Facteurs de divergences entre projections journalières et sous-journalières de modèles hydrologiques globaux conceptuels

par

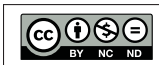
Virginie DESTUYNDER

THÈSE PRÉSENTÉE À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE
COMME EXIGENCE PARTIELLE À L'OBTENTION
DU DOCTORAT EN GÉNIE
Ph.D.

MONTRÉAL, LE 05 AOÛT 2025

ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

Virginie Destuynder, 2025



Cette licence Creative Commons signifie qu'il est permis de diffuser, d'imprimer ou de sauvegarder sur un autre support une partie ou la totalité de cette oeuvre à condition de mentionner l'auteur, que ces utilisations soient faites à des fins non commerciales et que le contenu de l'oeuvre n'ait pas été modifié.

PRÉSENTATION DU JURY

CETTE THÈSE A ÉTÉ ÉVALUÉE

PAR UN JURY COMPOSÉ DE:

Mme. Annie Poulin, Directrice de thèse
Laboratoire H3C (Hydrologie, Climat et Changements Climatiques), École de technologie supérieure

M. Patrice Seers, Président du jury
Département de génie mécanique, École de technologie supérieure

M. François Brissette, Membre du jury
Laboratoire H3C (Hydrologie, Climat et Changements Climatiques), École de technologie supérieure

M. Richard Arsenault, Membre du jury
Laboratoire H3C (Hydrologie, Climat et Changements Climatiques), École de technologie supérieure

M. André St-Hilaire, Examinateur externe indépendant
Institut National de la Recherche Scientifique

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

LE 16 JUILLET 2025

À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

AVANT-PROPOS

La présente thèse a reçu l'appui financier du consortium Ouranos, et du Ministère de l'Économie, de l'Innovation et de l'Énergie.

Facteurs de divergences entre projections journalières et sous-journalières de modèles hydrologiques globaux conceptuels

Virginie DESTUYNDER

RÉSUMÉ

Cette étude a pour objectif d'explorer les sources de divergences entre projections journalières et sous-journalières de l'impact du changement climatique sur des indices de débit en rivière.

L'expérience est réalisée à partir de deux modèles hydrologiques globaux conceptuels (GR4J et MOHYSE), calibrés par deux grilles climatiques (MSWEP2 et ERA5) aux 3 h et aux 24 h, sur 221 bassins versants de 10 km^2 à 2 000 km^2 du Mexique, du Québec et des États-Unis. Les simulations sont comparées en termes de deltas sur les crues maxima et de récurrence 100 ans saisonnières, entre des périodes du passé récent construites par contrastes de températures, et de volumes et intensités des précipitations. En climat futur, la comparaison s'effectue à partir de projections issues de sept simulations climatiques régionales de résolution 0,11° et 0,22°. À l'échelle journalière, sont comparés les indices extraits des séries de débits 24 h, à ceux extraits des séries 3 h moyennées aux 24 h (appelées séries 324). À l'échelle sous-journalière, sont comparés les indices des séries 3 h, à ceux des séries 24 h multipliés par un facteur de pointe, selon la pratique usuelle pour établir des débits de conception en ingénierie.

Un portrait des différences entre simulations 3 h, 324 et 24 h a d'abord été dressé. En médiane, les simulations 3 h simulent mieux les deltas d'indices entre climats contrastés du passé, mais on observe une grande variabilité saisonnière et régionale en fonction des choix de configuration (modèle hydrologique, grille climatique de référence, indice hydrologique visé). Sur des simulations futures, le pas de temps représente une faible part de l'incertitude sur les projections en médiane sur l'échantillon, mais entre 20% et 70% selon le bassin lorsqu'on tient compte de ses fortes interactions avec les autres choix de configuration. Son impact est plus marqué dans certains contextes : variation de la saisonnalité des pluies, intensification des précipitations, diversification des processus générateurs de crue sur les bassins nivaux.

Plusieurs angles d'approche complémentaires ont ensuite été explorés pour analyser les divergences entre simulations. Tout d'abord, la variabilité inter-crues et inter-climats des facteurs de pointe a été calculée à partir des crues de séries observées 3 h et 324 du passé récent. La capacité des modèles hydrologiques à représenter ces facteurs de pointe observés et leur variabilité a également été analysée. Les séries (F_p) des facteurs de pointe calculés sur les crues observées classées présentent un point de rupture dans 55% des cas, et des tendances tant positives que négatives. Ces ruptures constituent un bon indicateur de processus générateurs de crues différents pour les crues fréquentes et rares. Aussi, le facteur de pointe moyenné sur les crues, $\overline{F_p}$, n'est pas stationnaire entre périodes de climats contrastés du passé récent dans 48% des cas. Enfin, $\overline{F_p}$ dépend de l'échelle de temps choisie pour moyenner les séries aux 24 h, menant à des écarts jusqu'à 83% sur certains bassins selon que la série 324 est calculée en temps UTC ou en heure locale. Ces constats rappellent que la signification physique du facteur de pointe est limitée, et que son utilisation dans un contexte de changement climatique n'est pas recommandée.

On a aussi étudié l'adaptation d'hydrogrammes de crues théoriques à des variations du débit de base, et de l'intensité et de l'heure de pointe des averses. La déformation de ces modifications par la moyenne aux 24 h de ces hydrogrammes a été quantifiée et comparée aux divergences des projections de crue aux 3 h et 324 à l'échelle climatique. Les deltas sur les pointes de crue 3 h et 324 peuvent être opposés pour des bassins de temps de concentration inférieur à 48 h dans deux cas, rendant impossible l'utilisation de simulations journalières pour inférer des projections 3 h : 1) lorsque débits de base et débits de ruissellement varient en sens opposé, par exemple lorsqu'un bassin s'assèche mais que les crues s'intensifient ; 2) lorsque l'heure de pointe des hydrogrammes varie de telle façon que la pointe de crue soit proche d'une borne de la fenêtre de moyennage en référence mais pas en futur,ou vice versa. L'impact des variations du débit de base et du temps de pointe dépend de la capacité des modèles à représenter l'un et l'autre.

Par ailleurs, des ensembles d'arbres de classification des divergences ont été construits par apprentissage automatique à partir de prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques associés aux bassins. Les prédicteurs de divergence les plus importants dépendent du modèle hydrologique, de l'indice de débit visé, et du régime hydrologique des bassins,mais certains sont cruciaux dans tous les cas. Pour les indices hydroclimatiques, il s'agit des deltas des indices de précipitations maximales saisonnières journalières ΔRX_{24} et sous-journalières ΔRX_3, de l'indice de débit de base BFI, du facteur de pointe moyen F_p et du coefficient de variation de ce dernier CV_{F_p}. Pour les indices géophysiques, ce sont les taux de milieux humides et de forêts.

Enfin, quatre causes de divergences entre simulations 324 et 24 h ont été identifiées à travers quatre cas simulant des impacts opposés du changement climatique sur les débits aux 324 et aux 24 h : 1) Filtrage des processus sous-journaliers ponctuels (orages convectifs) ou cycliques (fonte). 2) Position de l'heure de pointe de l'averse ou de la crue par rapport à la fenêtre de moyennage de 24 h. 3) Impact du pas de discrétisation sur la résolution des équations non linéaires séquentielles ou de type « conditions logiques ». 4) Importance des horsains dans le calcul des indices. Cet examen s'est avéré un excellent outil pour comprendre comment un modèle hydrologique conceptuel compense les erreurs de discrétisation et pour cerner les limites de ces compensations sur des événements non observés en calibration. Par exemple, les tailles des réservoirs souterrains calibrés aux 3 h et aux 24 h sont différentes pour répondre à la dépendance des volumes d'infiltration à la résolution temporelle. Le changement structurel des précipitations dans le futur conduit alors à la saturation du réservoir à un pas de temps mais pas l'autre, et à des projections des crues et de l'hydrogramme annuel différentes.

En conclusion, lorsque des données sous-journalières sont disponibles, il est conseillé d'inclure la comparaison de projections journalières et sous-journalières dans la chaîne de modélisation. La détection de divergences signale alors des changements importants dans les processus générateurs de crues dominants du bassin, et la nécessité d'une étude approfondie des simulations avant de les utiliser pour des calculs d'ingénierie.

Mots-clés: Hydrologie, Changement climatique, Crues, Résolution temporelle, Modélisation hydrologique, Facteur de pointe

Factors of divergences between daily and sub-daily projections of lumped conceptual hydrological models

Virginie DESTUYNDER

ABSTRACT

This study aims to explore the sources of divergences between daily and sub-daily projections of the impact of climate change on river flow metrics.

Two lumped conceptual hydrological models (GR4H and MOHYSEH) are calibrated using two climate gridded datasets (MSWEP2 and ERA5) at 3-h and 24-h time steps, on 221 10 km^2 à 2 000 km^2 basins from Mexico, Quebec and the USA. The resulting simulations are compared in terms of deltas of seasonal maximum and 100-year return flows) between periods of the recent past based on contrasting temperatures, and precipitation volumes and intensities. For future climates, the comparison is based on projections from seven regional climate simulations of high spatial resolution (0,11° and 0,22°). At the daily scale, 24-h flow series are compared with daily-averaged 3-h flow series, thereafter called 324 series. At the sub-daily scale, 3-h flood metrics are compared with the 24-h metrics, multiplied by a peak factor, as in standard engineering practices.

The differences between 3-h, 324 and 24-h simulations were first described. The 3-h simulations performed better to adapt to past contrasting climate conditions in median terms over the sample, but the seasonal and regional internal variability is considerable and interdependent on the modeling chain configuration (hydrological model, reference climate grid, targeted metrics). For future simulations, the uncertainty arising from the temporal resolution is small in median terms, but rises to between 20% and 70% depending on the basin, when its strong interactions with the other components of the modeling chain are taken into account. The time step impact is more pronounced in certain contexts : variation in rainfall seasonality, intensification of precipitation, diversification of flood generating process on snow-dominated basins.

A number of complementary approaches were then explored to analyze the divergences between the simulations. First, a peak factor was computed for each flood of historical series as the ratio between 3-h and 324 peaks. The inter-floods and inter-climates stability of the peak factor was analyzed. The ability of the hydrological models to simulate these observed peak factors and their variability was also assessed. The series of peak factors computed on sorted historical floods, (F_p), reveal a significant breakpoint in 55% of cases, and both positive and negative trends. These breakpoints indicate distinct flood-generating processes for common and rare floods. Also, the peak factor averaged over floods, $\overline{F_p}$, is not stationary between past contrasting periods in 48% of cases. Last but not least, $\overline{F_p}$ depends on the time reference chosen for the daily-averaging, leading to differences of up to 83% depending on whether the 324 series is computed in UTC or local time. These findings are a strong reminder of the limited physical meaning of the peak factor. We do not recommend its use in a climate change context.

A theoretical experiment was then carried at the event scale, applying simple climate changes (variations in base flow, rainfall intensity and rainfall peak timing) to a typical rainfall event routed through a theoretical unit hydrograph. The subsequent modified flood hydrographs were daily-averaged to analyze the distortion of the climate change signal through the averaging process. The results were compared to the differences observed at the climate scale. Two cases can lead to opposite 3-h and 324 deltas for basins with a time of concentration shorter than 48-h, making it impossible to infer sub-daily delta from daily delta : 1) opposite changes of base flow and runoff flow, e.g., drier basin receiving heavier events. 2) time-to-peak in such a way that the peak is close to a bound of the averaging window in the reference period, but not in the future, or vice versa. The impact of these changes in base flow and time-to-peak depends on the model's ability to represent them.

In addition, classification tree ensembles were constructed based on geophysical and hydroclimatic characteristics of the basins, to identify predictors of potential divergences. The most important predictors depend on the hydrological model, the targeted metrics, and the hydrological regime of the basins. However, some are crucial in all cases. Key climate predictors are deltas in daily and sub-daily maximum precipitation (ΔRX_{24}, ΔRX_3). Key hydrological predictors are the base flow index BFI, the mean peak factor F_p and its coefficient of variation CV_{F_p}. Key geophysical predictors are the wetland and the forest percentages.

In conclusion, when sub-daily data is available, we recommend including the comparison of daily and sub-daily projections in the modeling framework. The detection of divergences then adverts for significant changes in the basin's dominant flood-generating processes, and for the need for a thorough study of the simulations before using them for engineering purposes.

Keywords: Hydrology, Climate Change, Floods, Temporal resolution, Simulation, Peak factor

TABLE DES MATIÈRES

Page

INTRODUCTION 1

CHAPITRE 1 REVUE DE LITTÉRATURE 5
1.1 Projection des extrêmes hydrologiques : la chaîne de modélisation 5
1.1.1 Scénarios d'émission et modèles climatiques 7
1.1.2 Désagrégation spatiale (*downscaling*) et post-traitement des séries climatiques 8
1.1.3 Post-traitement des séries climatiques 10
1.1.3.1 Classification des méthodes de post-traitement et hypothèses sous-jacentes 10
1.1.3.2 Méthodes orientées vers la représentation des extrêmes 12
1.1.3.3 Post-traitement multivarié 13
1.1.3.4 Impact du post-traitement sur la simulation des débits 15
1.1.4 Modèles hydrologiques et calibration des modèles 16
1.1.5 Définition et calcul des extrêmes hydrologiques 18
1.1.6 Analyse d'incertitudes 22
1.2 Chaîne de modélisation sous-journalière 27
1.2.1 Données climatiques sous-journalières 27
1.2.1.1 Impact de la résolution spatiale sur les données climatiques 29
1.2.1.2 Impact de la résolution temporelle sur les données climatiques 30
1.2.2 Post-traitement sous-journalier des séries climatiques 32
1.2.3 Développement de la modélisation hydrologique sous-journalière 34
1.2.3.1 Adaptation des modèles hydrologiques conceptuels au pas de temps sous-journalier 35
1.2.3.2 Impact de la résolution temporelle sur les débits simulés 36
1.2.3.3 Impact de la résolution spatiale sur la modélisation hydrologique 39
1.2.3.4 Transfert de paramètres à travers les échelles temporelles 41
1.2.3.5 Causes des différences observées entre modèles hydrologiques calibrés aux différents pas de temps 42
1.2.3.6 Résolution temporelle des modèles hydrologiques et hypothèse de stationnarité de leurs paramètres 45
1.2.4 Analyse d'incertitudes 46
1.3 Impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques 47
1.3.1 Tendances de changement climatique à l'échelle sous-journalière 48
1.3.2 Impact du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques 49
1.4 Prédicteurs des divergences entre méthodes journalières et sous-journalières 52

1.4.1 Descripteurs géophysiques et hydroclimatiques, et performance des modèles hydrologiques 54
1.4.2 Liens entre descripteurs et sensibilité de la performance des modèles hydrologiques à la résolution temporelle 59
1.5 Estimation des débits de conception pour l'ingénierie 61
1.5.1 Méthodes en usage en régime stationnaire 62
1.5.2 Adaptation des méthodes d'estimations des crues journalières dans le cadre du changement climatique 66
1.5.3 Relation entre débit de pointe journalier et sous-journalier en changement climatique 69
1.6 Conclusion 70

CHAPITRE 2 OBJECTIFS ET QUESTIONS DE RECHERCHE 73

CHAPITRE 3 ZONE D'ÉTUDE ET JEUX DE DONNÉES UTILISÉS 77
3.1 Zone d'étude 77
3.2 Jeux de données climatiques 78
3.2.1 Jeux de données de référence dans le passé récent 78
3.2.1.1 Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation -v2.8 (MSWEP2) 79
3.2.1.2 Réanalyse (ERA5) 80
3.2.2 Simulations climatiques futures 82
3.3 Jeux de données hydrologiques et choix des bassins versants 86
3.3.1 Cas des rivières sous couvert de glace 89

CHAPITRE 4 MÉTHODOLOGIE 91
4.1 Chaînes de modélisation 91
4.1.1 Chaîne de modélisation en passé récent 92
4.1.2 Chaîne de modélisation pour le futur 92
4.2 Modélisation hydrologique 93
4.2.1 Modèles Hydrologiques (MH) utilisés 93
4.2.1.1 Modèle du Génie Rural à 4 Paramètres 94
4.2.1.2 Modèle Hydrologique Simplifié à l'Extrême 95
4.2.2 Optimisation des jeux de paramètres des modèles hydrologiques 96
4.2.3 Configuration et durées des périodes de calibration 97
4.2.3.1 Définition des climats contrastés du passé 98
4.2.3.2 Stratégie de calibration pour l'étude en changement climatique 102
4.3 Descripteurs géophysiques et hydroclimatiques des bassins versants 103
4.3.1 Définition des saisons hydrologiques 103
4.3.2 Descripteurs géophysiques et hydroclimatiques des bassins 106
4.3.2.1 Définition des descripteurs géophysiques et hydroclimatiques 108

