superficie ont une sensibilité plus forte à l'augmentation des volumes de crue due à l'augmentation des températures, projetant des débits plus élevés (Do et al., 2017; W. He et al., 2022).

Avec le changement climatique, les barrages et réservoirs actuels ne sont souvent pas de taille suffisante pour absorber le volume d'eau supplémentaire résultant de l'augmentation des précipitations et de la température dans la plupart des régions (Bunn & Arthington, 2002; Magilligan & Nislow, 2005). Des études ont montré que l'ajout d'un seul barrage a un impact moins important alors qu'une chaîne de barrages aura l'impact plus suffisant, mais plus dévastateur (Magilligan & Nislow, 2005). Quelques effets secondaires de leur construction sont notamment l'altération des cours d'eau (Arnell & Gosling, 2013; Bunn & Arthington, 2002; Devkota & Gyawali, 2015; H. He, Zhou, & Zhang, 2008) et la dégradation de la qualité de l'eau (Aldous et al., 2011). De plus, les barrages d'une plus petite taille ont un impact très faible sur la modification de l'ampleur et de la fréquence d'une inondation, alors que les barrages plus grands ont un impact plus important sur ces dernières (Do et al., 2017). En plus, cet effet est amplifié avec l'ajout du changement climatique sur le régime hydrologique d'une rivière (Mittal et al., 2016).

Néanmoins, des études ont montré qu'avec l'inclusion de règles de construction et d'exploitation appropriées et écologiques, l'ajout de barrages peut contribuer à la réduction des impacts globaux causés par le changement climatique d'origine anthropique ainsi qu'à la diminution de la probabilité d'occurrence d'une inondation (Boulange, Hanasaki, Yamazaki, & Pokhrel, 2021; Wanders & Wada, 2015). Or, en raison de la rétention d'eau, la vulnérabilité des zones environnantes aux sécheresses est réduite, même si le régime hydrologique global est atténué (Wanders & Wada, 2015).

1.7 Effet de la couverture du sol sur les volumes d'inondation

En ce qui concerne les différentes couvertures du sol et leurs effets sur le régime hydrologique et l'hydrologie d'un bassin versant, Sun et al., (2021) et Veijalainen, Lotsari, Alho, Vehviläinen, & Käyhkö, (2010) démontrent tous deux que les types et les caractéristiques de la couverture terrestre ont un impact significatif sur les volumes d'inondations en conséquence de l'augmentation du débit des rivières. Sun et al., (2021) et Zhou et al., (2019) vont plus loin et démontrent qu'il existe aussi une corrélation entre l'augmentation de la couverture terrestre urbaine et l'augmentation du volume des inondations. La combinaison de l'imperméabilisation des sols et du changement climatique d'origine anthropique augmente fortement les volumes d'inondation et les zones inondables en milieu urbain.

De plus, il a été démontré que certaines utilisations des terres ont un impact significatif sur la demande en eau et le régime hydrologique et sont liées à l'augmentation ou la diminution du débit des cours d'eau (Murdoch et al., 2000; Zhou et al., 2019). La déforestation et la décroissance des zones arbustives peuvent en retour augmenter le ruissellement de surface (Dadhwal, Aggarwal, & Mishra, 2010; Koneti, Sunkara, & Roy, 2018). La migration de la végétation avec l'invasion de l'urbanisation peut entraîner une diminution du taux d'infiltration du sol et une augmentation du stress hydrique dans la zone (Rasouli, Pomeroy, & Whitfield, 2019). L'extension des pratiques agricoles et des terres cultivées peut également entraîner une diminution du ruissellement de surface et une augmentation de la demande en eau (Aldous et al., 2011; Carvalho-Santos, Nunes, Monteiro, Hein, & Honrado, 2016; Miller et al., 2002), le tout conduisant à un stress hydrique reformé et à une modification du débit des cours d'eau et du niveau des nappes phréatiques.

Enfin, dans les zones de latitudes et d'élévations plus élevées, un constat commun est qu'il existe des signes d'augmentation de l'évapotranspiration, compensant ainsi l'augmentation des précipitations et diminuant les quantités de ruissellement (Arnell & Gosling, 2013; Zhao, Liu, & Shi, 2021). Cela va de paire avec les nouveaux développements urbains dans les zones

rurales du Canada et des États-Unis contigus, les différents types de terrains et de topographies que l'on peut trouver sur le continent.

1.8 L'évaluation de l'incertitude provenant des membres d'ensemble

Le processus de simulation des débits futurs en contexte de changements climatique est empreint d'incertitude. Le modèle climatique, la méthode de post-traitement (correction de biais), le modèle hydrologique, le scénario d'émission de gaz à effet de serre et les autres éléments de la chaîne de modélisation sont tous des sources d'incertitude, car ils représentent des approximations et des simplifications des processus réels. Ces incertitudes peuvent cependant être représentées en échantillonnant parmi les éléments possibles de la chaîne de traitement des scénarios hydroclimatologiques, générant des membres représentant, idéalement, la plage d'incertitude complète du processus. L'incertitude est également causée par la variabilité naturelle du climat, faisant en sorte que le climat est intrinsèquement incertain (Poulin et al., 2011). Bien que certaines composantes de la chaîne de modélisation hydroclimatologique génèrent plus d'incertitude que d'autres, les modèles climatiques globaux (MCG) et les modèles hydrologiques (MH) sont les facteurs qui contribuent le plus à l'incertitude en moyenne (Knutti, Furrer, Tebaldi, Cermak, & Meehl, 2010). Or, bien qu'elles ne soient pas les plus grandes contributrices à l'incertitude globale, les méthodes de correction des biais ont tendance à influencer davantage les bassins versants nordiques (Lawrence & Haddeland, 2011).

Toute incertitude n'est pas égale. Par exemple, un modèle hydrologique incapable de simuler des processus physiques locaux (ex. la fonte de la neige) engendrera des simulations bien différentes des autres modèles plus réalistes, contribuant ainsi à l'incertitude totale du processus. Cependant, cette incertitude est plutôt une erreur systémique et ne devrait pas être considérée, car elle ne représente pas une simulation crédible des conditions futures. Pour aider à réduire cette incertitude et de fournir des résultats plus crédibles, valides et fiables tout en réduisant l'étendue de l'incertitude liée aux modèles projetant mal les régimes climatiques futurs (Giuntoli, Villarini, Prudhomme, & Hannah, 2018; Krysanova et al., 2018, 2020),

l'utilisation d'un sous-ensemble est devenu pratique commune dans les dernières années. Simplement dit, un sous-ensemble est l'omission de certains membres d'un ensemble multi-modèle pour finalement retenir les modèles les plus performants et/ou probables de l'ensemble et obtenir un ensemble qui projette un régime plus robuste (Giuntoli et al., 2018; Maraun et al., 2017; Overland et al., 2011).

L'élimination des membres d'un ensemble se fait en supprimant les modèles aberrants dont les performances sont faibles ou peu probables par rapport aux autres (Brekke, Dettinger, Maurer, & Anderson, 2008) et qui sont incapables de simuler correctement les principaux processus d'une région (McSweeney, Jones, & Booth, 2012). De plus, en éliminant les membres de l'ensemble qui projettent mal le climat futur, cela aboutit à avoir un ensemble plus petit de modèles performants (Krysanova et al., 2018, 2020). Cela devient un point important à considérer lorsque la région sous étude possède un petit nombre de stations météorologiques (Tarek, Brissette, & Arsenault, 2021). En effet, moins il y a de données observées à considérer pour une étude d'impact du changement climatique, moins les résultats globaux seront précis et robustes.

Parmi les principaux avantages qui peuvent découler de la création d'un sous-ensemble, il y a notamment :

- 1) L'élimination des membres peu performants;
- 2) La projection de résultats plus fiables;
- 3) La réduction de la gamme des simulations possibles;
- 4) La diminution de l'impact des incertitudes résultant des membres de l'ensemble; et
- 5) L'augmentation de la confiance dans les résultats obtenus (Brekke et al., 2008; Krysanova et al., 2018, 2020; McSweeney et al., 2012).

Cependant, malgré les nombreux avantages qui peuvent découler de l'utilisation d'un sous-ensemble, l'élimination de membres d'un ensemble multi-modèle peut avoir certaines conséquences négatives. Par exemple, il y a :

- 1) La migration des valeurs moyennes de température et de précipitation;
- 2) La confusion entre une mauvaise performance du modèle et une performance adéquate;
- 3) L'augmentation de la probabilité d'accroître la sensibilité de toute donnée météorologique simulée (Brekke et al., 2008; Krysanova et al., 2018).

De plus, avec l'élimination des membres de l'ensemble qui produisent de mauvaises projections, l'équifinalité peut s'avérer un enjeu lors de la prédiction de futurs événements météorologiques et régimes hydrologiques pour une région particulière (Arsenault, Brissette, Chen, Guo, & Dallaire, 2020; Arsenault, Brissette, & Martel, 2018). Le nombre de paramètres et d'ensembles de paramètres utilisés pour calibrer un modèle hydrologique peut ne jamais être suffisant pour rendre pleinement compte des processus climatiques complexes d'un bassin versant. En général, plus le nombre de paramètres utilisés pour calibrer un modèle hydrologique est important, plus les chances d'obtenir des ensembles de paramètres similaires sont faibles. Dans le cas contraire, il existe une plus grande chance de convergence entre les combinaisons de paramètres, avec un certain nombre d'entre elles donnant lieu à des projections très similaires. Par contre, avec trop de paramètres de calibration, il y a un risque de tomber au piège d'avoir trop de variabilité quand le modèle hydrologique simule des régimes hydrologiques. Comme l'ont démontré Arsenault et al., (2020), avec l'utilisation de quatre modèles hydrologiques de complexité et de sophistication variables, les modèles les plus complexes (HMETS et HSAMI) fourniraient des plages de données hydrométéorologiques plus larges que les modèles plus simples (GR4J et MOHYSE) qui convergeraient vers un seul ensemble de données. Ceci est dû au fait que le plus grand nombre de paramètres de calibration utilisés pour calibrer les modèles HMETS et HSAMI, 21 et 23 respectivement, fournit un très grand nombre de combinaisons de jeux de paramètres, alors que les modèles GR4J et MOHYSE, avec 6 et 10 paramètres de calibration respectivement, ne peuvent fournir qu'un certain nombre de combinaisons d'ensembles de paramètres jusqu'à ce qu'ils finissent par converger vers des combinaisons similaires.

1.9 Objectifs de recherche

Dans la littérature, il y a peu de recherches effectuées sur les effets du changement climatique sur les volumes de crue extrêmes à un niveau continental, en plus d'être basées sur un grand nombre de modèles et méthodes. L'objectif principal de ce projet de recherche est d'évaluer les effets du changement climatique sur les volumes de crue simulés dans un grand nombre de bassins versants en Amérique du Nord. Pour atteindre cet objectif, quelques sous-objectifs ont été mis en place pour le définir clairement, notamment :

- 1) Analyser l'évolution des volumes d'emménagement sous différents scénarios de changements climatiques;
- 2) Évaluer la relation entre les caractéristiques d'un bassin versant et les crues calculées précédemment; et
- 3) Évaluer la contribution des sources d'incertitude venant de la chaîne de modélisation.

Le prochain chapitre présentera d'abord un article scientifique soumis pour publication dans le journal scientifique *Journal of Hydrology* le 25 janvier 2023. Il présente l'ensemble des résultats du projet de recherche, dans lequel sont incluses toutes les informations en ce qui concerne les données utilisées et leurs provenances, le site d'étude et les bassins versants inclus dans l'étude, la méthodologie utilisée, les résultats obtenus ainsi qu'une discussion par rapport aux résultats démontrés.

CHAPITRE 2

IMPACTS OF CLIMATE CHANGE ON FLOOD VOLUMES OVER NORTH-AMERICAN CATCHMENTS

Alexandre Ionno ^a, Richard Arsenault ^a, Magali Troin ^{a,b}, Jean-Luc Martel ^a, François Brissette ^a

^aHydrology, Climate and Climate Change Laboratory, École de technologie supérieure, Université du Québec, 1100 Notre-Dame Street West, Montreal, Quebec, Canada H3C 1K3

^bHydroClimat TVT, Maison du Numérique et de l'Innovation, place Georges Pompidou, 83 000, Toulon, France

This article has been submitted for publication in Journal of Hydrology, January 2023

2.1 Abstract

Climate change is expected to increase the frequency and intensity of extreme events, such as droughts and floods. Assessing the impacts of climate change on flood volumes is crucial to provide better management of such disasters given the devastating consequences they can cause. Using flood volume instead of flood peak is critical because the latter focuses on the highest possible discharge observed during a flood event, while flood volume also considers flow duration, which is an important factor in terms of the damage caused to the environment. This study aims to evaluate the overall impact of climate change on flood volumes exceeding flood threshold values with increasing return-periods from 2 years up to 20 years over a large sample of 1403 North American catchments. This study also aims to evaluate the contribution of each uncertainty source of the ensemble approach (climate models, bias-correction methods, hydrological models) on future flood volumes. The results show that extreme flood volumes are expected to decrease in western mountainous areas, the Great Lakes

region, and the Maritimes, while increases are expected over most of eastern North America. The study finds that hydrological models contribute the most to the flow volume uncertainty, followed by climate models. Overall, this study provides projected extreme flood volumes for North American catchments from a comprehensive ensemble that includes eleven climate models driven by two RCP scenarios and four hydrological models of varying complexity. This leads to a large future flood volume dataset that could be useful to policymakers for making better-informed decisions in flood risk management.

2.2 Introduction

Climate change is expected to increase the frequency and intensity of extreme events, such as droughts, floods and precipitation events (Aldous et al., 2011; Arnell & Gosling, 2013; Martel et al., 2022), primarily due to anthropogenic impact (Masson-Delmotte et al., 2021). Anthropogenic climate change is causing more intense precipitation events, which increase the likelihood of floods (Guhathakurta et al., 2011; Tabari, 2020). In particular, spring floods in northern regions are likely to occur earlier by up to one month due to earlier snowmelt (Döll & Zhang, 2010; Arnell & Gosling, 2013). Climate change factors such as variations in extreme temperature or heavy precipitation events also increase the likelihood of floods, with potential impacts on dam safety, altering rivers' hydrology and water quality, and affecting surrounding populations (van Vliet et al., 2013; Fluijá-Sanmartín et al., 2018).

Land use and land cover also have an impact on the hydrological regime (Murdoch et al., 2000; Miller et al., 2002; Carvalho-Santos et al., 2016; Rasouli et al., 2019; Zhou et al., 2019). The removal of forests and shrubland increases surface runoff (Dadhwal et al., 2010; Koneti et al., 2018), while urbanization decreases infiltration rate and, by extension, increases water stress (Rasouli et al., 2019). Similarly, regions with a high percentage of agricultural practice can lead to increase surface runoff and increased water demand, affecting the overall water availability (Miller et al., 2002; Aldous et al., 2011; Carvalho-Santos et al., 2016).

Many climate change impact studies on hydrology have been conducted using models to translate projected climate changes into hydrological responses (Döll & Zhang, 2010; Guhathakurta et al., 2011; Troin et al., 2015; Mittal et al., 2016). Different models and combinations of hydroclimatic variables have been applied depending on the objectives of the study (Wilby & Harris, 2006; Döll & Zhang, 2010; Schnorbus et al., 2014; Troin et al., 2018). Some studies have evaluated the impacts of climate change on the occurrence and intensity of extreme climate events, such as floods and droughts (Muzik, 2002; Prudhomme et al., 2003; Aldous et al., 2011; Devkota & Gyawali, 2015; Zhou et al., 2019), while others have focused on the analysis of peak flows in terms of timing, magnitude, volume, flood duration, and intensity (Doll et al., 2009; Veijalainen et al., 2010; Arnell & Gosling, 2013; van Vliet et al., 2013; Devkota & Gyawali, 2015; Mohammed et al., 2015; Zhou et al., 2019; Sun et al., 2021). Obeysekera et al. (2011) point out an expected overall increase in precipitation during the wet season. Most of the aforementioned studies were performed on either a regional or national scale. Few studies have evaluated flood volumes on a continental scale to date (Dankers & Feyen, 2008; He et al., 2022). This information at this resolution is relevant as it could aid in guiding decision-makers in the design of dams to mitigate future hydrological disasters. Quantifying future flood volumes as well as their potential increases is therefore essential for a comprehensive assessment of flood risk.

The primary objective of this study is to evaluate the impacts of climate change on projected flood volumes in a large sample of catchments in North America over a 30-year window for the reference (1971 to 2000) and future (2070 to 2099) periods. This is important because flood peaks focus solely on the highest discharge of an event, while flood volumes refer to the entire duration of an event, measuring its overall ability to damage surrounding buildings, ecosystems, and livelihoods. In this context, flood volume is defined as the total volume of water in excess of a given flooding threshold from a single flood event. This study also aims to evaluate the contribution of the main elements of the ensemble approach on the total uncertainty in flood volume projections. Since it remains a major challenge to quantify and reduce individual uncertainties in this approach, this knowledge can provide additional insight into the reliability of the ensemble members for assessing the impacts of climate change on

flood volumes. Section 2 presents the study area and associated datasets, Section 3 describes the method used for generating maximum flood volumes, Section 4 presents the relevant results of the evaluation of flood volumes, Section 5 provides an analysis of the results, and Section 6 provides concluding remarks.

2.3 Study area and data

The main source of data for this study was the NAC²H dataset, which contains reference and simulated data for 3540 catchments in North America; 698 catchments are located in Canada and 2842 catchments in the United States (Arsenault et al., 2020).

The NAC²H dataset contains observed hydrometeorological data for the 3540 catchments, as well as bias-corrected climate model simulations for 20 climate models from the CMIP5 experiment according to the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios (Taylor et al., 2012). It also provides hydrological model simulations for four hydrological models: GR4J (Perrin et al., 2003; Valéry et al., 2014), HMETs (Martel et al., 2017), HSAMI (Fortin, 2000), and MOHYSE (Fortin and Turcotte, 2007). Each model in NAC²H was calibrated ten times using two objective functions, KGE (Gupta et al., 2009) and logKGE (KGE computed on log-transformed flows) to minimize the impacts of peak flows. The climate model simulations were bias-corrected with five methods of varying complexity, the Daily Bias Correction (DBC; Chen et al., 2013), Daily Scaling (DS; Mpelasoka and Chiew, 2009), Multivariate Bias Correction (MBCn; Cannon, 2018), Quantile Delta Mapping (QDM; Cannon et al., 2015), and Two-Stage Quantile Mapping (TSQM; Guo et al., 2019) methods. The reference period used for bias-correction is the 1971-2000 period in NAC²H, while the future period is 2070-2099. This leads to a large ensemble of possible future hydrological scenarios. For a more complete description of the scenarios and projections composing the NAC²H database, refer to Arsenault et al., (2020).

Validation over the entire observed dataset (1950-01-01 to 2010-12-31) from the NAC²H database was needed to ensure the robustness of the data before starting calculations. To ensure

high data quality for hydrological modelling purposes, the following three criteria were used: 1) catchments required a minimum of 30 years of observed data in the entire dataset, 2) catchments required at least 20 years of observed data in the reference period, and 3) a maximum of 10% of missing data for any of the years over the reference period was allowed. A 30-year reference period was used to properly estimate the historical recurrence and magnitude of maximum flows, which allow for the estimation of flood thresholds and the calculation of return periods using a statistical approach. Catchments that met these requirements were used for further analysis (Arsenault et al., 2018). In total, 1403 catchments were selected for this study. The catchments' surface areas vary between 300 km² and 179,000 km² as shown in Figure 2.1. Note that for clarity, watersheds with a drainage area larger than 30,000 km² are nested underneath smaller ones and aren't directly visible.

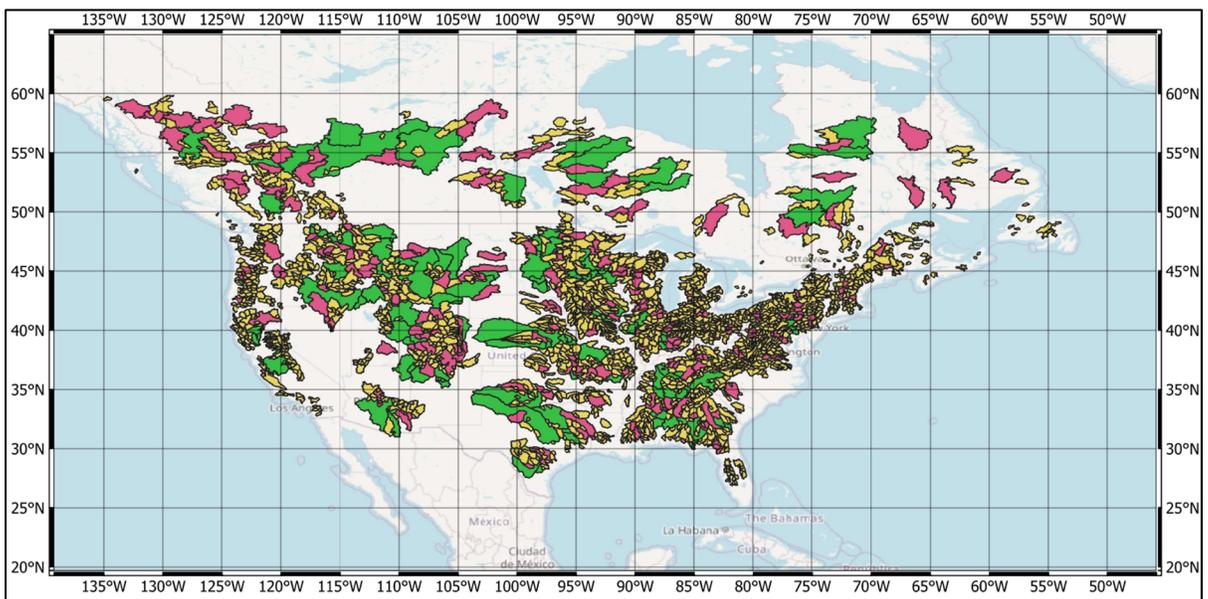


Figure 2.1 Location of the 1403 catchments in this study, covering Canada and the United-States The larger catchments (> 30,000 km²) are colored in green, medium catchments (> 10,000 km²) in pink, and the smaller ones (< 10,000 km²) in yellow in order to better distinguish nested catchments

From the NAC²H database, a subset of the selected ensemble (Krysanova et al., 2018) was created by excluding nine climate models (i.e., BCC-CSM1-1, BCC-CSM1-1-M, BNU-ESM, CMCC-CMS, Inmcm4, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, IPSL-CM5B-LR, and MRI-

CGCM) and the DS bias correction method. This was motivated by the fact that these climate models can provide unrealistic flood values due to poor process representation for the region under study and generated spurious results for many catchments in the database (e.g., Knutti et al., 2010) when comparing median stocking values over the study area; and the DS method was the least robust bias correction method due to its dependency on observations as a baseline (Wang et al., 2020). Instead of selecting subsets of climate models for different regions, model selection was made by doing flow simulations over the reference period using uncorrected climate model outputs. The models that generated the overall best flood volume simulations (prior to bias correction) were selected for this study. Additionally, as recommended in other studies, an ensemble of at least ten climate models and multiple downscaling methods is typically sufficient for capturing most of the uncertainty related to the individual ensemble members (Hawkins & Sutton, 2009; Sunyer et al., 2015; Chen et al., 2016; Wang et al., 2020), which was respected in this study.

A single parameter set for each hydrological model was used to eliminate the impact of equifinality, which is generally considered to be negligible in terms of its contribution to the overall uncertainty and would add a supplementary dimension to the analyses for little gain (Poulin et al., 2011; Wang et al., 2020). The logKGE objective function, which is designed to minimize the impact of peak flows, was also removed from the selected subset as this study focuses on flood events which specifically requires targeting peak flows. This step was necessary because NAC²H is a comprehensive database including a large number of hydroclimatic simulations and the users are encouraged to generate their own credibility ensemble (Arsenault et al., 2020). Therefore, in this study, all data were taken from a public, pre-computed database such that results are reproducible by any interested party. Table 2.1 provides the elements defining the selected subset in this study.

Table 2.1 Elements composing the selected ensemble after filtering of the NAC2H database

Climate models	ACCESS1-0	ACCESS1-3
	CanESM2	CSIRO-Mk3-6-0
	FGOALS-g2	GFDL-ESM 2G
	GFDL-ESM 2M	GISS-E2-R
	MIROC5	MIROC-ESM
	MIROC-ESM-CHEM	
RCP scenario	RCP4.5	RCP8.5
Bias correction methods	DBC	MBCn
	QDM	TSQM
Hydrological models	GR4J	HMETS
	HSAMI	MOHYSE
Calibration parameter set	1	
Objective function	KGE	
Number of catchments	1403	

2.4 Methodology

2.4.1 Evaluating flood volumes

The steps for generating extreme flood volume projections are detailed below. This study evaluates the impacts of climate change on both peak flows ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) and the flood event duration (s) such that floods should be considered in terms of flood volumes ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{s} = \text{m}^3$). To visualize these volumes, they are represented by the amount of water that would need to be stored in a hypothetical reservoir to prevent flows from exceeding a specific threshold for each catchment. To simplify calculations and avoid overgeneralization of the regional natural variability, the reservoir does not take into account any factors such as evapotranspiration or infiltration rate. For example, Figure 2.2 shows a hydrograph with a flood threshold of $1130 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. All water above this threshold is considered floodwater (shaded area) and stored in the hypothetical reservoir until flows fall below the threshold, at which point the water is released

back into the river. The flood volume for this event would be the maximum cumulative storage attained during this process. In this example, the maximum flood volume is $2,9E+8 \text{ m}^3$ for the period between late April to June.

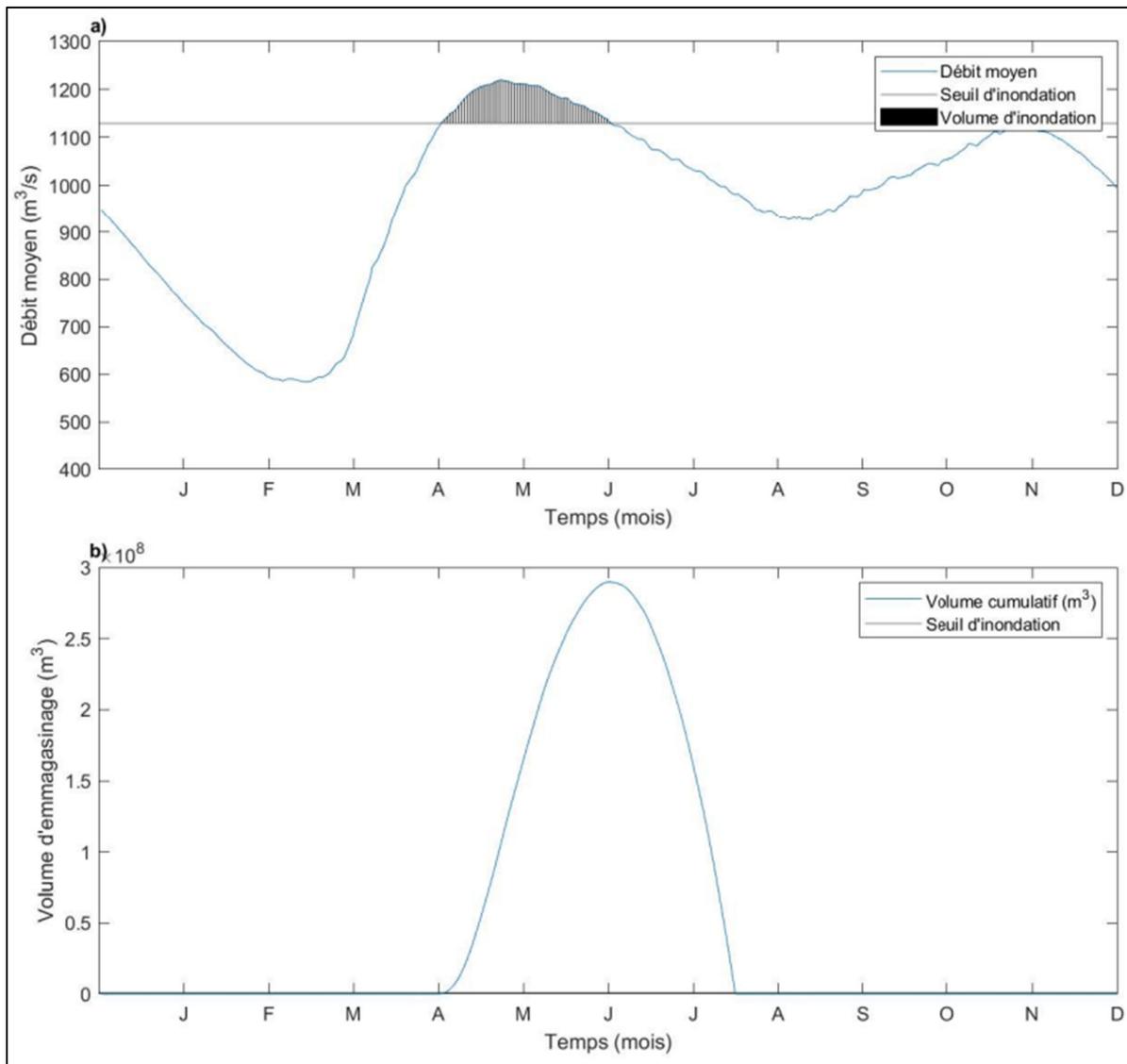


Figure 2.2 An example of flood volume computation. The shaded area between the hydrograph and the flood threshold constitutes the flood volume for a given event

The maximum annual flow values over the observational period of 1950 to 2010 were calculated to estimate return periods. However, the aim of this study is to evaluate projected

changes in flood volume, so the actual return periods are not important. They serve as approximations of thresholds that can reasonably be considered as flood thresholds. The flood thresholds selected in this study (i.e., 50th, 75th, 90th, and 95th percentiles) were estimated from the empirical distribution of observed maximum annual discharge values. These values provide a constant baseline for what constitutes a flood event for a given catchment, but they do not reflect the actual varying flood thresholds of different rivers and locations. The 50th percentile of maximum flow represents a 2-year return period, whereas the 95th percentile represents a 20-year return period. Although the flood estimations are based on empirical distributions (rather than, for example, fitted Gumbel distributions) for simplicity's sake, this does not influence the estimation of the climate change impact on flood volumes. Indeed, the potential impacts of projected climate change on flood volumes are inferred by evaluating the relative difference between the future and reference period flood volumes using these thresholds as flood-generating flows. However, this study does not analyze the impacts of climate change on the return periods of floods.

The maximum flood volume was calculated using a simulator that tracks the hypothetical reservoir storage, inflows, and outflows based on the flood threshold and simulated flows on a day-to-day basis (Figure 2.3). For every daily time step in both 30-year windows (the reference and the future periods), the difference between the simulated daily flowrate and the selected threshold flowrate is calculated. If the daily volume exceeds the flood threshold, the excess water is stored in the reservoir. Otherwise, the storage volume remains at zero or, if the reservoir is storing water, it releases flows at a rate equal to the difference between the flood threshold and the natural streamflow. The maximum storage value in the 30-year span for each simulation is conserved to consider the worst-case-scenario flood event. This applies to every model run, taking into consideration every possible combination of ensemble members, quantiles, and parameter sets for a total of 2112 possible combinations per catchment as per Table 2.1.

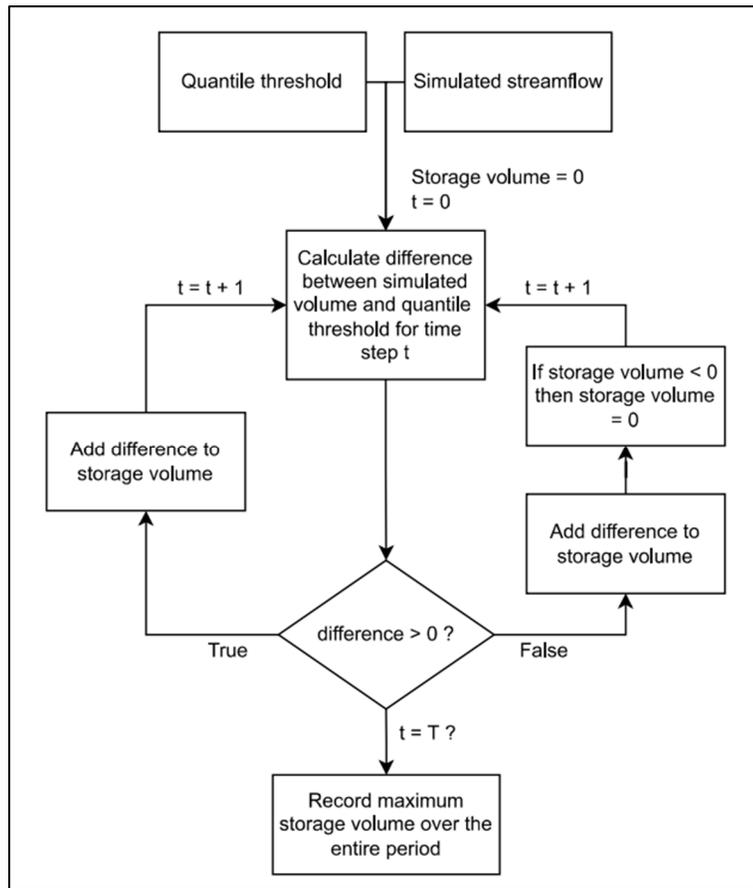


Figure 2.3 Schematic representation of the daily simulator

2.4.2 Statistical analysis

Maximum flood volumes were normalized by calculating the ratio of volume to the catchment drainage area, resulting in units of $\text{m}^3 \cdot \text{km}^{-2}$ before a comparison between catchment sizes. This ratio was called the “Storage Volume to Area ratio” (SVA) for clarity in this study. Then, statistical tests were conducted to evaluate the relationships between the physical characteristics of the catchment and the median SVA ratios.

Three tests were performed to evaluate the resulting maximum flood volumes. Firstly, the median volumes of the ensemble for the reference and future periods were compared to estimate potential flood volume changes caused by climate change. Because it is not possible

to know which member in the ensemble is the most representative of actual future hydrological conditions, the median of the ensemble of maximum volumes was calculated for each catchment from all members in the selected subset. This ensures a robust approximation of the climate model estimates for each catchment and for each period (reference and future). Secondly, empirical cumulative distribution functions (CDFs) of maximum flood volumes were generated to evaluate how the ensemble components (i.e., hydrological model (HM), climate model (GCM), bias correction method (BCM), and emission scenarios (RCP)) contribute to the overall uncertainty under both RCP scenarios. Lastly, an n-way ANOVA (analysis of variance) of the selected subsets was performed. By using four elements (GCMs, HMs, BCMs, and RCP), a second-order variance analysis was computed based on the results obtained for each of the four percentile-based threshold values (50th, 75th, 90th, and 95th) in Section 4.1. The analysis was limited to the second-order since almost all the variance could be explained at this stage. For each of the 4 threshold values, 14 sets of orders (4 main effects terms, 6 first order and 4 second order interactions) were evaluated in terms of their contribution to the total variance. This allows to identify which element or set of elements among the HM, GCM, BCM or RCP contributes most to the total uncertainty.

2.5 Results

2.5.1 Maximum flood volumes estimated by the flood volume simulator

Following the results obtained for the flood volumes, Figure 2.4 shows the median peak SVA across all ensemble members per catchment for the 50th percentile flood threshold for the reference period (Figure 2.4-a), and the future period under the RCP4.5 (Figure 2.4-b) and RCP8.5 (Figure 2.4-c) scenarios, as well as the difference between the reference and the projected future peak flood volumes under the RCP4.5 scenario (Figure 2.4-d) and the difference between the reference and the projected future peak flood volumes under the RCP8.5 scenario (Figure 2.4-e). Further, Figures-A I-1 to A I-3 in Annexe I depict the results for the remaining percentile thresholds (from the 75th to the 95th percentile) under the future RCP4.5 and RCP8.5 scenarios.

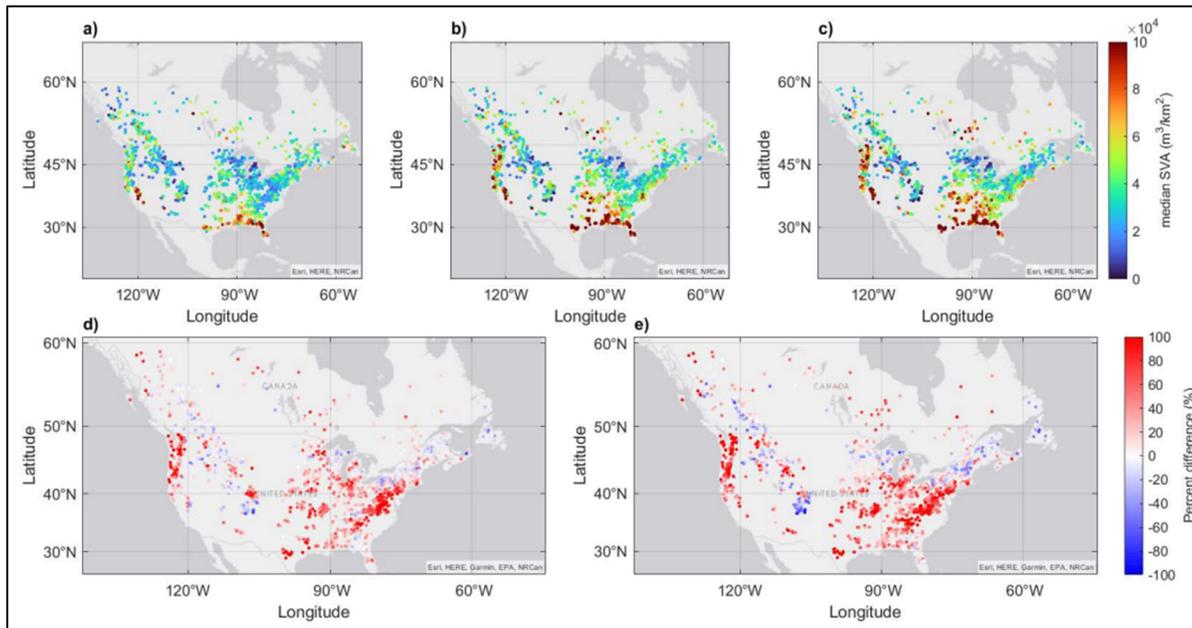


Figure 2.4 Median normalized peak flood volumes (SVA) per catchment for the 50th percentile for the reference period (a), the future period under the RCP4.5 scenario (b), and the future period under the RCP8.5 scenario (c). Differences between the projected and the reference maximum flood volumes under the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios are presented in panels (d) and (e), respectively

An increase in SVA is observed on the west and southeast coasts of North America, while a decrease in SVA is likely to occur in mountainous areas as well as in regions near the Great Lakes (Figure 2.4, panels a-c). Very little changes in SVA are expected for the rest of the study area. Peak flood volumes decrease as the threshold increases from the 50th to 95th quantiles, as a higher flow is required to reach the threshold value. Large catchment areas (with a mean drainage area of 14700 km²; Figure-A II-1b) located in high elevation regions (e.g., between 1500 m and 3500 m; Figure-A II-1a) display the largest decreases in flood volume. These catchments are characterized by forests (Figure-A II-2b), grasslands (Figure-A II-2c), shrublands (Figure-A II-2d), snow (Figure-A II-2e), and water (Figure-A II-2g). On the other hand, catchments with a smaller size (mean drainage area of 6400 km²; Figure-A II-1b) situated in low to medium elevation regions (< 1500 m; Figure-A II-1a) provide the largest increases in flood volumes; croplands (Figure-A II-2a), urban zones (Figure-A II-2f), and shrublands (Figure-A II-2d) are the dominant characteristics of these catchments.

Further, flood volumes for the 50th percentile range from 2500 to 382,500 m³.km⁻² under the RCP4.5 scenario, and from 2000 to 432,200 m³.km⁻² under the RCP8.5 scenario (Figures 2.4-b and 4-c). Results for the remaining percentile thresholds (Figures-A I-1 to A I-3) range from 0 (for cases where there is simply no flood event) to:

- a) 219,800 m³.km⁻² and 219,900 m³.km⁻² for the 75th percentile for the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios, respectively,
- b) 176,200 m³.km⁻² and 158,400 m³.km⁻² for the 90th percentile, for the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios, respectively, and
- c) 161,100 m³.km⁻² and 140,200 m³.km⁻² for the 95th percentile, for the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios, respectively.

Results for the 75th to the 95th percentiles show a decreasing number of catchments with changes in maximum flood volumes in both scenarios (Figures-A I-1 to A I-3). This is because as the threshold values increase, there is a progressively larger number of catchments that have a reference peak flood volume of 0, making the ratio computation impossible. Indeed, flows in the reference period are based on the observations, but are generated from climate model simulations. Therefore, the flood thresholds, which are computed based on observations, are not in perfect agreement with the reference period simulations from the climate model even considering bias-correction, since the bias-correction ensures the climate is similar but the natural variability within the model remains. In some cases, the selected threshold value is simply higher than the maximum peak flow of the reference period. In these cases, instead of illustrating the percentage change between the reference and future periods, the results show the absolute change in terms of m³.km⁻² (Figure 2.5). It is important to note that all catchments for the 50th percentile (Figure 2.4) have a peak flood volume for the reference period and are not included in this analysis. From Figure 2.5, it can be seen that the catchments with an increase in peak flood volumes are located on the west coast and eastern side of the United States for the 75th and 90th percentiles (Figures 2.5-a, 2.5-b, 2.5-c and 2.5-d), and in the south of the United States for the 95th percentile (Figures 2.5-e and 2.5-f).

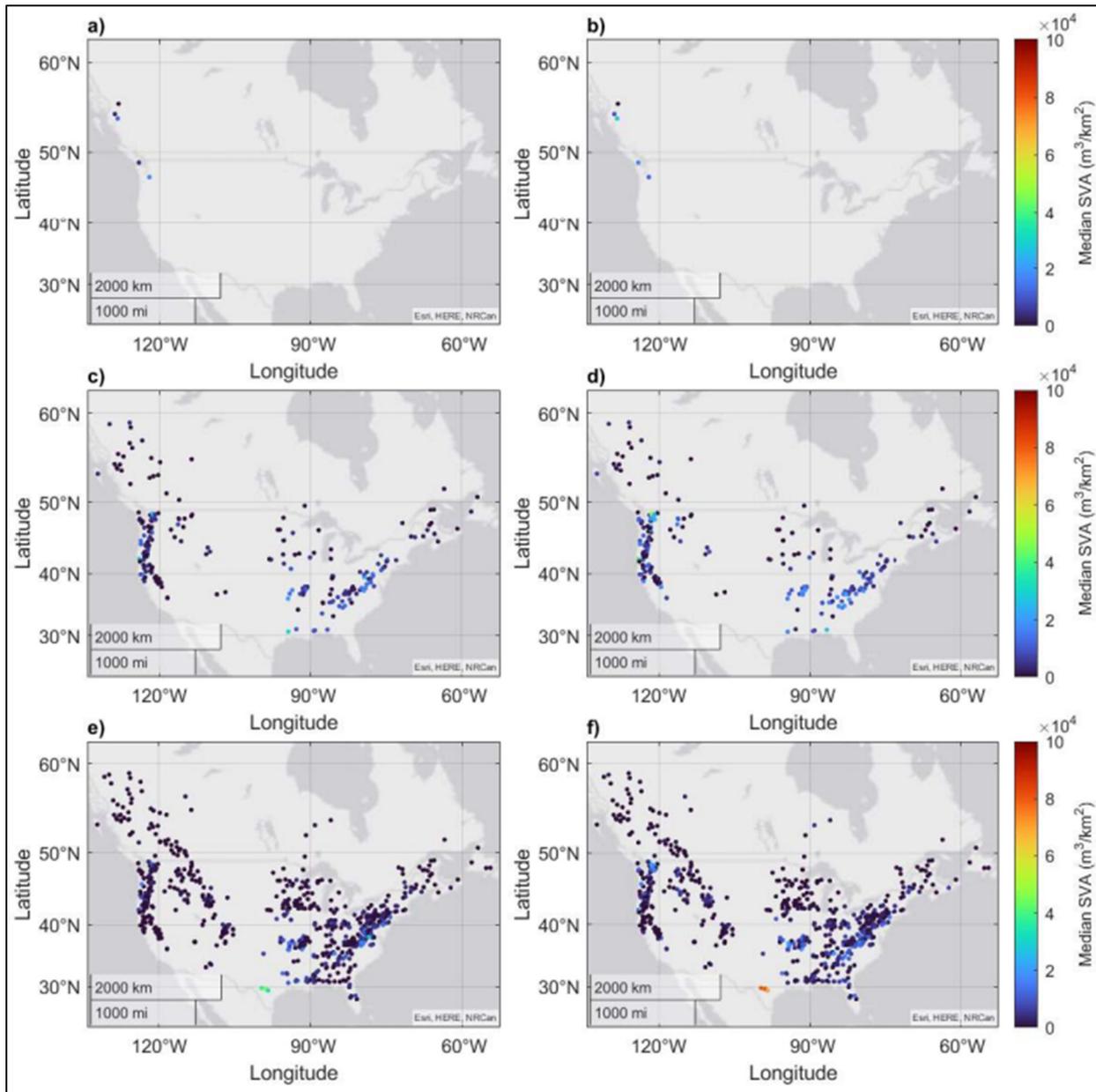


Figure 2.5 Median normalized peak flood volumes (SVA) for catchments with no reference storage volume for the future period under RCP4.5 (a, c, e) and future period under RCP8.5 (b, d, f); for the 75th (a, b), 90th (c, d), and 95th percentile (e, f)

Lastly, the set of catchments with reference peak flood volumes greater than 0 (Figure 2.4) was divided into two categories for each RCP scenario and flood threshold (Table 2.2). The categories are (1) catchments with decreasing flood volumes in the future period compared to

the reference, and (2) catchments with future increases in flood volumes. It is noteworthy that for both RCP scenarios, the percentage of catchments in each category remains almost constant, with an approximately 20% - 80% split, respectively, regardless of the threshold value. This implies that as the thresholds increase and fewer catchments experience floods in the reference period, the remaining catchments react with the same trend, showing the robustness of the results to the selected threshold value. There are slightly fewer catchments with increases in flood volumes for the RCP8.5 scenario compared to the RCP4.5 scenario.

Table 2.2 Statistics on the changes in flood volumes over the entire set of catchments for the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios, and per flood threshold value

Future emissions scenario	Percentile threshold	Total number of catchments with positive flood volumes in the reference period	Overall decrease in flood volume		Overall increase in flood volume	
			No. of catchments	(%)	No. of catchments	(%)
RCP4.5	50	1403	320	22.8	1083	77.2
	75	1398	255	18.2	1143	81.8
	90	1164	195	16.8	969	83.2
	95	705	141	20.0	564	80.0
RCP8.5	50	1403	343	24.4	1060	75.6
	75	1398	281	20.1	1117	79.9
	90	1164	203	17.4	961	82.6
	95	705	143	20.3	562	79.7

2.5.2 Correlation results between SVA and catchment characteristics

In regard to the results obtained for the correlation tests (Table 3), no useful correlations were found between median FDE values and individual catchment characteristics. This is because the coefficient of determination (R^2) used in the study was below 1% for all combinations. This means that less than 1% of the variance could be explained by any single one of these variables.

Note that for more information concerning the catchment characteristics and the method of retrieval, refer to Arsenault et al., (2020). Further, the elevation was calculated as being the mean elevation in relation to mean sea level per watershed, and the land covers represent the permanent land cover for that watershed. For example, snow cover indicates the permanent snow cover that a watershed can have throughout the year.

Table 2.3 Correlations between catchment characteristics and median SVA over the entire domain, as well as the associated p-value

Characteristics	R²	ρ-value
Latitude (°)	0.0023	0.0042
Longitude (°)	0.0000	0.7050
Surface area (km ²)	0.0028	0.0016
Elevation (m)	0.0005	0.1761
Type of land cover (%)		
Cropland	0.0075	0.0000
Forest	0.0003	0.3002
Grassland	0.0003	0.3215
Shrubland	0.0025	0.0029
Snow	0.0046	0.0001
Urban	0.0002	0.4619
Water	0.0020	0.0074
Wetland	0.0022	0.0053

2.5.3 Uncertainty of the selected subset elements

The previous results pertain to the median value of the ensemble. Figure 2.6 presents the empirical CDFs of the elements composing the selected subset to assess the variability obtained for the future period under the two RCP scenarios compared to those obtained for the reference period. Note that the distributions in Figure 2.6 are truncated to show details to a better degree where the ensembles diverge the most.

A recurring finding of this analysis is the increase in the projected flood volumes which tend to become more pronounced between the RCP4.5 and RCP8.5 scenarios in comparison to the

reference peak flood volumes (Figure 2.6). The ensemble spread of the hydrological models contributes to the overall uncertainty in the future flood volume projections (Figure 2.6-a), but to a lesser extent than the climate models (Figure 2.6-b), which provide the most variability. This could be attributed to the fact that fewer hydrological models make up the ensemble compared to climate models. Lastly, the uncertainty associated with the bias correction methods on the flood volume projections is the least variable overall (Figure 2.6-c).

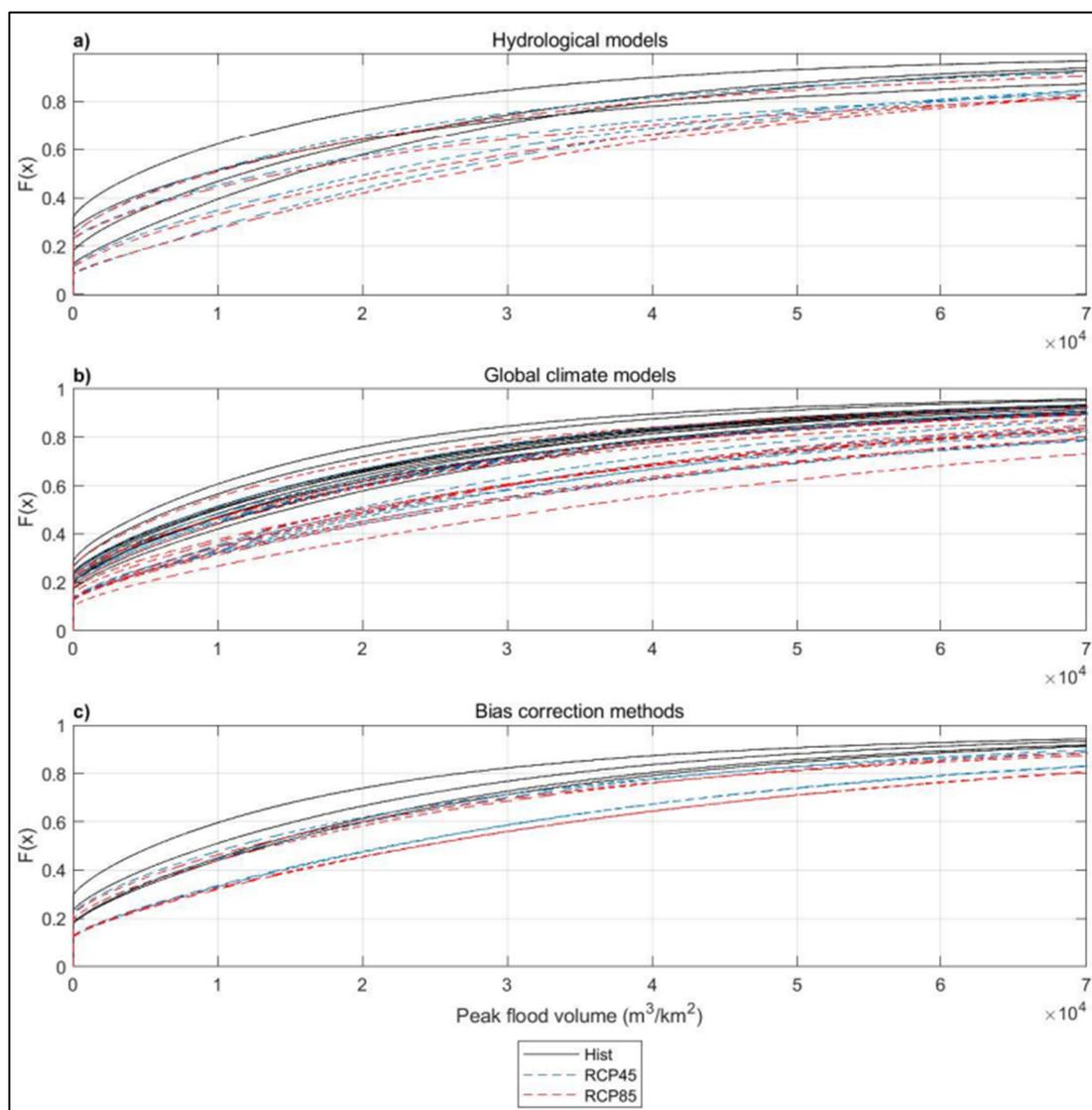


Figure 2.6 Empirical CDFs under the reference scenario and the future RCP4.5 and RCP8.5 scenarios for the hydrological models (a), the climate models (b), and the bias correction methods (c)

2.5.4 Variance analysis of ensemble element combinations

This section evaluates the relationships between the ensemble elements and the associated uncertainty within each element in the processing chain. Table 2.4 presents the results obtained, ordered from the most to least contributing, in terms of maximum contribution from one catchment (column 3), and the average contribution from every catchment (column 4). The first three sets were selected for further analysis as they contributed the most to uncertainty compared to the other eleven sets. Note that the minimum contribution was 0% in every case scenario.

Results of the uncertainty analysis for the most relevant sets of elements for the four quantile threshold values are presented in Figures 2.7 to 2.9 for sets 1 to 3 (which represent the main effect of HMs and GCMs, and the first order effects of the GCMs and RCPs; see Table 2.4). Sets 1 (HMs), 2 (GCMs), and 3 (GCMs and RCP) show a decrease in their overall contribution to uncertainty as the percentiles decrease. The individual HM and GCM elements contribute the most to the uncertainty in the projected flood volumes, more than the associated interaction terms. The main BCM effects rank 5th in terms of variance contribution. Set 1 (HM) displays an effect where a decrease in storage volume is observed, while sets 2 (GCM) and 3 (GCMs and RCP) display effect where an increase in storage volume is observed.

Table 2.4 Ordered contributors to the uncertainty from variance analysis

Component set no.	Component set elements	Maximum contribution from one catchment over the study area (%)	Average contribution from all catchments over the study area (%)
1	HM	99.8	20.9
2	GCM	77.3	28.1
3	GCM and RCP	56.6	15.2
4	GCM and BCM	49.6	7.7
5	BCM	41.7	6.2
6	HM and GCM	33.2	8.5
7	HM, GCM and BCM	39.7	4.0
8	HM and BCM	35.8	1.8
9	HM, GCM and RCP	32.9	6.1
10	GCM, BCM and RCP	31.4	5.7
11	HM and RCP	43.0	0.7
12	RCP	27.2	1.7
13	HM, BCM and RCP	25.1	0.4
14	BCM and RCP	8.5	0.7

HM: Hydrological Model, GCM: Global Climate Model, BCM: Bias Correction Method, RCP: Representative Concentration Pathway

Further, set 1 (HM) has a localised influence on uncertainty in the mountainous regions of the midwestern United States and Canada (Figure 2.7), where the dominant catchment characteristics are forest, grassland, shrubland, snow, water, high elevations (1500 to 3500 m) and large drainage areas (approximately 14700 km² on average). Sets 2 (GCMs) and 3 (GCMs and RCPs) contribute to the uncertainty over the eastern and western coasts of the United States (Figures 2.8 and 2.9), where the dominant catchment characteristics are cropland, shrubland, urban zones, lower elevations (< 1500 m), and small drainage areas (approximately 6400 km² on average).