4.3.2.2 Valeurs médianes des descripteurs géophysiques et hydroclimatiques par région et saison 113
4.4 Définition des extrêmes hydrologiques 115
4.4.1 Débits maxima saisonniers ($\overline{AMS}$) 116
4.4.2 Crues de récurrence Q_T 116
4.4.2.1 Modèle Annual Maximum Series (AFC-AMS) 116
4.4.2.2 Modèle *Peak over Threshold* (AFC-POT) 119
4.4.2.3 AFC-POT ou AFC-AMS ? 124
4.4.3 Facteurs de pointe 126
4.4.3.1 Identifier les crues à partir des séries journalières ou sous-journalières ? 126
4.4.3.2 Quel seuil pour définir les crues ? 127
4.5 Définition des métriques de comparaison des simulations 128
4.5.1 Définition des expériences de comparaison entre simulations 3 h et 24 h 128
4.5.2 Indices utilisés dans chaque expérience 129
4.6 Projection des crues dans le futur 131
4.6.1 Correction du biais des simulations climatiques régionales 134
4.7 Étude de l'impact du pas de discrétisation sur le changement climatique à l'échelle de l'hydrogramme 135
4.7.1 Définition des HUI géomorphologiques de Nash 137
4.8 Modèles de prédiction des divergences entre les méthodes journalières et sous-journalières 139
4.8.1 Interrelations recherchées 139
4.8.2 Justification du choix de la méthode de sélection de prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques importants 141
4.8.3 Configuration des modèles de classification 143
4.8.4 Précisions sur les prédicteurs utilisés pour la construction des modèles de classification 146
4.8.5 Méthode de sélection des prédicteurs importants 148
4.8.5.1 Ordre d'importance des prédicteurs par permutation de leurs valeurs 149
4.8.5.2 Modèles compacts de classification 150
4.8.5.3 Méthodes complémentaires de classement de l'importance des prédicteurs 151
4.8.6 Calcul des dépendances partielles de la variable de sortie à un prédicteur particulier 153

CHAPITRE 5 STABILITÉ ET PRÉDICTEURS DES FACTEURS DE POINTE OBSERVÉS 155
5.1 Prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques des facteurs de pointe observés 155
5.2 Dépendance des facteurs de pointe observés à la magnitude de crue 162

5.2.1 Dépendance des facteurs de pointe à la magnitude de crue à partir des séries *POT* 163
5.2.2 Dépendance des facteurs de pointe à la période de récurrence 175
5.3 Évolution des facteurs de pointe observés sur des périodes climatiques contrastées du passé récent 185
5.4 Synthèse et discussion 194

CHAPITRE 6 SIMULATION DES FACTEURS DE POINTE PAR LES MODÈLES HYDROLOGIQUES 199
6.1 Capacité des modèles hydrologiques à simuler les facteurs de pointe moyens et leur variabilité 200
6.2 Un facteur de pointe dépendant de l'intensité de l'averse 206
6.3 Un facteur de pointe fortement dépendant de l'heure de la crue 213
6.4 Corrélation entre facteur de pointe de l'hydrogramme unitaire d'un modèle, et facteur de pointe des séries simulées 218
6.5 Synthèse et discussion 227

CHAPITRE 7 ÉTUDES DE CAS DE PROJECTIONS OPPOSÉES AUX 3 h ET AUX 24 h DANS DIFFÉRENTS CONTEXTES 233
7.1 Cas d'étude 1 (GR4H) : adaptation différente des méthodes 3 h / 24 h à une modification de la saisonnalité des précipitations 233
7.2 Cas d'étude 2 (MOHYSEH) : instabilité de la simulation des crues rares aux 24 h 238
7.2.1 Un impact du changement climatique sur les débits de récurrence opposé aux 24 h et aux 324 238
7.2.2 Des comportements opposés sur les crues rares aux 24 h et aux 324 240
7.2.3 Résolution des conditions logiques de l'algorithme de MOHYSEH aux différents pas de temps 245
7.2.4 Impact des conditions logiques de MOHYSEH sur les diagrammes annuels des variables internes 250
7.2.5 Des événements de crue de caractéristiques hétérogènes 252
7.3 Cas d'étude 3 (MOHYSEH) : compensation du cycle diurne de fonte aux 24 h et conséquences 257
7.4 Cas d'étude 4 (MSWEP2) : Impact de la correction de biais sur les débits de récurrence 262
7.5 Synthèse et discussion 266

CHAPITRE 8 DIVERGENCES ENTRE LE CHANGEMENT SUR LES POINTES 3 h ET 324, À L'ÉCHELLE D'UN HYDROGRAMME 271
8.1 Des différences entre $\Delta Q_T^{(3)}$ et $\Delta Q_T^{(324)}$ liées à la simulation du débit de base 271
8.2 Un signal de changement climatique sur les crues lié au temps de pointe des hydrogrammes 278
8.3 Synthèse et discussion 286

CHAPITRE 9 PRÉDICTEURS GÉOPHYSIQUES ET CLIMATIQUES DE DIVERGENCES DE MAGNITUDE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE ENTRE MÉTHODES 3 h ET 24 h 289
9.1 Prédiction de l'existence d'une divergence 290
9.2 Prédiction du signe de la divergence 295
9.3 Synthèse et discussion 301

CHAPITRE 10 SYNTHÈSE DES RÉSULTATS 307
10.1 Le pas de temps, source d'incertitude majeure de la chaîne de modélisation dans certains contextes hydroclimatiques 307
10.2 Prédicteurs et sources de divergence entre méthodes journalières et sous-journalières 310
10.2.1 Causes de divergence 310
10.2.2 Prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques de divergences 316
10.3 Des écueils entourant l'utilisation d'un facteur de pointe pour déterminer les crues sous-journalières 319

CHAPITRE 11 LIMITATIONS 321
11.1 Chaîne de modélisation 321
11.1.1 Choix du pas de temps 321
11.1.2 Non prise en compte de l'équifinalité 322
11.1.3 Périodes contrastées du passé récent très courtes (huit ans) 322
11.1.4 Correction de biais 324
11.1.5 Choix des prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques 324
11.2 Définition des régions et saisons 325

CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS 329
12.1 Recommandations 332
12.1.1 Robustesse de l'étude sur les climats contrastés 332
12.1.2 Cycle diurne des précipitations et impact du pas de temps des simulations hydrologiques 333
12.1.3 Expérimentation sur des modèles hydrologiques flexibles 333
12.1.4 Simulation des différentes composantes du débit 336

ANNEXE I ANNEXES LIÉES À LA MÉTHODOLOGIE 339
AI.1 Définition des modèles hydrologiques et de leurs paramètres 339
AI.1.1 Structure de MOHYSEH 340
AI.1.2 Structure de GR4H 343
AI.1.3 Plages de définition des paramètres des modèles hydrologiques 347
AI.1.4 Mise à l'échelle des paramètres 3 h aux 24 h à des fins de comparaison 348
AI.2 Annexes liées à la méthodologie de définition des saisons 350
AI.2.1 Détermination des saisons hydrologiques par bassin versant 350
AI.2.2 Détermination des facteurs caractéristiques de chaque saison 354

AI.2.3 Validation visuelle des résultats de la classification des saisons 355
AI.3 Vérification graphique du choix du seuil d'une série *POT* 357
AI.4 Annexes liées à la méthodologie de calcul du facteur de pointe 359
AI.4.1 Construire le facteur de pointe à partir des événements extraits des séries 3 h ou 24 h 359
AI.4.2 Construire le facteur de pointe en utilisant différentes définitions du seuil de crue 361
AI.4.3 Pertinence des facteurs de pointe calculés aux 3 h 363
AI.5 Annexes liées à la méthodologie de recherche de prédicteurs par apprentissage automatique 365
AI.5.1 Stratégie d'apprentissage des ensembles d'arbres de décision 365
AI.5.2 Instabilité des méthodes de classification de type filtrage, pour la recherche de prédicteurs des divergences entre méthodes 3 h et 24 h 368
AI.5.3 Cas des classifications déséquilibrées 369
AI.5.4 Vérification du nombre d'arbres des algorithmes d'apprentissage automatique de classification 371
AI.5.5 Exemples de comparaison de l'importance des prédicteurs d'une variable de sortie dans un ensemble d'arbres 372
AI.5.6 Exemple de dépendance partielle de la variable de sortie d'un modèle de classification à un prédicteur 375
AI.5.7 Validation de la performance de l'ensachage pour la détermination de l'importance relative des prédicteurs 377

ANNEXE II EXPLICATIONS SUPPLÉMENTAIRES CONCERNANT LES FACTEURS DE DIVERGENCES ENTRE PROJECTIONS JOURNALIÈRES ET SOUS-JOURNALIÈRES 381
AII.1 Transfert des paramètres liés au temps de pointe de l'hydrogramme unitaire de MOHYSEH 381
AII.2 Différences entre les fonctionnements internes de GR4H et MOHYSEH 382
AII.2.1 Des temps de pointe des hydrogrammes unitaires plus élevés pour GR4H 383
AII.2.2 Un indice de débit de base trop bas pour MOHYSEH 388
AII.3 Figures complémentaires aux études de cas de divergences entre projections 324 et 24 h 390
AII.4 Compléments à l'analyse des différences entre projections hydrologiques aux 3 h et aux 24 h à l'échelle de l'hydrogramme 390
AII.4.1 Calcul des ordres de grandeur des parts du ruissellement et du débit de base dans les crues 391
AII.4.2 Valeurs observées du rapport entre $\Delta AMS^{(3)}$ et $\Delta AMS^{(324)}$ 393
AII.4.3 Rapport entre le changement sur les pointes d'un hydrogramme de crue aux 3 h et moyenné aux 24 h lors d'un changement d'intensité de l'averse 395
AII.5 Prédicteurs de divergences entre les méthodes 3 h et 24 h 395

AII.5.1 Détail des dépendances entre prédicteurs et classes de divergences des méthodes 3 h et 24 h selon les ensembles d'arbres 395
AII.5.2 Corrélation des paramètres calibrés des MH aux descripteurs géophysiques et hydroclimatiques 398

ANNEXE III APPORT DE LA MODÉLISATION SOUS-JOURNALIÈRE POUR LA SIMULATION DE CRUES SUR LE PASSÉ RÉCENT 407
AIII.1 Compléments méthodologiques et notations 407
AIII.1.1 Périodes de calibration et validation 407
AIII.1.2 Définition des types d'expériences menées sur chaque période de simulation 409
AIII.1.3 Critères de performance des indices 410
AIII.2 Comparaison de la performance des simulations 3 h et 24 h en termes de KGE 413
AIII.3 Comparaison de la performance des simulations 3 h et 24 h en termes d'erreur sur les indices de crue 419
AIII.4 Synthèse et discussion 427

ANNEXE IV LE PAS DE TEMPS COMME SOURCE D'INCERTITUDE SUR LE CALCUL DE L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES INDICES HYDROLOGIQUES 431
AIV.1 Caractéristiques des projections de changement climatique 432
AIV.1.1 Projections climatiques 432
AIV.1.2 Projections hydrologiques 439
AIV.2 Comparaison des projections de crues issues des méthodes 3 h et 24 h 449
AIV.2.1 Comparaison de $\Delta Q_T^{(3)}$ et $\Delta Q_T^{(324)}$ (ECC_T^{e3m}) 450
AIV.2.2 Comparaison de $\Delta Q_T^{(324)}$ et $\Delta Q_T^{(24)}$ (ECC_T^{e24s}) 454
AIV.2.3 Bilan : comparaison de $\Delta Q_T^{(3)}$ et $\Delta Q_T^{(24)}$ (ECC_T^{e3s}) 456
AIV.2.4 Saison d'occurrence des maxima annuels 459
AIV.3 Analyse de la variance sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ issue de la configuration des simulations 467
AIV.3.1 Méthodologie de l'analyse d'incertitude 467
AIV.3.1.1 Analyse d'incertitude sur les simulations futures 468
AIV.3.1.2 Utilisation de l'analyse d'incertitude sur le passé récent contrasté 469
AIV.3.1.3 Définition de changements climatiques prédominants sur chaque bassin 469
AIV.3.2 Aperçu général des sources de variance sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ 474
AIV.3.3 Analyse régionale et saisonnière de la variance sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ 479
AIV.3.4 Analyse de la variance sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ en fonction du type de changements climatiques 492
AIV.4 Comparaison du changement climatique simulé sur les périodes contrastées du passé aux 3 h et aux 24 h 496
AIV.4.1 Changement climatique sur les crues simulées avec les méthodes 3 h et 24 h selon le type de contraste 497

AIV.4.2 Comparaison des erreurs sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ des méthodes 3 h et 24 h 499
AIV.4.3 Analyse de la variance de l'erreur sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ liée aux choix de configuration 503
AIV.5 Synthèse et discussion 508
AIV.5.1 Projections hydroclimatiques 508
AIV.5.2 Différences entre les changements climatiques projetés aux 3 h et aux 24 h 510
AIV.5.3 Participation du choix du pas de temps à l'incertitude portant sur les projections 512
AIV.5.4 Performance des simulations du changement entre périodes contrastées du passé 514

BIBLIOGRAPHIE 517

LISTE DES TABLEAUX

Page

Tableau 3.1 Grilles de données climatiques du passé récent testées 79

Tableau 3.2 Simulations climatiques 84

Tableau 3.3 Sources des données hydrométriques 88

Tableau 4.1 Périodes de calibration et validation 98

Tableau 4.2 Définition des saisons hydrologiques 105

Tableau 4.3 Nombre de bassins présentant les différentes catégories de saisons définies 106

Tableau 4.4 Descripteurs géophysiques et hydroclimatiques non saisonniers 109

Tableau 4.5 Descripteurs géophysiques et hydroclimatiques saisonniers 111

Tableau 4.6 Meilleure distribution ajustée selon le test AD 118

Tableau 4.7 Meilleur ajustement en fonction du paramètre de forme k et de la taille de l'échantillon Adapté de Madsen *et al.* (1997) 125

Tableau 4.8 Définition des indices saisonniers utilisés 130

Tableau 4.9 Valeurs des paramètres des HUI géomorphologiques construits 138

Tableau 4.10 Configuration des modèles de classification liés à ECC_T^e 144

Tableau 4.11 Configuration des modèles de classification liés à F_p 145

Tableau 4.12 Catégories de prédicteurs utilisés par modèle d'apprentissage 148

Tableau 7.1 Paramètres calibrés de la simulation sur War Eagle Creek (MOHYSEH). Les paramètres calibrés aux 3 h sont transférés aux 24 h pour permettre la comparaison entre les jeux 3 h et 24 h, selon la procédure 1.2.3.4 241

LISTE DES FIGURES

Page

Figure 3.1 Zone d'étude complète 77

Figure 3.2 Domaines des simulations climatiques 84

Figure 3.3 Hydrogrammes annuels issus de données instantanées et journalières sur un bassin québécois (Nicolet) 90

Figure 4.1 Chaîne de modélisation en passé récent 92

Figure 4.2 Chaîne de modélisation future 93

Figure 4.3 CC sur les indices climatiques : entre périodes climatiques contrastées, VS projetés pour le futur 101

Figure 4.4 Z-score moyen des descripteurs par région 114

Figure 4.5 Z-score moyen des descripteurs par saison 115

Figure 4.6 Exemple de classement complet des prédicteurs 153

Figure 5.1 Importance des prédicteurs de F_p à partir des données observées 160

Figure 5.2 Dépendance partielle de F_p aux facteurs hydroclimatiques et géophysiques 161

Figure 5.3 Dépendance de F_p observé aux régions et saisons 162

Figure 5.4 Exemples de tendances sur F_p en fonction des magnitudes des crues *POT* 166

Figure 5.5 Rapport entre facteurs de pointe des crues les plus rares et les plus fréquentes de la série *POT* 168

Figure 5.6 Détection de tendance sur la série de F_p des crues *POT* observées, par région et saison 171

Figure 5.7 Prédicteurs de tendances sur F_p en fonction des magnitudes des crues *POT* 175

Figure 5.8 Impact de la distribution statistique sur la stabilité de F_p à travers les périodes de récurrence 180

Figure 5.9 Tendances de F_p en fonction de la période de récurrence, par région et saison 182

Figure 5.10 Prédicteurs de tendances sur F_p en fonction de la période de récurrence 184

Figure 5.11 Stabilité du facteur de pointe observé pour différents contrastes climatiques du passé récent 186

Figure 5.12 Importance des prédicteurs dans la classification du comportement de Φ_{F_p} entre périodes climatiques contrastées 187

Figure 5.13 Dépendance partielle du comportement non stationnaire de F_p aux facteurs hydroclimatiques 188

Figure 5.14 Dépendance partielle du comportement non stationnaire de F_p aux facteurs géophysiques 191

Figure 5.15 Stabilité de F_p par région et type de CC 194

Figure 6.1 Capacité des MH à simuler le facteur de pointe 203

Figure 6.2 Capacité des MH à simuler le facteur de pointe par région 206

Figure 6.3 Évolution du facteur de pointe en fonction du temps de pointe 209

Figure 6.4 Évolution du facteur de pointe en fonction du temps de pointe lors du changement de l'intensité de l'averse 212