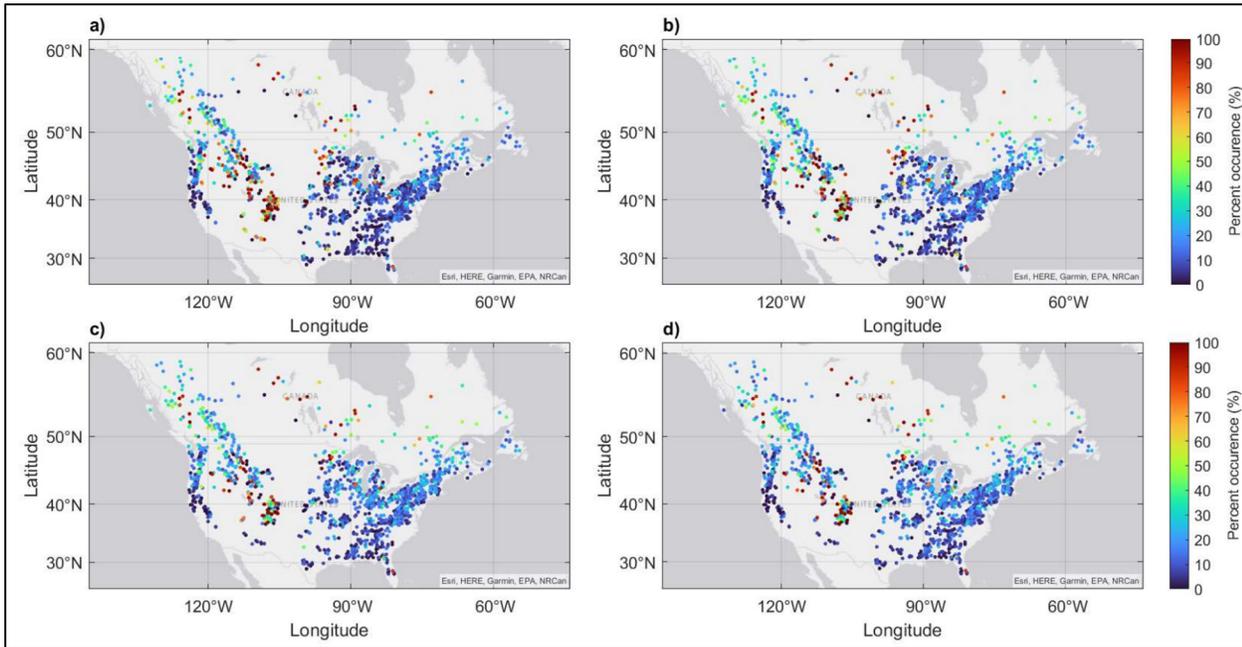


Figure 2.7 Contribution to uncertainty (%) caused by the HM element with the 50th percentile (a), the 75th percentile (b), the 90th percentile (c), and the 95th percentile (d)

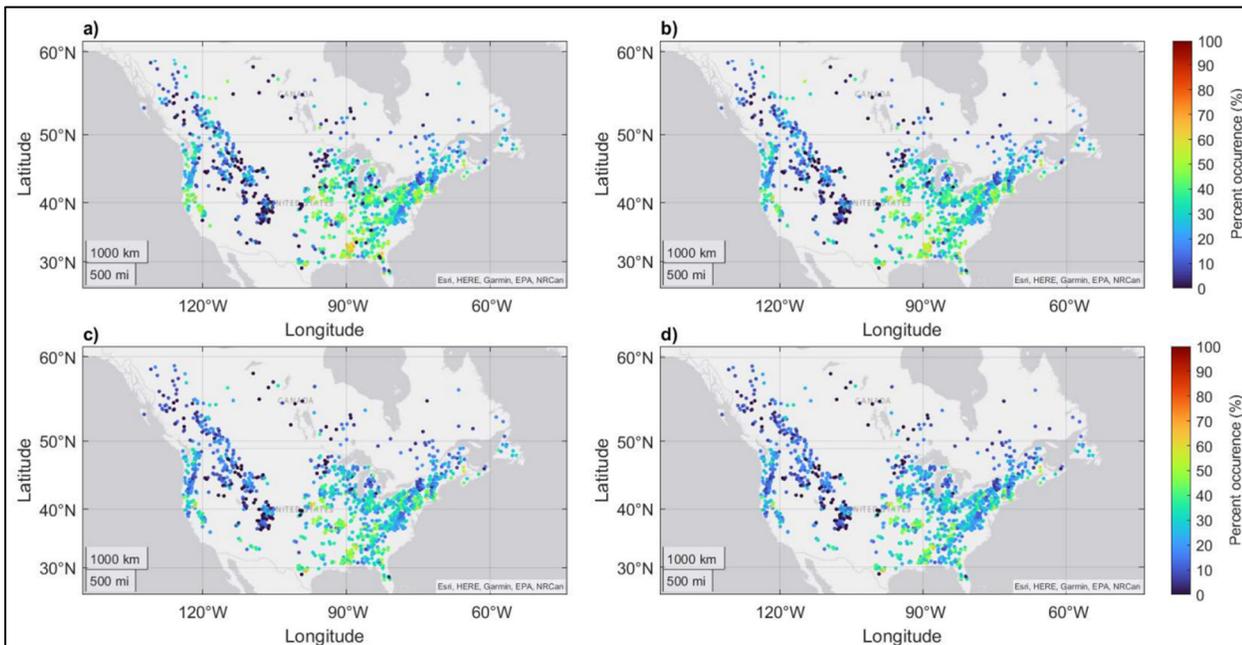


Figure 2.8 Contribution to uncertainty (%) caused by the GCM element with the 50th percentile (a), the 75th percentile (b), the 90th percentile (c), and the 95th percentile (d)

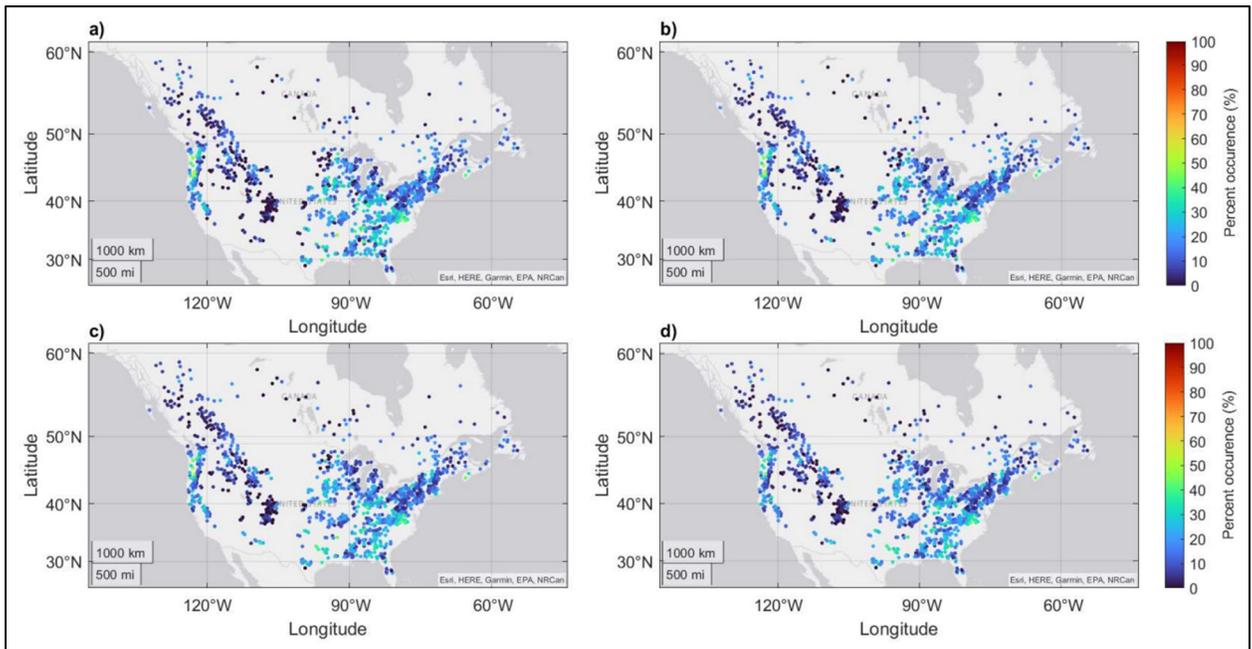


Figure 2.9 Contribution to uncertainty (%) caused by the GCM and RCP element combination with the 50th percentile (a), the 75th percentile (b), the 90th percentile (c), and the 95th percentile (d)

2.6 Discussion

2.6.1 Projected flood volume changes

From the projections made in this study for the 2070-2099 period, an overall increasing trend in flood volumes is expected over a large part of North America, although some areas show a decreasing trend. The findings are in agreement with previous studies, which show that river flow discharges (Do et al., 2017; Tabari, 2020) and flood volumes (W. He et al., 2022; Sun et al., 2021; Zhou et al., 2019) are projected to decrease in the western regions and increase in the eastern regions of North America.

For catchments that are subject to a future increase in flood volume, the “business-as-usual” scenario (RCP8.5) would lead to the highest increase. This can be explained by the fact that the RCP8.5 scenario projects a higher increase in projected temperature and precipitation

compared to the RCP4.5 scenario. Furthermore, as percentile thresholds increase, catchments affected by a change in flood volume maintain a similar geographical distribution, which increases confidence in the results which are geographically robust to the choice of threshold value.

Additionally, maximum flood volumes vary strongly depending on the quantile threshold used. The 50th to 95th quantile threshold analysis displays a decreasing number of catchments requiring larger storage volumes under both scenarios and sensitive to extreme increases; this is in agreement with the study of Prudhomme et al. (2003).

Results obtained for the catchments that experience snowfall and snowmelt seasons show an increase in storage volume needs. However, the literature clearly depicts a decreasing trend of spring flooding amplitude due to climate change, which is contradictory to the present study except in far north catchments (Arsenault et al., 2013; Cochand, Therrien, & Lemieux, 2019). Furthermore, as the method used in calculating the daily storage volumes is based on a 30-year window, only the worst-case scenario peak volumes over the 30-year span are retained for each combination. This results in an ensemble of extreme event storage volumes per catchment, although this may be opposite of the observations for mean peak flow volumes in some cases. For example, some northern catchments show increases in flood volumes even though it is expected that snowmelt, the main driving factor of peak flows, should decrease in the future. It is likely that flood volumes are driven by more extreme events under climate change, which likewise impacts the hydrology of these northern catchments.

2.6.2 Uncertainty of ensemble members and land cover types in projecting high flows

With regard to the high number of simulations and element combinations provided in the study, the projected storage volume requirements across North America are robust to the climate model variability and spatial distribution of results. The large number of selected GCMs, HMs, and BCMs results in a large ensemble of possible future hydrological scenarios, capturing most

of the uncertainty related to the individual ensemble members (Miller et al., 2002; Chen et al., 2011; Sunyer et al., 2015; Wang et al., 2020). The use of subsets from the full ensemble to meet the purpose of this study allowed for the generation of a reliable estimate of the ensemble mean (Brekke et al., 2008; McSweeney et al., 2012; Giuntoli et al., 2018; Krysanova et al., 2018; 2020).

The top mean contribution to uncertainty for the areas where an increase in the projected flood volumes is provided by the main element GCM, and the first order elements GCMs and BCMs. The hydrological model ranks second, with a projected decrease in flood volume. Overall, the contribution to the total uncertainty from the GCMs is significant for smaller catchments (< 6400 km² on average) of lower elevations (< 1500 m) that have relatively homogeneous (i.e. similar land types) land use types, while the HMs uncertainty dominates the catchments with a larger surface areas (> 14700 km² on average), characterized by a higher elevations (1500 to 3500 m) and heterogeneous (i.e. dissimilar land types) land uses. The uncertainty associated with the GCMs and HMs elements was explored in many studies, and has been shown to be the leading contributors in the uncertainty in hydrological modeling (e.g., Knutti et al., 2010; Troin et al., 2015; 2018). In concert with the catchment characteristics, GCMs can also affect the performance of the hydrological model (Karmalkar et al., 2019).

Further, the uncertainty associated with the GCMs and BCMs follow close behind the HMs by contributing to high amounts of uncertainty as well; a point studied by other studies (Knutti et al., 2010; Veijalainen et al., 2010; Chen et al., 2011; Poulin et al., 2011; Kim et al., 2016; Troin et al., 2018; Wilby & Harris, 2006). Both elements are known to provide the largest uncertainty on high flows (Gao et al., 2020) and on the projected streamflow values above the 75th percentile (Wang et al., 2020). The GCMs and BCMs uncertainty is substantial for regions with a complex topography (Fluixá-Sanmartín et al., 2018), such as the mountainous areas with large water bodies (i.e., lakes, rivers, wetlands, etc.) and high humidity contents, where the local processes can differ from the GCM representation and BCMs can strongly influence results. Similarly to HMs, it is often the model structure that underrepresents the region's

natural variability and fluctuations, thus affecting the model efficiency and performance for climate change impact studies.

2.7 Limitations and implications for hydrological studies

The experimental design of this study has some limitations. First, only one objective function was used to evaluate the performance of the hydrological models at simulating high flows. While it is common practice to use the KGE objective function to evaluate the quality of a hydrological simulation in catchments of varying characteristics (Paul & Negahban-Azar, 2018), more objective functions are often required to assess their contributions to the total uncertainty (Poulin et al., 2011; Kouchi et al., 2017; Paul & Negahban-Azar, 2018; Hunter et al., 2021). For example, the Nash-Sutcliffe Efficiency metric (NSE; Nash & Sutcliffe, 1970) is generally used in studies where the high flows are of interest given the quadratic nature of the error function, weighting them more heavily. However, the objective functions and calibration parameter sets are elements that cause very little to no uncertainty in high-flow studies (Wilby & Harris, 2006; Maurer et al., 2010; Chen et al., 2011). The experimental design of this study relies on the NAC²H database, and the only option other than KGE was to select the logKGE metric which is ill-suited for this study.

Even though lumped hydrological models are often used in hydrological climate change impact studies, the inclusion of one or more distributed hydrological models in the ensemble would likely influence the results of streamflow simulations (Maurer et al., 2010). Lumped hydrological models are catchment-scale representations of the transformation of precipitation into discharge and do not provide any spatially hydrological response, compared to distributed hydrological models. In addition, our analysis is based on four quantiles for the calculation of storage volumes; using more quantiles would provide a more comprehensive analysis of the flood volume magnitudes.

2.8 Conclusion

The primary aim of this study is to evaluate the potential future evolution of flood volumes over a large sample of North American catchments. Such an evaluation is critical as water storage reservoirs are necessary for sustainable development strategies for many communities. Our evaluations indicate that overall flood volume projections should increase in most areas of North America, with the highest increase in flood volume projections observed on the west coast of the United States and in eastern North America. However, some regions should experience a decreasing flood volume such as the western Canada, the midwestern United States, and the Great Lakes region in the east of North America. Water retention structures with varying volumes may be necessary to adapt the water storage regarding the flood volume projections. Based on a flood volume simulator that estimates maximum flood volumes based on a flood-level threshold, the mean storage volume required per catchment was calculated for several percentiles based on observed streamflow data.

A decrease in peak flood volumes is expected in high elevation regions (1500 to 3500 m), while an increase in storage volume is expected for low elevation regions (< 1500 m). Small catchment areas (areas smaller than 6400 km²) are more sensitive to climate change than the large catchments, with a large increase in flood volume projections expected.

The present investigation has allowed for an evaluation of the uncertainty level associated with the main elements constituting the ensemble on the flood projections. The results of the variance analysis show that the hydrological models and the climate models are the dominant sources of uncertainty, contributing to 20.9% and 28.1% to the total uncertainty (including interactions), respectively. They are followed by the bias correction methods and the RCP scenarios, with the latter playing a minor and almost negligible role in the assessment of climate change impacts on flood projections for the study catchments.

CHAPITRE 3

DISCUSSION

Cette section présente une discussion plus détaillée de l'analyse des résultats présentés au Chapitre 2. De plus, ce chapitre inclut les méthodes et étapes utilisées en plus grands détails. De plus, des analyses additionnelles portant sur l'évaluation des volumes d'emmagasinage afin de mieux comprendre l'effet du changement climatique sur les volumes d'emmagasinage au niveau saisonnier d'un bassin versant sont présentées.

3.1 Évaluation du changement en volume de crue entre les périodes futures et de référence

Afin de mieux évaluer les modèles de changement des volumes de crue à travers le domaine d'étude, les Figures 2.4-d et 2.4-e affichent la différence relative entre les volumes de crue maximum de la période future et de la période de référence pour les deux RCP4.5 (Figure 2.4-d) et RCP8.5 (Figure 2.4-e). Les résultats démontrent que des augmentations de SVA sont observées sur les côtes ouest et sud-est de l'Amérique du Nord ; des diminutions de SVA sont observées dans les zones montagneuses ainsi que dans les régions proches des Grands Lacs ; puis très peu de changements sont observés pour le reste de la zone d'étude.

Avec les résultats liés aux seuils des 75^e au 95^e percentiles (Figure-A I-1 à A I-3), une diminution du nombre de points qui apparaissent sur les cartes des Figures est visible. Cela est dû au fait que les bassins versants manquants ont un volume de crue maximal de référence égal à 0, ce qui rend le calcul du ratio impossible. Cela peut s'expliquer par le fait que les débits de la période de référence ne sont pas liés aux observations mais sont générés à partir des simulations du modèle climatique. Les seuils de crue calculés à partir des observations ne sont donc pas nécessairement en accord avec les simulations de la période de référence du modèle climatique. Alors, au lieu d'afficher le changement en pourcentage entre la période de référence et la période future, comme aux Figures 2.4-d et e et A I-1 à 3, les résultats montrent le

changement absolu en termes de $\text{m}^3 \cdot \text{km}^{-2}$ (Figure 2.5). Une augmentation des volumes de crue est visible sur la côte ouest et l'est des États-Unis pour les 75^e et 90^{ème} percentiles (Figures 2.5-a, 2.5-b, 2.5-c et 2.5-d), et dans le sud des États-Unis pour le 95^e percentile (Figures 2.5-e et 2.5-f).

De plus, environ 20% des bassins versants montreront une variation décroissante du volume de crue dans la période future par rapport à la référence, et environ 80% montreront une variation croissante, selon les seuils d'inondations utilisés.

3.2 Essais de corrélation entre les volumes médians et les caractéristiques des bassins versants

Un test de corrélation a permis d'évaluer la relation entre les caractéristiques des bassins versants par rapport aux volumes de crue calculés précédemment. Aucune corrélation n'a pu être trouvée entre les valeurs médianes de la SVA et les caractéristiques individuelles des bassins versants pour le seuil du 50^e percentile. Cependant, en ce qui concerne le type d'occupation du sol et le changement de régime hydrologique, c'est une tendance qui a été étudiée par plusieurs auteurs. Dadhwal, Aggarwal, & Mishra, (2010) et Koneti, Sunkara, & Roy, (2018) démontrent qu'il y a une corrélation directe entre la déforestation et l'augmentation du ruissellement de surface et par conséquent du volume du débit des rivières. Carvalho-Santos, Nunes, Monteiro, Hein, & Honrado, (2016) et Rasouli et al., (2019) démontrent que les régions avec des niveaux élevés de forêts et d'arbustes ont des indices de taux d'évapotranspiration plus élevés, ce qui entraîne la réduction du débit des rivières.

De plus, en ce qui concerne les régimes hydrologiques futurs dans les terrains montagneux, Rasouli et al., (2019) et Tohver et al., (2014) constatent que selon l'élévation par rapport au niveau moyen de la mer, l'impact climatique et le régime hydrologique résultant varient selon certaines plages d'élévation. Cependant, dans les topographies montagneuses, les indices de température et de précipitation peuvent être sujets à de nombreuses incertitudes. Rasouli et al., (2019) démontrent que les régions situées entre 1 000 et 2 000 mètres d'altitude doivent s'attendre à une augmentation des quantités de neige fondue en raison de l'augmentation de la

température, provoquant une transition plus intense d'une région à dominance neigeuse vers une région à dominance pluviale. Et dans les régions situées au-dessus de 2 000 mètres d'altitude, l'impact global sur le régime hydrologique serait variable. Les quantités de neige fondue augmenteraient dans une moindre mesure par rapport à leurs homologues plus bas. En effet, les bassins sont capables de retenir un meilleur manteau neigeux lorsque les températures restent inchangées ou n'augmentent que légèrement.

3.2.1 Essais de corrélation entre les volumes médians et les caractéristiques des bassins versants séparé en régions

Malgré le fait qu'aucune corrélation n'ait été trouvée entre les valeurs médianes de la SVA et les caractéristiques individuelles des bassins versants, cela ne signifie pas qu'il n'y en a pas en ce qui concerne la croissance ou la décroissance des volumes de crues ou des régimes hydrologiques quand l'on sépare le site d'étude en régions avec des caractéristiques similaires.

En séparant le site d'étude en cinq régions, soit : (1) la côte ouest de l'Amérique du Nord, (2) la côte sud-est des États-Unis, (3) la côte nord-est des États-Unis, (4) la région montagneuse de l'Amérique du Nord, et (5) l'est canadien, il est possible de déterminer qu'il existe de faibles corrélations entre certaines caractéristiques et les volume de crues médianes. Le Tableau 3.1 démontre les corrélations entre les caractéristiques des bassins versants et les SVA médians pour la côte sud-est des États-Unis. Les résultats pour les quatre autres régions sont présentés dans les Tableaux-A III-1 à 4 à l'Annexe III.

En se basant sur le coefficient de détermination (R^2), il est clair que les caractéristiques de longitude et de couverture arbustive fournissent des valeurs de 38 et 29%, respectivement (Tableau 3.1). Cela démontre que les volumes de crues de la région de la côte sud-est des États-Unis peuvent être affectés par ceux-ci. De plus, les résultats pour la région de l'est canadien (Tableau-A III-4) démontrent que les volumes de crue de cette région peuvent être affectés par la présence de corps d'eau (21%). En revanche, les régions de la côte ouest (Tableau-A III-1) et le nord-est des États-Unis (Tableau-A III-2) et la région montagneuse (Tableau-A III-3) sont peu affectées par les caractéristiques des bassins versants.

Tableau 3.1 Corrélations entre les caractéristiques de bassins versants et les SVA médian sur la côte sud-est des États-Unis

Caractéristiques	R²	ρ-value
Latitude (°)	0.3843	0.0000
Longitude (°)	0.1644	0.0000
Surface de drainage (km ²)	0.0160	0.0282
Élévation (m)	0.1327	0.0000
Couverture (%)		
Agricultural	0.1340	0.0000
Boisés	0.0000	0.9432
Engazonnés	0.0567	0.0000
Arbustives	0.2927	0.0000
Enneigés	-	-
Urbains	0.0571	0.0000
Eau	0.0126	0.0517
Humides	0.1066	0.0000

Les besoins en volume d'emmagasinage peuvent varier considérablement en comparant les besoins futurs aux besoins historiques. Selon les résultats, les régions qui contiennent des taux d'évapotranspiration plus élevés, de grands plans d'eau et des topographies montagneuses sont plus sensibles à produire des changements plus significatifs en ce qui concerne la croissance ou la décroissance des volumes de rétention requis avec l'ajout du changement climatique.

Les augmentations du volume d'emmagasinage apparaissent principalement dans les zones où les MCG et les méthodes de correction des biais sont de grands contributeurs à l'incertitude. Ces zones sont caractérisées par un petit nombre de facteurs, telles que leur petite taille, leur faible élévation et l'occupation des terres agricoles, arbustives et/ou urbaines. Les diminutions en volume d'emmagasinage, quant à elles, apparaissent principalement dans les zones où les modèles hydrologiques sont de grands contributeurs à l'incertitude. Ces zones sont caractérisées par une grande variété de facteurs, telles que leur grande taille, leur élévation plus élevée et l'occupation des terres par des grands plans d'eau, des forêts, des plaines ainsi que de la neige.

3.2.2 Essai de corrélation entre les volumes de crues et les débits de crue

D'une autre part, afin d'évaluer la possibilité de lier les débits de pointe aux volumes de pointe, un essai de corrélation entre les valeurs de SVA et les débits de crue a été effectué. Ceci a pour but de déterminer si le volume de crue peut être un indicateur des débits de pointe, et vice-versa. Pour les deux périodes (référence et future) en fonction des deux scénarios de GES (RCP4.5 et RCP8.5), les débits de crues simulés par combinaison d'éléments ont été sélectionnés.

La Figure 3.1 démontre la distribution des débits de crues associés aux volumes de crue par bassin versant. Elle démontre l'augmentation des valeurs de R^2 entre les débits et les volumes de crue. Pour la période de référence, une corrélation de 25.4% existe (Figure 3.1-a). Pour la période future en fonction du scénario de GES RCP4.5, une corrélation de 28.1% existe (Figure 3.1-b). Puis pour la période future en fonction du scénario de GES RCP8.5, une corrélation de 32.1% existe (Figure 3.1-c). À cet effet, la faible corrélation entre les deux paramètres démontre que l'augmentation des débits de crue d'une région est associée à l'augmentation des volumes de crue dans l'évènement où le niveau d'eau excède un seuil de crue.

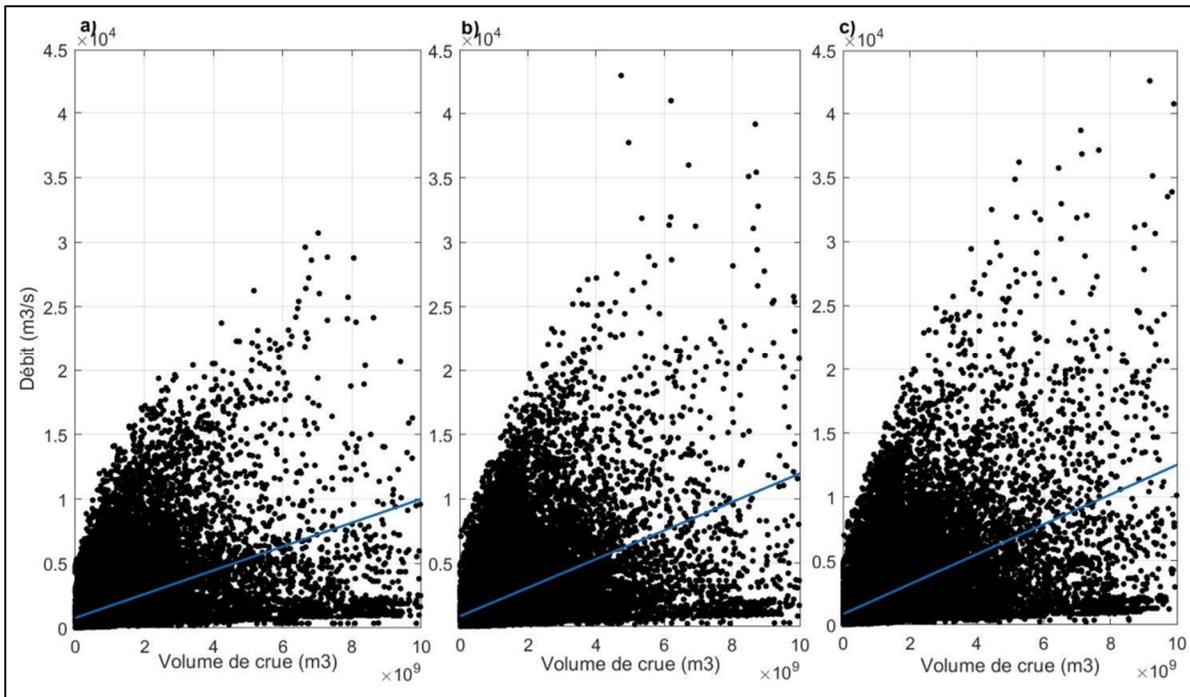


Figure 3.1 Comparaison des débits de crue aux volumes de crue par bassins versants pour la période de référence (a), la période future selon le scénario RDP4.5 (b), et la période future selon le scénario RCP8.5 (c) par combinaisons d'éléments de modélisation

3.3 Évaluation de la contribution à l'incertitude des membres d'ensemble

Les résultats présentés jusqu'à présent sont ceux de la valeur médiane de l'ensemble. Dans cette analyse, les résultats de tous les membres sont présentés pour évaluer la variabilité des différents scénarios composant l'ensemble. Cela permettra d'identifier les sources d'incertitude dans le processus. Étant donné que la quantification et la réduction des incertitudes individuelles dans l'ensemble de l'approche d'ensemble constituent toujours un défi majeur, ces connaissances peuvent fournir un aperçu supplémentaire de la fiabilité des membres de l'ensemble pour l'évaluation des impacts du changement climatique sur les volumes de crue.

Un résultat commun de cette analyse est l'augmentation des volumes de débit projetés, qui tend à s'accroître entre les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 par rapport aux volumes de crue de référence (Figure 3.1). Cependant, il est important de noter que ces résultats sont sujets à

l'incertitude liée à l'utilisation de différents membres dans l'ensemble de simulation du régime hydrologique de la zone d'étude, certains membres pouvant générer plus d'incertitude que d'autres (Poulin et al., 2011).

En particulier, les modèles climatiques globaux (Chen et al., 2011; Gao et al., 2020; Kim et al., 2016) et les modèles hydrologiques (Poulin et al., 2011) ont tendance à générer plus d'incertitude que les autres éléments de la chaîne de modélisation membres d'ensemble, comme le confirment les travaux de Knutti et al., (2010). L'enveloppe d'incertitude tend à être plus grande parmi les MH que parmi les autres membres de l'ensemble, fournissant la plus grande plage de variabilité / d'incertitude parmi les volumes de crue, suivis par les MCG. Les méthodes de correction des biais contribuent également à l'incertitude globale, mais pas à un niveau aussi important que les MH et les MCG, et avec une variabilité plus faible dans les courbes FDC, comme l'on étudié Lawrence & Haddeland, (2011) (Figure 3.2).

Malgré la variabilité à la contribution à l'incertitude apparente dans les différents types d'éléments qui font un ensemble multi-modèle, Chen, Brissette, Poulin, & Leconte, (2011) argumentent qu'on doit essayer de couvrir toutes les formes d'incertitudes dans une étude de changement climatiques afin d'éviter l'obtention de résultats biaisés. Ceci dit, fournir une variété de membres d'ensemble (c'est-à-dire des modèles hydrologiques, des modèles climatiques, des méthodes de correction des biais et des fonctions-objectifs) aide à capter une grande partie de la variété des incertitudes possibles. Cela est dû au fait que les structures individuelles des modèles et méthodes ont toutes leurs propres faiblesses en ce qui concerne la modélisation d'un aspect d'un régime hydrologique. Il est important de noter que seulement une partie des distributions est présentée dans les Figures 3.2 à 3.5 pour maintenir la clarté des figures.