Figure 6.5 HUI des modèles aux 3 h moyennés aux 24 h pour différentes heures de pointe 216

Figure 6.6 Variabilité du facteur de pointe des HUI des modèles avec l'heure de pointe 218

Figure 6.7 Relations entre facteur de pointe de l'HUI des MH, et facteur de pointe des séries simulées 222

Figure 6.8 Caractéristiques des bassins en fonction de F_p^{iuh}/F_p^{sim} (GR4H) 226

Figure 6.9 Caractéristiques des bassins en fonction de F_p^{iuh}/F_p^{sim} (MOHYSEH) 226

Figure 7.1 Exemple de CC opposé sur les débits extrêmes d'un bassin 237

Figure 7.2 Rio Zahuapan : variables internes 238

Figure 7.3 Exemple de CC opposé sur les débits extrêmes journaliers d'un bassin 240

Figure 7.4 War Eagle Creek : simulation des crues rares aux différents pas de temps 244

Figure 7.5 War Eagle Creek : Fonctionnement interne annuel moyen de MOHYSEH aux 324 et 24 h pour différents jeux de paramètres 252

Figure 7.6 War Eagle Creek : Comparaison des séries $AMS^{(324)}$ et $AMS^{(24)}$ obtenues avec différents jeux de paramètres 254

Figure 7.7 War Eagle Creek : caractéristiques des événements extrêmes de la série $POT^{(324)}$ 257

Figure 7.8 Exemple de CC opposé sur les débits de récurrence d'un bassin à neige 260

Figure 7.9 Morpions : Simulation du stock de neige 261

Figure 7.10 Morpions : Simulation de deux crues rares en référence et futur 262

Figure 7.11 Étude de cas caractéristique pour $\Delta Q_{100}^{(3)} < 0$ & $\Delta Q_{100}^{(324)} > 0$ 265

Figure 7.12 Delta du kurtosis des séries AMS en fonction des oppositions entre $\Delta Q_{100}^{(3)}$ et $\Delta Q_{100}^{(324)}$ 266

Figure 8.1 Relation entre $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}}$, et les changements relatifs sur les débits de base et de ruissellement des crues 278

Figure 8.2 Exemple de non-linéarité du CC sur les pics de crue en fonction du pas de temps 281

Figure 8.3 Exemple d'évolution du delta entre deux crues typiques en fonction du pas de temps utilisé 283

Figure 8.4 Évolution des temps caractéristiques de la courbe $\Delta h_p(\Delta t)$ en fonction du temps de pointe 284

Figure 8.5 Ratio entre changement sur les pointes discrétisées aux 15 min et aux 24 h en fonction du temps de pointe de référence 286

Figure 9.1 Influence des prédicteurs sur la présence d'une divergence entre méthodes 3 h et 24 h (GR4H) 293

Figure 9.2 Influence des prédicteurs sur la présence d'une divergence entre méthodes 3 h et 24 h (MOHYSEH) 294

Figure 9.3 Influence des prédicteurs sur le signe de ECC_T^{e3m} et ECC_T^{e24s} (GR4H) ……299

Figure 9.4 Influence des prédicteurs sur le signe de ECC_T^{e3m} et ECC_T^{e24s} (MOHYSEH) ……300

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

AD	Anderson-Darling
AFC	Analyse Fréquentielle des Crues
AFC-AMS	Analyse Fréquentielle des Crues basée sur la série des maxima annuels ou saisonniers
AFC-POT	Analyse Fréquentielle des Crues basée sur la série POT annuelle ou saisonnière
AIC	Akaike Information Criterion
AMS	Annual Maximum Series
ANOVA	Analyse de Variance
BC	Bias Correction Method
BFI	Base Flow Index
BIC	Bayesian Information Criterion
CAM-ICTP	Central America Domain (ICTP)
CAM-OUR	Central America Domain (Ouranos)
CAMELS	Catchment Attributes and Meteorology for Large-sample Studies
CART	Classification and Regression Trees
CC	Changement climatique
CEHQ	Centre d'Expertise Hydrique du Québec
CF	Change Factor Method
CLIMEX	Climate Experiment
CMIP5	5th Coupled Model Intercomparison Project
CMIP6	6th Coupled Model Intercomparison Project
CMRC5	Fifth-generation Canadian Regional Climate Model
CORDEX	Coordinate Regional Climate Downscaling Experiment
DQM	Detrended Quantile Method
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EEN	Equivalent en Eau de la Neige

ERA5	5e génération de réanalyse ECMWF
ETCCDI	Expert Team on Climate Change Detection and Indices
ETP	Evapotranspiration potentielle
ETS	École de technologie supérieure
FUSE	Framework for Understanding Structural Errors
GB	Distribution de Gumbel
GC	Grille climatique de référence (ERA5, MSWEP2)
GEV	Generalized Extreme Value
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
GLDAS	Global Land Data Assimilation System
GLHYMPS	GLobal HYdrogeology MaPS
GP	Generalized Pareto
GR4H	Modèle du Génie Rural à 4 Paramètres Horaire
HBV	Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning
HU	Hydrogramme unitaire
HUI	Hydrogramme unitaire instantané
ICTP	International Centre for Theoretical Physics
IDF	Courbe Intensité-Durée-Fréquence
iid	variables indépendantes et identiquement distribuées
KGE	Kling-Gupta Efficiency
LP3	Log-Pearson 3
LST	Local Sidereal Time
LSTM	Long Short-Term Memory Network
MCG	Modèles Climatiques Globaux
MELCCFP	Ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs
MH	Modèle Hydrologique
MLE	Maximum Likelihood Estimation

MOHYSEH	Modèle Hydrologique Simplifié à l'Extrême, version horaire
MOM	Method of Moments
MOPEX	Model Parameter Estimation Experiment
MRC	Modèles Régionaux Climatiques
MSWEP	Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation - V1
MSWEP2	Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation – v2.8
MX	Mexique
NALCMS	North American Land Change Monitoring System
NNA	Northeastern North America Domain (Climex)
NSE	Nash-Sutcliffe Efficiency
OURANOS	Consortium sur la climatologie régionale et l'adaptation aux changements climatiques
POT	Peak Over Threshold
PPHS	Permutation des Prédicteurs Hors Sac
QC	Québec
RCP	Representative Concentration Pathways
RMSE	Root-Mean-Square Error
SRES	Special Report on Emissions Scenarios
SSP	Shared Socioeconomic Pathways
SWAT	Soil and Water Assesment Tool
USGS	United States Geological Survey
UTC	Coordinated Universal Time

INTRODUCTION

De nombreux projets d'aménagement et d'ingénierie requièrent l'estimation des crues de récurrence d'une rivière : détermination de plaines d'inondation à des fins d'aménagement, conception de ponts, routes, barrages et ouvrages de contrôle des eaux, dimensionnement de centrales hydrauliques, etc. La détermination de ces débits de crue se fait traditionnellement en calculant d'abord la crue de récurrence à l'échelle journalière, ce calcul étant plus fiable que le calcul de la crue instantanée en raison de la disponibilité de séries de données hydroclimatiques journalières plus nombreuses, plus longues et plus fiables. La plupart du temps, on applique ensuite un coefficient multiplicateur appelé facteur de pointe (F_p) aux crues journalières ainsi calculées, afin d'obtenir une estimation du débit de crue instantané utilisé dans la conception des ouvrages ou la planification des aménagements (Vidrio-Sahagún *et al.*, 2025; François *et al.*, 2019). Le facteur de pointe pour un bassin versant particulier peut être calculé à l'aide de formules empiriques dépendant des paramètres physiques et hydrologiques décrivant le bassin versant, telles que la superficie et la pente. Par exemple, celle de Fuller (1914) est une formule couramment utilisée qui ne dépend que de la superficie du bassin versant et de coefficients d'ajustement régionaux. D'autres méthodes sont basées sur les hydrogrammes journaliers du cours d'eau et calculent le facteur de pointe à partir de la différence entre la pointe et les valeurs de débit des jours précédant et suivant la pointe (Sangal, 1983; Fill et Steiner, 2003). Sur les bassins versants pour lesquels des séries de débits instantanés sont disponibles, il est aussi possible de dériver statistiquement des facteurs de pointe plus fiables en extrayant les crues de ces séries historiques. Par exemple, le Ministère de l'Environnement de la Lutte contre les changements climatiques de la Faune et des Parcs (MELCCFP) (2015) extrait les facteurs de pointe pour la fonte des neiges et pour les débits extrêmes synoptiques pour 180 bassins versants du Québec en comparant les séries de débits instantanés et quotidiens. Cependant, des études détaillées sur les relations entre les débits instantanés et journaliers montrent que dans certains contextes, aucune relation linéaire ne peut être trouvée entre eux, en particulier dans

les environnements semi-arides ou arides où le processus de percolation non linéaire devient essentiel pour déterminer la séparation du ruissellement (Taguas *et al.*, 2008). Gaál *et al.* (2015) montrent également, sur l'exemple de petits bassins versants alpins autrichiens, que les facteurs climatiques peuvent influencer le rapport entre pointes instantanées et journalières davantage que les facteurs géophysiques dans cette région caractérisée par un grand nombre de crues mixtes résultant de plusieurs processus hydrologiques simultanés (fonte, averses printanières). Si les facteurs de pointe dépendent d'indices climatiques, leur stationnarité est alors remise en cause, ainsi que la fiabilité de leur application à des crues de récurrence journalières projetées dans un climat futur différent. L'influence du climat sur la valeur du facteur de pointe porte aussi à croire que ce dernier peut dépendre de l'importance de la crue, autrement dit de sa période de récurrence. Ces remarques soulignent l'incertitude liée à l'utilisation d'un facteur de pointe pour estimer les crues instantanées futures probables, et soulèvent l'intérêt potentiel d'estimer ces crues par le biais d'une modélisation hydrologique sous-journalière au lieu d'utiliser des facteurs de pointe. La disponibilité de plus en plus grande de données hydroclimatiques sous-journalières (séries plus longues, plus fiables) et l'amélioration des capacités de calcul des ordinateurs, ont en effet mené un certain nombre de recherches, depuis le début du XXI^{e} siècle, à effectuer des projections de changement climatique directement au pas de temps sous-journalier au lieu du traditionnel pas de temps journalier. Le pas de temps sous-journalier est implicitement supposé plus performant, puisqu'il permet de diminuer l'erreur de discrétisation (Kratzert *et al.*, 2019) et de représenter les intensifications de pluies sous-journalières attendues dans le futur (Fowler *et al.*, 2021; Moustakis *et al.*, 2021). Cependant, les études comparant effectivement les performances de simulations journalières et sous-journalières sont encore rares, et cette recherche propose de s'y attarder à partir de différents points de vue.

L'étude est découpée de la façon suivante. Le chapitre 1 propose d'abord une revue de la littérature, qui aboutit à la définition des questions et objectifs de recherche (chapitre 2). Jeux de données et zone d'étude sont ensuite présentés au chapitre 3. Le chapitre 4 est consacré

à la méthodologie. Les résultats sont ensuite exposés dans les cinq chapitres suivants, qui se terminent chacun par une section de synthèse et discussions :

- Stabilité et prédicteurs des facteurs de pointe observés (chapitre 5),
- Modélisation des facteurs de pointe par les modèles hydrologiques (chapitre 6),
- Études de cas de projections opposées à partir des simulations hydrologiques 24 h et 3 h moyennées à la journée dans différents contextes (chapitre 7),
- Divergences entre l'impact du changement climatique sur les pointes de crue des simulations 3 h et 3 h moyennées à la journée, à l'échelle d'un hydrogramme de crue (chapitre 8),
- Prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques de divergences de magnitude du changement climatique sur les crues entre simulations 3 h, 3 h moyennées à la journée, et 24 h (chapitre 9)

Finalement, le chapitre 10 présente une synthèse générale des résultats des travaux, dont les limitations sont rassemblées au chapitre 11. La conclusion propose recommandations et perspectives.

Aussi, les annexes III et IV présentent, de façon complémentaire mais indépendante, les travaux préliminaires qui ont inspiré cette exploration des divergences de projections aux 3 h et aux 24 h, à savoir l'étude de la performance comparée aux deux pas de temps en passé récent, et la place de la résolution temporelle dans l'analyse d'incertitude sur les projections d'indices hydrologiques.

CHAPITRE 1

REVUE DE LITTÉRATURE

Cette section détaille les différentes options utilisées pour monter la chaîne de modélisation journalière habituelle menant à projeter les crues futures à partir des projections climatiques (section 1.1). Les adaptations proposées de cette chaîne à l'échelle sous-journalière et les défis associés sont décrits à la section 1.2. La section 1.3 présente ensuite l'état des connaissances sur les changements climatiques sur les extrêmes hydroclimatiques, et les particularités de ces changements à l'échelle sous-journalière. Enfin, la section 1.4 parcourt les recherches existantes concernant la recherche de prédicteurs climatiques et physiques du changement climatique (CC) à différentes échelles temporelles, et les méthodes utilisées.

Les questions de recherche que soulève l'état de la littérature quant à l'éventuel apport de la simulation hydrologique à des pas de temps inférieurs à la journée seront synthétisées au chapitre 2 présentant les objectifs de recherche.

1.1 Projection des extrêmes hydrologiques : la chaîne de modélisation

Les études d'impact du CC sur l'hydrologie se font traditionnellement à travers l'utilisation d'une chaîne de modélisation : un scénario d'émission de gaz à effet de serre force un modèle climatique global à grande échelle (résolution horizontale de l'ordre de la centaine de kilomètres). Pour tenir compte des processus météorologiques locaux influençant l'hydrologie, les variables climatiques sont ensuite désagrégées spatialement (*downscaling*) par une méthode statistique ou dynamique (à travers un modèle climatique régional dans ce dernier cas). Elles sont finalement utilisées comme données d'entrée d'un modèle hydrologique (MH) qui fournira en sortie les projections de débits associées au climat simulé. Les MH étant sensibles à la qualité des séries climatiques qui les forcent, de nombreuses publications montrent également la nécessité de post-traiter les sorties biaisées du modèle climatique avant de les utiliser comme données d'entrée du MH (Chen *et al.*, 2013a; Hundecha *et al.*, 2016; Sunyer *et al.*, 2015). Enfin, si l'on s'intéresse particulièrement à la projection de crues, il s'agit de définir le type de crues d'intérêt, qui

peuvent être soit de « petites » crues relativement fréquentes pour lesquelles l'information est directement disponible dans les séries hydrologiques (crues maximales annuelles, 99^{e} percentile des débits), soit des crues plus rares (récurrence de l'ordre de dizaines ou centaines d'années, nécessaires au dimensionnement de la plupart des ouvrages d'ingénierie) qui demandent une extrapolation à partir des extrêmes présents dans les séries hydrologiques. Dans ce cas, on fait appel aux méthodes d'analyse fréquentielle des crues (AFC).

Chacun des pas de la chaîne de modélisation requiert des choix critiques (choix de modèles, de post-traitements, de calibration des modèles, de méthode d'AFC, de résolution spatio-temporelle, etc.) qui sont faits en fonction du type de climat, de la région, des expériences passées et des objectifs de la recherche. Une approche empirique régionale permet en effet de constater que l'un ou l'autre choix méthodologique est mieux adapté à certaines régions ou certains bassins, sans que l'on ait vraiment pu identifier de façon plus globale un cadre méthodologique prédisant l'échec ou de la réussite des différents choix en fonction du contexte hydroclimatique. L'amélioration des capacités de calcul et de stockage des ordinateurs, et la mise à disponibilité de simulations climatiques de plus en plus nombreuses et performantes permettent aujourd'hui de remplacer ces choix par des projections d'ensembles qui déterminent une enveloppe de scénarios hydrologiques possibles, correspondant à l'ensemble des scénarios construits à partir de plusieurs modèles climatiques, hydrologiques, de plusieurs stratégies de calibration des modèles, de correction des simulations climatiques, et d'AFC (*Voir* par exemple Feng *et al.* (2014) en projection climatique, ou Shrestha *et al.* (2014) en projection hydrologique). Ces stratégies, aussi appelées approches multimodèles et multiscénarios, permettent également d'estimer le poids de chaque étape de la chaîne de modélisation dans l'incertitude globale liée à la projection (Mani et Tsai, 2016, par exemple). Dans les sections ci-dessous, on décrira brièvement chacune des étapes de la modélisation.