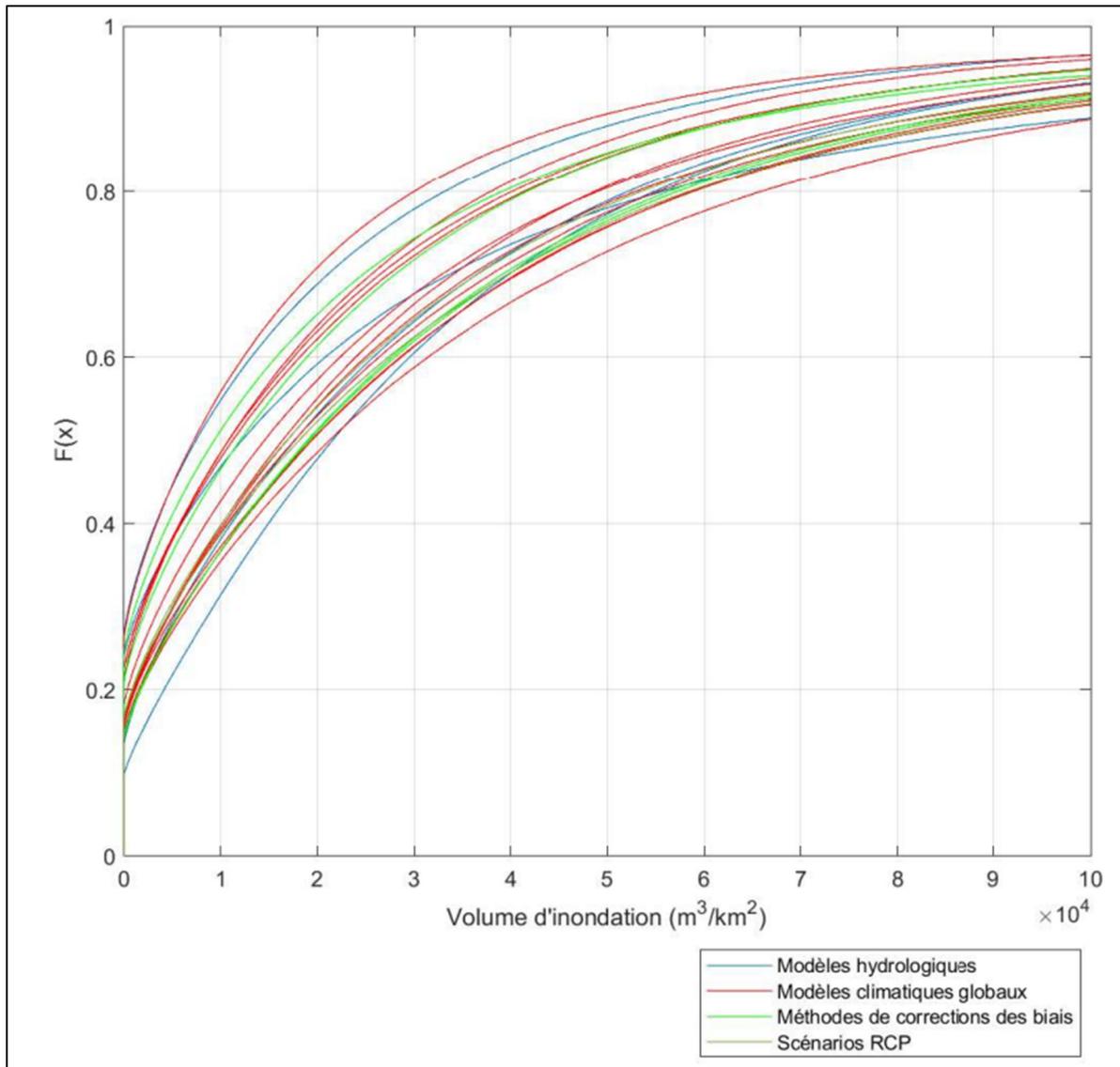


Figure 3.2 Comparaison des FDC pour les volumes d'inondation pour les modèles hydrologiques, les modèles climatiques globaux, les méthodes de corrections de biais et les scénarios RCP

Le Tableau 3.2 a été élaboré pour montrer l'importance de la contribution à l'incertitude sur le site d'étude venant des différentes interactions possibles de l'analyse de variance. Les sources d'incertitude ont été classées par ordre de signification décroissante.

Les résultats montrent que l'incertitude provenant des sources principales (par exemple les modèles hydrologiques, les modèles climatiques globaux, etc.) est plus important que celle provenant des interactions de premier ordre (par exemple la combinaison des modèles climatiques globaux et des scénarios RCP) ou de deuxième ordre (par exemple une combinaison des modèles hydrologiques, de modèles climatiques globaux et des scénarios RCP). De plus, l'incertitude provenant des modèles hydrologiques et climatiques est supérieure à celle des méthodes de correction de biais et des scénarios RCP. En moyenne, la contribution de l'incertitude provenant des sources principales est de 52,5%, celle provenant des interactions de premier ordre est de 31,0% et celle provenant des interactions de deuxième ordre est de 13,5%. Le total s'élève à 97,1%, ce qui montre qu'une faible partie (environ 3%) de l'incertitude provient de interactions de troisième ordre ou plus.

Tableau 3.2 Contributeurs par ordre d'importance de contribution à l'incertitude de l'analyse de la variance

Numéro d'ensemble	Ensemble d'éléments	Contribution moyenne sur le site d'étude (%)
1	MCG	28.1
2	MH	20.9
3	MCG and RCP	15.2
4	MH and MCG	8.5
5	MCG and MCB	7.7
6	MCB	6.2
7	MH, MCG and RCP	6.1
8	MCG, MCB and RCP	5.7
9	MH, MCG and MCB	4.0
10	MH and MCB	1.8
11	RCP	1.7
12	MH and RCP	0.7
13	MCB and RCP	0.7
14	MH, MCB and RCP	0.4

MH : Modèle hydrologique, MCG : Modèle climatique globaux, MCB : Méthode de correction de biais, RCP: Representative Concentration Pathway

3.3.1 Les modèles climatiques globaux

Concernant la contribution à l'incertitude des modèles climatiques globaux (MCG), ils sont souvent ceux qui y contribuent davantage (Chen et al., 2011; Gao et al., 2020; Kim et al., 2016). Ils contribuent particulièrement beaucoup à l'incertitude dans les études se concentrant sur l'évaluation des hauts débits (Gao et al., 2020). Cette incertitude est généralement causée par les simplifications pour inclure la variabilité naturelle et les ensembles de paramètres de calibration (Wang et al., 2020). Selon Wang et al., (2020), les simulations de débits supérieurs au 75^e percentile provoquent souvent une plus grande incertitude dans les ensembles multi-modèles.

Il est à noter que les projections des volumes d'emmagasiner des modèles climatiques globaux (MCG) présentent une grande variabilité, comme le montre la Figure 3.3. Cela indique que les MCG ont une influence notable sur l'incertitude globale. De plus, il est clair qu'il existe une séparation des valeurs projetées en deux groupes. Les MCG : FGOALS-g2, GISS-E2-R, MIROC5, MIROC-ESM, et MIROC-ESM-CHEM projettent une augmentation des volumes d'eau moins importante en comparaison avec d'autres (ACCESS1-0, ACCESS1-3, CanESM2M, CSIRO-Mk3-6-0, GFDL-ESM2G, et GFDL-ESM2M). De plus, contrairement aux autres MCG, le MCG FGOALS-g2 projette une diminution des volumes d'eau avec le scénario RCP8.5 par rapport au scénario RCP4.5.

Comme l'étude de variance le montre, les membres de l'ensemble des modèles climatiques sont le plus grand contributeur à l'incertitude, 28,1% en moyenne sur l'étendue du site d'étude (Ensemble 1 du Tableau 3.2). En combinaison avec d'autres éléments tels que les RCP et les MCB (Ensemble 3 et 5 du Tableau 3.2), la contribution à l'incertitude est également très élevée. Cela est typique dans une étude qui se concentre sur les volumes de crue (Gao et al., 2020; Maurer et al., 2010; Wang et al., 2020).

En outre, il est également démontré que les MCG contribuent à l'incertitude principalement dans les zones où les topographies sont moins élevées et où les types d'occupation du sol

agricole, arbustif, urbain et humide sont des caractéristiques dominantes (Figure 2.8), comme démontré dans des études sur les régions côtières ouest et sud-est américains (Obeysekera et al., 2011; Tohver et al., 2014). Cela peut indiquer que les MCG utilisés dans le cadre de l'étude présentent des faiblesses en ce qui concerne ces caractéristiques des bassins versants qui sont mal représentées dans la structure du modèle, étant donné qu'elles constituent le principal enjeu de la prévision des régimes futurs.

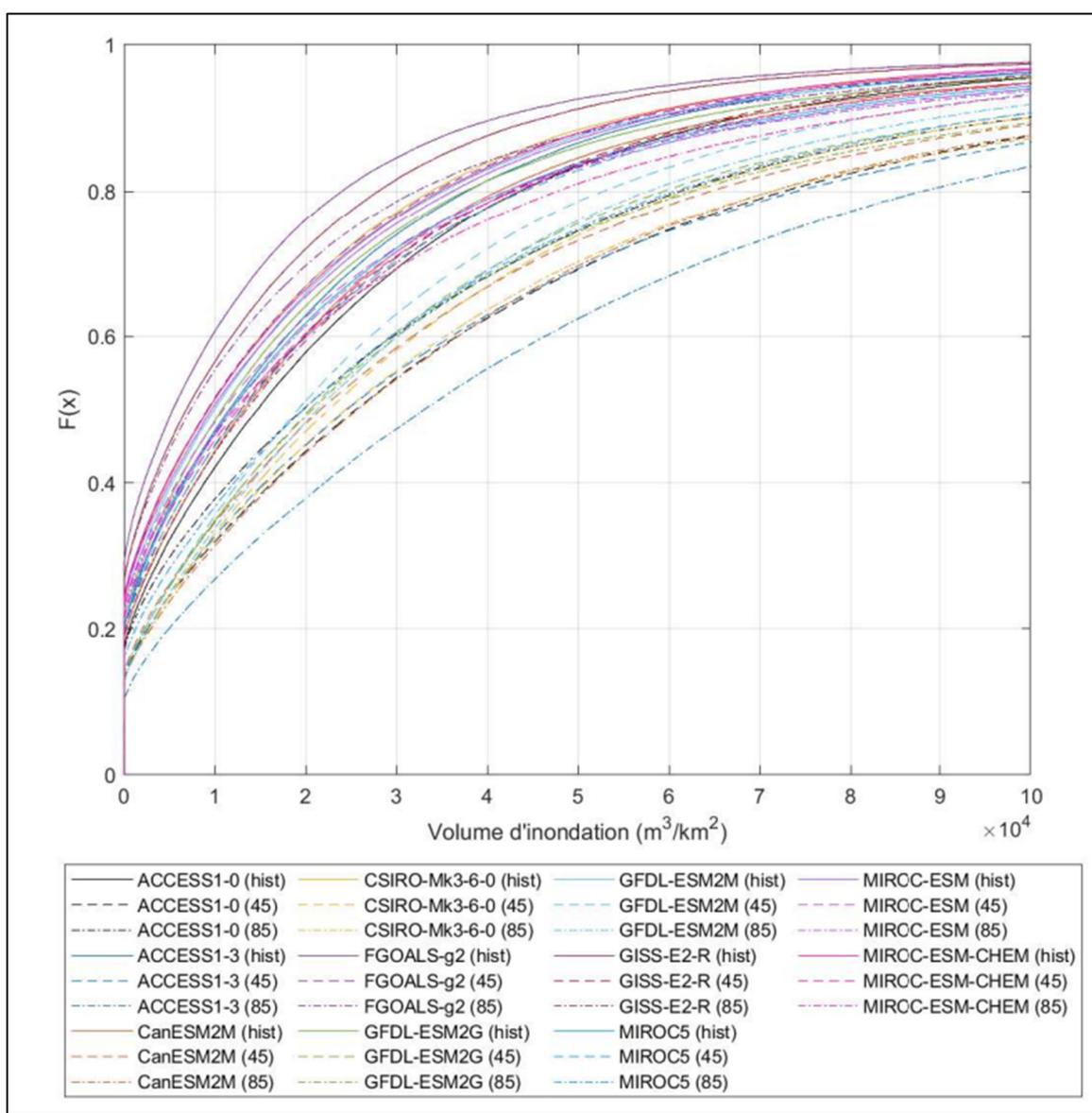


Figure 3.3 Comparaison des FDC du volume d'inondation des modèles climatiques en fonction de la période de référence et des scénarios d'émission futurs RCP4.5 et RCP8.5

3.3.2 Autres membres d'ensemble

Concernant la contribution à l'incertitude des autres éléments composant la chaîne hydroclimatologique, les modèles hydrologiques (MH) sont souvent ceux qui y contribuent davantage (Poulin et al., 2011), suivis de près par la variabilité naturelle, les méthodes de correction de biais (MCB) et les scénarios de GES (RCP) (Chen et al., 2011; Kim et al., 2016; Knutti et al., 2010; Troin et al., 2018; Veijalainen et al., 2010; Wilby & Harris, 2006). Ces derniers sont tous des sujets qui seront abordés dans les prochaines sections.

Les fonctions-objectifs et les ensembles de paramètres utilisés pour calibrer un modèle hydrologique ajoutent également de l'incertitude (Hunter et al., 2021; Kouchi et al., 2017; Paul & Negahban-Azar, 2018). Cependant, dans le cadre de cette étude, leur contribution à l'incertitude est ignorée car un seul jeu de paramètres et une seule fonction-objectif ont été choisis. Leur impact est crucial pour les études sur les faibles débits (Chen et al., 2011; Wilby & Harris, 2006) mais est secondaire pour les études sur les débits de crue comme celle-ci (Maurer et al., 2010).

3.3.2.1 Les modèles hydrologiques

En ce qui concerne la FDC des modèles hydrologiques (Figure 3.4), il peut être observé que le modèle hydrologique MOHYSE projette la plus petite augmentation des volumes de crue; GR4J et HSAMI projettent les plus grandes augmentations; et HMETS projette une augmentation se situant entre les deux autres. L'ampleur la plus élevée en ce qui concerne l'incertitude provient principalement du modèle hydrologique MOHYSE. De plus, comme démontré par l'analyse de variance et les résultats obtenus de cette étude, le modèle hydrologique est le deuxième plus grand contributeur à l'incertitude, en expliquant 20,9% en moyenne sur l'étendue du site d'étude (Ensemble 2 du Tableau 3.2). En combinaison avec d'autres éléments tels que les MCG (Ensemble 4 Tableau 3.2), la contribution à l'incertitude est également très élevée.

Par la suite, les modèles hydrologiques contribuent à l'incertitude principalement dans les zones où les grands plans d'eau et les topographies plus élevées sont des caractéristiques dominantes. De même, les grands bassins versants américains et canadiens ont tendance à démontrer une augmentation des besoins en volume d'emménagement (Figure 2.7). C'est un point qui a été étudié par Veijalainen et al., (2010) et Do et al., (2017), qui affirment que les bassins versants de taille importante et ceux dominés par de grandes masses d'eau sont enclins à une tendance à l'augmentation de l'occurrence des inondations et des volumes d'inondation par rapport à leurs homologues plus petits et plus secs. Dans le cas des bassins versants plus petits, ils ont été intrinsèquement affectés par des combinaisons de variables, où les MCG sont les principaux contributeurs et où les occupations des terres y sont principalement de nature agricole, arbustive et/ou urbaine. Une explication possible à cet effet serait la résolution spatiale utilisée afin de simuler un climat et un régime hydrologique futur.

Or, en ce qui concerne le modèle hydrologique, il en existe une multitude qui présentent tous des complexités, des simplifications et des sensibilités différentes. Ces derniers sont conçus pour simplifier les processus hydrologiques extrêmement complexes en raison de la variabilité naturelle et des fluctuations de la température et de la précipitation dans un bassin versant. Un processus hydrologique qui est souvent mal simulé par un modèle est celui en région avec des topographies montagneuses en raison de la complexité du terrain et de ses conséquences sur la météo locale (Chen, Brissette, & Lucas-Picher, 2015). Bien que, avec l'utilisation de jeux de paramètres correctement calibrés, ce problème peut être atténué jusqu'à un certain point (Knutti et al., 2010; Meyer et al., 2019). D'autres facteurs susceptibles d'affecter le régime hydrologique, qui ne sont pas toujours correctement intégrés dans un modèle hydrologique, sont les capacités de rétention du sol, la profondeur d'enracinement de la végétation et les taux d'évapotranspiration. En plus de cela, les types d'utilisation des sols et de la période de l'année vont grandement affecter la performance d'un modèle hydrologique (Karmalkar et al., 2019) autant que ces paramètres de calibration qui affectent la sensibilité et la complexité d'un modèle (Brekke et al., 2008).

En temps voulu, tous ces facteurs vont grandement diminuer l'efficacité et la performance globale des modèles hydrologiques pour simuler des régimes hydrologiques afin d'évaluer les effets du changement climatique. De plus, avec l'augmentation de la température moyenne de l'air tout au long de l'année, notamment en altitude, les couvertures gazonnées et arbustives auront tendance à migrer vers le haut et donc à forcer les zones forestières à réduire en taille, voire à migrer davantage. La diminution de ces couvertures peut entraîner une baisse significative du stress hydrologique et une augmentation du débit des rivières (Muzik, 2002; Rasouli et al., 2019; Tohver et al., 2014).

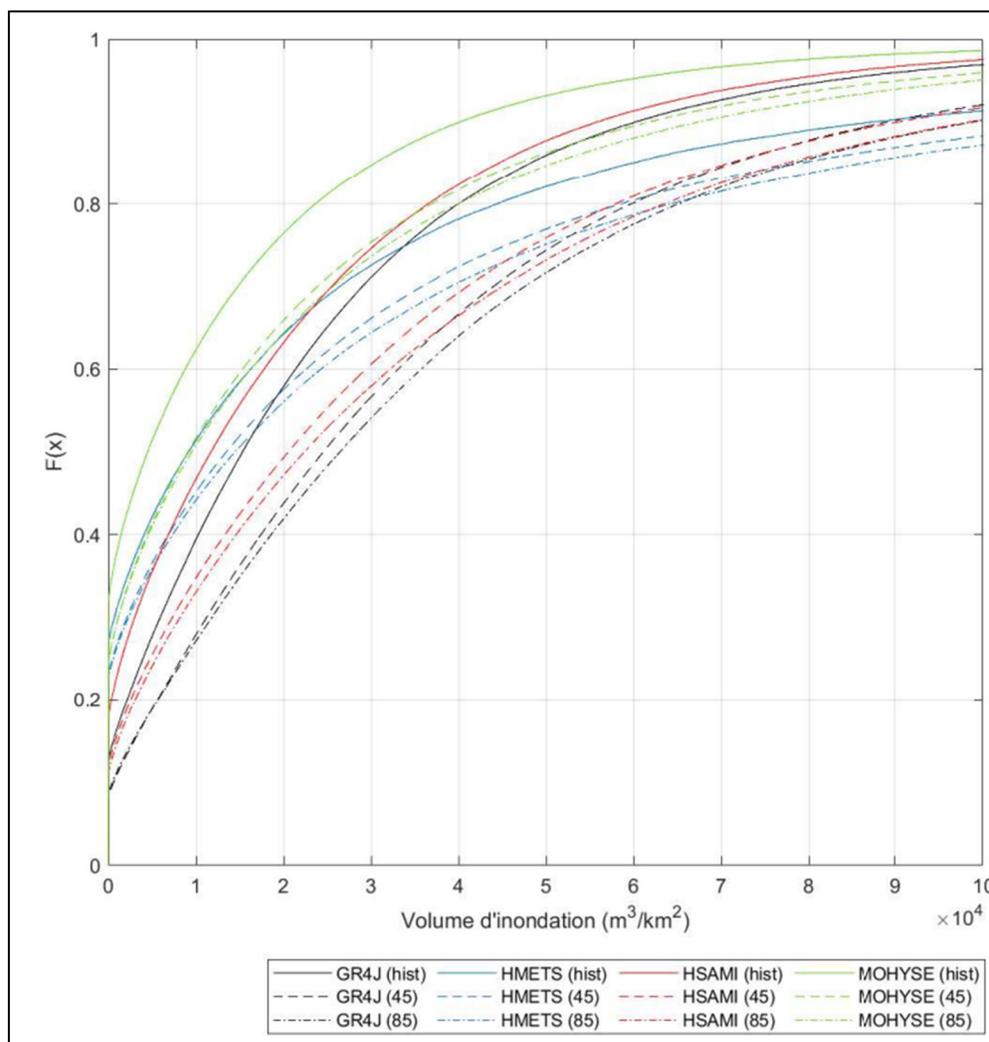


Figure 3.4 Comparaison des FDC des modèles hydrologiques en fonction de la période de référence et des scénarios d'émission futurs RCP4.5 et RCP8.5

D'autre part, les performances des modèles hydrologiques varient fortement en fonction de leurs variables d'entrées, comme les modèles climatiques régionaux ou globaux, les méthodes de correction des biais, les scénarios d'émissions futurs et les fonctions-objectifs utilisées pour simuler un régime hydrologique futur (Chen et al., 2013, 2016). Ces variables incluent toutes leur propre forme d'incertitude lorsqu'elles sont incluses dans la chaîne de simulation hydroclimatique, tel qu'abordé dans la section qui suit.

3.3.2.2 Les méthodes de corrections de biais

Les MCB contribuent à l'incertitude en fonction du type de modèle hydrologique et des ensemble de paramètres utilisés (Chen et al., 2011). Ces incertitudes peuvent provenir de la manière dont les utilisations des sols et les caractéristiques des bassins versants sont intégrées dans les modèles hydrologiques (Mahmood et al., 2010). De plus, les méthodes de correction de biais sont souvent sujettes à des erreurs dans les zones humides comme les grands plans d'eau (lacs, rivières, zones humides, etc.) (Fluixá-Sanmartín et al., 2018).

Dans le cadre de l'analyse des FDC, les méthodes de correction de biais (MCB) contribuent également à l'incertitude globale des projections du volume des crues (Figure 3.5), mais avec une intensité inférieure à celle des MCG et des MH. En ce qui concerne les résultats des MCB individuels, les méthodes QDM et MBCn donnent des valeurs projetées proches des volumes de crue de pointe qui sont légèrement surestimées par rapport aux méthodes de correction de biais DBC et TSQM. De plus, en combinaison avec autres éléments, comme les MCG, les MCB contribuent à 7,7% en moyenne (Ensemble 5 du Tableau 3.2) alors qu'elles contribuent seulement à 6,2% en moyenne lorsqu'elles sont seules (Ensemble 6 du Tableau 3.2).

Selon cette étude, les MCB contribuent à l'incertitude en deux endroits particulièrement, soit dans les régions montagneuses de l'ouest du Canada, dans les régions maritimes et le nord-est des États-Unis, où la couverture terrestre est composée de différents types d'occupation tel que l'agriculture, la forêt, la prairie et la neige, qui ont souvent des effets négatifs sur les performances hydrologiques.

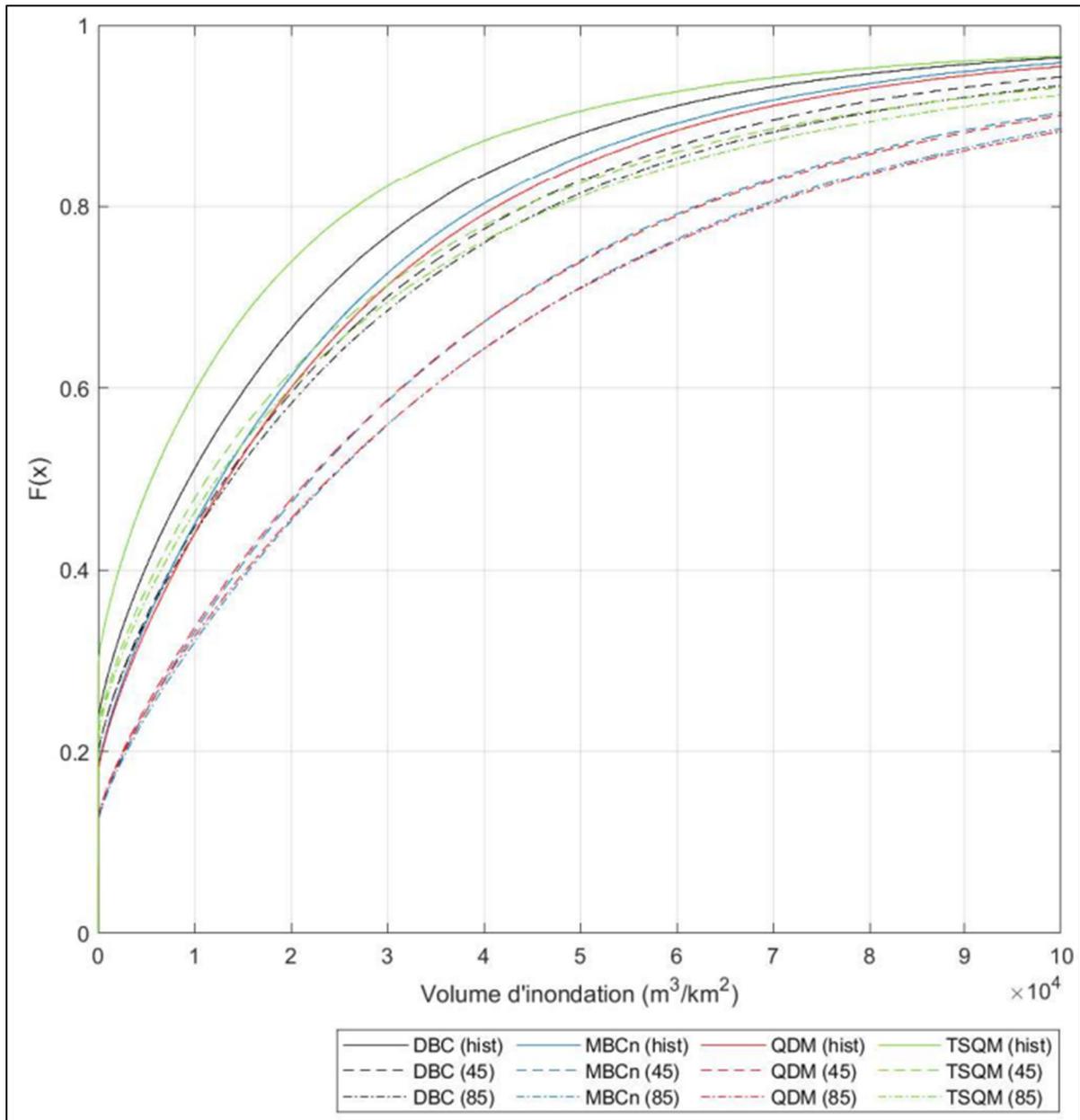


Figure 3.5 Comparaison des FDC des méthodes de corrections de biais en fonction de la période de référence et des scénarios d'émission futurs RCP4.5 et RCP8.5

3.3.2.3 Les scénarios RCP

Selon plusieurs auteurs, les scénarios RCP contribuent à l'incertitude principalement dans les études qui se concentrent sur les débits moyens et faibles (Gao et al., 2020) et dans les études

où les ensembles de paramètres des modèles hydrologiques varient (Chen et al., 2011). Ils ont moins d'impact sur l'incertitude dans les études d'impact du changement climatique (Hawkins & Sutton, 2009; Wilby & Harris, 2006) comme c'est le cas dans le cadre de l'analyse de variance. Individuellement, le scénario RCP contribue à 1,7% en moyenne (Ensemble 11 du Tableau 3.2) à l'incertitude totale. Cependant, lorsqu'ils sont combinés avec d'autres éléments, tels que les MCG, les scénarios RCP deviennent un enjeu plus significatif à l'incertitude totale. Par exemple, ils mènent à 15,2% en moyenne sur l'étendue du site d'étude (Ensemble 3 du Tableau 3.2).

L'incertitude liée aux scénarios RCP est due à la difficulté de prévoir avec précision un régime climatique à long terme. Cela est dû aux facteurs tels que la variabilité naturelle et la « moyenne spatiale et temporelle » qui ont un impact croissant sur la façon dont le climat futur peut être prédit (Hawkins & Sutton, 2009).

3.4 Étude de bassins versants individuels

Un dernier objet dans cette étude est l'évaluation de différents bassins versants en Amérique du Nord. Pour cela, des caractéristiques et des emplacements variés de bassins versants sont sélectionnés afin d'évaluer l'impact global du changement climatique sur une diversité de bassins versants dans la zone d'étude. Cela permet d'avoir une vue d'ensemble des impacts potentiels sur les volumes, les amplitudes, les fréquences des inondations, etc. ainsi que d'évaluer tout facteur potentiel pouvant affecter le régime hydrologique et d'inondation. Les détails relatifs aux caractéristiques des bassins versants sont présentés dans le Tableau 3.3 et les détails relatifs aux emplacements des bassins versants sont présentés à la Figure 3.6.

Dans l'ensemble, des tendances notables se sont manifestées, comme cela a été détaillé dans les études précédentes. À l'ouest de l'Amérique du nord, il y a une diminution globale des débits simulés pour ce qui est des mois d'automne et d'été, et, en allant du sud au nord de la côte ouest, une tendance à la hausse est remarquable dans le débit durant les mois d'hiver et de printemps. Dans les régions montagneuses au centre des États-Unis, il y a une claire

augmentation des débits dans les mois d'hiver et de printemps, ainsi qu'une diminution dans les mois d'été et d'automne. En outre, un décalage plus tôt dans l'année d'environ un mois est observé pour les pics printaniers. À l'est de l'Amérique du Nord, une diminution globale des débits pour les mois de printemps, d'été et d'automne est observée, une augmentation des débits pour les mois d'hiver au nord et l'inverse au sud. De l'ouest à l'est au Canada, le débit a tendance à diminuer pendant les mois d'été, tandis que l'inverse est visible pour les autres mois de l'année. En plus d'un besoin de volume d'emmagasinement qui augmente continuellement et un décalage d'environ un mois vers l'arrière qui se produit pour les pics printaniers. Dans le cadre de cette évaluation en fonction des différents scénarios d'émissions, l'approche RCP8.5 tend à estimer des besoins en volume d'emmagasinement plus importants qu'avec le scénario RCP4.5, mais à une fréquence moins élevée.