1.1.1 Scénarios d'émission et modèles climatiques

Les projections climatiques simulées par les modèles climatiques globaux utilisés par le GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) sont pilotées par des scénarios futurs possibles de concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, dont la construction a évolué au fur et à mesure des rapports. Les scénarios d'émission des premier et deuxième rapports du GIEC, en 1990 (Tirpak et Vellinga, 1990, scénarios SA90A à D) et 1992 (Leggett *et al.*, 1992, scénarios IS92a à f), étaient basés sur des rapports d'experts proposant différents scénarios d'évolution démographique, de croissance économique, de disponibilité des ressources pétrolières et d'évolution de l'agriculture et de la déforestation. Les projections des rapports 3 et 4, en 2001 et 2007, utilisaient des scénarios beaucoup plus complexes, les SRES (Special Report on Emissions Scenarios) A1, A2, B1 et B2 (Nakicenovic *et al.*, 2000), issus de modèles d'émissions pilotés par des scénarios socio-économiques construits pour tout le XXI^{e} siècle. Les scénarios RCP (Representative Concentration Pathway) du rapport 5 (Van Vuuren *et al.*, 2011), en 2013, se lisent en termes de forçages radiatifs, pouvant être atteints par différents scénarios socio-économiques construits par des modèles intégrés complexes. Du plus optimiste au plus pessimiste, les quatre scénarios RCP prévoient un forçage anthropique en 2100 de 2,6 à 8,5 W/m^2. Cependant, les émissions actuelles suivent le scénario le plus pessimiste RCP8.5 (Le Quéré, 2016; Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2023). Enfin, le rapport 6 analyse cinq scénarios SSP (Shared Socioeconomic Pathways) qui raffinent les scénarios RCP en explicitant les choix de société menant aux différents scénarios d'émissions. Ils correspondent à une augmentation moyenne de température globale prévue d'ici à 2100, celle-ci allant de 1,5 à 4,4 °C.

Ces scénarios d'émissions forcent ensuite des modèles climatiques globaux (MCG) conçus par différents centres de recherche, plus ou moins sensibles au CC en fonction de leur structure, c'est-à-dire de la façon dont sont représentés et paramétrés les différents processus climatiques. Les simulations des MCG ayant donné lieu au rapport 5 du GIEC utilisées dans cette thèse proviennent du projet CMIP5 (5th Coupled Model Intercomparison Project) décrit par Taylor *et al.* (2012), qui rassemble des simulations issues de 61 MCG issus de 28 centres de recherche,

et effectuées tant sur des périodes historiques que pour des projections à court et long terme (soit pour les horizons 2035 et 2100). De nombreuses publications illustrent la part prédominante du choix d'un MCG dans l'enveloppe d'incertitude issue des différents choix de la chaîne de modélisation, tant dans la projection des variables climatiques qu'hydrologiques (Chen *et al.*, 2011; Kay *et al.*, 2008; Mani et Tsai, 2016). Une partie de l'incertitude est irréductible, et traduit la variabilité naturelle du climat issue du caractère stochastique de nombreux processus atmosphériques. Mais une grande part de l'incertitude est aussi liée aux biais inhérents aux modèles, en raison de la difficulté à modéliser certains processus physiques non linéaires complexes encore mal compris, comme les rétroactions climatiques liées aux nuages et aérosols, ou les processus de convection. Ces derniers sont d'intérêt particulier pour la présente recherche puisque les crues éclairs et crues rapides de temps caractéristique inférieur à la journée sont généralement issues d'orages convectifs.

Bien que les sorties climatiques des MCG puissent être utilisées avec succès comme entrées de MH globaux pour représenter le régime hydrologique de grands bassins versants (Chen et Brissette, 2017, par exemple), la plupart des études menées sur de petits et moyens bassins versants, aux temps de réaction rapides et sensibles aux conditions locales, les désagrègent pour une représentation spatiale plus fine (*downscaling*). Cette réduction d'échelle permet de tenir compte des processus météorologiques et forçages locaux menant aux précipitations extrêmes locales à l'origine des crues des petits bassins. Harding et Snyder (2014, par exemple) montrent la nécessité de cette réduction d'échelle dynamique en comparant les caractéristiques des précipitations extrêmes estivales du centre des É.-U. simulées par un modèle global et descendues à travers un modèle régional. Les méthodes de descente d'échelle habituelles sont présentées dans la section suivante.

1.1.2 Désagrégation spatiale (*downscaling*) et post-traitement des séries climatiques

Les sorties des MCG peuvent être désagrégées à une échelle spatiale plus fine soit à travers un traitement statistique, soit grâce à l'utilisation de générateurs de climat, soit en les utilisant comme conditions aux limites de modèles régionaux climatiques (MRC) de grille spatiale plus fine. De

nombreuses revues de littérature comparent ces méthodes, et leurs avantages et inconvénients dans le cadre des études d'impact hydrologique du CC (Fowler *et al.*, 2007; Hundecha *et al.*, 2016; Maraun *et al.*, 2010). Les méthodes de réduction d'échelle statistiques présentent l'indéniable avantage de leur légèreté en temps de calcul, qui permet de les appliquer à de nombreux bassins versants pour réaliser des études robustes, et plusieurs études montrent des résultats tout à fait satisfaisants en termes de reproduction des débits observés (Tisseuil *et al.*, 2010, par exemple). Cependant, l'utilisation de modèles régionaux climatiques, lorsque disponibles, est généralement préférée par les hydrologues pour assurer plus de cohérence physique aux variables climatiques résultantes, et ainsi plus de confiance dans les projections (Wilby *et al.*, 2000). Par ailleurs, la confiance aux MRC augmente au fur et à mesure du développement de nouvelles versions aux résolutions plus fines, et constituées de schémas de représentation des processus physiques de plus en plus proches de la réalité. C'est le cas notamment de la représentation des pluies de convection, qui étaient dans les modèles de versions précédentes largement surestimées sur les montagnes, et souvent décalées spatialement et temporellement (Laprise *et al.*, 2003; Whan et Zwiers, 2015, sur l'évolution du Modèle Régional Canadien du Climat CMRC5 par exemple). Aussi, les MRC à fine résolution (12 km à 25 km) utilisant le schéma de convection de Kain-Fritsch (Kain, 2004) reproduisent maintenant correctement les fréquences, durées et intensités des précipitations de cyclones tropicaux, malgré une légère surestimation des volumes dans l'Atlantique Nord (Camargo et Wing, 2016). Les premiers essais de remplacement des MRC par des modèles régionaux permettant la convection de très fine résolution (< 10 km) montrent une meilleure représentation des extrêmes de pluie horaire et des crues résultantes, et ce que l'on utilise des MH globaux ou distribués, du moins pour les régions méditerranéennes testées (Poncet *et al.*, 2023).

L'étape de descente d'échelle des sorties des MCG est tout aussi importante que les précédentes dans la chaîne de modélisation. En effet, l'incertitude sur les projections de débits – extrêmes notamment – liée au choix de la méthode de réduction d'échelle compte autant que le choix du MCG dans de nombreuses études de cas, même si ce résultat n'est pas généralisé à toutes les régions (Mandal et Simonovic, 2017; Meaurio *et al.*, 2017).

1.1.3 Post-traitement des séries climatiques

La plupart des publications s'accordent sur le bien-fondé de corriger le biais des séries climatiques journalières après réduction d'échelle avant de les utiliser comme entrées d'un MH, que ce soit pour simuler des débits moyens, ou extrêmes (Chen *et al.*, 2013a; Christensen *et al.*, 2008; Maraun, 2016; Muerth *et al.*, 2012), et ceci malgré l'amélioration permanente des MCG et MRC précédemment mentionnée.

On présente ici les différents types de méthodes de post-traitement couramment utilisées (section 1.1.3.1), avant de détailler le traitement particulier des extrêmes (section 1.1.3.2), les méthodes de post-traitement multivariées qui s'attachent à conserver la cohérence entre les variables climatiques traitées (section 1.1.3.3), puis l'impact constaté du post-traitement sur les débits projetés (section 1.1.3.4).

1.1.3.1 Classification des méthodes de post-traitement et hypothèses sous-jacentes

Les simulations climatiques sont corrigées dans la littérature en vue des études d'impact du CC en appliquant des méthodes initialement conçues pour la correction des prédictions à court terme (Maraun, 2016). Cependant, si ces méthodes peuvent être validées sur le passé récent ou a posteriori d'un point de vue prévisionniste, il n'en est évidemment pas de même quand on s'intéresse à des projections, et l'usage de ces méthodes repose donc dans ce cas sur des hypothèses fortes. Deux grandes familles de méthodes de correction sont utilisées : (1) la correction de biais (BC) et (2) les méthodes dites de type Perfect Prognosis (PP) ou encore Change Factor (CF).

Dans le cas de la correction de biais, on suppose que le biais des modèles sur les variables climatiques d'intérêt est stationnaire, c'est-à-dire qu'il sera le même dans le futur que celui observé dans le passé récent. On détermine alors le biais dans le passé récent par une comparaison entre les paramètres de la distribution simulée et ceux de la distribution observée de la variable d'intérêt, et on le corrige en appliquant à la série simulée une fonction de transfert qui ajuste les paramètres de cette dernière sur ceux de la distribution observée. Cette même fonction

de transfert sera appliquée aux simulations futures pour construire des scénarios climatiques corrigés.

Dans le cas des méthodes CF, l'hypothèse sous-jacente est que les modèles climatiques représentent parfaitement le *CC*, et elles se basent sur la cohérence entre les signaux de CC sur les valeurs moyennes des variables climatiques simulées par différents modèles climatiques. Pour obtenir les séries futures corrigées, on applique alors aux séries observées sur la période de référence la fonction de transfert qui ajuste la distribution simulée sur la période de référence à la distribution simulée future.

De nombreuses variantes de post-traitement de complexités diverses existent, et peuvent être choisies de façon à corriger les propriétés des variables climatiques jugées critiques pour l'étude d'impact à mener. On peut ainsi s'intéresser à corriger différents moments des distributions (moyenne, variance, asymétrie, kurtosis) ; à corriger les paramètres correspondant à des distributions de différentes périodes (sous-journalières, journalières, mensuelles, saisonnières, annuelles) ; à tenir compte des dépendances des variables à diverses co-variables représentant les corrélations spatio-temporelles et intervariables climatiques. Des méthodes statistiques complexes sont utilisées (utilisation de réseaux neuronaux, copules. . .) pour la correction des précipitations, et commencent tout récemment à être appliquées en étude d'impact hydrologique. Diverses revues de littérature rassemblent les performances des différentes méthodes appliquées à des précipitations et températures journalières, en s'intéressant à divers points de vue : performance des post-traitements pour la reproduction des variables climatiques (Christensen *et al.*, 2008), impact du post-traitement sur les précipitations extrêmes (Sunyer *et al.*, 2015), impact du post-traitement sur les simulations hydrologiques (Chen *et al.*, 2013a,b; Troin *et al.*, 2015; Teutschbein et Seibert, 2012) et sur les débits extrêmes (Hundecha *et al.*, 2016), comparaison des méthodes de type BC et CF (Hansen *et al.*, 2017). Cependant, les études comparant les débits extrêmes futurs modélisés à partir de différentes méthodes de correction de biais se concentrent généralement sur des méthodes non paramétriques (Chen *et al.*, 2013b; Hundecha *et al.*, 2016). Quoi qu'il en soit, il est difficile de tirer des conclusions claires quant au bien-fondé de l'une ou l'autre des méthodes précédemment citées à partir des différentes revues

existantes, car les différentes expériences auxquelles elles font référence ne suivent pas le même protocole de modélisation et ne concernent souvent pas les mêmes régions ni le même type de bassin versant.

1.1.3.2 Méthodes orientées vers la représentation des extrêmes

Une question importante lors de la correction de biais à partir d'observations présentes est de savoir comment permettre la simulation dans le futur d'extrêmes non observés dans les séries passées : en ajustant les distributions empiriques des simulations climatiques aux distributions observées, on restreint la distribution à la plage de valeurs observées. Plusieurs solutions ont été proposées pour résoudre ce problème : de nouveaux extrêmes peuvent être extrapolés à partir des quantiles les plus extrêmes des distributions observées, linéairement ou à partir de fonctions plus complexes tenant compte des moments de la distribution (Deque, 2007) ; les distributions simulées et observées de précipitations peuvent être ajustées à des distributions théoriques au-dessus d'un certain seuil, selon la théorie des extrêmes généralisée. De nombreuses variantes existent, plus ou moins complexes, en fonction du nombre de paramètres des distributions, de la méthode de définition du seuil, de la méthode de choix de la distribution. Les paramètres peuvent également dépendre linéairement ou non de co-variables : temps, indices des oscillations à grande échelle, corrélations spatiales, prédicteurs atmosphériques comme la pression atmosphérique ou l'humidité (Hao et Singh, 2016; Jalbert *et al.*, 2017). Ce type de méthodes présente un intérêt indéniable pour la robustesse des paramètres estimés, puisqu'elles reposent sur le théorème de la théorie des extrêmes de Pickands–Balkema–de Haan, selon lequel la distribution des valeurs extrêmes au-dessus d'un seuil tend vers une distribution de Pareto généralisée (Balkema et De Haan, 1974; Pickands, 1975). Cependant, l'estimation des paramètres de distributions théoriques génère d'autant plus d'incertitude que le nombre de paramètres augmente et que la taille de l'échantillon disponible est petite. L'utilisation de ces méthodes complexes de correction de biais est ainsi beaucoup plus courante pour l'analyse statistique des précipitations extrêmes futures que pour des applications hydrologiques — un exemple d'application peut être trouvé dans (Huang *et al.*, 2014). Les autres études d'impact

climatique sur les extrêmes utilisent plutôt une extrapolation linéaire sur les derniers quantiles. L'utilisation de méthodes de correction de biais sur les extrêmes plus complexes ne semble pas justifiée étant donné le faible impact constaté sur la reproduction des débits extrêmes sur les périodes de référence (Shrestha *et al.*, 2017), et la difficulté à évaluer leurs effets sur les distributions de crues.

1.1.3.3 Post-traitement multivarié

Si le post-traitement des précipitations a une influence particulièrement importante pour la simulation hydrologique, il est également nécessaire de corriger les séries de température qui seront utilisées en entrée des MH. Alors que les facteurs de correction sur la précipitation sont généralement multiplicatifs, ceux sur la température sont additifs. Hormis cette différence, dans la plupart des études d'impact hydrologique, la même méthode est simplement appliquée à la correction des précipitations et à celle des températures minimales et maximales journalières, par souci de cohérence. Fang *et al.* (2015) se sont intéressés à séparer l'influence du choix de la méthode sur les précipitations et sur les températures, et montrent, pour la simulation hydrologique distribuée sur un bassin versant soumis à un climat alpin en altitude, et aride à l'exutoire, que le choix de la méthode de correction des températures a peu d'influence sur les débits simulés. Elle est cependant plus importante en hiver, lorsque la température détermine les périodes de fonte des neiges. Les études d'impact hydrologique réalisées au pas de temps sous-journalier qui ont été répertoriées ont appliqué une simple correction additive des températures moyennes mensuelles, ou une fonction de transfert ajustant les quantiles à ceux de la température observée. Cependant, la correction des différentes variables climatiques (précipitation, température, etc.) de façon indépendante mène à la perte de cohérence physique entre les variables corrigées, et des méthodes de correction multivariées ont donc été développées.

Guo *et al.* (2020) fournissent des résultats intéressants à l'hydrologue qui s'interroge sur la méthodologie de correction de biais à adopter. Ils comparent les résultats de cinq méthodes de correction de biais multivariée appliquées à 20 MCG de l'ensemble CMIP5 à ceux obtenus avec une classique correction quantile-quantile, sur 2 840 bassins versants d'Amérique du Nord

calibrés journalièrement avec *GR5J*/*Cemaneige*. Les résultats portent sur des périodes de calibration / validation consécutives de 28 ans chacune (1950 - 1977 ;1978 - 2005). Les auteurs montrent l'avantage des méthodes multivariées en calibration et validation pour la représentation de la majorité des indices climatiques étudiés (corrélation entre variables, taux de neige). Au niveau hydrologique, les méthodes multivariées sont clairement meilleures en calibration pour la représentation des débits saisonniers moyens et des extrêmes annuels. L'avantage est beaucoup moins clair en validation et dépend de la région et de la méthode. Il apparaît principalement pour les débits moyens hivernaux des régions nordiques et/ou montagneuses. D'autres approches paraissent importantes en fonction des régions d'intérêt ; ainsi, la méthode multivariée empirique de Vrac et Friederichs (2015), corrigeant également la dépendance spatio-temporelle, représente mieux les débits extrêmes secs dans les régions arides. Cependant, la méthode MBCn de Cannon (2018) est la seule des cinq méthodes multivariées étudiées par Guo *et al.* (2020) à n'être jamais pire que la classique méthode quantile-quantile pour la représentation des débits extrêmes (hauts et bas) en validation, quelle que soit la région. On aimerait élargir l'étude de Guo *et al.* (2020) à des MRC, corrigés sur des périodes de calibration plus récentes pour des résultats plus réalistes : les MCG avant 1980 ont clairement un biais si élevé qu'il s'apparenterait plutôt à une erreur, alors que les méthodes de correction de biais ne sont aptes qu'à ajuster de simples biais (Maraun, 2016; Ehret *et al.*, 2012). Leurs résultats prônent malgré tout en faveur de la méthode de Cannon (2018) présentée dans le paragraphe suivant.

La méthode de Cannon (2018) combine en effet la correction quantile-quantile qui préserve les changements par quantile (DQM) proposée par Cannon *et al.* (2015), à un ajustement de la dépendance entre les variables climatiques désirées puisé dans les algorithmes de traitement de l'image qui transforment une image en une autre. La méthode de préservation des changements par quantile utilisée dans DQM permet de limiter l'inflation des changements sur les extrêmes précédemment constatée lors de l'utilisation des méthodes de correction de biais quantile-quantile simples (Cannon *et al.*, 2015). L'ajustement multivarié quant à lui, contrairement aux méthodes de correction de biais multivariées précédentes qui préservent en général une seule caractéristique de la dépendance entre les variables (comme leur corrélation par exemple), préserve tous les

aspects de la dépendance en utilisant un algorithme de transformation de la fonction de densité de probabilité à N-dimensions proposée par Pitié *et al.* (2007). Dans cette méthode, on applique de façon itérative aux variables climatiques une rotation orthogonale aléatoire, suivie du DQM, suivi de la rotation orthogonale inverse, jusqu'à ce que les distributions des variables observées et corrigées correspondent. Pitié *et al.* (2007) a montré la convergence de cette méthode.

Notons enfin, pour terminer cette revue sommaire des méthodes de post-traitement multivariées, l'expérience de Chen *et al.* (2021b), qui proposent de post-traiter les données de préférence en aval de la simulation hydrologique, afin d'éviter la perte de cohérence entre variables climatiques liée au post-traitement de chacune des variables. Ils remarquent cependant une importante perte de performance en validation des méthodes de post-traitement, qu'elles soient appliquées en amont ou en aval de la simulation hydrologique, lorsque cette dernière s'effectue dans un contexte de forte variabilité saisonnière. Les changements saisonniers étant marqués de façon plus abrupte sur les débits que sur le climat, Chen *et al.* (2021b) conseillent ainsi de conserver le post-traitement en amont du MH. Cette expérience est cependant menée uniquement à partir du post-traitement de MCG sans utilisation de MRC.

1.1.3.4 Impact du post-traitement sur la simulation des débits

Les expériences de projection de débits futurs à partir de la chaîne de modélisation explicitée ci-dessus sont nombreuses et difficiles à comparer : modèles climatiques et hydrologiques différents, territoires aux climats et propriétés physiques différentes, périodes d'études de durées différentes, variables d'études différentes... Cependant, il ressort quelques conclusions des revues de littérature sur le sujet et des études menées au pas de temps journalier sur un grand nombre de bassins versants et/ou de modèles :

- Le post-traitement améliore largement la reproduction des débits moyens et extrêmes sur les périodes de référence, mais peut représenter une source d'incertitude tout aussi importante que la structure du MCG sur certains territoires, pour la projection des débits, et en particulier des débits extrêmes (Meresa et Romanowicz, 2017).

- Le caractère non physique des méthodes de post-traitement peut mener à la destruction de la cohérence entre les séries climatiques et à des résultats erratiques, ce qui impose une procédure de validation minutieuse, dépendante du territoire, sur des indicateurs indépendants de ceux qui sont directement post-traités, en termes de cohérence spatio-temporelle et intervariables notamment Ehret *et al.* (2012).
- La plus-value du post-traitement pour la correction des variables climatiques peut être importante, sans toutefois être transmise à celle des débits simulés par la chaîne de modélisation, tout comme le post-traitement peut moyennement bien corriger les variables climatiques et permettre cependant une bonne reproduction des débits (Teng *et al.*, 2015).
- La configuration du post-traitement (durée de la période de calibration, résolution spatiale des grilles de données de référence, type de climat) a une influence sur la performance du post-traitement, sur les variables climatiques et sur les débits.

1.1.4 Modèles hydrologiques et calibration des modèles

Tout comme il existe de nombreux MCG, MRC, méthodes de descentes d'échelle et de post-traitement des données climatiques, le choix de MH est vaste, et s'étend des modèles globaux conceptuels effectuant des bilans d'eau entre réservoirs, aux modèles spatialement distribués à base physique résolvant numériquement les équations des écoulements hydrauliques par discrétisation spatiale à chaque maille. De nombreux modèles des deux catégories sont utilisés en mode continu pour la simulation de débits journaliers extrêmes, et reproduisent bien les crues extrêmes de fonte des neiges au Québec par exemple, lorsqu'ils sont pilotés par des simulations climatiques du passé récent corrigées (Chen *et al.*, 2013a; Riboust et Brissette, 2015; Zhao, 2015). Les paramètres des MH caractérisant les différents processus de production et de transfert hydrologiques sont calibrés sur une période passée pour laquelle on dispose de séries climatiques et de débits observés, en recherchant un jeu de paramètres optimal pour la similarité entre débits simulés et observés. Le nombre de paramètres calibrés varie de 2-3 à plusieurs dizaines en fonction des MH. Les débits futurs sont ensuite projetés en alimentant le modèle ainsi calibré par des simulations climatiques futures, sous l'hypothèse forte de la stationnarité des paramètres

caractérisant les processus hydrologiques du bassin — *Voir* Brigode *et al.* (2013); Duethmann *et al.* (2020) pour une étude critique de la validité de cette hypothèse, qui est explorée plus en détail à la section 1.2.3.6. Des recherches ont donc proposé de calibrer les modèles sur des périodes climatiques spécifiques du passé (Bérubé *et al.*, 2022), ou encore d'utiliser des paramètres non stationnaires dépendant des conditions climatiques. Zeng *et al.* (2019) par exemple montrent l'apport de paramètres non stationnaires pour améliorer la robustesse du modèle GR4J lors de la simulation hydrologique sur des périodes différentes de la période de calibration.

En tout état de cause, en adoptant la traditionnelle hypothèse de stationnarité des paramètres, plusieurs choix sont nécessaires pour mener à bien la calibration des paramètres des MH. Ces choix peuvent mener à des jeux de paramètres sensiblement différents, c'est-à-dire à une représentation différente des processus hydrologiques du bassin : choix de la fonction-objectif (Krause *et al.*, 2005), de la période de calibration (Romanowicz *et al.*, 2013), de l'algorithme d'optimisation (Huot, 2014), des données climatiques utilisées pour la calibration (Chen et Brissette, 2017; Sidike *et al.*, 2016). Par ailleurs, plusieurs jeux de paramètres peuvent mener à la même valeur de la fonction-objectif (principe d'équifinalité de Beven (2006), symbolisant alors des fonctionnements différents du bassin menant aux mêmes performances en calibration. Dans ce cas, deux jeux différents peuvent mener à des comportements du bassin différents sous un climat différent de celui de la période de calibration.

Cependant, les analyses des sources d'incertitude sur la projection de débits extrêmes futurs montrent en général que si l'incertitude issue de la structure des MH et de la calibration de leurs paramètres peut être plus élevée que la variabilité naturelle pour la projection des débits d'étiage, elle est en général moins importante pour la projection de débits de crue. C'est du moins le cas en modélisation journalière (Meresa et Romanowicz, 2017; Vansteenkiste *et al.*, 2014). De même, Bosshard *et al.* (2013) montrent sur un ensemble de bassins versants alpins que l'incertitude liée au choix du MH et aux choix de calibration affecte davantage les régimes hydrologiques moyens hivernaux qu'estivaux, contrairement à l'incertitude liée aux données climatiques d'entrée du MH. Dans la même idée, Castaneda-Gonzalez *et al.* (2022), qui s'attachent plus aux projections

de crues (Canada/Mexique), montrent également que le choix du MH est une part importante de l'incertitude sur les projections de crues pour les bassins Canadiens dominés par la neige, mais non pour les bassins pluvieux mexicains. Ainsi, un choix pertinent souvent fait pour limiter l'incertitude liée aux choix des MH et de la configuration de la calibration est d'utiliser une approche multimodèles, et/ou multiobjectifs de calibration, et/ou d'itérer le processus de calibration plusieurs fois (Seiller *et al.*, 2012; Krysanova *et al.*, 2018), en considérant le débit moyenné sur les différents modèles et calibrations, éventuellement pondéré.

1.1.5 Définition et calcul des extrêmes hydrologiques

Un autre point critique de la chaîne de modélisation lorsqu'on s'intéresse en particulier aux extrêmes est de définir à quel degré d'extrêmes on s'intéresse, et de déterminer une méthode d'extrapolation à des extrêmes non présents dans les séries de débits observés ou simulés. Les sections précédentes citent un grand nombre d'articles qui démontrent que l'impact des choix de modélisation diffère non seulement en fonction du contexte géophysique et climatique, mais aussi des métriques de débits auxquelles on s'intéresse. De même, l'impact du pas du temps de la modélisation diffère selon la métrique d'intérêt (Sabeti, 2022, par exemple). Sont considérés comme des débits de crue tous les débits dépassant le 75^{e} percentile de la série. Différentes métriques sont alors utilisées pour caractériser les crues, en fonction de la visée de la simulation. Elles se répartissent en crues observées dans la série de débits concernée (percentiles 90/95/99 de la série, débit maximal annuel ou saisonnier moyenné sur la série), et crues extrêmes de faible récurrence non observées sur la série dont on dispose, et qui doivent être extrapolées à travers une AFC, une méthodologie proposée par Fuller (1914). Dans tous les cas, les valeurs obtenues dépendent bien évidemment des événements de crue observés dans la série dont on dispose. Les valeurs de débit extrême obtenues peuvent être significativement différentes pour deux séries extraites d'un même climat si ces séries sont trop courtes (quelques années) et ne représentent donc pas l'ensemble de la variabilité naturelle du climat (Zeng *et al.*, 2016). Les métriques de débit devraient donc être calculées sur de longues périodes pour être robustes (35 ans sont nécessaires pour atteindre une certaine stabilité, quelle que soit la méthode choisie

selon Hu *et al.* (2020), 15 ans selon Zeng *et al.* (2016). Ce n'est pas toujours possible lorsqu'on s'intéresse à comparer des débits simulés aux débits observés du passé par exemple, en raison de la courte durée des séries observées sur certains bassins, en particulier si on s'intéresse à des séries sous-journalières dont la disponibilité est moindre. L'incertitude liée à la durée de la période de calcul est particulièrement marquée dans l'AFC. En effet, cette dernière consiste à ajuster une distribution statistique à la série des débits maxima annuels ou saisonniers, triée en ordre croissant, en faisant l'hypothèse que la série des maxima est indépendante, homogène et stationnaire. Les procédures recommandées pour l'AFC varient en fonction des pays et régions, qui préconisent d'ajuster des distributions théoriques différentes (Log-Pearson III, Gumbel, GEV. . .). Il est courant d'utiliser plusieurs distributions pour tenir compte de l'incertitude liée au choix de la distribution. Le choix du nombre de paramètres des distributions est particulièrement discuté : utiliser une distribution à trois paramètres est nécessaire pour caractériser la forme de la distribution, cependant n'ajuster que deux paramètres diminue l'incertitude liée au calcul des paramètres, en particulier pour des séries courtes possédant peu de données (Bobée, 1999).

D'autre part, l'hypothèse d'homogénéité des séries des maxima est peu crédible dans la plupart des contextes et la série est en général mixte, comprenant des crues issues de processus hydrologiques divers selon les saisons (fonte, événements convectifs, situations synoptiques, crues mixtes du type pluie sur neige, etc.) et liées à des contextes climatiques différents (oscillations climatiques pluriannuelles, etc.). Il est alors souvent pratique de réaliser l'AFC à l'échelle saisonnière pour améliorer l'homogénéité des séries, ou d'établir une AFC mixte composée de distributions jointes issues des différentes saisons (Alila et Mtiraoui, 2002, par exemple).

Par ailleurs, de nombreuses recherches s'intéressent à la façon de traiter les éventuels horsains qui peuvent très fortement incurver les distributions statistiques ajustées par l'AFC lorsqu'ils font partie de séries de maxima annuels courtes. D'une part, il peut être difficile de déterminer s'il s'agit d'une valeur effectivement observée ou d'une valeur aberrante liée à une erreur de mesure. D'autre part, s'il s'agit d'un événement très rare observé sur la série (par exemple un débit de période de récurrence 100 ans), les débits seront ajustés à une distribution différente

selon la longueur de la série. Si cette crue extrême est observée sur une série de 10 ans, la série ajustée sera fortement asymétrique et mènera à une surestimation des débits de récurrence élevés estimés à partir de cette dernière (Masson, 1991). Différentes solutions ont été proposées à ce problème, comprenant pour le cas des crues rares incluses dans les séries : l'élimination simple des horsains de la série ; le remplacement des horsains par l'extrême suivant dans la série des extrêmes classée par ordre décroissant ; allongement de la série par la réplique d'un certain nombre d'extrêmes non horsains (méthode b17 recommandée aux États-Unis (England Jr *et al.*, 2019; Ouarda et Ashkar, 1998)). Dans tous les cas, il faut bien sûr avoir préalablement défini ce que l'on appelle un horsain, et encore une fois différents critères peuvent être utilisés pour cette définition et calculés par des tests statistiques. Le problème des horsains se pose également pour les très faibles crues présentes dans les séries et est résolu par des méthodes similaires.

Aussi, de nombreuses méthodes proposent d'améliorer la robustesse des estimations de crues issues de l'AFC par l'ajout d'informations dans le processus : ajustement du coefficient d'asymétrie en prenant en compte un coefficient d'asymétrie régional préalablement déterminé pour chaque état des États-Unis (England Jr *et al.*, 2019) ; ajustement en tenant compte de paramètres physiques – latitude, élévation – influençant le type de crues attendues sur le bassin (Thomas *et al.*, 1997) ; inclusion d'informations historiques dans la série analysée comme les crues mémorables ou la paléohydrologie (Ouarda *et al.*, 1998).

L'approche par dépassement de seuil (*POT* :*Peak -Over-Threshold*), aussi appelée méthode des séries de durées partielles, est une méthode alternative à l'AFC basée sur les séries de maxima annuels (ou saisonniers) moyens. Elle consiste à extraire à partir des séries de débits toutes les crues au-dessus d'un certain seuil. Il s'agit ensuite d'ajuster une distribution de la famille Pareto à la série des excédents au-dessus du seuil. La méthode s'appuie sur le théorème de Pickands–Balkema–de Haan selon lequel les dépassements au-dessus d'un seuil approprié d'une série de variables indépendantes et identiquement distribuées convergent vers une distribution de la famille Pareto (exponentielle, Pareto généralisée) quand le seuil tend vers l'infini (Balkema et De Haan, 1974). La fréquence des dépassements de seuil est alors distribuée suivant un processus de Poisson (Pickands, 1975). Cette méthode présente donc un avantage

théorique important sur l'AFC basée sur la série des maxima annuels, et est également plus flexible puisqu'elle permet d'utiliser un plus grand nombre d'informations issues des séries, ce qui représente un avantage important, notamment si les séries disponibles sont courtes. Bien qu'elle reste largement moins usitée que l'AFC, en raison de la difficulté à automatiser le choix du seuil et de manque de lignes directrices (Pan *et al.*, 2022), les avantages de la méthode dans des cas où l'AFC échoue ont été démontrés dans plusieurs contextes : pour les crues relativement fréquentes (Pan *et al.*, 2021) ; et pour les bassins arides, les distributions pour ces derniers ayant tendance à être à queue lourde (Metzger *et al.*, 2020). Bien qu'il n'y ait pas d'étude publiée à ce jour pour comparer la robustesse des méthodes *POT* et AFC pour l'estimation de crues rares sur des contextes géophysiques et hydroclimatiques variés, des études régionales montrent que l'incertitude sur les crues rares est moindre avec *POT* qu'avec AFC à l'échelle des régions étudiées (Li *et al.*, 2016; Swetapadma et Ojha, 2023). Tabari (2021) s'intéresse également à différencier le comportement des deux méthodes dans un contexte de *CC*, en appliquant les simulations globales CMIP5 à des modèles de surface et en supposant que les paramètres des distributions soient stationnaires. Le sens du signal de changement est généralement le même, mais la magnitude du changement est différente, particulièrement pour les saisons estivales et pour les régions arides.

Enfin, effectuer l'AFC à partir de séries de débits simulées au lieu de séries observées est un passage obligé pour des bassins non jaugés ou des projections, mais n'est pas sans conséquence. Les débits extrêmes obtenus peuvent avoir tendance à être surestimés ou sous-estimés en fonction des MH (Zeng *et al.*, 2016, par exemple), et les extrêmes modélisés par les MH dépendent évidemment de la précision des données climatiques choisies pour forcer ces modèles. La robustesse des AFC effectuées à partir de simulations a été améliorée dans plusieurs études en tenant compte de toute l'information contenue dans toute la série de débits simulée et non pas seulement dans la série des maxima annuels (ou saisonniers), à travers des distributions méta-statistiques des valeurs extrêmes (Zorzetto *et al.*, 2016; Poschlod, 2021; Hu *et al.*, 2023). L'AFC s'appuie alors sur des données plus complètes et plus proches des crues fréquentes comme la méthode AFC-POT, mais sans être confrontée au dilemme du choix de seuil.