Tableau 3.3 Caractéristiques des bassins versants sous étude individuelle

Caractéristiques	Numéro de bassin versant									
	3392	3318	3130	2995	2595	2429	1673	1365	550	142
Latitude (°)	51,24	57,27	54,15	47,57	39,45	46,08	36,99	42,75	30,92	41,24
Longitude (°)	-73,96	-105,26	-128,47	-121,67	-120,80	-111,92	-107,42	-73,96	-87,57	-75,13
Superficie (km ²)	40900	7730	1990	1561	2868	62902	18744	40900	1020	17553
Élévation (m)	407	514	824	715	1444	1824	2357	407	70	391
Couverture (%)										
Agricultural	0,0	0,0	0,0	2,7	0,0	31,3	6,2	0,0	34,0	36,7
Boisés	2,1	0,0	42,1	28,9	5,3	0,3	4,0	2,1	4,3	17,5
Engazonnés	5,8	20,5	30,9	7,0	1,2	1,5	3,9	5,8	0,2	0,7
Arbustives	34,0	25,5	0,1	36,3	81,8	55,3	80,3	34,0	6,1	2,2
Enneigés	0,0	0,0	21,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Urbains	0,2	0,4	1,3	16,6	5,5	5,8	2,5	0,2	11,7	27,2
Eau	54,9	39,2	3,9	3,5	5,9	2,3	1,0	54,9	0,4	5,1
Humides	2,9	14,4	0,0	4,8	0,3	3,5	2,0	2,9	43,3	10,7

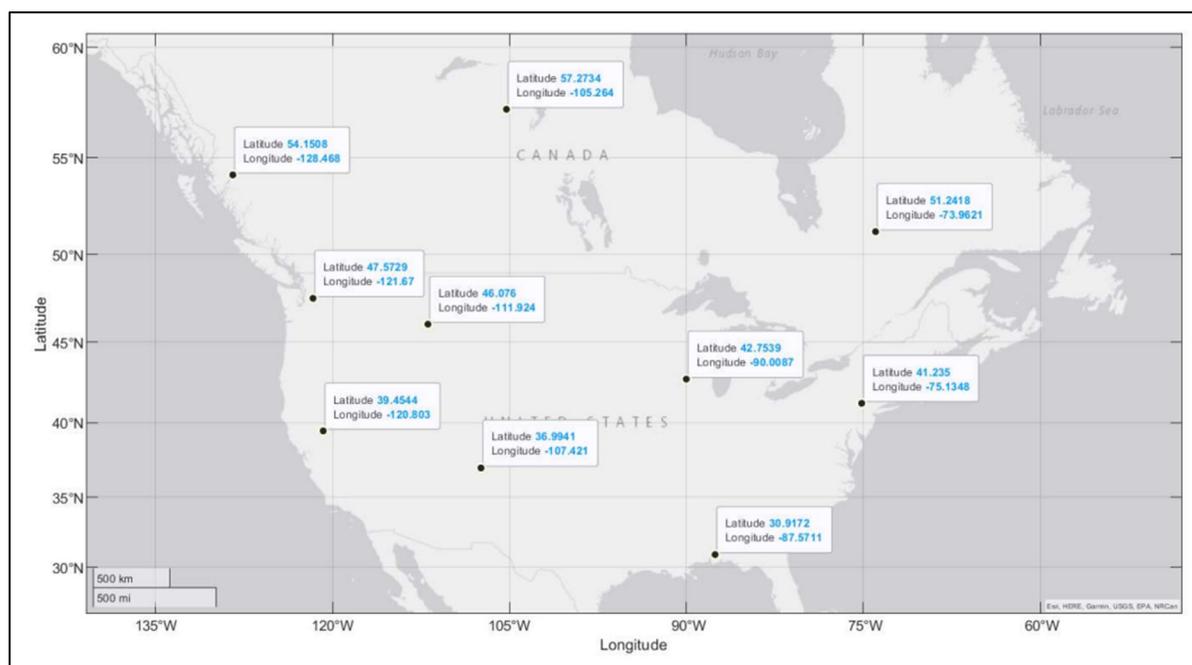


Figure 3.6 Emplacements des dix bassins versants sélectionnés

3.4.1 Évaluation du régime hydrologique et du volume d'emmagasinement en fonction des scénarios d'émissions de GES

Pour évaluer des régimes hydrologiques, une comparaison des débits observés aux débits simulés pour les bassins versants sélectionnés a été effectuée. Ensuite, la moyenne des débits provenant des combinaisons possibles de l'ensemble pour la période projetée est calculée en fonction des modèles hydrologiques et scénarios RCP. Enfin, la différence entre les volumes de crue simulés en période de référence et future est calculée (Figure 3.7 et Figures-A IV-1 à 9 à l'Annexe IV).

En comparant le débit moyen simulé de la période de référence aux débits simulés pour les deux scénarios futurs différents, il est constaté que les bassins versants du centre et de l'est du Canada verront une augmentation du volume de crue, surtout sous le scénario RCP4.5 pour les bassins versants du centre, et sous le scénario RCP8.5 pour les bassins versants de l'est. Ces augmentations se produiront principalement au printemps et parfois en été. De plus, il est également noté qu'il y a des augmentations sur les côtes est et ouest des États-Unis. Sur la côte

ouest, le scénario d'émission RCP8.5 contribue de manière significative à l'augmentation en période d'hiver, tandis que le scénario RCP4.5 n'a pas d'effet. À l'est, il n'y a pas d'augmentation d'observées, à l'exception du bassin versant dans les environs des Grands lacs. Le scénario RCP4.5 contribue de manière significative à l'augmentation, tandis que le scénario RCP8.5 n'a pas d'effet. Les phénomènes se produisent principalement au printemps.

Les augmentations observées au printemps pourraient indiquer que la fonte des neiges se produira à un rythme plus rapide qu'à l'historique en raison de l'augmentation de la température et l'augmentation de la fréquence et l'intensité de la précipitation pendant la période de la fonte des neiges. Les augmentations observées en été pourraient être liées à une intensification des précipitations estivales.

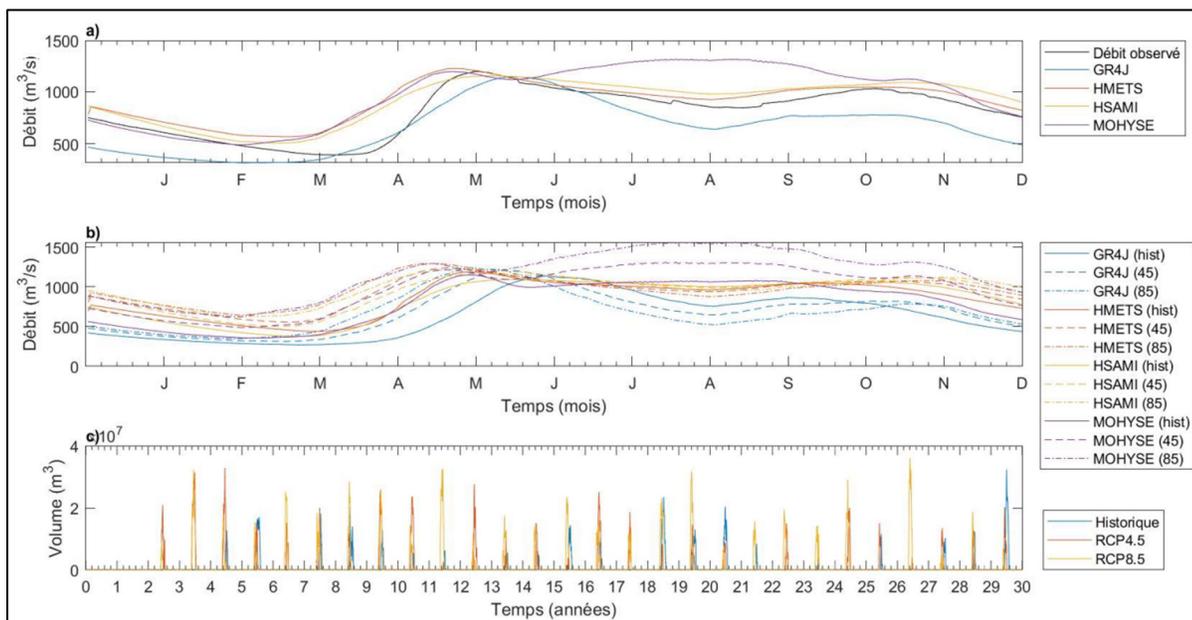


Figure 3.7 Comparaison des régimes hydrologiques observé et simulés par modèle hydrologique pour la moyenne des projections (a), la moyenne des projection séparé par la période de référence et les scénarios futur RCP4.5 et RCP8.5 (b), et les volumes d'emmagasiner projetés (c) pour le bassin versant 3392

3.4.1.1 Bassins versants de l'est des États-Unis

Pour les bassins versants 142, 550 et 1365 de la côte est des États-Unis, le régime hydrologique du bassin versant 142 (voir Figure-A IV-1-a) simule bien les débits moyens et faibles, mais les débits forts sont moins bien reproduits. Le modèle HMETS tend à surestimer les débits en hiver, tandis que MOHYSE surestime les débits en automne. Le modèle simule également des augmentations de débits en hiver et un débit stable le reste de l'année (voir Figure-A IV-1-b). Les débits de pointe printaniers simulés sont plus faibles avec le modèle MOHYSE, tandis que les débits de pointe en hiver sont plus élevés avec le modèle HMETS. Cependant, pour ce bassin versant, aucune augmentation du volume de crue n'est simulée (voir Figure-A IV-1-c).

Pour le bassin versant 550 (voir Figure-A IV-2-a), les débits de pointe tout au long de l'année sont sous-estimés, alors que les débits faibles et moyens sont bien simulés. En hiver, c'est le modèle GR4J qui simule le débit le plus élevé, tandis qu'au printemps et en été, les modèles HMETS et HSAMI ont tendance à surestimer par rapport aux autres modèles. De plus, une diminution du débit tout au long de l'année à l'exception de certains événements pluvieux en été est remarquée. Certains scénarios simulent des débits de pointe importants au printemps avec le modèle hydrologique GR4J et des fortes augmentations en été avec les modèles hydrologiques HMETS et HSAMI. La diminution du débit indique alors un régime hydrologique plus sec avec un débit de base moins élevé (voir Figure-A IV-2-b). Dans l'ensemble, aucune augmentation du volume de crue n'est simulée (voir Figure-A IV-2-c).

Pour le bassin versant 1365 (voir Figure-A IV-3-a), les débits de pointe au printemps et en été sont surestimés par le modèle HMETS suivi par GR4J, et par MOHYSE en automne. Cependant, les débits en hiver sont bien simulés. Le modèle simule une diminution des débits de pointe à l'été et une augmentation le reste de l'année. En automne et en hiver, l'augmentation est principalement due au modèle MOHYSE; et par HMETS au printemps. Dans tous les cas, c'est le scénario RCP8.5 qui présente les augmentations les plus importantes. De plus, la diminution des débits d'étiage en été laisse présager que le niveau d'eau moyen sera plus bas,

résultant en des étés plus secs (voir Figure-A IV-3-b). Dans l'ensemble, une augmentation du volume de crue est simulée au printemps sous le scénario RCP8.5 (voir Figure-A IV-3-c).

3.4.1.2 Bassins versants au centre des États-Unis

Pour les bassins versants montagneux du centre des États-Unis (1673 et 2429 ; voir Figure-A IV-4-a et IV-5-a), le modèle hydrologique HMETS a tendance à surestimer le régime d'écoulement, tandis que les autres modèles sous-estiment les débits. Bien que les régimes simulés suivent la symétrie et la tendance générale du régime observé, ils sont décalés plus tôt dans les mois d'automne et d'hiver.

En ce qui concerne le bassin versant 1673 (voir Figure-A IV-4b), les simulations indiquent une augmentation des débits au printemps, suivie d'une diminution le reste de l'année. Les augmentations sont principalement générées par le modèle HMETS, suivi de près par HSAMI et MOHYSE, avec le scénario RCP8.5 produisant la plus forte augmentation. Il est également observé un décalage d'un mois en moyenne pour le débit de crue au printemps. Dans l'ensemble, aucune augmentation du volume de crue n'est simulée (voir Figure-A IV-4-c).

Pour le bassin versant 2429 (voir Figure-A IV-5-b), les simulations du modèle HMETS montrent des débits décroissants tout au long de l'année, à l'exception d'une hausse temporaire entre l'hiver et le printemps. Les débits printaniers sont en moyenne décalés d'un à deux mois, indiquant un régime hydrologique plus sec en général, avec des précipitations plus élevées en automne dans le scénario RCP8.5. Il y a également une augmentation du volume de crue simulée sous le scénario RCP4.5 en hiver et printemps (voir Figure-A IV-5-c).

Il est remarqué que pour les deux bassins versants, le modèle hydrologique HMETS surestime les débits. Il est possible que cela soit dû à une combinaison de facteurs tels que la paramétrisation du modèle, les caractéristiques des données climatiques utilisées en entrée, qui ont conduit à des résultats moins plausibles. En outre, le décalage vers l'arrière du débit printanier pourrait indiquer une fonte des neiges plus précoce et une disponibilité d'eau plus

élevée plus tôt dans l'année, malgré le fait qu'aucune augmentation du volume de crue n'est simulée pour le bassin 1673.

3.4.1.3 Bassins versants de l'ouest des États-Unis

Les résultats des simulations pour les bassins versants de la côte ouest des États-Unis (2595 et 2995) montrent généralement une bonne simulation pour le bassin versant 2595, à l'exception des pics estivaux qui sont sous-estimés. Dans les deux cas, le modèle GR4J tend à surestimer (en hiver) et sous-estimer (en automne) les régimes simulés, les autres modèles simulent des régimes qui suivent la symétrie et la tendance générale du régime observé le restant de l'année pour le bassin 2595, et des surestimations au printemps pour le bassin 2995 (voir Figure-A IV-6-a et IV-7-a).

Le bassin versant 2595 (voir Figure-A IV-6-b) simule une augmentation des débits de pointe en automne et en hiver avec tous les modèles, menée par le scénario d'émission RCP8.5. Il montre également une diminution des débits printaniers et estivaux, indiquant des hivers plus humides et des étés plus secs. Aucune augmentation du volume de crue n'est simulée (voir Figure-A IV-6-c).

Le bassin versant 2995 (voir Figure-A IV-7-b) simule un régime hydrologique qui augmente en hiver et diminue pour le reste de l'année. L'augmentation des débits de pointe hivernaux et la diminution en été et en automne sont principalement causées par les modèles hydrologiques GR4J. De plus, il semble y avoir une augmentation du volume de crue en hiver sous le scénario RCP8.5 (voir Figure-A IV-7-c).

3.4.1.4 Bassins versants canadiens

Enfin, dans le cas des bassins versants canadiens (3130, 3318, 3392), les simulations pour le bassin versant 3130 à l'ouest (voir Figure-A IV-8-a) montrent des surestimations des débits faibles en automne et hiver, et des sous-estimations des débits élevés au printemps ; avec un échec particulier à simuler les débits de pointe en été. Les débits forts sont plutôt surestimés

en automne et hiver avec le modèle GR4J, suivi par MOHYSE et HMETS. Le modèle simule également une croissance des débits en toutes saisons, à l'exception de l'été. Les modèles GR4J et MOHYSE prévoient les plus grandes augmentations en hiver et automne (voir Figure-A IV-8-b). Cela pourrait être dû à une diminution de la quantité de la fonte de neige, et une augmentation de l'intensité et de la fréquence des événements pluvieux pour les cas respectifs. De plus, les débits de pointe printaniers sont simulés de reculer d'un mois en moyenne. Les simulations prévoient des crues printanières beaucoup moins importantes que celles observées dans l'historique, et des étés plus secs que d'habitude. Cependant, malgré la forte augmentation du débit en automne et en hiver, aucune augmentation du volume de crue n'est simulée (voir Figure-A IV-8-c)

Les simulations pour les bassins versants 3318 et 3392 au centre et à l'est (voir Figure A IV-9-a et Figure 3.7-a) ont donné des résultats similaires les uns aux autres. Le modèle hydrologique GR4J a fourni les résultats les moins proches de ceux observés pour le bassin 3318, suivi par les modèles GR4J et MOHYSE pour le bassin 3392. Les modèles HSAMI et HMETS ont fourni les résultats les plus proches de ceux observés pour les deux bassins. De plus, dans les deux cas, les débits d'automne et d'hiver sont simulés plus tôt dans l'année, d'environ un mois en moyenne.

Le bassin versant 3318 simule une augmentation du débit de pointe à l'automne et au printemps, suivie d'une diminution en été. Le modèle HMETS simule les augmentations les plus importantes, tandis que le modèle GR4J simule les diminutions les plus faibles (voir Figure-A IV-9-b). Les débits printaniers atteignent leur point culminant en moyenne un mois plus tôt sous RCP8.5 par rapport aux données historiques. Les résultats montrent que GR4J sous-estime le régime hydrologique par rapport aux autres modèles. En ce qui concerne les projections de volume d'emmagasinement, le scénario RCP8.5 prévoit le plus grand besoin, tandis que le scénario RCP4.5 prévoit un besoin inférieur. Cependant, c'est le scénario RCP4.5 qui est le plus fréquemment observé par rapport au nombre de fois où le scénario RCP8.5 apparaît (voir Figure-A IV-9-c).

Enfin, pour le bassin versant 3392 (Figure 3.7-b), situé à l'est, les simulations montrent des débits plus élevés en toutes saisons, à l'exception d'une courte période durant les mois d'été. Tous les modèles suivent cette tendance, sauf MOHYSE qui simule constamment une augmentation de débit ; cette augmentation s'intensifie durant la période où les autres modèles prévoient une diminution. En comparaison, le modèle GR4J prévoit le débit le plus faible. De plus, c'est avec le scénario RCP8.5 que l'on observe les plus grandes augmentations ou diminutions de débit. Les débits de pointe au printemps et en automne apparaissent en moyenne un mois plus tôt dans l'année, ce qui pourrait indiquer une augmentation de l'intensité des précipitations lors de la transition entre l'été et l'automne, une période estivale plus longue et une période hivernale plus courte. En ce qui concerne l'augmentation du volume de crue simulée, le scénario RCP4.5 est aussi fréquent que le scénario RCP8.5 et simule des besoins aussi importants, ce qui montre que les bassins versants dans l'est du Canada auront fort probablement une augmentation des volumes de crue à l'avenir (voir Figure 3.7-c). Cependant, cela contredit la conclusion la plus couramment vue selon Arsenault et al., (2013) et Cochand et al., (2019) où une diminution est aussi probable.

Les simulations montrent que les besoins en volume d'emmagasinage sont importants dans les deux bassins étudiés. Ces besoins sont présents presque chaque année durant la période simulée, avec une augmentation particulièrement marquée pendant les mois de printemps. Cela pourrait indiquer une fonte des neiges plus précoce, ainsi qu'une augmentation possible des précipitations liquides durant cette période, entraînant des volumes d'eau plus élevés que ceux observés dans le passé.

3.4.2 Étude météorologique

Enfin, le changement climatique et ses effets sur les précipitations saisonnières et les périodes de fonte des neiges ont été étudiés par de nombreux chercheurs, dont en voici quelques exemples. Guhathakurta et al., (2011) et Tabari, (2020) ont montré le lien entre l'augmentation des précipitations liée au changement climatique anthropique et l'augmentation des inondations. Tohver et al., (2014) ont montré le degré d'augmentation des précipitations et de

la température. De même, Arnell & Gosling, (2013) et Döll & Zhang, (2010) ont montré l'apparition plus précoce des inondations de printemps dans les régions du nord en raison d'une fonte plus précoce de la neige.

En utilisant 44 combinaisons d'éléments (11 MCG et 4 MCB) pour les scénarios de référence et d'émissions futurs (RCP4.5 et RCP8.5) pour les différences saisonnières des jours contenant des précipitations pour le bassin versant 3392 (avec un minimum de 1 mm de précipitations quotidiennes), des résultats similaires à ceux détaillés précédemment ont été obtenus pour examiner de plus près l'effet du changement climatique sur les prévisions de précipitations et de températures dans le bassin versant nordique. Le but était de déterminer si le changement climatique a un impact significatif sur la durée des saisons, le nombre de jours froids ou chauds, et si une combinaison de précipitations causerait plus probablement les besoins les plus importants en matière de services de retenue d'eau. Pour ce faire, certains indices de température et de précipitation de l'ETCCDI (Karl, Nicholls, & Ghazi, 1999; Peterson et al., 2001) ont été utilisés et sont détaillés dans les sections suivantes.

Les résultats de ces indicateurs montrent que, sous les scénarios futurs de RCP4.5 et RCP8.5, il y aurait une diminution du nombre de jours de gel et une augmentation du nombre de jours d'été dans la zone étudiée. La durée des saisons pourrait également être affectée, avec une augmentation de la durée de la saison chaude et une diminution de la durée de la saison froide. Le nombre de jours avec peu de précipitations augmenterait dans les deux scénarios pour les mois d'hiver, tandis que le nombre de jours avec des précipitations plus importantes augmenterait dans les deux scénarios pour les mois d'été et d'automne. Cela indique qu'il y aura généralement plus de précipitations à l'avenir, ainsi que des événements de précipitations extrêmes pendant la période de transition entre l'été et l'automne. De plus, les résultats indiquent que le changement climatique pourrait avoir un impact significatif sur les températures saisonnières dans cette zone, avec des conséquences potentielles pour les écosystèmes et les activités humaines liées à ces changements de températures. Ces facteurs combinés entraînent des risques accrus d'inondation dans la zone étudiée en raison de volumes

de rivière plus élevés (Arnell & Gosling, 2013; Döll & Zhang, 2010; Fluixá-Sanmartín et al., 2018; van Vliet et al., 2013).

3.4.2.1 Effet du changement climatique sur les températures saisonnières

En ce qui concerne l'effet du changement climatique sur les températures saisonnières, les indicateurs choisis sont les jours de gel, les jours d'été et la durée des saisons. Les jours de gel sont caractérisés comme étant le nombre total de jours dans une année où les températures minimales quotidiennes tombent en dessous de 0°C. Les jours d'été sont caractérisés comme étant le nombre total de jours dans une année où les températures maximales journalières dépassent 25°C. Et les durées de saison sont caractérisées comme étant le nombre total de jours cumulatif dans une année où les températures moyennes quotidiennes sont maintenues au-dessus d'un minimum de 5°C pendant 6 jours consécutifs (Karl et al., 1999; Peterson et al., 2001).

En ce qui concerne la Figure 3.8, le nombre de jours de gel (voir Figure 3.8-a) diminue de manière plus significative pour les mois de printemps et d'automne. Où les deux saisons perdent en moyenne 13 et 23 jours (18 et 31%), et 16 et 27 jours (27 et 46%) dans les scénarios d'émissions RCP4.5 et RCP8.5 respectivement. En revanche, les mois d'hiver conservent une moyenne stable d'environ 86 jours avec une perte de moins d'une journée au final (< 1%). Le nombre de jours chauds (voir Figure 3.8-b) augmente de manière plus significative pour les mois d'été. En moyenne la saison gagne 20 et 40 jours pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5 respectivement, ce qui représente une augmentation très significative de 172 et 336% par rapport aux données historiques. Les durées des mois de printemps et d'automne (définis selon la température) augmentent également, mais dans une moindre mesure. Pour le printemps, la durée augmente de 2 jours dans le scénario RCP4.5 et de 5 jours dans le scénario RCP8.5. Pour l'automne, la durée augmente de 1 jour dans le scénario RCP4.5 et de 3 jours dans le scénario RCP8.5.

Malgré le faible nombre de jours d'augmentation par rapport à la période de référence, cela représente toutefois une augmentation de 245 et 594% pour les mois printaniers et de 83 et 312% pour les mois automnaux. Puis, en accord avec les Figures 3.8-a et 3.8-b, la Figure 3.8-c montre également une augmentation de la durée moyenne de la saison de 30 et 52 jours sous les scénarios d'émissions RCP4.5 et RCP8.5 respectivement, ce qui représente des saisons chaudes plus longues de 22 et 38% par rapport aux observations historiques. Les périodes de printemps et d'automne devraient être plus courtes, et donc les périodes estivales plus longues, comme cela a été démontré dans des études précédentes.

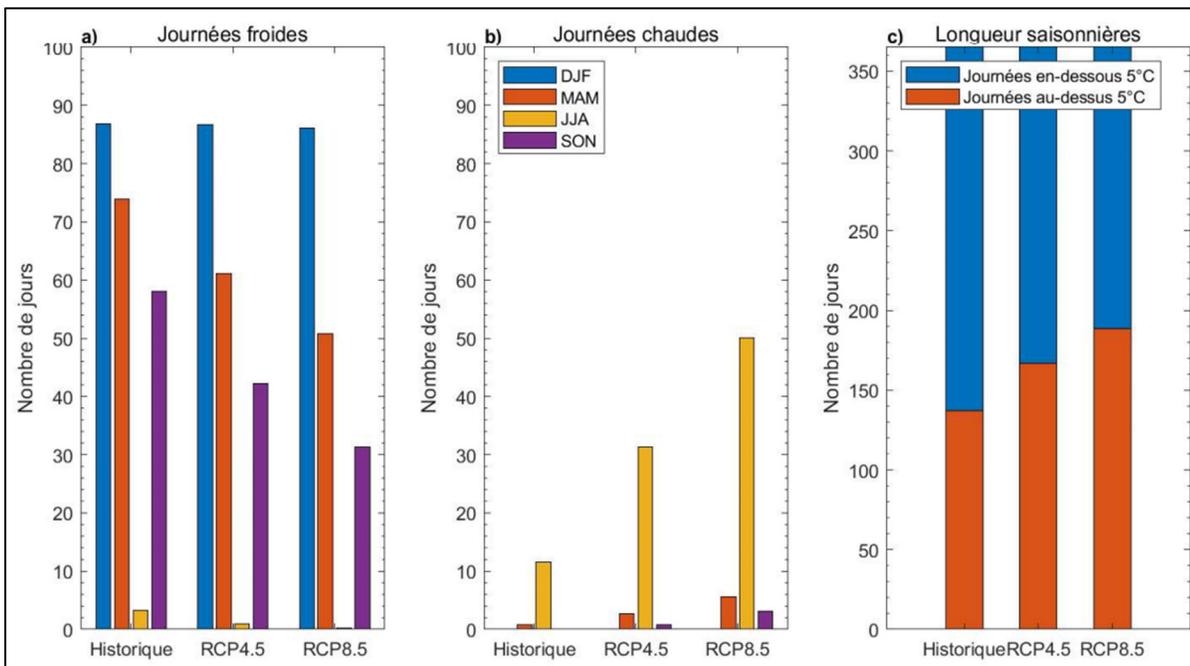


Figure 3.8 Effet du changement climatique sous le scénario historique et les scénarios futurs RCP4.5 et RCP8.5 sur les journées froides par saison (a), les journées chaudes par saison (b), et les longueurs des saisons (c)

3.4.2.2 Effet du changement climatique sur les précipitations saisonnières

En ce qui concerne l'effet du changement climatique sur les précipitations saisonnières, les indicateurs choisis sont les jours secs, les jours humides et les jours de fortes et très fortes précipitations. Les jours secs sont caractérisés comme étant le nombre total de jours sous une

limite de 1 mm de précipitations quotidiennes. Les jours humides sont caractérisés comme étant le nombre total de jours au-dessus d'une limite de 1 mm de précipitations quotidiennes. Les jours de fortes précipitations sont caractérisés comme étant le nombre total de jours dépassant une limite de 10 mm de précipitations quotidiennes. Et les jours de très fortes précipitations sont caractérisés comme étant le nombre total de jours dépassant une limite de 25 mm de précipitations quotidiennes (Karl et al., 1999; Peterson et al., 2001).

En ce qui concerne la Figure 3.9, les jours classés comme humides (voir Figure 3.9-a) restent relativement stables tout au long de l'année, à l'exception des mois d'hiver où les résultats montrent une augmentation de 6 et 9 jours en moyenne (14 et 22%) en fonction des scénarios RCP4.5 et RCP8.5, respectivement. Le contraire peut être dit pour les jours sans précipitations (secs) (voir Figure 3.9-b). Le nombre de jours contenant de fortes précipitations augmente de manière significative pour les mois de printemps et d'automne, avec une augmentation moyenne de 2 et 3 jours (74 et 148%) sous RCP4.5 et RCP8.5 respectivement, et une augmentation moins significative pour les mois d'hiver et d'été (1 jour en moyenne pour chacune des saisons) (voir Figure 3.9-c). Pour les jours contenant de très fortes précipitations, une augmentation de 1 jour en moyenne (88 et 156%) est prévue pour les mois d'été et d'automne sous RCP4.5 et RCP8.5, respectivement (voir Figure 3.9-d). Pour les mois d'hiver et de printemps, les augmentations pour les deux scénarios sont moins d'une demi-journée et sont alors considérées comme négligeables, malgré des pourcentages d'augmentation relativement élevés (130 et 350% pour l'hiver et 130 et 272% pour le printemps).

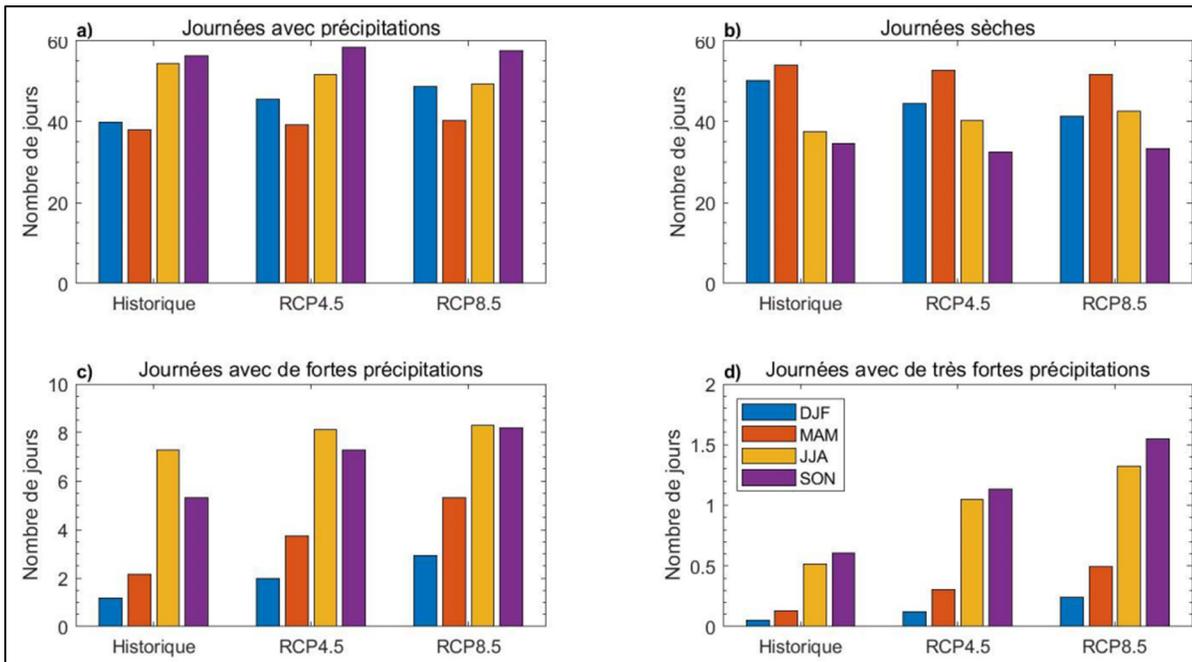


Figure 3.9 Effet du changement climatique par saison sous différents scénarios RCP sur les journées humides (a), les journées sèches (b), les journées avec de fortes précipitation (c), et les journées avec de très fortes précipitation (d)

3.4.2.3 Effet du changement climatique sur les périodes de fonte des neiges

Enfin, pour évaluer l'effet du changement climatique sur la période de fonte des neiges dans le bassin versant 3392, 176 combinaisons d'éléments ont été utilisées (4 MH, 11 MCG et 4 MCB) sous l'influence des scénarios d'émissions historiques et futurs (RCP4.5 et RCP8.5) pour prendre en considération un effet global venant de tous les éléments de l'ensemble.

Pour chaque horizon temporel (référence et futur), le nombre d'événements pluvieux dépassant 15 mm de pluie pour une journée a été compté, uniquement pendant la période de fonte croissante et non décroissante. La somme du nombre d'occurrences sur une période de 30 ans a ensuite été calculée. La Figure 3.10 montre, à titre d'exemple, les événements pluvieux de la combinaison suivante : modèle hydrologique HMETs, modèle climatique GFDL-ESM2G et méthode de correction DBC. Dans cette instance, les résultats démontrent en moyenne 5 événements pluvieux pour la période de référence (Figure 3.10-a), 11 événements pluvieux

pour la période future selon le scénario RCP4.5 (Figure 3.10-b), et 29 événements pluvieux pour la période future selon le scénario RCP8.5 (Figure 3.10-c), ce qui représente une augmentation de 120% et 480% pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5, respectivement.

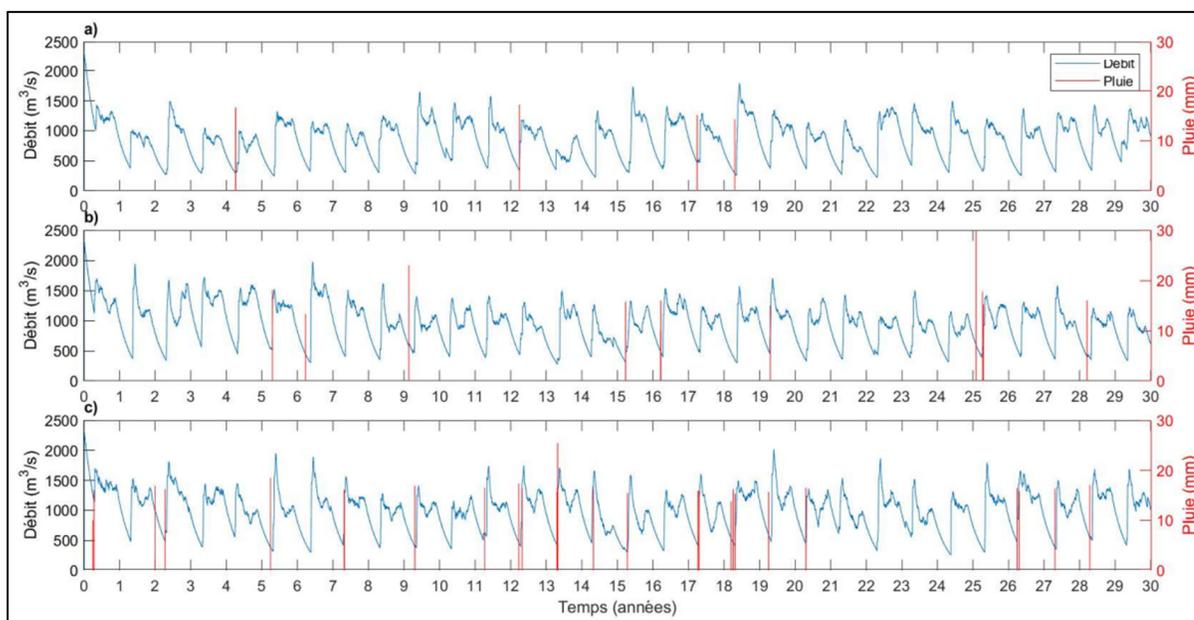


Figure 3.10 Évènements pluvieux pour le bassin versant 3392 en fonction de la période de référence (a), le scénario futur RCP4.5 (b), et le scénario futur RCP8.5 (c). La combinaison d'éléments est le modèle hydrologique HMETS, le modèle climatique GFDL-ESM2G et la méthode de correction DBC

D'ailleurs, pour la moyenne de toutes les combinaisons, sur une période de 30 ans, les simulations ont montré 1,8 événements pluvieux pour la période de référence, 9,0 événements pluvieux pour la période future selon le scénario RCP4.5, et 24,0 événements pluvieux pour la période future selon le scénario RCP8.5. Cela indique une augmentation de 393% et 1 230% pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5, respectivement. En ce qui concerne les différents scénarios d'émissions de GES, ils prévoient des périodes de fonte des neiges plus précoces associées à des événements de précipitations plus fréquents et plus importants. Les données de précipitation et de température montrent toutes des résultats qui augmentent avec les scénarios d'émission futurs, tendant à converger et à augmenter de manière plus significative. Cela peut

entraîner des volumes d'eau plus importants pendant la période de fonte des neiges et un risque d'inondation plus élevé dans ce bassin versant

3.5 Opportunités hydroélectriques

Enfin, la bonne compréhension du changement climatique et de ses implications sur le régime hydrologique d'un bassin versant est d'une importance cruciale, car elle dictera la performance globale des barrages hydroélectriques actuellement en exploitation (Schnorbus et al., 2014). Avec une meilleure compréhension de ce dernier, une gestion d'opérations optimisées des barrages est possible dans un avenir prévisible, conduisant à une production d'énergie accrue en même temps d'un meilleur contrôle des inondations. Des études ont montré que le potentiel de production d'énergie hydroélectrique est susceptible d'augmenter à l'avenir sans l'ajout de barrages hydroélectriques, ce qui prouve qu'une telle possibilité existe (Renöfält, Jansson, & Nilsson, 2010; Turner, Ng, & Galelli, 2017). Dans de nombreuses régions du monde, ces études ont montré que la production d'hydroélectricité aura une tendance à la hausse dans des zones telles que le Canada, l'Asie, ainsi que les pays nordiques et le nord-est des États-Unis. Cependant, certaines régions comme le sud et l'est des États-Unis sont susceptibles de voir leur production d'électricité diminuer en raison de la tendance à la baisse du régime hydrologique. Cela va de pair avec l'augmentation et la diminution du débit global dans l'ouest et l'est de l'Amérique du Nord (Do et al., 2017).

Dans les régions nordiques, telles que le Canada, avec des températures moyennes plus élevées entraînant une plus grande fonte des neiges pendant les mois d'hiver et de printemps, un débit plus stable pendant les mois d'hiver sera perceptible et les inondations pendant les mois de printemps seront d'un volume plus faible. En bref, cela permettra aux producteurs d'hydroélectricité de produire autant, voire plus, d'électricité sans avoir à réduire la hauteur d'eau au niveau du barrage.

Bien que de futures enquêtes pourraient être intéressantes pour étudier la production potentielle d'électricité suite aux résultats obtenus, le sujet de la production d'hydroélectricité ne sera pas

abordé plus loin, car l'objectif principal de l'étude est de faire une évaluation des impacts du changement climatique sur les volumes de crue extrêmes qui peuvent se produire dans le futur.

3.6 Limitations

Cette section décrit d'abord les limites de l'étude ainsi que l'incidence potentielle des ajouts mentionnés pour certaines des limites. Ces informations pourraient être utiles pour des études futures portant sur l'analyse de l'évolution du volume des inondations dans un contexte de changement climatique.

3.6.1 Les modèles hydrologiques

Cette étude présente une limitation en utilisant uniquement des modèles hydrologiques dits globaux. Bien que ces modèles soient fréquemment utilisés dans les études de modélisation hydrologique, l'utilisation d'un modèle distribué pourrait apporter des améliorations supplémentaires. Les modèles hydrologiques globaux ne fournissent pas de réponse hydrologique spatiale, contrairement aux modèles distribués qui prennent en compte ces informations à un niveau plus détaillé. Cela pourrait conduire à des résultats, des interprétations et des observations plus variés que ceux obtenus dans cette étude. Comme l'ont démontré Maurer et al. (2010), l'utilisation de différents types de modèles peut entraîner des résultats de simulation de débit différents en raison des niveaux de complexité et des structures variés.

De plus, les simplifications qui se trouvent dans un modèle hydrologique global ne sont pas les mêmes que celles dans un modèle hydrologique distribué. Les simplifications concernant la variabilité naturelle de l'écosystème d'un bassin versant ne sont peut-être pas aussi bien modélisées qu'avec d'autres modèles hydrologiques. Cependant, comme l'ont montré des études antérieures sur les différences entre les résultats d'un modèle global et d'un modèle distribué, le modèle global est souvent plus performant que le modèle distribué, en particulier pour les études impliquant la simulation du régime hydrologique à long terme, en raison de la dépendance des modèles hydrologiques vis-à-vis de l'emplacement et des paramètres (H. Xu et al., 2016). Cependant, un autre inconvénient à prendre en considération avec l'inclusion d'un

modèle hydrologique distribué est la grande quantité de données nécessaires pour faire fonctionner le modèle. En particulier dans le cadre de cette étude, avec plus de 1 400 bassins, il serait presque impossible d'obtenir de telles données. Il est donc préférable de réserver cette option pour des régions particulières, à condition d'avoir une quantité suffisante de données d'entrée.

3.6.2 La fonction-objectif et l'ensemble de paramètres

Enfin, l'utilisation d'une seule fonction-objectif et d'un ensemble de paramètres de calibration tout au long de l'étude limite les résultats ainsi que l'étude possible sur l'équifinalité. Inclure une ou deux fonctions-objectifs supplémentaires ainsi qu'en ayant plus d'un ensemble de paramètres pourrait mener à une plus grande plage de résultats au final ainsi qu'à une variabilité dans les résultats de l'étude. Cependant, comme le mentionnent Arsenault et al., (2020), l'augmentation du nombre de fonctions-objectifs augmenterait de manière linéaire la taille de l'ensemble de données, c'est-à-dire que l'ajout d'une fonction-objectif nécessiterait de doubler le nombre de simulations incluses dans ce travail, ce qui nécessiterait également plus de ressources.

De plus, avoir un nombre élevé de jeux de paramètres peut entraîner un problème similaire et des résultats qui peuvent se ressembler à la fin. Ainsi, l'utilisation d'un nombre élevé de jeux de paramètres pourrait être un aspect à considérer si une étude est menée sur une région en particulier plutôt que sur un ensemble de plusieurs centaines de bassins versants.

CONCLUSION

Ce mémoire présente les résultats obtenus lors de l'ajout du changement climatique dans la prévision des volumes de crues sur des bassins versants nord-américains. Il est crucial de quantifier les volumes d'inondation futurs ainsi que leurs augmentations potentielles, car cela permet aux décideurs et aux gestionnaires d'évaluer les risques potentiels et de prendre des mesures pour atténuer les futurs événements extrêmes, tels que les inondations.

L'objectif principal de cette étude était d'évaluer l'évolution potentielle future des volumes de crue sur un large échantillon de bassins versants nord-américains. Les volumes de stockage futurs ont été quantifiés à l'aide d'un simulateur de volume de crue qui estime les volumes de crue maximums en fonction d'un seuil de crue. Le volume de stockage moyen nécessaire par bassin versant est ensuite calculé pour plusieurs seuils en fonction des données de débit observées. De plus, les objectifs secondaires de cette étude étaient, en guise de rappel :

- 1) L'analyse de l'évolution des volumes d'emménagement sous différents scénarios de changements climatiques;
- 2) L'évaluation de la relation entre les caractéristiques d'un bassin versant par rapport aux volumes de crue calculés précédemment; et
- 3) L'évaluation des sources d'incertitude de l'approche d'ensemble (modèles hydrologiques, méthodes de correction des biais, modèles climatiques) sur les futurs régimes hydrologiques projetés.

Pour ce faire, une série d'évaluations a été effectuée pour évaluer les relations potentielles entre les caractéristiques d'un bassin versant par rapport aux volumes de crue calculés précédemment, et pour identifier les sources d'incertitude dans le processus.

L'évaluation montre que les projections globales des volumes de crue devraient augmenter dans la plupart des régions d'Amérique du Nord, avec les plus fortes augmentations observées sur la côte ouest des États-Unis et dans l'est de l'Amérique du Nord (environ 80%). Cependant,

certaines régions pourraient connaître une diminution des volumes de crue, comme l'ouest du Canada, le centre-ouest des États-Unis et la région des Grands Lacs dans l'est de l'Amérique du Nord (environ 20%). Une diminution des volumes de crue maximaux est attendue dans les régions de haute altitude (1 500 à 3 500 m), tandis qu'une augmentation des volumes de stockage est prévue pour les régions de faible altitude ($< 1\ 500$ m). Les petits bassins versants (superficie inférieure à $6\ 400\text{ km}^2$) ont été trouvés d'être plus sensibles au changement climatique que ceux avec qui ont une grande superficie de drainage, où une forte augmentation des projections des volumes de crue est attendue.

De plus, l'étude en cours a permis d'évaluer le niveau d'incertitude associé aux éléments qui composent les projections de crues. Les résultats de l'analyse de variance montrent que les modèles hydrologiques et modèles climatiques globaux sont les principales sources d'incertitude, contribuant respectivement à environ 20,9% et 28,1% de l'incertitude moyenne sur l'ensemble des bassins versants étudiés. Ces éléments sont suivis par les méthodes de correction des biais et les scénarios RCP, avec des rôles mineurs dans l'évaluation des impacts du changement climatique sur les projections de crues pour les bassins versants étudiés. Pris seuls, ces derniers contribuent très peu à l'incertitude, tandis qu'en combinaison avec d'autres éléments, leur contribution à l'incertitude est plus importante. Cela montre que tous les éléments de la chaîne de modélisation hydrologique ont un impact sur l'incertitude globale, cependant à des niveaux qui varient selon les objectifs de l'étude.

Il est important de noter que cette étude comporte quelques limitations, telles que l'utilisation de modèles purement globaux et l'utilisation d'une seule fonction-objectif et d'un seul ensemble de paramètres de calibration. L'inclusion de ces éléments pourrait améliorer les résultats et renforcer les pratiques courantes en matière de modélisation hydrologique et de prévision des événements météorologiques extrêmes tels que les inondations.

RECOMMANDATIONS

En raison de la nécessité de mieux adresser les limites énumérées ci-dessus et de contribuer à la poursuite des études sur les volumes de crues, quelques recommandations sont proposées à cet effet :

- 1) Utiliser d'autres formes de fonctions-objectifs pour élargir le nombre de résultats et de prévisions concernant les volumes de crue;
- 2) Se concentrer sur une ou quelques régions spécifiques à la fois pour mieux encadrer l'effet de l'ajout du changement climatique sur l'étude des volumes de crue en Amérique du Nord. Cela est particulièrement vrai pour les régions du Nord, où les résultats de cette étude prévoient une augmentation des volumes de crues en raison de la combinaison de la fonte des neiges et des précipitations avec le réchauffement planétaire. Une diminution des volumes d'emmagasinement requis serait plus probable pour certaines régions;
- 3) Vérifier certains aspects de la structure des modèles climatiques globaux et des modèles hydrologiques utilisés pour déterminer si certaines caractéristiques des bassins versants ont un effet significatif sur cela. Dans des études menées au passé, il a été déterminé qu'il y avait plus d'incertitude qui se produisait en raison de la structure elle-même plutôt que de l'ensemble de paramètres dans un modèle hydrologique (Hawkins & Sutton, 2009; Poulin et al., 2011);
- 4) Utiliser dix ensembles de paramètres pour chaque fonction-objectif utilisée afin de mieux comprendre la plage d'incertitude qui peut se produire, puis ajouter une fonction-objectif qui pourrait compléter les résultats sur les débits de crue et l'évolution des volumes de crue qui se produisent en Amérique du Nord avec le changement climatique;

- 5) En ce qui concerne l'analyse de variance et la détermination de la contribution à l'incertitude des éléments, il pourrait être utile d'effectuer une analyse sur une série de régions plutôt qu'à un site d'étude. C'est-à-dire, séparer le site d'étude en régions communes (par exemple, la côte ouest américaine, la région montagneuse, etc.) pour voir plus précisément comment un élément particulier va affecter une telle région sous étude, en plus de calculer quel ordre de variance dans l'analyse a le plus d'influence au total (principale, première, deuxième, etc.).

ANNEXE I

DISTRIBUTION DES SVA MÉDIANS POUR LES SCÉNARIOS D'ÉMISSIONS FUTUR ET LES DIFFÉRENCES ENTRE SCÉNARIOS

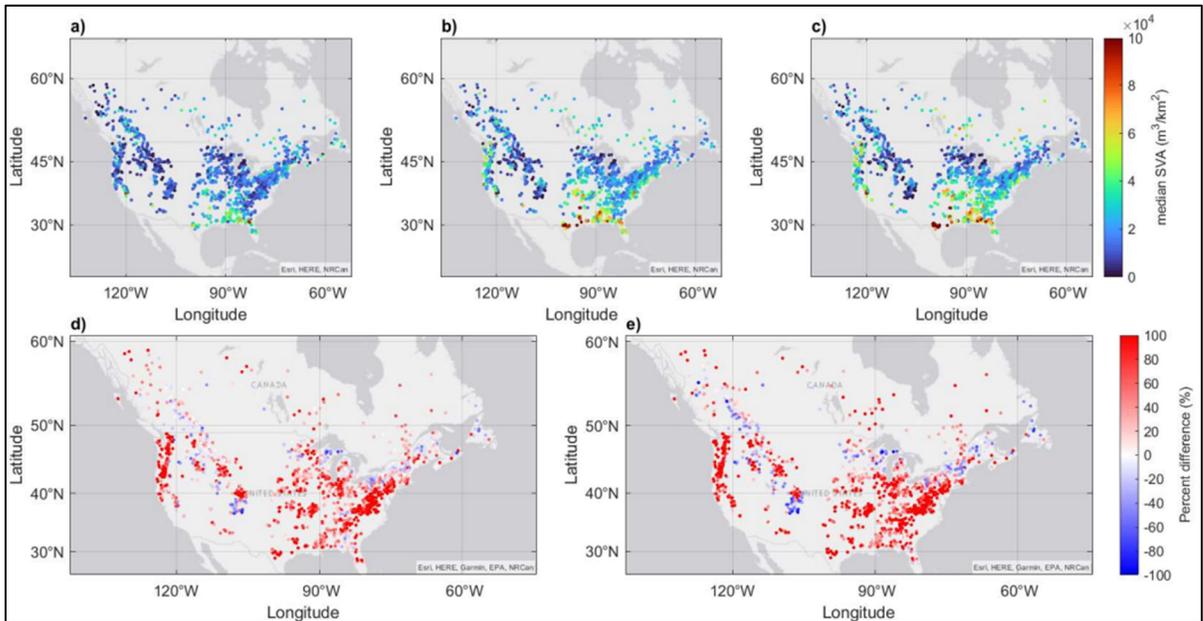


Figure-A I-1: Volumes de crue maximaux normalisés médians (SVA) par bassin versant pour le 75^e percentile pour la période de référence (a), la période future selon le scénario RCP4.5 (b), et la période future selon le scénario RCP8.5 (c). Différences entre les volumes d'inondation maximaux projetés et de référence pour le 75^e percentile dans le cadre des scénarios RCP4.5 (d), et RCP8.5 (e)

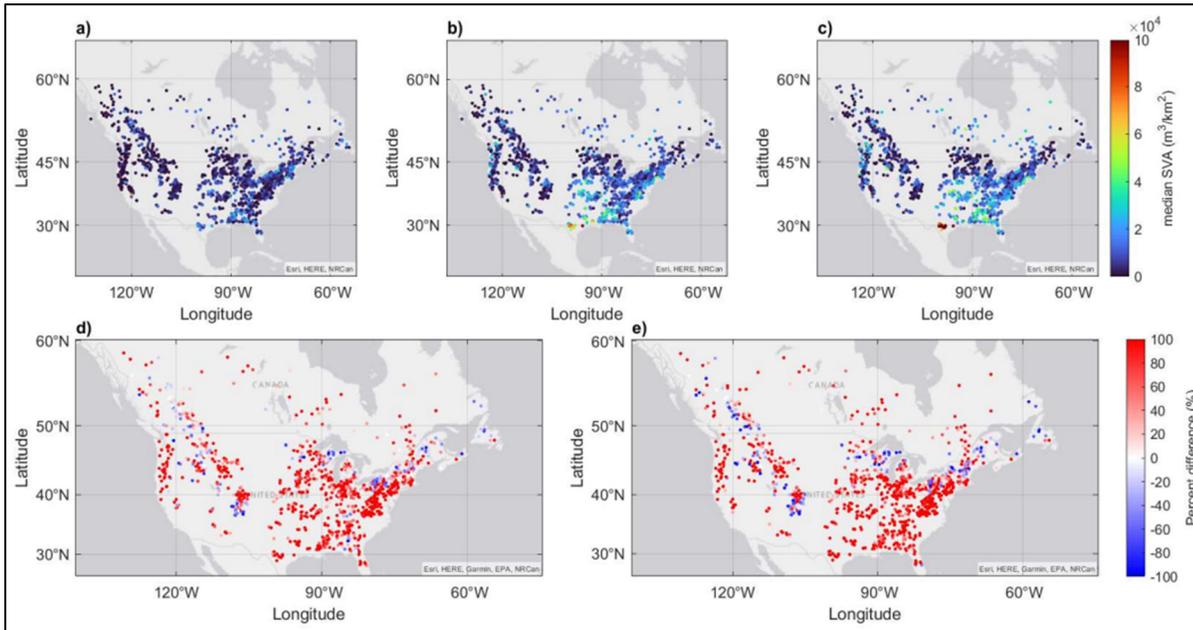


Figure-A I-2: Volumes de crue maximaux normalisés médians (SVA) par bassin versant pour le 90^e percentile pour la période de référence (a), la période future selon le scénario RCP4.5 (b), et la période future selon le scénario RCP8.5 (c). Différences entre les volumes d'inondation maximaux projetés et de référence pour le 90^e percentile dans le cadre des scénarios RCP4.5 (d), et RCP8.5 (e)

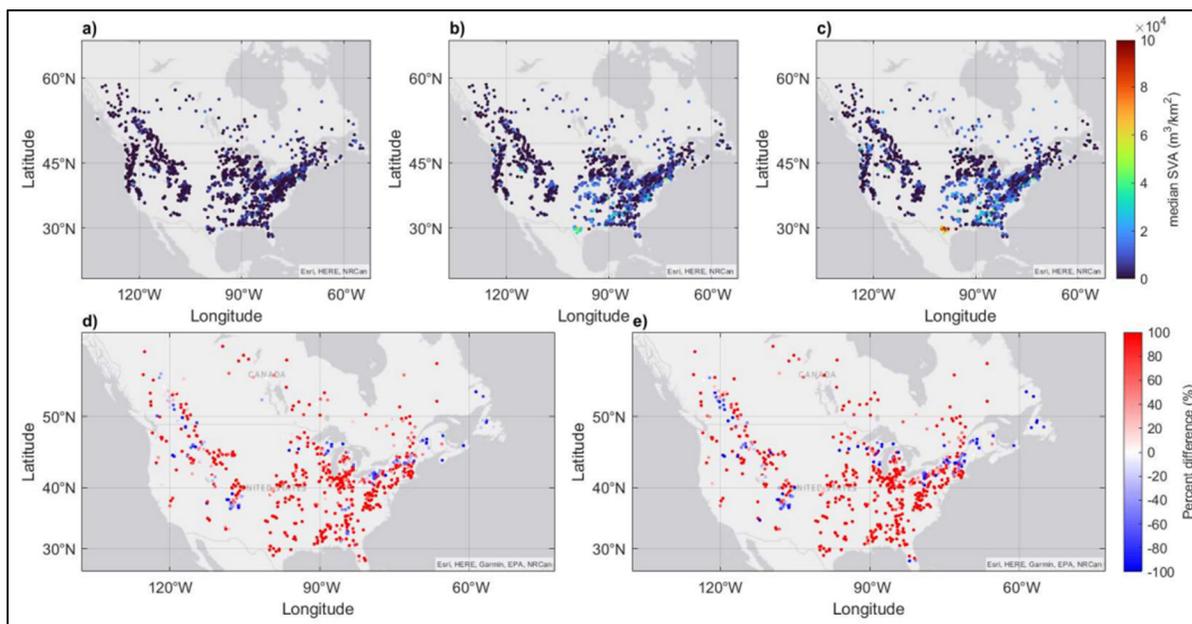


Figure-A I-3: Volumes de crue maximaux normalisés médians (SVA) par bassin versant pour le 95^e percentile pour la période de référence (a), la période future selon le scénario RCP4.5 (b), et la période future selon le scénario RCP8.5 (c). Différences entre les volumes d'inondation maximaux projetés et de référence pour le 95^e percentile dans le cadre des scénarios RCP4.5 (d), et RCP8.5 (e)