1.1.6 Analyse d'incertitudes

Dans chacune des sections précédentes évoquant les étapes de la chaîne de modélisation des extrêmes hydrologiques futurs (scénario d'émission ; modèle climatique global ; descente d'échelle ; correction de biais ; modèle d'impact hydrologique ; extraction des extrêmes), on a rappelé qu'une grande diversité d'options méthodologiques existait. Les études hydrologiques s'attachant à un contexte particulier, généralement sur une étendue géographique et un nombre de bassins restreints, ont pu montrer que l'une ou l'autre des méthodes était plus performante ou bien échouait totalement dans ce contexte particulier. Cependant, il n'est souvent pas possible de déterminer si une méthode est meilleure que l'autre pour les projections, même en s'attachant à un unique bassin versant, ce qui a mené à intégrer à la chaîne de modélisation l'ensemble des options disponibles pour déterminer en bout de chaîne l'enveloppe d'incertitude associée aux variables de sortie. Cette incertitude est généralement mesurée par une Analyse de Variance (ANOVA) comparant la participation à l'incertitude de chaque étape de la chaîne, et de leurs interactions. Les sections précédentes donnent différents exemples de ces analyses d'incertitude. En s'intéressant successivement à chaque étape de la chaîne, on a montré que chacune pouvait être prédominante ou sans effet dans certains contextes, dépendamment du type de bassin versant et de la variable de sortie. Cependant, il est très difficile de tirer des conclusions générales des nombreuses études menées car les méthodologies ne sont pas comparables :

- La grande majorité s'intéresse à un petit nombre de bassins (1 à 3), dans une région hydroclimatique particulière. Or les études de (Meresa *et al.*, 2021; Castaneda-Gonzalez *et al.*, 2022) montrent bien que les principales sources d'incertitude sur les crues extrêmes futures dépendent non seulement du régime hydrologique du bassin (mixte VS pluvieux), mais aussi des caractéristiques géophysiques du bassin en lui-même, des bassins voisins pouvant correspondre à des sources d'incertitude prédominantes différentes. Galavi et Mirzaei (2020) montrent que ces sources diffèrent aussi selon la saison sur un même bassin. Particulièrement, il paraît difficile de comparer les analyses d'incertitude menées sur de grands bassins (>10 000 km^2) VS sur de petits bassins (<2 000 km^2) ou très petits bassins (<100 km^2) ; ou encore les études concernant des milieux tropicaux humides VS arides VS alpins ; si la

chaîne de modélisation est différente dans chaque étude. Autrement dit, les interactions entre caractéristiques hydroclimatiques et sources d'incertitude des projections n'ont pas encore été clairement identifiées. Par ailleurs, plusieurs variables confondantes entrent alors en jeu, à commencer par la qualité des données climatiques du passé récent associées à l'une ou l'autre région.

- Les ensembles de choix inclus dans la chaîne de modélisation diffèrent d'une étude à l'autre. Elles diffèrent par :
  - Leur nombre, utilisant de 2 à une dizaine d'options par étape de la chaîne, ce nombre variant également entre les étapes. Il apparaît par conséquent assez logique que l'étape pour laquelle le nombre d'options aisément disponibles est généralement le plus grand, c'est-à-dire celle du choix du MCG, soit aussi celle qui apparaît le plus souvent comme prépondérante dans l'incertitude. De très nombreux MH conceptuels sont aussi disponibles, mais les études d'incertitude se restreignent généralement à une poignée de ces modèles en raison des temps de prise en main et de calibration nécessaires à chacun d'entre eux, et de la pratique courante de se limiter aux MH usuels dans le laboratoire d'origine (Addor et Melsen, 2019).
  - Les sources d'incertitude choisies, celles-ci étant comprises dans l'ensemble suivant : modèles d'émission ; MCG ; descente d'échelle dynamique (MRC) ; descente d'échelle statistique ; données climatiques de calibration des MH ; structure des MH ; paramètres des MH (équifinalité ; durée et taille des périodes de calibration) ; distribution statistique à ajuster aux séries d'extrêmes ; méthodes d'estimation des paramètres de cette distribution ; rareté des extrêmes visés (période de récurrence) ; période future cible. Les interactions entre les sources d'incertitude apparaissant souvent comme un terme non négligeable, voire important (>30 % dans plusieurs études), il est clairement impossible de comparer les résultats d'études ne prenant pas en compte toutes les étapes de la chaîne.
  - La nature des différences entre les options proposées à chaque étape. Dans certaines études et/ou pour certaines étapes de la chaîne de modélisation, les différentes options sont des variantes proches (exemple : deux MH compacts globaux parcimonieux) alors que dans d'autres ces options comportent des différences structurelles importantes (exemple :

MH compact parcimonieux VS distribué). Le nombre d'options utilisé étant plus mis en valeur que la diversité de ces dernières, il n'est pas toujours facile de se rendre compte de cette dernière. Le choix des options pour chaque étape semble fait en réalité en fonction de ce qui est disponible et usuel dans le contexte des auteurs (Horton *et al.*, 2022), mais pas nécessairement en fonction de leur diversité.

- Le type de variables de sortie étudiées. Notamment, certaines études s'intéressent à l'incertitude sur la valeur des débits dans le futur alors que d'autres étudient l'incertitude sur le signal de CC sur ces variables. Par ailleurs, le nombre d'analyses d'incertitude s'intéressant à la projection d'extrêmes hydrologiques rares (période de récurrence >10 ans), si nécessaires à la planification d'ouvrages d'ingénierie et à l'aménagement des territoires, est finalement faible par rapport à celui des articles s'attaquant à la projection des débits moyens, voire des crues fréquentes (crues AMS).

En conclusion, de nombreux articles se sont attachés d'abord à souligner l'importance de l'analyse d'incertitude (Blöschl et Montanari, 2010; Todd *et al.*, 2011; Honti *et al.*, 2014), puis à proposer des lignes directrices intégrant toutes les étapes de la chaîne de modélisation journalière (Steinschneider *et al.*, 2012; Meresa *et al.*, 2023). Cependant, la lourdeur de cette chaîne comprenant un grand nombre d'options, et l'inadéquation de chacune de ces options sous certaines conditions hydroclimatiques – dont témoignent les résultats aberrants parfois obtenus dès la modélisation en passé récent – contribuent sans doute au fait que l'on n'ait pas trouvé de mise en application de ces lignes directrices sur un grand nombre de bassins.

Cette inadéquation de certaines options de la chaîne pour certaines conditions pose un problème important lors de l'analyse d'incertitudes. Par exemple, il suffit d'un MCG très différent au sein d'un ensemble de MCG pour mener à une forte incertitude provenant des MCG. Cette incertitude sera fortement diminuée si l'on retire ce MCG particulier du groupe de MCG utilisés selon l'hypothèse couramment évoquée qu'il est plus probable que le CC dans une région suive la tendance générale simulée par une majorité de MCG (Pastén-Zapata *et al.*, 2022a, par exemple). S'il s'avérait dans le futur que ce modèle particulier ne représentait effectivement

pas correctement le *CC*, il apparaîtrait justifié a posteriori de l'avoir éliminé de l'analyse d'incertitude, mais comment en être sûr ? L'hypothèse démocratique selon laquelle la majorité a raison n'a pas force de théorie en hydrologie, d'autant plus quand on considère que les processus hydrologiques sont fortement dépendants des climats, alors que la grande majorité des MH utilisés ont été construits pour représenter les résultats expérimentaux observés dans le cadre restreint des régions tempérées des pays occidentaux.

Quoi qu'il en soit, des méthodes de pondération des différents modèles (climatiques et hydrologiques) ont été proposées dans l'objectif de restreindre l'enveloppe d'incertitude à une enveloppe raisonnable composée des options probables. Ces méthodes de pondération vont de l'élimination simple des modèles fournissant des résultats horsains sur la variable de sortie à la formulation de poids pour chaque modèle dépendant de différents critères. Ressortent en particulier deux méthodes aux hypothèses très différentes : la moyenne bayésienne des modèles (*Bayesian model averaging, BMA*) traditionnellement utilisée en statistique et qui accorde plus d'importance aux modèles performants dans le passé ; et la moyenne de fiabilité d'ensembles (*reliability ensemble averaging, REA*) spécialement développée pour réduire l'incertitude des projections d'ensemble climatique. Cette dernière accorde plus d'importance aux projections proches de la tendance moyenne des projections pour une métrique particulière (par exemple le débit moyen, la température moyenne, etc.). Duan *et al.* (2021) met en garde sur leur utilisation après avoir constaté des résultats très différents selon l'une et l'autre méthode, un résultat confirmé par Pastén-Zapata *et al.* (2022a) qui scrutent plus en détail les raisons des différences observées tant sur le CC prédit par chaque modèle de pondération des MH que sur l'enveloppe d'incertitude associée. Ils associent ces différences sans surprise à une différence de structure de ces modèles sur des processus importants des bassins concernés (paramétrisation de la fonte sur des bassins dominés par la neige, équations de transfert des écoulements souterrains). Ces résultats sont cohérents avec la proposition de Sebok *et al.* (2022) de laisser la définition d'éventuels poids des différents modèles climatiques et hydrologiques à des experts en fonction de chaque situation pratique particulière. Leur enquête au sein des communautés scientifiques, climatiques et hydrologiques, basée sur les mêmes cas d'étude que Pastén-Zapata *et al.* (2022a),

montre par ailleurs que les hydrologues sont plus enclins à associer des poids aux MH en fonction de leur performance passée dans le contexte particulier, alors que les climatologues s'orientent plus volontiers vers l'équiprobabilité des MCG/MRC pour représenter l'ensemble de l'incertitude, quitte à éliminer l'un d'eux s'il est « suffisamment » différent des autres.

Cette revue sur les méthodes de détermination et d'analyse de l'incertitude sur les projections hydrologiques futures doit sa longueur à son importance capitale dans l'ensemble de nos études visant finalement à quantifier avec une précision accrue les impacts attendus du *CC*, afin de fournir une aide à la décision utile aux projets d'adaptation. Par ailleurs, mieux cerner les sources d'incertitude permettra de cerner les étapes critiques de la chaîne de modélisation à améliorer, et les processus hydroclimatiques dont une plus fine compréhension est essentielle à la transférabilité à un régime non stationnaire des équations paramétrées qui les décrivent actuellement.

Cependant, l'ensemble de cette revue de la chaîne de modélisation a été faite pour des études utilisant classiquement le pas de temps journalier. À toute cette chaîne d'incertitude vient donc s'ajouter, avec la récente disponibilité de données hydroclimatiques sous-journalières, l'incertitude liée au pas de temps des simulations. L'ajout de cette nouvelle étape peut apporter deux types d'informations cruciales :

- En observant si la chaîne d'incertitude se propage différemment à différents pas de temps.
- En intégrant le pas de temps comme une source d'incertitude supplémentaire dans la chaîne et en observant s'il apparaît comme une source prépondérante.

L'observation de contextes (certains contextes hydroclimatiques, certaines structures de MCG/MRC et MH) dans lesquels l'un ou l'autre cas se présente pourrait permettre de mieux comprendre par exemple à quels pas de temps se jouent le plus la non-stationnarité de certains processus, et à avancer vers la compréhension de l'intégration des processus hydrologiques à différentes échelles, de la complexité non linéaire à petite échelle, à la relative simplicité des bilans à grande échelle (Beven, 1987).

1.2 Chaîne de modélisation sous-journalière

Dans cette section, on présente, en complément de la chaîne de modélisation journalière traditionnelle présentée précédemment, les caractéristiques de chaque étape de la chaîne à l'échelle sous-journalière, en termes de méthodologies développées spécifiquement à ces échelles temporelles et/ou de performances et valeurs ajoutées de ces dernières comparativement à l'échelle journalière. Sont étudiées successivement : les données climatiques (section 1.2.1) ; le post-traitement des données climatiques (section 1.2.2) ; les MH (section 1.2.3) ; et la chaîne d'incertitudes (section 1.2.4).

1.2.1 Données climatiques sous-journalières

Les séries climatiques aux stations sont rares à l'échelle sous-journalière, qui plus est de longue durée, en dehors de l'Europe de l'Ouest et des États-Unis. Elles y servent à alimenter et/ou valider les nombreuses grilles climatiques (grilles d'interpolation de données aux stations, produits satellites, réanalyses, modèles climatiques, produits composites) qui se sont développées à l'échelle sous-journalière depuis le début des années 2010. Ces produits ont permis le développement de MH globaux ou distribués calibrés à l'échelle sous-journalière sur des régions dans lesquelles les observations aux stations ne sont pas disponibles à l'échelle sous-journalière. Ils représentent une alternative à la désagrégation temporelle de la précipitation journalière, utilisée en hydrologie prévisionnelle et testée sur quelques MH sous-journaliers continus dans les années 2000 (Durrans *et al.*, 1999; Wheater *et al.*, 2005; Bennett *et al.*, 2016). Bennett *et al.* (2016) avaient alors montré que la calibration horaire des MH effectuée sur ces données désagrégées était plus performante que les simulations effectuées à partir du transfert de paramètres du modèle journalier au modèle sous-journalier, une technique qui sera détaillée à la section 1.2.3.4. Ils montraient également qu'elle restait malgré tout moins performante que la calibration faite sur des données horaires aux stations.

L'affinement des résolutions des modèles climatiques puis hydrologiques s'est en réalité fait conjointement aux niveaux spatial et temporel, grâce au développement des capacités

informatiques de stockage et de calcul et conformément à l'interdépendance des échelles spatiales et temporelles dans la discrétisation des processus hydrologiques (Kolmogorov, 1962; Ochoa-Rodriguez *et al.*, 2015). Il répond à la nécessité de mieux représenter les phénomènes hydroclimatiques à fine échelle comme phénomènes de convection et les crues éclairs, d'autant plus importants que l'on projette leur augmentation en intensité et/ou en fréquence dans de nombreuses régions en raison du CC.

Kedem et Chiu (1987) ont montré que le choix de la résolution spatio-temporelle des modèles climatiques influence les totaux, fréquences et intensités de précipitation, ce qui viole le principe d'autosimilarité. En effet, la probabilité de précipitation sur une maille est d'autant plus grande, et son intensité d'autant plus petite, que la résolution spatio-temporelle est grossière. Les différences constatées en agrégeant des sorties de modèles climatiques de fine résolution à des résolutions plus grossières sont importantes. Par exemple, l'intensité moyenne de pluie est divisée par 3 en agrégeant les pas de temps de 3 h à 1 jour. Ces différences résultent de la combinaison entre l'effet d'agrégation précédemment cité et l'ajustement des modèles à la taille des mailles (Chen et Dai, 2019). Cette non-similarité des processus à travers les échelles, particulièrement marquée dans les tropiques (Chen et Dai, 2018), implique que les distributions statistiques sur lesquelles sont ajustées les précipitations extrêmes soient différentes à différentes échelles (Liu *et al.*, 2017). Cet effet est en grande partie responsable des surplus de bruine (*drizzle*) générés par les modèles climatiques à convection paramétrée de méso-échelle pour équilibrer les bilans hydrologiques, et diminue dans les modèles à convection résolue de plus fine résolution spatiale (Chen *et al.*, 2021a). Ces constats mènent à s'interroger sur l'impact de ces effets d'échelle sur les sorties des MH, globaux et distribués.

Les deux aspects de l'affinement de la résolution seront abordés dans cette section, l'impact de la résolution spatiale (section 1.2.1.1), puis celui de la résolution temporelle (section 1.2.1.2).

1.2.1.1 Impact de la résolution spatiale sur les données climatiques

L'affinement spatial permet d'abord de mieux décrire les précipitations extrêmes et l'influence primordiale de la topographie sur leur structure, que ce soit dans les modèles climatiques (Prein *et al.*, 2016; Dankers *et al.*, 2007) ou les réanalyses (Hamm *et al.*, 2020). L'amélioration la plus marquante est constatée sur les prometteurs modèles à très haute résolution (<8 km à 10 km), qui permettent de passer d'une représentation paramétrée globale des processus turbulents de convection atmosphérique, d'échelle inférieure à la maille, à une représentation explicite (Pontoppidan *et al.*, 2017; Lucas-Picher *et al.*, 2021).