ANNEXE II

DISTRIBUTION DES CARACTÉRISTIQUES DES BASSINS VERSANTS SUR LE SITE D'ÉTUDE

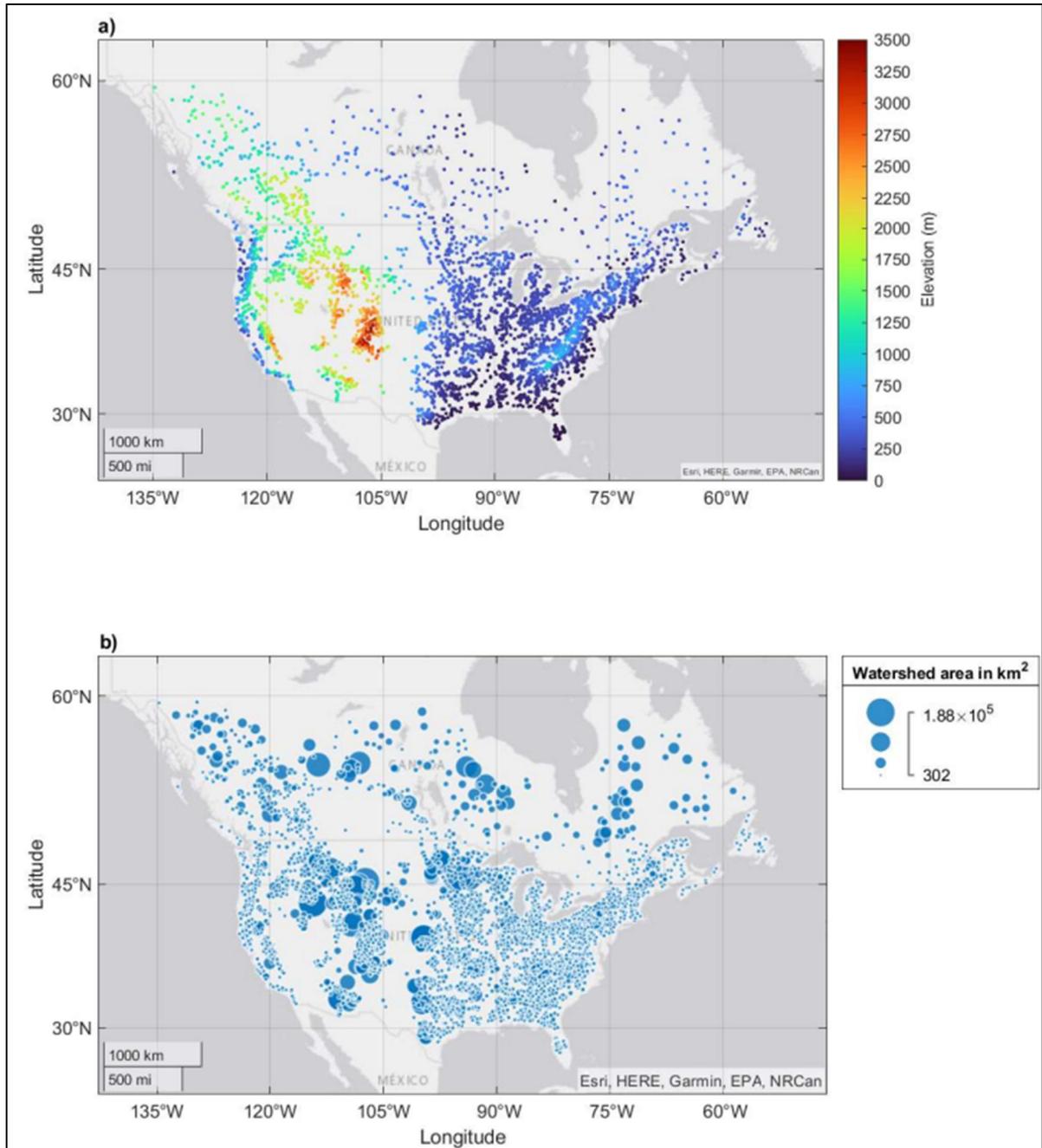


Figure-A II-1 : Distribution des élévations (a), et les superficies de drainage (b) par bassin versant

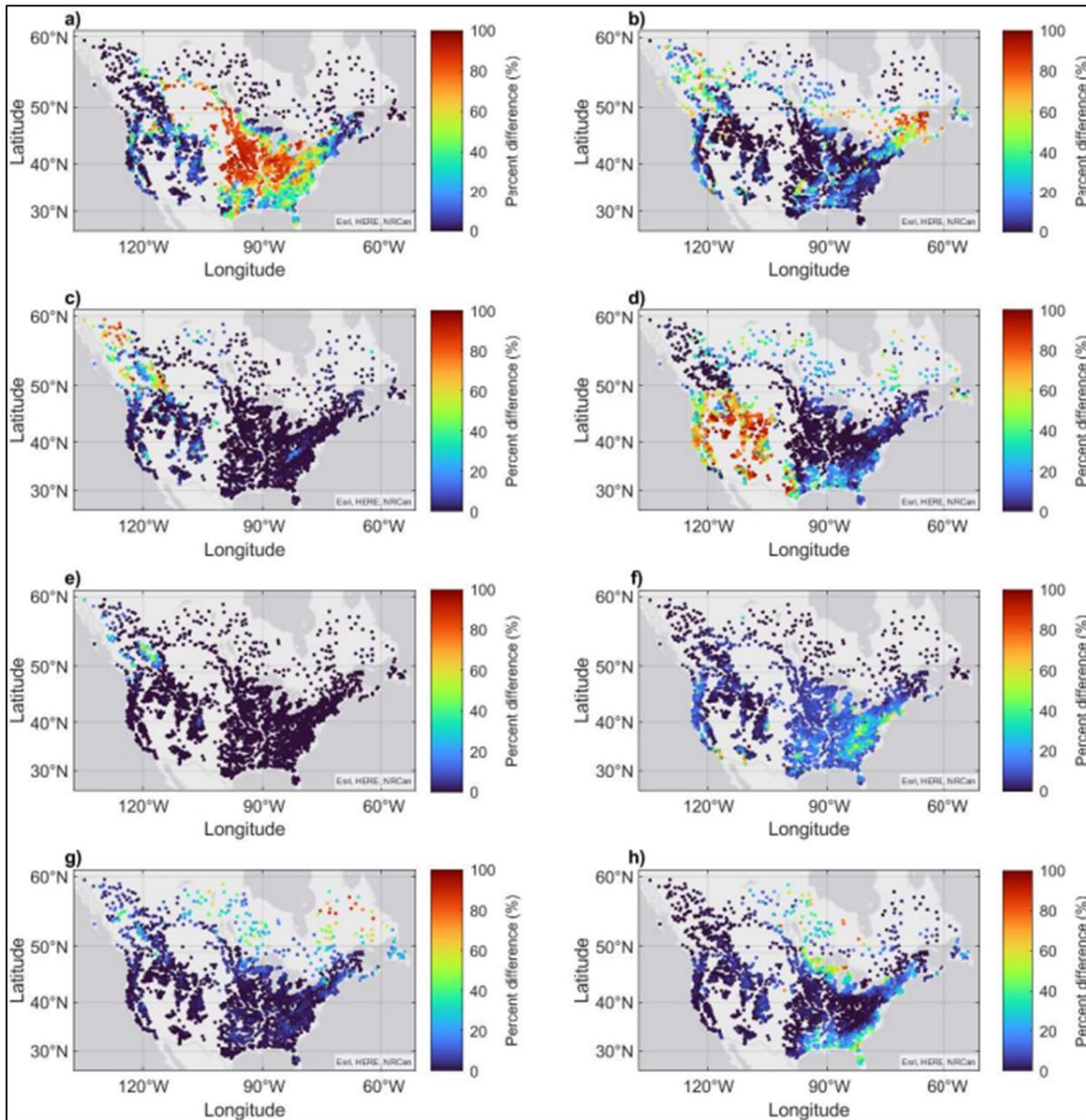


Figure-A II-2 : Répartition de la couverture terrestre pour la terre agricole (a), la forêt (b), les prairies (c), les zones arbustives (d), la neige (e), l'urbain (f), l'eau (g), et les zones humides (h)

ANNEXE III

DISTRIBUTION DES CARACTÉRISTIQUES DES BASSINS VERSANTS SUR LE SITE D'ÉTUDE

Tableau-A III-1 Corrélations entre les caractéristiques des bassins versants et les SVA médians sur la côte ouest des États-Unis

Caractéristiques	R²	ρ-value
Latitude (°)	0.0990	0.0001
Longitude (°)	0.0160	0.1159
Surface de drainage (km ²)	0.0123	0.1673
Élévation (m)	0.0034	0.4720
Couverture (%)		
Agricultural	0.0013	0.6508
Boisés	0.1017	0.0000
Engazonnés	0.0300	0.0306
Arbustives	0.0736	0.0006
Enneigés	0.0002	0.8604
Urbains	0.0830	0.0003
Eau	0.0018	0.5980
Humides	0.0041	0.4280

Tableau-A III-2 Corrélations entre les caractéristiques de bassins versants et les SVA médian sur la côte nord-est des États-Unis

Caractéristiques	R²	ρ-value
Latitude (°)	0.0467	0.0000
Longitude (°)	0.0004	0.6115
Surface de drainage (km ²)	0.0179	0.0013
Élévation (m)	0.0102	0.0152
Couverture (%)		
Agricultural	0.0084	0.0276
Boisés	0.0092	0.0216
Engazonnés	0.0007	0.5144
Arbustives	0.0200	0.0007
Enneigés	-	-
Urbains	0.0141	0.0043
Eau	0.0123	0.0076
Humides	0.0284	0.0000

Tableau-A III-3 Corrélations entre les caractéristiques de bassins versants et les SVA médian sur la région montagneuse de l'Amérique du Nord

Caractéristiques	R²	ρ-value
Latitude (°)	0.0915	0.0000
Longitude (°)	0.0045	0.2640
Surface de drainage (km ²)	0.0266	0.0063
Élévation (m)	0.0132	0.0548
Couverture (%)		
Agricultural	0.0029	0.3683
Boisés	0.0209	0.0157
Engazonnés	0.0131	0.0564
Arbustives	0.0272	0.0058
Enneigés	0.0032	0.3436
Urbains	0.0136	0.0521
Eau	0.0012	0.5607
Humides	0.0014	0.5300

Tableau-A III-4 Corrélations entre les caractéristiques de bassins versants et les SVA médian sur l'est canadien

Caractéristiques	R²	ρ-value
Latitude (°)	0.1136	0.0012
Longitude (°)	0.1310	0.0005
Surface de drainage (km ²)	0.0024	0.6436
Élévation (m)	0.0102	0.3428
Couverture (%)		
Agricultural	0.0389	0.0626
Boisés	0.1297	0.0005
Engazonnés	0.0908	0.0039
Arbustives	0.0004	0.8473
Enneigés	0.0084	0.3908
Urbains	0.0529	0.0292
Eau	0.2179	0.0000
Humides	0.1094	0.0015

ANNEXE IV

COMPARAISON DES RÉGIMES HYDROLOGIQUES OBSERVÉS ET SIMULÉS ET DES VOLUMES D'EMMAGASINAGE REQUIS PAR BASSIN VERSANT

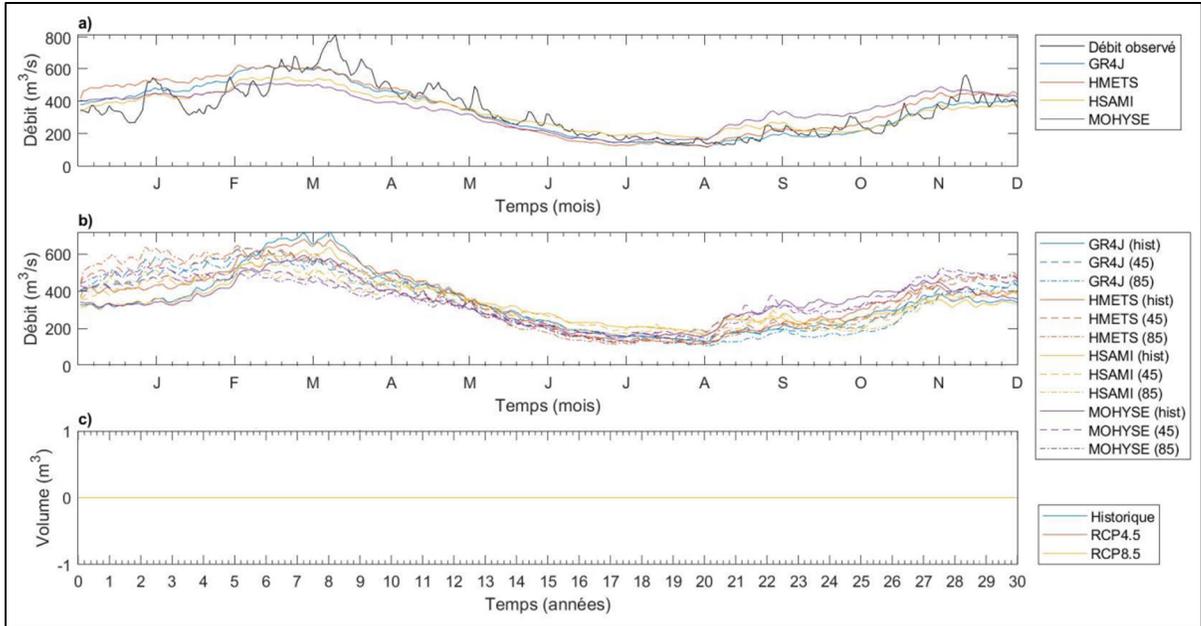


Figure-A IV-1 : Comparaison des régimes hydrologiques observé et simulés par modèle hydrologique pour la moyenne des projections (a), la moyenne des projection séparé par la période de référence et les scénarios futur RCP4.5 et RCP8.5 (b), et les volumes d'emménagement projetés (c) pour le bassin versant 142

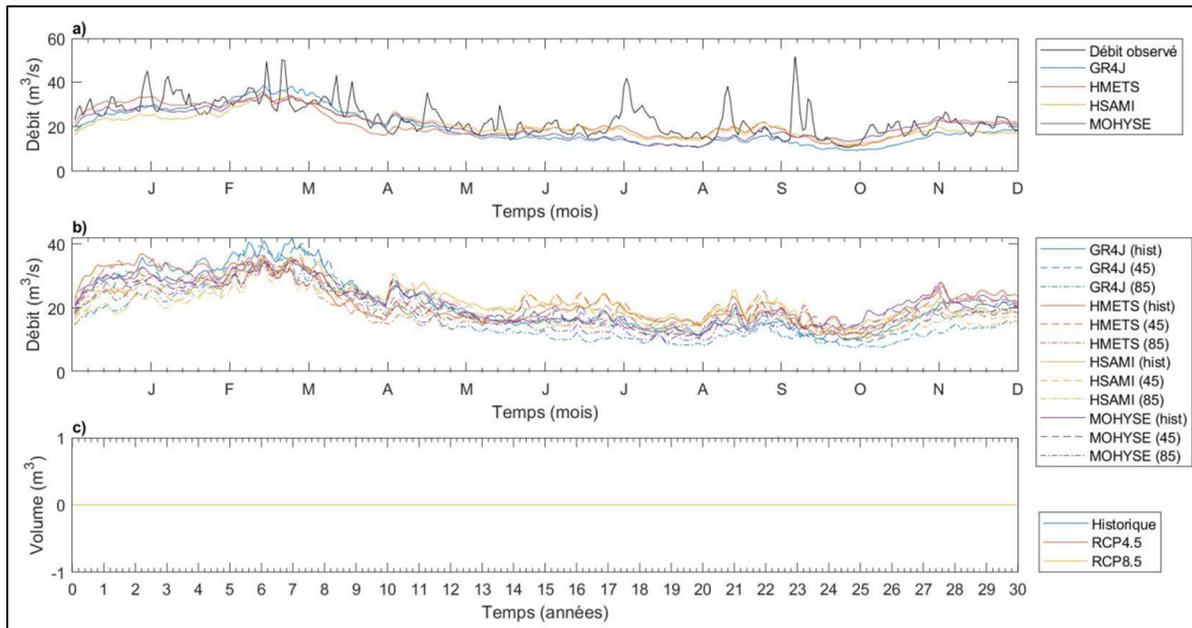


Figure-A IV-2 : Comparaison des régimes hydrologiques observé et simulés par modèle hydrologique pour la moyenne des projections (a), la moyenne des projection séparé par la période de référence et les scénarios futur RCP4.5 et RCP8.5 (b), et les volumes d'emmagasinement projetés (c) pour le bassin versant 550

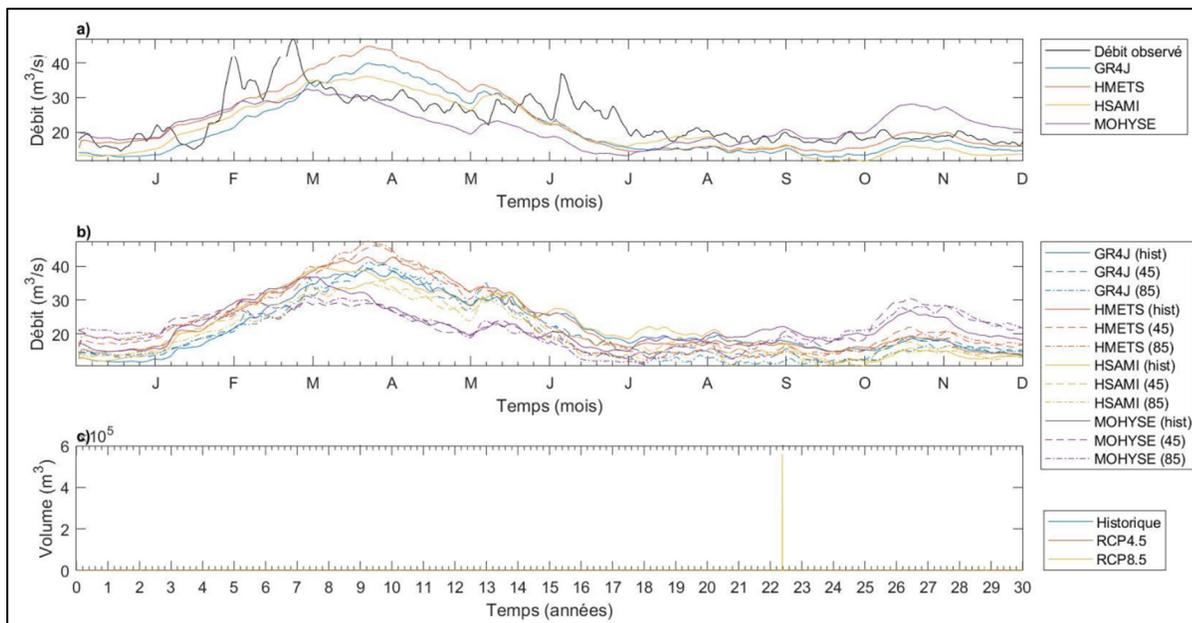


Figure-A IV-3 : Comparaison des régimes hydrologiques observé et simulés par modèle hydrologique pour la moyenne des projections (a), la moyenne des projection séparé par la période de référence et les scénarios futur RCP4.5 et RCP8.5 (b), et les volumes d'emmagasinement projetés (c) pour le bassin versant 1365

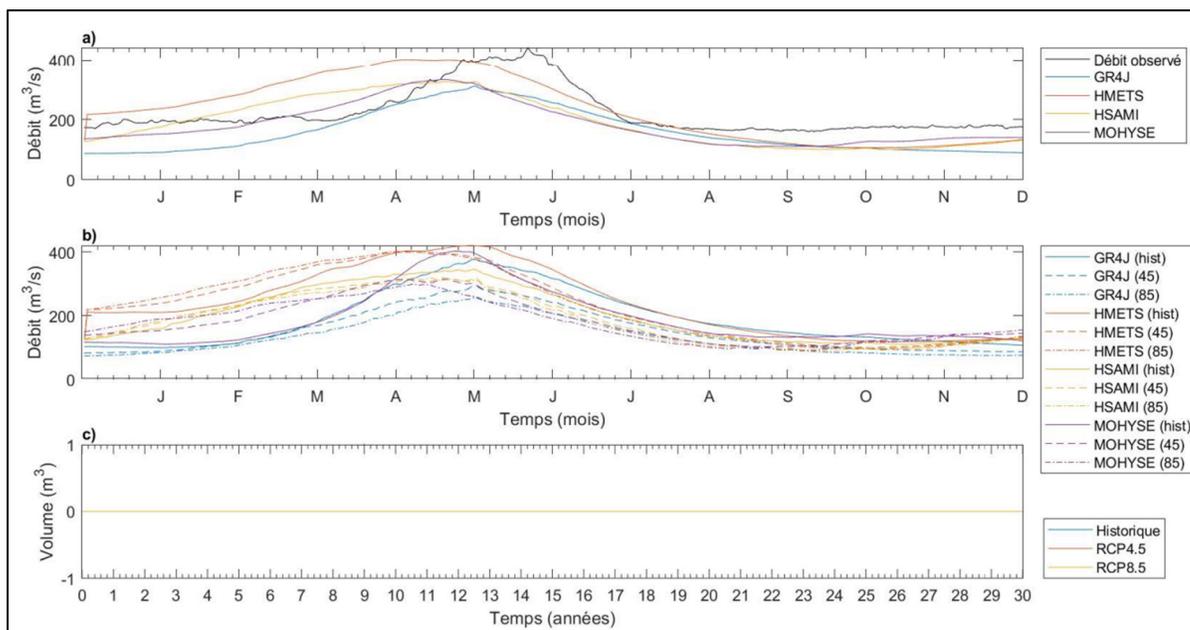


Figure-A IV-4 : Comparaison des régimes hydrologiques observé et simulés par modèle hydrologique pour la moyenne des projections (a), la moyenne des projection séparé par la période de référence et les scénarios futur RCP4.5 et RCP8.5 (b), et les volumes d'emmagasinage projetés (c) pour le bassin versant 1673

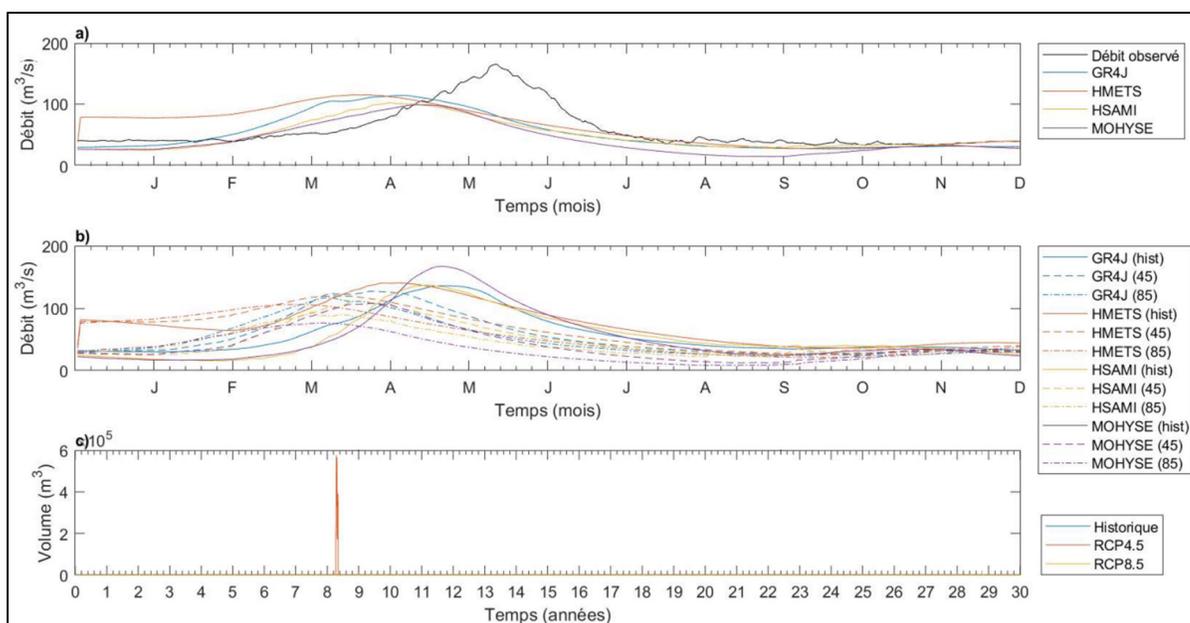


Figure-A IV-5 : Comparaison des régimes hydrologiques observé et simulés par modèle hydrologique pour la moyenne des projections (a), la moyenne des projection séparé par la période de référence et les scénarios futur RCP4.5 et RCP8.5 (b), et les volumes d'emmagasinage projetés (c) pour le bassin versant 2429

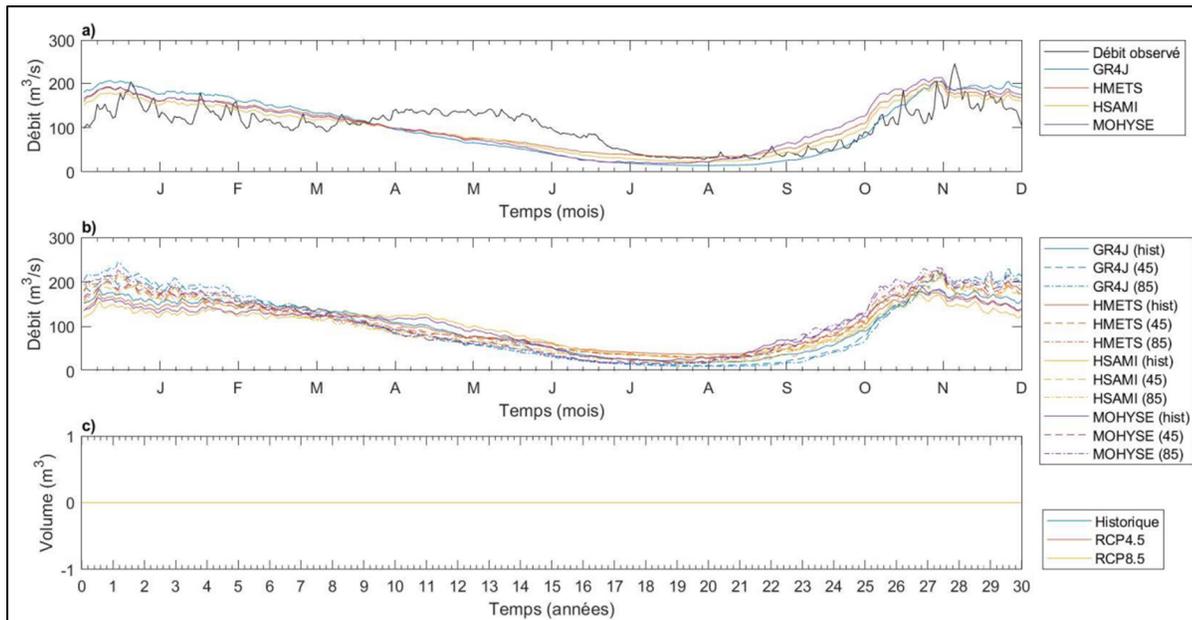


Figure-A IV-6 : Comparaison des régimes hydrologiques observé et simulés par modèle hydrologique pour la moyenne des projections (a), la moyenne des projection séparé par la période de référence et les scénarios futur RCP4.5 et RCP8.5 (b), et les volumes d’emmagasinement projetés (c) pour le bassin versant 2595

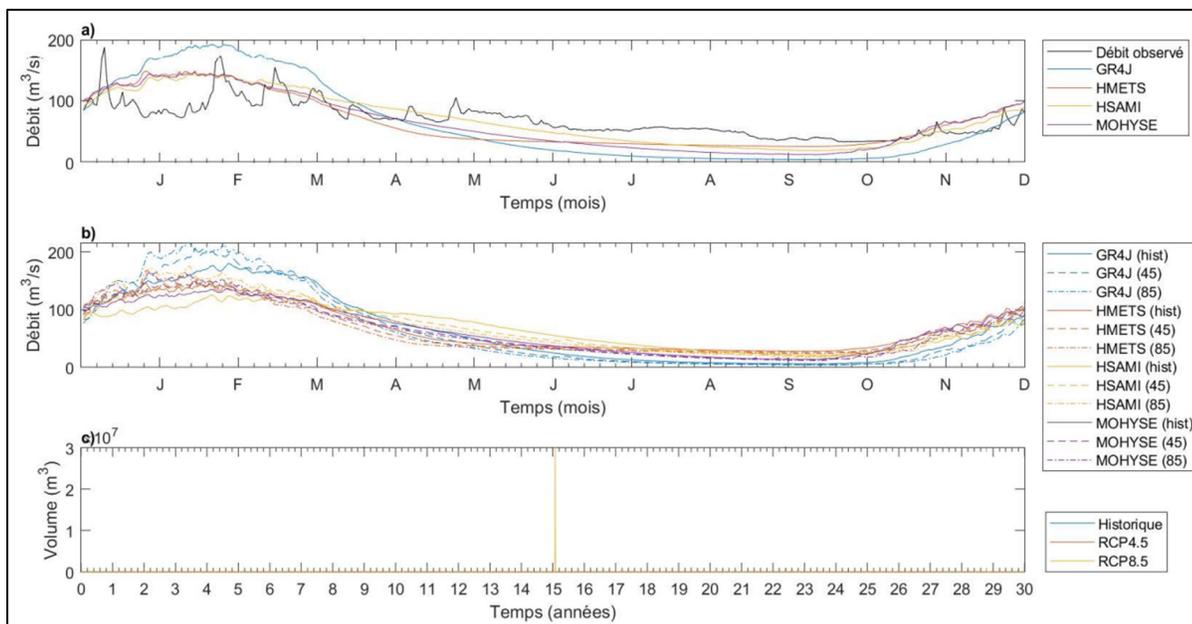


Figure-A IV-7 : Comparaison des régimes hydrologiques observé et simulés par modèle hydrologique pour la moyenne des projections (a), la moyenne des projection séparé par la période de référence et les scénarios futur RCP4.5 et RCP8.5 (b), et les volumes d’emmagasinement projetés (c) pour le bassin versant 2995