L'influence de la résolution spatiale des modèles climatiques sur la qualité de la simulation des précipitations journalières dépend cependant des modèles, du type de climat (Zhang *et al.*, 2016), des saisons, des bassins (Curry *et al.*, 2016). Les simulations de résolution croissante (50 km à 10 km dans les articles cités ici, donc avec convection paramétrée) représentent mieux la structure et les intensités des précipitations extrêmes estivales. Elles présentent par contre un biais positif plus important en termes d'indices moyens de précipitations extrêmes, qu'ils soient calculés à l'échelle journalière ou sous-journalière, dans les régions et les saisons où la convection est importante (Olsson *et al.*, 2015; Tripathi et Dominguez, 2013; Chan *et al.*, 2013). Ce biais, associé au constat que les distributions de précipitations extrêmes simulées sont plus asymétriques que les observations, pourrait être lié au fait que les modèles de grille autour de 10 km sont alors dans la zone grise de la convection (Sunyer *et al.*, 2017). Selon ces mêmes publications, la résolution spatiale a par contre peu d'impact sur les précipitations hivernales moyennes et extrêmes.

La résolution spatiale des modèles climatiques influence également les projections de *CC*, pouvant même mener à des tendances de CC sur la précipitation moyenne opposées selon la résolution adoptée (Bucchignani *et al.*, 2018; Mendoza *et al.*, 2016; Sunyer *et al.*, 2017). Les effets constatés de l'affinement de la résolution spatiale sur les projections diffèrent aussi en termes de magnitude et de structure spatiale selon les combinaisons MCG-MRC et les régions. Cependant, les recherches précédentes semblent s'accorder sur le fait que les changements

projetés sur les précipitations extrêmes sont plus importants à résolution spatiale plus fine (Tabari *et al.*, 2016; Sunyer *et al.*, 2017; Castañeda-González *et al.*, 2018). Une résolution spatiale plus fine peut également mener à des changements moins importants sur les volumes et extrêmes de précipitations journalières (Conte *et al.*, 2020, Méditerranée). Notons cependant que les changements projetés sont bien sûr influencés par le fait que le climat du passé récent lui-même diffère selon la résolution du modèle climatique.

1.2.1.2 Impact de la résolution temporelle sur les données climatiques

La non-similarité des caractéristiques des précipitations aux échelles temporelles journalière/horaire est liée au fait que l'échelle journalière est trop longue pour représenter la majorité des événements de précipitation : 80 % des maxima journaliers observés aux stations, toutes régions confondues, correspondent en réalité à des orages de moins de 15 h, et 70 % des maxima horaires à des orages de moins de 5 h (Barbero *et al.*, 2019). Ces événements de courte durée sont particulièrement représentés dans les tropiques et les régions de faible pluviométrie annuelle (Barbero *et al.*, 2019). Leur intensité mesurée à l'échelle journalière est donc inférieure à leur intensité réelle, et n'est pas représentative de l'événement. Un autre biais est introduit par le fait que les mesures journalières coupent artificiellement en deux les événements en cours à minuit, ce qui rendra aussi difficile la modélisation hydrologique journalière (Asadzadeh *et al.*, 2016). Il paraît donc fondamental de pouvoir décrire les précipitations à des échelles sous-journalières.

Les structures spatio-temporelles des événements de courte durée représentés par les modèles climatiques sous-journaliers sont globalement cohérentes avec les observations, non seulement en termes statistiques, mais aussi lorsqu'on s'intéresse à la capacité des modèles à représenter les processus physiques qui y sont liés : relation température-intensité, saisonnalité, cycle journalier... (Cortés-Hernández *et al.*, 2015). Cependant, les modèles à convection non paramétrée restent biaisés aux pas de temps sous-journaliers sur plusieurs aspects. Beranová *et al.* (2018) par exemple illustrent sur deux MRC en Europe que les distributions de précipitations maximales horaires ou tri-horaires sont mal représentées par rapport aux observations en station, présentant trop ou pas assez souvent une queue lourde en fonction du MRC. Le cycle journalier

des précipitations estivales est aussi bien représenté par l'un des modèles, mais pas par l'autre, qui peine à simuler les événements convectifs. Les MRC à convection paramétrée de la zone de résolution grise ne représentent pas non plus toujours correctement la structure spatiale des précipitations extrêmes, même en terrain de topographie peu complexe, contrairement aux modèles permettant la convection. Ces derniers s'approchent beaucoup plus des données radar qui sont les mieux corrélées aux observations (Thomassen *et al.*, 2022).

Finalement, plusieurs publications s'intéressant à l'impact de la résolution sur les simulations climatiques traitent de l'interaction entre résolutions spatiale et temporelle dans les phénomènes climatiques. Par exemple, Sunyer *et al.* (2017) montrent qu'au Danemark, les différentes combinaisons MCG-MRC s'accordent sur la simulation des précipitations extrêmes agrégées à au moins 12 h quel que soit la résolution spatiale (8 km à 50 km). Mais les simulations de résolution spatiale fine sont nécessaires pour représenter les précipitations extrêmes du passé récent aux pas de temps plus fin. On observe aussi ces interactions entre échelles spatiales et temporelles par le fait que l'affinement de la résolution spatiale des modèles de l'ensemble CMIP5 vers CMIP6 permet d'augmenter la variabilité sous-journalière et synoptique des précipitations historiques simulées, constamment sous-estimées. L'affinement spatial n'a par contre pas d'impact sur la variabilité à des échelles temporelles plus longues, quelle que soit la saison (Ahn *et al.*, 2022).

La non-similarité des précipitations en fonction de la discrétisation temporelle s'exprime aussi bien sûr sur les changements climatiques. Par exemple, Lei *et al.* (2022) soulignent que l'augmentation des volumes de précipitations estivales observée aux stations dans le passé récent en Chine est due principalement à celle des fréquences de précipitations à l'échelle horaire, mais à celle des intensités à l'échelle journalière. Ces deux observations sont reproduites par l'ensemble CMIP6. De façon plus générale, l'une des différences les plus étudiées entre les projections de précipitations horaires et journalières est le fait que l'intensification des précipitations avec l'augmentation de la température est plus importante aux échelles temporelles plus courtes. Ce phénomène est lié à la loi de Clausius-Clapeyron (CC) menant à une augmentation de l'humidité dans l'air d'en moyenne 7 $\%K^{-1}$. Des taux d'augmentation du même ordre sont observés sur les

précipitations journalières. Cependant, en raison principalement de la réponse de la convection à l'augmentation d'humidité (Lenderink *et al.*, 2017; Lee *et al.*, 2022), les taux d'intensification des précipitations sous-journalières extrêmes observés aux stations dans le passé récent sont jusqu'à deux fois plus importants, un phénomène appelé super-CC. Ce taux de super-CC observé aux stations est variable, maximal en été et pour les percentiles élevés de précipitation (Najibi *et al.*, 2022). Le super-CC est sans doute la raison pour laquelle Busuioc *et al.* (2017) remarquent que le CC sur le passé récent est déjà détecté aux stations (en Roumanie) à partir d'un indice d'intensité sub-horaire maximale de précipitation, alors qu'il ne l'est pas sur les précipitations totales ni maximales journalières. Le taux de super-CC est bien reproduit par les modèles climatiques permettant la convection (Lee *et al.*, 2022), qui simulent une augmentation rapide du taux des précipitations convectives parmi les précipitations totales dans le futur. Il existe cependant une forte incertitude sur le taux de super-CC dans les simulations futures liée à la combinaison MCG-MRC choisie, du moins pour les modèles à convection paramétrée (Berg *et al.*, 2019).

Armon *et al.* (2022) fournissent également un autre élément de compréhension des différences observées entre les changements climatiques sur les précipitations extrêmes journalières et sous-journalières. Ils observent effectivement que l'augmentation de l'intensité des événements de pluie de courte durée dans le futur en zone méditerranéenne correspond à une diminution des volumes à l'échelle journalière, en raison de la contraction spatiale et temporelle de ces événements.

1.2.2 Post-traitement sous-journalier des séries climatiques

Le post-traitement sous-journalier des données climatiques commence à se développer pour répondre à la demande de la chaîne de modélisation utilisée dans les études d'impact du CC à l'échelle sous-journalière. Dans les premiers articles consultés sur le sujet, on extrait et corrige simplement les quantiles des séries correspondant à une heure de la journée en utilisant les méthodes journalières, et ce, de façon indépendante pour chaque quantile, avant de reconstruire la série totale (Kleinn, 2005, par exemple). Par la suite, la méthode de correction de biais

proposée par Cannon (2018) a été naturellement utilisée par de nombreuses études d'impact du CC à l'échelle sous-journalière (Brecht *et al.*, 2020; Faghih *et al.*, 2022; Markhali *et al.*, 2022b; García-Valdecasas Ojeda *et al.*, 2022), grâce à sa robustesse dans la préservation des changements climatiques et des relations entre variables, et sa versatilité. Elle peut en effet être utilisée avec le nombre de variables climatiques souhaitées, et à n'importe quel pas de temps. La disponibilité publique de l'algorithme codé en R a certainement aussi contribué à sa popularité.

Le traitement indépendant des tranches horaires peut cependant détruire le cycle diurne des variables climatiques modélisé par les modèles régionaux, tout comme la littérature montre la perte de cohérence spatiale lorsque les points de grille d'un modèle climatique sont corrigés de façon indépendante, ou encore la perte de cohérence intervariables lorsque les variables sont corrigées de façon indépendante (Maraun, 2016). Lucas-Picher *et al.* (2017) montrent que la représentation du cycle journalier des précipitations par les modèles régionaux climatiques s'améliore avec l'affinement de la résolution spatiale, même en région fortement convective, mais le pic de précipitation reste décalé et inférieur aux observations, et la représentation du cycle est bien moins performante que dans les modèles permettant la convection. Par ailleurs, François *et al.* (2020) montrent que les méthodes de correction de biais (ils se concentrent sur les méthodes multivariées) détruisent la cohérence temporelle des variables. Se pose alors la question de corriger le cycle diurne des précipitations lorsqu'on utilise des MRC sous-journaliers, question à laquelle se sont attachés Faghih *et al.* (2022). L'impact de la correction sur les débits simulés à partir du MRC corrigé apparaît faible mais positif quel que soit le quantile considéré, tout en augmentant pour les petits bassins (<500 km^2). Cependant, les bassins sont concentrés dans le Nord-Est de l'Amérique et l'ensemble Climex utilisé est d'une haute résolution (1 h, 0,11°), encore peu disponible dans d'autres régions, il serait donc intéressant d'étendre l'expérience à d'autres climats.

1.2.3 Développement de la modélisation hydrologique sous-journalière

Le développement de la modélisation hydrologique sous-journalière en basant la calibration sur des produits climatiques de type réanalyse ou produits climatiques composites suit, au pas de temps sous-journalier, le chemin de (Chen et Brissette, 2017; Tarek *et al.*, 2020) qui ont montré sur un grand nombre de bassins que ces données sur grille étaient un bon *proxy* des stations d'observation pour la calibration hydrologique journalière. Mais la disponibilité de produits climatiques de fine résolution n'est pas suffisante pour développer des MH sous-journaliers : il faut également disposer de séries de débits observés sous-journaliers pour calibrer les modèles. Ces séries sont disponibles depuis peu de temps : l'enregistrement des débits instantanés (aux 15 minutes) a commencé à la fin des années 1980 pour certains bassins des États-Unis, au début des années 1990 pour la plupart d'entre eux, et à la fin des années 1990 pour les jauges du Québec. Cela signifie que la durée des séries temporelles actuellement disponibles atteint à peine la durée typique de la période climatologique nécessaire pour extraire des indices hydroclimatiques fiables dans un climat stationnaire (30 ans). De plus, tout comme au pas de temps journalier, de longues séries temporelles de débits observés sont nécessaires pour calibrer et valider adéquatement les MH sous-journaliers. Van Esse *et al.* (2013) montrent que les MH sous-journaliers sont peu performants sur la période de validation lorsque la période de calibration n'est pas assez longue pour fournir des informations sur tous les types d'événements possibles, et ce quelle que soit la structure du modèle.

Dans cette section, on survolera les travaux qui ont été menés en modélisation hydrologique sous-journalière grâce à la récente disponibilité des données hydroclimatiques susmentionnées : un premier pan de la recherche concerne la question de l'adaptation de MH conceptuels, conçus pour des pas de temps journaliers, à des pas de temps inférieurs (section 1.2.3.1). On mentionnera ensuite les résultats des études portant sur l'impact des résolutions temporelles (section 1.2.3.2) et spatiales (section 1.2.3.3) sur les débits simulés. La section 1.2.3.4 présentera les travaux portant sur les tentatives de transfert de paramètres des modèles de l'échelle journalière à l'échelle sous-journalière, une technique utilisée pour calibrer des MH globaux conceptuels en l'absence de séries observées de débits sous-journaliers. La section 1.2.3.5 détaillera les

raisons pouvant mener à des différences entre les débits simulés à différentes résolutions. Enfin, la section 1.2.3.6 s'attachera à l'hypothèse fondamentale de stationnarité des paramètres des MH et questionnera les éventuelles relations entre cette hypothèse et la résolution temporelle.

1.2.3.1 Adaptation des modèles hydrologiques conceptuels au pas de temps sous-journalier

Les processus hydrologiques sous-journaliers peuvent être fortement non linéaires à de petites échelles de temps, en particulier les processus de percolation et d'infiltration, de sorte que les paramètres hydrologiques calibrés peuvent également dépendre du pas de temps. Nous sommes de nouveau confrontés à la non-similarité des processus hydrologiques à travers les échelles temporelles déjà mentionnée précédemment et mise en exergue par Beven (1987). C'est l'une des raisons pour lesquelles le transfert de paramètres à travers les échelles temporelles qui sera détaillé à la section 1.2.3.4 est difficile. Depuis que des données sous-journalières sont disponibles, plusieurs études se sont concentrées sur l'impact de la structure du MH sur la performance de la modélisation à travers les pas de temps. Hailegeorgis et Alfredsen (2014) utilisent différentes structures du modèle conceptuel semi-distribué HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) sur des bassins versants montagneux de Norvège et prouvent que les modèles parcimonieux basés sur le routage linéaire des écoulements entre réservoirs y sont plus performants que les modèles plus complexes basés sur des structures non linéaires à l'échelle horaire. Cependant, les paramètres liés à l'humidité du sol ont aussi des effets importants sur la recharge des réservoirs souterrains et les auteurs recommandent une analyse plus poussée des variables hydrologiques internes pour comprendre la réponse du modèle à différents types d'événements. Au contraire, Micovic et Quick (2009) ont expérimenté sur un bassin versant montagneux de Colombie-Britannique que la meilleure structure du modèle conceptuel semi-distribué UBCWM (University of British Columbia Watershed Model) pour y représenter les crues dépendait du pas de temps. En effet, une version parcimonieuse séparant les écoulements en deux, lent et rapide, était suffisante pour représenter les crues journalières. Mais la version complexe, tenant compte des processus non linéaires d'infiltration et de percolation et des limites de saturation du sol à travers une séparation en quatre écoulements,

était nécessaire pour représenter les crues horaires. Cette version plus complexe s'est avérée nécessaire principalement sur les crues les plus importantes dues aux orages convectifs, pour lesquels la capacité d'infiltration des sols a été atteinte et les processus non linéaires sont entrés en jeu. Cependant, cette complexification nécessaire du modèle pour représenter les processus non linéaires peut aussi augmenter l'équifinalité et l'incertitude associée sur les débits modélisés dans un contexte climatique différent de celui de la calibration (Her et Chaubey, 2015). De son côté, Mathevet (2005) a réalisé dans sa thèse une étude approfondie basée sur 20 structures de modèles conceptuels hydrologiques calibrés sur 313 bassins versants, et proposé une adaptation des modèles journaliers pour des simulations sous-journalières. Il n'a pas trouvé de corrélation entre la complexité du modèle et la performance, mais il a montré que le meilleur modèle journalier n'était pas nécessairement le meilleur pour les études sous-journalières. Hormis ces tentatives de compréhension détaillée des différences entre les écoulements modélisés aux pas de temps horaires ou journaliers, la plupart des études menées en simulation hydrologique sous-journalière à partir de modèles conceptuels globaux ou semi-distribués sont généralement utilisées avec la même structure que celle du pas de temps journalier, et ne varient que les valeurs des paramètres associés à chaque processus.

1.2.3.2 Impact de la résolution temporelle sur les débits simulés

Avec la disponibilité croissante de données hydroclimatiques de fine résolution temporelle depuis 2010, plusieurs études se sont intéressées à la comparaison des performances de simulation de MH à différents pas de temps, même si ces études sont moins nombreuses que celles sur l'impact de la résolution temporelle sur les précipitations. Les résultats de ces études varient en fonction de la région, des caractéristiques des bassins, des MH, et des variables d'intérêt, mais une revue de littérature portant sur 28 articles proposée par Brighenti *et al.* (2019) montrent que la simulation sous-journalière est généralement plus performante en termes de NSE (Nash-Sutcliffe Efficiency) que la modélisation journalière. Cette revue ne porte cependant que sur le MH semi-distribué SWAT (Soil and Water Assesment Tool). Étant donné la jeunesse de la modélisation hydrologique sous-journalière et la lourdeur des calibrations hydrologiques aux pas de temps sous-journaliers,

une grande majorité des articles consultés avant cette thèse se concentrent également sur un seul MH et une seule région hydroclimatique. Par exemple, plusieurs études menées à l'échelle d'un bassin simulé par un modèle semi-distribué (HBV, SWAT) observent une amélioration de la performance en termes de KGE (Kling-Gupta Efficiency) et RMSE (Root-Mean-Square Error) sur les débits journaliers en forçant les modèles avec les données de station horaires en place des données journalières (Huang *et al.*, 2019; Lu *et al.*, 2020; Li *et al.*, 2020; Wang *et al.*, 2015). Li *et al.* (2020), qui utilisent également SWAT, suggèrent que l'amélioration en sous-journalier est liée à une meilleure représentation des conditions précédant un événement pluvieux et des niveaux d'eau initiaux dans les réservoirs.