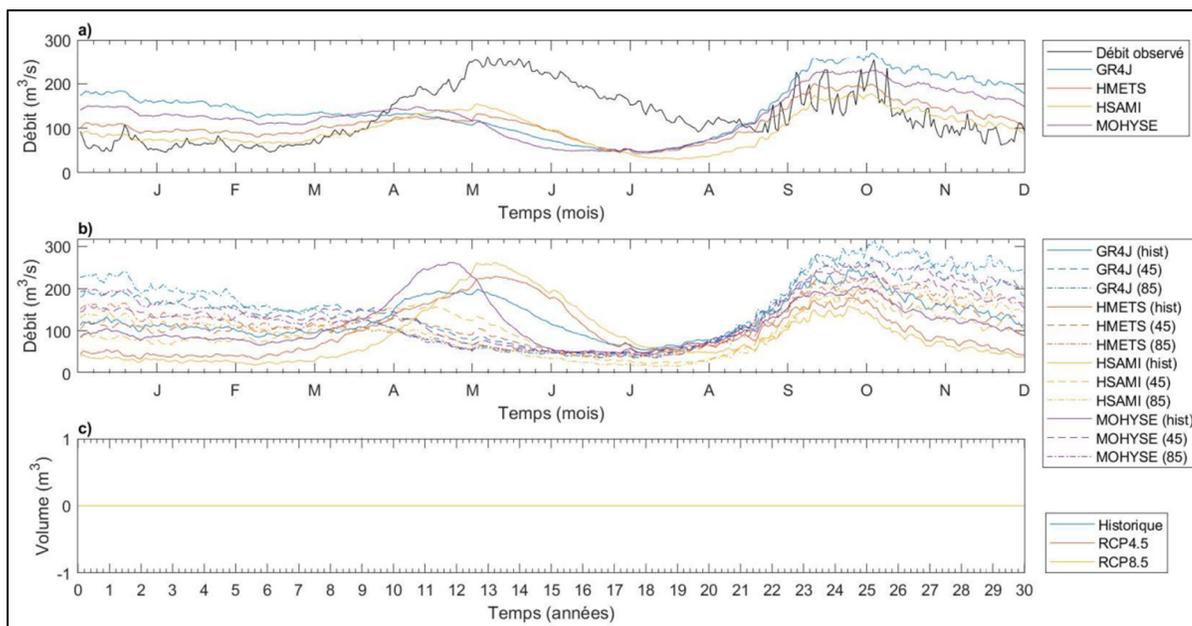


Figure-A IV-8 : Comparaison des régimes hydrologiques observé et simulés par modèle hydrologique pour la moyenne des projections (a), la moyenne des projection séparé par la période de référence et les scénarios futur RCP4.5 et RCP8.5 (b), et les volumes d'emmagasinement projetés (c) pour le bassin versant 3130

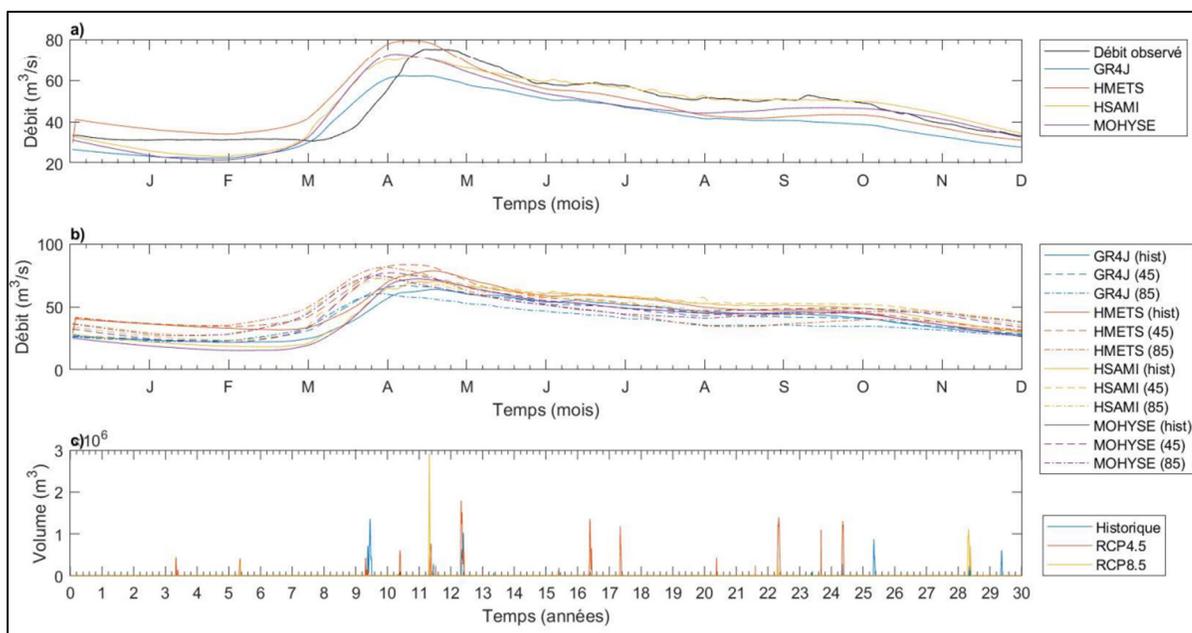


Figure-A IV-9 : Comparaison des régimes hydrologiques observé et simulés par modèle hydrologique pour la moyenne des projections (a), la moyenne des projection séparé par la période de référence et les scénarios futur RCP4.5 et RCP8.5 (b), et les volumes d'emmagasinement projetés (c) pour le bassin versant 3318

LISTE DE RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aldous, A., Fitzsimons, J., Richter, B., & Bach, L. (2011). Droughts, floods and freshwater ecosystems: Evaluating climate change impacts and developing adaptation strategies. *Marine and Freshwater Research*, 62(3), 223. <https://doi.org/10.1071/MF09285>
- Arnell, N. W., & Gosling, S. N. (2013). The impacts of climate change on river flow regimes at the global scale. *Journal of Hydrology*, 486, 351–364. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.02.010>
- Arsenault, R., Brissette, F., Chen, J., Guo, Q., & Dallaire, G. (2020). NAC² H: The North American Climate Change and Hydroclimatology Data Set. *Water Resources Research*, 56(8). <https://doi.org/10.1029/2020WR027097>
- Arsenault, R., Brissette, F., Malo, J.-S., Minville, M., & Leconte, R. (2013). Structural and Non-Structural Climate Change Adaptation Strategies for the Péribonka Water Resource System. *Water Resources Management*, 27(7), 2075–2087. <https://doi.org/10.1007/s11269-013-0275-6>
- Arsenault, R., Brissette, F., & Martel, J.-L. (2018). The hazards of split-sample validation in hydrological model calibration. *Journal of Hydrology*, 566, 346–362. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.09.027>
- Boulangé, J., Hanasaki, N., Yamazaki, D., & Pokhrel, Y. (2021). Role of dams in reducing global flood exposure under climate change. *Nature Communications*, 12(1), 417. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-20704-0>
- Brekke, L. D., Dettinger, M. D., Maurer, E. P., & Anderson, M. (2008). Significance of model credibility in estimating climate projection distributions for regional hydroclimatological risk assessments. *Climatic Change*, 89(3–4), 371–394. <https://doi.org/10.1007/s10584-007-9388-3>
- Brown, P. H., Tullos, D., Tilt, B., Magee, D., & Wolf, A. T. (2009). Modeling the costs and benefits of dam construction from a multidisciplinary perspective. *Journal of Environmental Management*, 90, S303–S311. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2008.07.025>
- Bunn, S. E., & Arthington, A. H. (2002). Basic Principles and Ecological Consequences of Altered Flow Regimes for Aquatic Biodiversity. *Environmental Management*, 30(4), 492–507. <https://doi.org/10.1007/s00267-002-2737-0>
- Cannon, A. J. (2018). Multivariate quantile mapping bias correction: An N-dimensional probability density function transform for climate model simulations of multiple variables. *Climate Dynamics*, 50(1–2), 31–49. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3580-6>

- Cannon, A. J., Sobie, S. R., & Murdock, T. Q. (2015). Bias Correction of GCM Precipitation by Quantile Mapping: How Well Do Methods Preserve Changes in Quantiles and Extremes? *Journal of Climate*, 28(17), 6938–6959. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00754.1>
- Carvalho-Santos, C., Nunes, J. P., Monteiro, A. T., Hein, L., & Honrado, J. P. (2016a). Assessing the effects of land cover and future climate conditions on the provision of hydrological services in a medium-sized watershed of Portugal: Impacts of Land Cover and Future Climate on Hydrological Services. *Hydrological Processes*, 30(5), 720–738. <https://doi.org/10.1002/hyp.10621>
- Carvalho-Santos, C., Nunes, J. P., Monteiro, A. T., Hein, L., & Honrado, J. P. (2016b). Assessing the effects of land cover and future climate conditions on the provision of hydrological services in a medium-sized watershed of Portugal: Impacts of Land Cover and Future Climate on Hydrological Services. *Hydrological Processes*, 30(5), 720–738. <https://doi.org/10.1002/hyp.10621>
- Chen, J., Brissette, F. P., Chaumont, D., & Braun, M. (2013). Finding appropriate bias correction methods in downscaling precipitation for hydrologic impact studies over North America: Evaluation of Bias Correction Methods. *Water Resources Research*, 49(7), 4187–4205. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20331>
- Chen, J., Brissette, F. P., & Lucas-Picher, P. (2015). Assessing the limits of bias-correcting climate model outputs for climate change impact. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(3), 1123–1136. <https://doi.org/10.1002/2014JD022635>
- Chen, J., Brissette, F. P., Poulin, A., & Leconte, R. (2011). Overall uncertainty study of the hydrological impacts of climate change for a Canadian watershed: OVERALL UNCERTAINTY OF CLIMATE CHANGE IMPACTS ON HYDROLOGY. *Water Resources Research*, 47(12). <https://doi.org/10.1029/2011WR010602>
- Chen, J., St-Denis, B. G., Brissette, F. P., & Lucas-Picher, P. (2016). Using Natural Variability as a Baseline to Evaluate the Performance of Bias Correction Methods in Hydrological Climate Change Impact Studies. *Journal of Hydrometeorology*, 17(8), 2155–2174. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0099.1>
- Cochand, F., Therrien, R., & Lemieux, J.-M. (2019). Integrated Hydrological Modeling of Climate Change Impacts in a Snow-Influenced Catchment. *Groundwater*, 57(1), 3–20. <https://doi.org/10.1111/gwat.12848>
- Dadhwal, V. K., Aggarwal, S. P., & Mishra, N. (2010). *Hydrological simulation of Mahanadi River Basin and impact of LULCC on surface runoff using a macro scale hydrological model.*

- Dankers, R., & Feyen, L. (2008). Climate change impact on flood hazard in Europe: An assessment based on high-resolution climate simulations. *Journal of Geophysical Research*, *113*(D19), D19105. <https://doi.org/10.1029/2007JD009719>
- Devkota, L. P., & Gyawali, D. R. (2015). Impacts of climate change on hydrological regime and water resources management of the Koshi River Basin, Nepal. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, *4*, 502–515. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.06.023>
- Do, H. X., Westra, S., & Leonard, M. (2017). A global-scale investigation of trends in annual maximum streamflow. *Journal of Hydrology*, *552*, 28–43. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.06.015>
- Doll, P., Fiedler, K., & Zhang, J. (2009). Global-scale analysis of river flow alterations due to water withdrawals and reservoirs. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *20*.
- Döll, P., & Zhang, J. (2010). Impact of climate change on freshwater ecosystems: A global-scale analysis of ecologically relevant river flow alterations. *Hydrology and Earth System Sciences*, *14*(5), 783–799. <https://doi.org/10.5194/hess-14-783-2010>
- dos Santos, F. M., de Oliveira, R. P., & Mauad, F. F. (2018). Lumped versus Distributed Hydrological Modeling of the Jacaré-Guaçu Basin, Brazil. *Journal of Environmental Engineering*, *144*(8), 04018056. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)EE.1943-7870.0001397](https://doi.org/10.1061/(ASCE)EE.1943-7870.0001397)
- Fluixá-Sanmartín, J., Altarejos-García, L., Morales-Torres, A., & Escuder-Bueno, I. (2018). Review article: Climate change impacts on dam safety. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, *18*(9), 2471–2488. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-2471-2018>
- Gao, C., Booij, M. J., & Xu, Y.-P. (2020). Assessment of extreme flows and uncertainty under climate change: Disentangling the uncertainty contribution of representative concentration pathways, global climate models and internal climate variability. *Hydrology and Earth System Sciences*, *24*(6), 3251–3269. <https://doi.org/10.5194/hess-24-3251-2020>
- Giuntoli, I., Villarini, G., Prudhomme, C., & Hannah, D. M. (2018). Uncertainties in projected runoff over the conterminous United States. *Climatic Change*, *150*(3–4), 149–162. <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2280-5>
- Graham, S., Parkinson, C., & Chahine, M. (2010, October 1). The Water Cycle [Text.Article]. Retrieved January 24, 2023, from <https://earthobservatory.nasa.gov/features/Water>
- Guhathakurta, P., Sreejith, O. P., & Menon, P. A. (2011). Impact of climate change on extreme rainfall events and flood risk in India. *Journal of Earth System Science*, *120*(3), 359–373. <https://doi.org/10.1007/s12040-011-0082-5>

- Guo, Q., Chen, J., Zhang, X., Shen, M., Chen, H., & Guo, S. (2019). A new two-stage multivariate quantile mapping method for bias correcting climate model outputs. *Climate Dynamics*, 53(5), 3603–3623. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04729-w>
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1–2), 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- Hawkins, E., & Sutton, R. (2009). The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8), 1095–1108. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2607.1>
- He, H., Zhou, J., & Zhang, W. (2008). Modelling the impacts of environmental changes on hydrological regimes in the Hei River Watershed, China. *Global and Planetary Change*, 61(3–4), 175–193. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.08.012>
- He, W., Kim, S., Wasko, C., & Sharma, A. (2022). A global assessment of change in flood volume with surface air temperature. *Advances in Water Resources*, 165, 104241. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2022.104241>
- Hunter, J., Thyer, M., McInerney, D., & Kavetski, D. (2021). Achieving high-quality probabilistic predictions from hydrological models calibrated with a wide range of objective functions. *Journal of Hydrology*, 603, 126578. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126578>
- IPCC (Ed.). (2000). *Emissions scenarios: Summary for policymakers; a special report of IPCC Working Group III* Intergovernmental Panel on Climate Change. Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Karl, T. R., Nicholls, N., & Ghazi, A. (1999). CLIVAR/GCOS/WMO Workshop on Indices and Indicators for Climate Extremes Workshop Summary. In T. R. Karl, N. Nicholls, & A. Ghazi (Eds.), *Weather and Climate Extremes: Changes, Variations and a Perspective from the Insurance Industry* (pp. 3–7). Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-015-9265-9_2
- Karmalkar, A. V., Thibeault, J. M., Bryan, A. M., & Seth, A. (2019). Identifying credible and diverse GCMs for regional climate change studies—case study: Northeastern United States. *Climatic Change*, 154(3–4), 367–386. <https://doi.org/10.1007/s10584-019-02411-y>
- Kim, J., Ivanov, V. Y., & Fatichi, S. (2016). Climate change and uncertainty assessment over a hydroclimatic transect of Michigan. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 30(3), 923–944. <https://doi.org/10.1007/s00477-015-1097-2>

- Knutti, R., Furrer, R., Tebaldi, C., Cermak, J., & Meehl, G. A. (2010). Challenges in Combining Projections from Multiple Climate Models. *Journal of Climate*, 23(10), 2739–2758. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3361.1>
- Koneti, S., Sunkara, S., & Roy, P. (2018). Hydrological Modeling with Respect to Impact of Land-Use and Land-Cover Change on the Runoff Dynamics in Godavari River Basin Using the HEC-HMS Model. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 7(6), 206. <https://doi.org/10.3390/ijgi7060206>
- Kouchi, D. H., Esmaili, K., Faridhosseini, A., Sanaeinejad, S. H., Khalili, D., & Abbaspour, K. C. (2017). Sensitivity of Calibrated Parameters and Water Resource Estimates on Different Objective Functions and Optimization Algorithms. *Water*, 9(6), 384. <https://doi.org/10.3390/w9060384>
- Krysanova, V., Donnelly, C., Gelfan, A., Gerten, D., Arheimer, B., Hattermann, F., & Kundzewicz, Z. W. (2018). How the performance of hydrological models relates to credibility of projections under climate change. *Hydrological Sciences Journal*, 63(5), 696–720. <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1446214>
- Krysanova, V., Zaherpour, J., Didovets, I., Gosling, S. N., Gerten, D., Hanasaki, N., ... Wada, Y. (2020). How evaluation of global hydrological models can help to improve credibility of river discharge projections under climate change. *Climatic Change*, 163(3), 1353–1377. <https://doi.org/10.1007/s10584-020-02840-0>
- Lawrence, D., & Haddeland, I. (2011). Uncertainty in hydrological modelling of climate change impacts in four Norwegian catchments. *Hydrology Research*, 42(6), 457–471. <https://doi.org/10.2166/nh.2011.010>
- Loukas, A., Vasiliades, L., & Dalezios, N. R. (2004). Climate Change Implications on Flood Response of a Mountainous Watershed. *Water, Air, & Soil Pollution: Focus*, 4(4/5), 331–347. <https://doi.org/10.1023/B:WAFO.0000044809.79328.9d>
- Magilligan, F. J., & Nislow, K. H. (2005). Changes in hydrologic regime by dams. *Geomorphology*, 71(1–2), 61–78. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.08.017>
- Mahmood, R., Pielke, R. A., Hubbard, K. G., Niyogi, D., Bonan, G., Lawrence, P., ... Syktus, J. (2010). Impacts of Land Use/Land Cover Change on Climate and Future Research Priorities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(1), 37–46. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2769.1>
- Maraun, D., Shepherd, T. G., Widmann, M., Zappa, G., Walton, D., Gutiérrez, J. M., ... Mearns, L. O. (2017). Towards process-informed bias correction of climate change simulations. *Nature Climate Change*, 7(11), 764–773. <https://doi.org/10.1038/nclimate3418>
- Martel, J.-L., Brissette, F. P., Lucas-Picher, P., Troin, M., & Arsenault, R. (2021). Climate Change and Rainfall Intensity–Duration–Frequency Curves: Overview of Science and

- Guidelines for Adaptation. *Journal of Hydrologic Engineering*, 26(10), 03121001. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0002122](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0002122)
- Martel, J.-L., Demeester, K., Brissette, F. O., Poulin, A., & Arsenault, R. (n.d.). *HMETS—A Simple and Efficient Hydrology Model for Teaching Hydrological Modelling, Flow Forecasting and Climate Change Impacts*. 11.
- Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., ... Zhou, B. (Eds.). (2021). Summary for policymakers. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 3–32). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.001>
- Maurer, E. P., Brekke, L. D., & Pruitt, T. (2010). Contrasting Lumped and Distributed Hydrology Models for Estimating Climate Change Impacts on California Watersheds I: Contrasting Lumped and Distributed Hydrology Models for Estimating Climate Change Impacts on California Watersheds. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 46(5), 1024–1035. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2010.00473.x>
- McSweeney, C. F., Jones, R. G., & Booth, B. B. B. (2012). Selecting Ensemble Members to Provide Regional Climate Change Information. *Journal of Climate*, 25(20), 7100–7121. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00526.1>
- Meyer, J., Kohn, I., Stahl, K., Hakala, K., Seibert, J., & Cannon, A. J. (2019). Effects of univariate and multivariate bias correction on hydrological impact projections in alpine catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(3), 1339–1354. <https://doi.org/10.5194/hess-23-1339-2019>
- Miller, S. N., Kepner, W. G., Mehaffey, M. H., Hernandez, M., Miller, R. C., Goodrich, D. C., ... Miller, W. P. (2002). INTEGRATING LANDSCAPE ASSESSMENT AND HYDROLOGIC MODELING FOR LAND COVER CHANGE ANALYSIS. *Journal of the American Water Resources Association*, 38(4), 915–929. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2002.tb05534.x>
- Minville, M., Brissette, F., Krau, S., & Leconte, R. (2009). Adaptation to Climate Change in the Management of a Canadian Water-Resources System Exploited for Hydropower. *Water Resources Management*, 23(14), 2965–2986. <https://doi.org/10.1007/s11269-009-9418-1>
- Minville, M., Brissette, F., & Leconte, R. (2008). Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a nordic watershed. *Journal of Hydrology*, 358(1), 70–83. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.05.033>

- Minville, M., Krau, S., Brissette, F., & Leconte, R. (2010). Behaviour and Performance of a Water Resource System in Québec (Canada) Under Adapted Operating Policies in a Climate Change Context. *Water Resources Management*, 24(7), 1333–1352. <https://doi.org/10.1007/s11269-009-9500-8>
- Mittal, N., Bhave, A. G., Mishra, A., & Singh, R. (2016). Impact of Human Intervention and Climate Change on Natural Flow Regime. *Water Resources Management*, 30(2), 685–699. <https://doi.org/10.1007/s11269-015-1185-6>
- Mohammed, I. N., Bomblies, A., & Wemple, B. C. (2015). The use of CMIP5 data to simulate climate change impacts on flow regime within the Lake Champlain Basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 3, 160–186. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.01.002>
- Mpelasoka, F. S., & Chiew, F. H. S. (2009). Influence of Rainfall Scenario Construction Methods on Runoff Projections. *Journal of Hydrometeorology*, 10(5), 1168–1183. <https://doi.org/10.1175/2009JHM1045.1>
- Muerth, M. J., Gauvin St-Denis, B., Ricard, S., Velázquez, J. A., Schmid, J., Minville, M., ... Turcotte, R. (2013). On the need for bias correction in regional climate scenarios to assess climate change impacts on river runoff. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(3), 1189–1204. <https://doi.org/10.5194/hess-17-1189-2013>
- Murdoch, P. S., Baron, J. S., & Miller, T. L. (2000). POTENTIAL EFFECTS OF CLIMATE CHANGE ON SURFACE-WATER QUALITY IN NORTH AMERICA ¹. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 36(2), 347–366. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2000.tb04273.x>
- Muzik, I. (2002). A first-order analysis of the climate change effect on flood frequencies in a subalpine watershed by means of a hydrological rainfall–runoff model. *Journal of Hydrology*, 267(1–2), 65–73. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00140-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00140-3)
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- Obeysekera, J., Irizarry, M., Park, J., Barnes, J., & Dessalegne, T. (2011). Climate change and its implications for water resources management in south Florida. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 25(4), 495–516. <https://doi.org/10.1007/s00477-010-0418-8>
- Overland, J. E., Wang, M., Bond, N. A., Walsh, J. E., Kattsov, V. M., & Chapman, W. L. (2011). Considerations in the Selection of Global Climate Models for Regional Climate Projections: The Arctic as a Case Study. *Journal of Climate*, 24(6), 1583–1597. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3462.1>
- Paul, M., & Negahban-Azar, M. (2018). Sensitivity and uncertainty analysis for streamflow prediction using multiple optimization algorithms and objective functions: San Joaquin

- Watershed, California. *Modeling Earth Systems and Environment*, 4(4), 1509–1525. <https://doi.org/10.1007/s40808-018-0483-4>
- Perrin, C., Michel, C., & Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1–4), 275–289. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00225-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00225-7)
- Peterson, T., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., & Plummer, N. (2001). *Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs*. Retrieved from <http://etccdi.pacificclimate.org/docs/wgccd.2001.pdf>
- Poulin, A., Brissette, F., Leconte, R., Arsenault, R., & Malo, J.-S. (2011). Uncertainty of hydrological modelling in climate change impact studies in a Canadian, snow-dominated river basin. *Journal of Hydrology*, 409(3–4), 626–636. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.057>
- Prudhomme, C., Jakob, D., & Svensson, C. (2003). Uncertainty and climate change impact on the flood regime of small UK catchments. *Journal of Hydrology*, 277(1), 1–23. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00065-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00065-9)
- Rasouli, K., Pomeroy, J. W., & Whitfield, P. H. (2019a). Are the effects of vegetation and soil changes as important as climate change impacts on hydrological processes? *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(12), 4933–4954. <https://doi.org/10.5194/hess-23-4933-2019>
- Rasouli, K., Pomeroy, J. W., & Whitfield, P. H. (2019b). Are the effects of vegetation and soil changes as important as climate change impacts on hydrological processes? *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(12), 4933–4954. <https://doi.org/10.5194/hess-23-4933-2019>
- Renöfält, B. M., Jansson, R., & Nilsson, C. (2010). Effects of hydropower generation and opportunities for environmental flow management in Swedish riverine ecosystems: Hydropower and environmental flow management. *Freshwater Biology*, 55(1), 49–67. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2009.02241.x>
- Schnorbus, M., Werner, A., & Bennett, K. (2014). Impacts of climate change in three hydrologic regimes in British Columbia, Canada: IMPACTS OF CLIMATE CHANGE IN BRITISH COLUMBIA. *Hydrological Processes*, 28(3), 1170–1189. <https://doi.org/10.1002/hyp.9661>
- Sun, X., Li, R., Shan, X., Xu, H., & Wang, J. (2021). Assessment of climate change impacts and urban flood management schemes in central Shanghai. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, 65, 102563. <https://doi.org/10.1016/j.ijdrr.2021.102563>
- Sunyer, M. A., Hundedcha, Y., Lawrence, D., Madsen, H., Willems, P., Martinkova, M., ... Yücel, I. (2015). Inter-comparison of statistical downscaling methods for projection of

- extreme precipitation in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(4), 1827–1847. <https://doi.org/10.5194/hess-19-1827-2015>
- Tabari, H. (2020). Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water availability. *Scientific Reports*, 10(1), 13768. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-70816-2>
- Tarek, M., Brissette, F., & Arsenault, R. (2021). Uncertainty of gridded precipitation and temperature reference datasets in climate change impact studies. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(6), 3331–3350. <https://doi.org/10.5194/hess-25-3331-2021>
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., & Meehl, G. A. (2012). An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Teng, J., Potter, N. J., Chiew, F. H. S., Zhang, L., Wang, B., Vaze, J., & Evans, J. P. (2015). How does bias correction of regional climate model precipitation affect modelled runoff? *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(2), 711–728. <https://doi.org/10.5194/hess-19-711-2015>
- Tohver, I. M., Alan F. Hamlet, & Lee Se-Yeun. (2014). Impacts of 21st-Century Climate Change on Hydrologic Extremes in the Pacific Northwest region of North America. *Journal of American Water Resources Association*, 50(6), 1461–1476. <https://doi.org/10.1111/jawr.12199>
- Troin, M., Arsenault, R., Martel, J.-L., & Brissette, F. (2018). Uncertainty of Hydrological Model Components in Climate Change Studies over Two Nordic Quebec Catchments. *Journal of Hydrometeorology*, 19(1), 27–46. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0002.1>
- Troin, M., Caya, D., Velázquez, J. A., & Brissette, F. (2015). Hydrological response to dynamical downscaling of climate model outputs: A case study for western and eastern snowmelt-dominated Canada catchments. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4, 595–610. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.09.003>
- Turner, S. W. D., Ng, J. Y., & Galelli, S. (2017). Examining global electricity supply vulnerability to climate change using a high-fidelity hydropower dam model. *Science of The Total Environment*, 590–591, 663–675. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.03.022>
- van Loenhout, J., McClean, D., & Below, R. (2020). *Human cost of disasters: An overview of the last 20 years 2000-2019* (p. 17).
- van Vliet, M. T. H., Franssen, W. H. P., Yearsley, J. R., Ludwig, F., Haddeland, I., Lettenmaier, D. P., & Kabat, P. (2013). Global river discharge and water temperature under climate change. *Global Environmental Change*, 23(2), 450–464. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2012.11.002>

- Varrod, P. (Ed.). (1996). *Le petit Robert Dictionnaire de la langue française*.
- Veijalainen, N., Lotsari, E., Alho, P., Vehviläinen, B., & Käyhkö, J. (2010). National scale assessment of climate change impacts on flooding in Finland. *Journal of Hydrology*, 391(3–4), 333–350. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.035>
- Wanders, N., & Wada, Y. (2015). Human and climate impacts on the 21st century hydrological drought. *Journal of Hydrology*, 526, 208–220. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.047>
- Wang, H., Chen, J., Xu, C., Zhang, J., & Chen, H. (2020). A Framework to Quantify the Uncertainty Contribution of GCMs Over Multiple Sources in Hydrological Impacts of Climate Change. *Earth's Future*, 8(8). <https://doi.org/10.1029/2020EF001602>
- Water Science School. (2022, October 2). The Water Cycle | U.S. Geological Survey. Retrieved January 24, 2023, from <https://www.usgs.gov/special-topics/water-science-school/science/water-cycle>
- Wilby, R. L., & Harris, I. (2006). A framework for assessing uncertainties in climate change impacts: Low-flow scenarios for the River Thames, UK. *Water Resources Research*, 42(2). <https://doi.org/10.1029/2005WR004065>
- World Health Organisation. (2019). Floods. Retrieved October 2, 2022, from <https://www.who.int/health-topics/floods>
- Xu, C. (1999). Climate Change and Hydrologic Models: A Review of Existing Gaps and Recent Research Developments. *Water Resources Management*, 13(5), 369–382. <https://doi.org/10.1023/A:1008190900459>
- Xu, H., Xu, C.-Y., Chen, S., & Chen, H. (2016). Similarity and difference of global reanalysis datasets (WFD and APHRODITE) in driving lumped and distributed hydrological models in a humid region of China. *Journal of Hydrology*, 542, 343–356. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.011>
- Zhao, Y., Liu, S., & Shi, H. (2021). Impacts of dams and reservoirs on local climate change: A global perspective. *Environmental Research Letters*, 16(10), 104043. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac263c>
- Zhou, Q., Leng, G., Su, J., & Ren, Y. (2019). Comparison of urbanization and climate change impacts on urban flood volumes: Importance of urban planning and drainage adaptation. *Science of The Total Environment*, 658, 24–33. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.184>