Cependant, la plupart des études utilisent uniquement des critères de corrélation des séries observées/simulées de type NSE/KGE pour estimer la performance des simulations aux différents pas de temps. Elles sont moins nombreuses à analyser la performance pour reproduire des indices hydrologiques qui permettraient de déterminer si l'un ou l'autre pas de temps est mieux adapté pour certains types d'événements hydrologiques : débits moyens ou extrêmes, durée ou dates des crues, etc. Or, tout comme la performance générale de différentes structures de MH conceptuels peut être équivalente alors que leur comportement interne diverge De Boer-Euser *et al.* (2017), un même MH calibré à des pas de temps différents peut mener à une performance générale semblable, mais des simulations des événements différentes.

Les publications qui s'y sont intéressées ne concordent pas toutes sur l'apport de la résolution sous-journalière pour la représentation des débits de pointe et des débits moyens. Une majorité d'études constatent une meilleure représentation des débits de pointe journaliers par la modélisation sous-journalière, mais une meilleure représentation des débits moyens par la modélisation journalière (Brighenti *et al.*, 2019). Ce n'est pourtant pas toujours le cas : (Bastola et Misra, 2013; Li *et al.*, 2020) par exemple constatent une plus-value du sous-journalier dans les deux cas, le premier utilisant trois MH et deux grilles de précipitation sur 28 bassins. Ficchì *et al.* (2016) utilisent un ensemble beaucoup plus large de 240 bassins modélisés par GR4 à différents pas de temps sous-journaliers afin de déterminer l'impact du pas de temps de la modélisation sur la simulation de crues en mode événementiel. La moitié des crues y sont insensibles

alors qu'environ un quart est mieux simulé à une résolution sous-journalière – le gain le plus important étant obtenu en passant de 24 h à 12 h -, et un quart à la résolution journalière. Ce nombre important de bassins sur lesquels l'affinement de la résolution temporelle conduit à une détérioration de la performance des modèles est contraire aux conclusions du socle théorique montrant que celle-ci diminue les erreurs numériques et améliore les performances des modèles. Par ailleurs, l'étude démontre que cette sensibilité à la résolution temporelle est corrélée à certaines caractéristiques des événements de crue (ces caractéristiques sont citées à la section 1.4).

Markhali *et al.* (2022a) constituent cependant une des premières études détaillées de l'impact de la discrétisation spatio-temporelle sur la modélisation hydrologique continue distribuée, bien que celle-ci ne concerne que six bassins mixtes du Québec. Leur étude, réalisée sur les modèles distribués WaSiM (Water Simulation Model, à base physique) et Hydrotel (conceptuel), montre que si les KGE en calibration sont en général semblables aux pas de temps 3 h et 24 h, ils diffèrent en validation pour certains bassins, en fonction du pas de discrétisation spatiale. De plus, de grandes différences sont constatées sur la performance des modèles en termes de simulation des débits de récurrence d'été-automne (correspondant aux orages convectifs), celles-ci dépendant de la période de récurrence, du MH et du bassin. Le petit nombre de bassins considérés ne permet pas encore de proposer des raisons pour expliquer ces différences. Markhali *et al.* (2022b, en révision) poursuivent cette étude en projetant les débits futurs de quatre des bassins grâce aux mêmes modèles distribués pilotés par 50 membres de l'ensemble de simulations régionales à haute résolution Climex. Ils y montrent que l'impact du CC sur les débits extrêmes, représentés par leurs fonctions de distribution cumulative empirique, dépend d'une interrelation entre MH, résolution temporelle et résolution spatiale. L'impact de la résolution temporelle semble plus important pour les petits bassins ($\sim< 500$ km^2), mais encore une fois le petit nombre de bassins utilisés ne permet pas de confirmer s'il s'agit de caractéristiques propres aux bassins étudiés, ou s'il y a effectivement une relation entre impact du pas de temps sur la simulation et aire du bassin. La variabilité des changements relatifs sur les débits de récurrence projetés liée au choix du pas du temps est en tout cas largement plus importante que celle issue du choix du MH sur les trois

bassins d'aire < 1 000 km^2. Elle est dans tous les cas plus importante que celle issue du choix de la résolution spatiale du modèle. Beylich *et al.* (2021) est l'unique autre publication disponible actuellement qui s'intéresse aux divergences de l'impact du CC sur les débits, en fonction de la résolution temporelle de la modélisation. Ceux-ci projettent les débits de récurrence futurs aux échelles journalières/horaires de six bassins de montagne de l'Allemagne centrale à partir du modèle semi-distribué HBV à 14 paramètres. Dans cette configuration, bien que les débits de récurrence futurs soient différents aux deux pas de temps, leurs signaux relatifs de changement ne sont en général pas significativement différents. La différence entre les deux signaux est d'autant plus faible que la période de récurrence augmente.

1.2.3.3 Impact de la résolution spatiale sur la modélisation hydrologique

L'affinement de la résolution spatiale des grilles de données climatiques dont on a mentionné les avantages à la section 1.2.1.1 ne mène pas toujours à de meilleures performances pour la simulation de débits à l'échelle sous-journalière. Huang *et al.* (2019), dans leur étude sur l'impact de la résolution spatio-temporelle sur les débits modélisés par HBV, montrent en effet que l'affinement de la grille spatiale du MH ne mène pas à un apport significatif semblable à celui observé pour l'affinement de la résolution temporelle, un constat partagé par (Wang *et al.*, 2015; Boithias *et al.*, 2017; Melsen *et al.*, 2016). Une des premières études de l'impact de la résolution spatiale sur la modélisation hydrologique est en fait menée par Kleinn (2005), qui force le MH distribué à base physique WaSiM avec cinq années de simulations climatiques régionales horaires, pilotées par des réanalyses de résolution 14 et56 km dont les moyennes de température et précipitation ont été corrigées (2 ans de calibration). Ils ne constatent pas d'influence notable de la résolution spatiale sur les séries de débits journaliers de cette courte période de simulation pour les vingt petits bassins versants concernés. Cependant, leur étude ne s'intéresse pas à la représentation des débits extrêmes, étant le faible nombre d'années disponibles pour la simulation. Dankers *et al.* (2007) constatent une représentation légèrement meilleure des débits extrêmes journaliers passés en forçant le modèle distribué LISFLOOD avec un MRC de résolution 12 km au lieu de 50 km sur la majorité des *petits* bassins (< 6 000 km^2)

d'Europe centrale, mais pas tous, cette plus-value disparaissant sur de plus grands bassins. Ils ne s'intéressent cependant qu'aux crues de fonte de neige. Pastén-Zapata *et al.* (2020) ne constatent pas non plus de plus-value du MRC de fine résolution (0,11 versus 0,44°, biais non corrigé) sur des bassins d'Angleterre entre 60 et 1 600 km^2 : en étudiant les courbes de distribution des fréquences des débits simulés par HEC-HMS (Hydrologic Modeling System), ils observent que les débits ont tendance à être surestimés par la fine résolution et sous-estimés par la résolution grossière. Ils sont entachés d'une large dispersion entre les MRC quelle que soit la résolution. La surestimation des débits aux fines résolutions spatiales pourrait être liée à la sur-convection générée par les modèles dans la zone grise mentionnée à la section 1.2.1.1. Sur le plus petit bassin étudié (69 km^2), de topographie complexe, le MRC de résolution 0,11° est clairement meilleur que celui de résolution 0,44°, mais ce n'est pas suffisant pour représenter correctement les débits. Cependant, il est intéressant de remarquer que dans cette étude, la correction de biais sur les MRC permet de diminuer l'erreur et la dispersion des débits modélisés par les différents MRC quelle que soit la résolution spatiale. Dans une autre étude, le passage de la résolution de 20 à 5 km sur WRF (Weather Research Forecast) aboutit à une meilleure représentation des précipitations extrêmes, et améliore ainsi les débits moyens et les extrêmes courants (Q95) sur trois grands bassins de Corée modélisés par SWAT (Lee *et al.*, 2019). Les trois exemples qui viennent d'être cités montrent que l'on peut difficilement tirer une conclusion générale quant à l'impact de la résolution spatiale des MRC sur les débits.

Par contre, il faut souligner la conclusion de Mendoza *et al.* (2016), qui modélisent un bassin complexe du Colorado à partir de simulations climatiques WRF de 4, 12 et 36 km : si tourner un modèle climatique à différentes résolutions peut avoir un très fort impact sur les précipitations moyennées sur le bassin et les débits simulés, les différences sont par contre bien moins marquées entre les simulations hydrologiques pilotées par la GC (Grille climatique de référence (ERA5, MSWEP2)) la plus fine, et par cette dernière agrégée à des résolutions plus grossières.

Enfin, l'impact de la résolution spatiale des modèles climatiques et hydrologiques sur les extrêmes hydrologiques projetés est plus important sur les petits bassins, que l'on utilise des modèles climatiques avec ou sans convection paramétrée, et des MH globaux ou distribués, à

l'échelle journalière ou sous-journalière (Markhali *et al.*, 2022b; Castañeda-González *et al.*, 2018; Quintero *et al.*, 2022). Cet impact de la résolution sur les projections hydrologiques peut être plus important que celui de la structure du MH, même sur les débits moyens (Mendoza *et al.*, 2016).

1.2.3.4 Transfert de paramètres à travers les échelles temporelles

Les séries hydroclimatiques nécessaires à la calibration des MH à des pas de temps sous-journaliers ne sont pas toujours disponibles et/ou présentent une forte incertitude. Par ailleurs, le coût de calcul de la calibration peut être très lourd à un fin pas de temps, notamment pour des modèles distribués. Par conséquent, un grand nombre d'auteurs se sont intéressés aux techniques de transfert de paramètres (*parameter scaling*) des MH de pas de temps plus grossier (généralement la journée) à un pas de temps plus fin (minutes/heures), ce dans l'objectif de simuler ensuite les écoulements à l'échelle sous-journalière en utilisant le MH associé aux paramètres transférés. En effet, les paramètres calibrés à un pas de temps journalier ne simulent pas correctement les débits lorsqu'ils sont utilisés directement au pas de temps sous-journalier (Bastola et Misra, 2013), sans doute puisqu'ils sont adaptés pour compenser les erreurs numériques et d'agrégation spécifiques au pas de temps journalier (*Voir* section 1.2.3.5). La dégradation de la performance des modèles est d'autant plus grande que l'écart entre le pas de temps de la calibration et celui de la simulation est important (Bastola et Misra, 2013). Des fonctions de transfert des paramètres entre échelles de temps sont donc utilisées ; elles peuvent être linéaires ou non, dans ce dernier cas incluant des fonctions puissance ou logarithme (Ostrowski *et al.*, 2010; Jie *et al.*, 2018). Des fonctions de transfert ont ainsi été ajustées pour de nombreux MH globaux ou distribués sur différents bassins (Wang *et al.*, 2009; Ren *et al.*, 2016; Bennett *et al.*, 2016; Jie *et al.*, 2018; Sheng *et al.*, 2020; Pan *et al.*, 2021). Ces études, réalisées avec différents types de MH et sur différentes régions hydroclimatiques, parviennent à des résultats semblables : si certains paramètres peuvent être aisément transférés d'un pas de temps à l'autre, il est difficile de trouver une fonction de transfert adéquate pour d'autres paramètres, et on constate une forte instabilité des paramètres transférés entre échelles temporelles (Wang

et al., 2009; Bennett *et al.*, 2016). Autrement dit, le modèle journalier et ses paramètres ne contiennent pas toujours assez d'information pour en déduire les paramètres clés des processus hydrologiques à des pas de temps plus fins, notamment les processus non linéaires d'infiltration et de saturation. Par exemple, Mathevet (2005) montre en travaillant sur 50 bassins d'aires diverses en France que les paramètres qui représentent la fonction de percolation dans le temps, phénomène hautement non linéaire à l'échelle horaire, ne sont pas transférables entre échelles journalières et sous-journalières. Sheng *et al.* (2020) étudient la transférabilité spatio-temporelle des paramètres du modèle global à 15 paramètres Xinanjiang sur quatre bassins du Sud-Est de la Chine. Ils montrent la forte sensibilité au pas de temps des paramètres liés aux échanges entre réservoirs (évapotranspiration, échanges rivière/sol/sous-sol) pour les courts pas de temps, ce qui induit une incertitude sur les simulations lors du transfert de paramètres de la journée à l'heure. À l'inverse, dans cette même étude, les paramètres liés à l'hydrogramme unitaire sont sensibles pour les pas de temps plus grossiers. Ainsi, le transfert de paramètres des modèles d'un pas de temps à l'autre semble plus difficile que celui d'un bassin à l'autre utilisé en régionalisation, témoignant encore une fois de la non-similarité des processus hydrologiques aux différentes échelles temporelles. Par ailleurs, (O'Loughlin *et al.*, 2013; Tang et Carey, 2017) montrent que la sensibilité des paramètres des MH au pas de temps dépend de la méthode d'analyse de sensibilité utilisée, du contexte géophysique du bassin, et du régime d'écoulement auquel on s'intéresse. Ces différents constats justifient la nécessité à la fois de calibrations aux fins pas de temps et d'études comparatives du comportement des modèles aux différents pas de temps.

1.2.3.5 Causes des différences observées entre modèles hydrologiques calibrés aux différents pas de temps

Kavetski *et al.* (2011) montrent sur un très petit bassin expérimental de 0,47 km^2 que les paramètres liés aux écoulements lents sont stables lors de la calibration à différents pas de temps de 30 minutes à 3 jours, mais non pas ceux liés aux écoulements rapides. Ces derniers ne se stabilisent qu'aux plus fins pas de temps, témoignant d'une meilleure identifiabilité des paramètres de MH sur ce bassin lorsque le pas de temps est inférieur au temps caractéristique de l'écoulement, et ce, pour différents modèles conceptuels de complexités diverses (5 à 10

paramètres). Cette identifiabilité des paramètres aux fins pas de temps est confirmée par la publication sœur (Kavetski et Fenicia, 2011) qui compare les variables internes des MH aux séries de niveaux piézométriques mesurés sur deux petits bassins. Cette publication est un rare exemple de la recherche de correspondance entre paramètres calibrés de modèles conceptuels et paramètres réels mesurés, cette correspondance étant difficile à établir, car elle nécessite des bassins expérimentaux bien équipés. Elle témoigne de l'importance des erreurs des MH aux pas de temps grossiers qui sont de trois natures :

- L'erreur issue de l'agrégation temporelle des données. Dans les régions et saisons pour lesquelles une part importante de la variabilité des précipitations se trouve à l'échelle journalière, comme dans les régions subtropicales, l'agrégation à la journée engendre une perte d'informations et lisse la variabilité temporelle des phénomènes hydroclimatiques. Ce lissage mène à une sous-estimation des débits et à une perte de performance des modèles en termes de NSE (Beylich *et al.*, 2021; Bastola et Misra, 2013). Dans les trois modèles globaux conceptuels testés par cette étude, la diminution des débits est compensée par une augmentation de l'évapotranspiration. L'agrégation à la journée mène aussi à un décalage des pics de crue en scindant artificiellement les événements pluvieux en cours à minuit (Asadzadeh *et al.*, 2016). Pour les mêmes raisons (événements de pluie scindés entre deux pas de temps), (Morbidelli *et al.*, 2017, 2018) montrent que l'agrégation journalière de séries de pluies historiques mène à une sous-estimation des pluies maximales annuelles (jusqu'à 50 %) et à des tendances de CC observé sur ces dernières parfois contraires à celles obtenues à partir d'une discrétisation plus fine. Les séries de maxima annuels de pluie obtenus à partir de pluies agrégées à la journée sont alors non homogènes, et mènent à des calculs des courbes d'Intensité-Durée-Fréquence erronées si elles ne sont pas corrigées. On peut supposer que le problème peut être transféré à l'AFC, bien que l'on n'ait pas trouvé de publication qui se soit dédiée à ce phénomène.
- Les valeurs des paramètres obtenues lors de la calibration des modèles dépendent fortement du pas de temps si celui-ci est plus grossier que le temps caractéristique du processus physique concerné. Ainsi, les paramètres associés à des écoulements lents sont généralement

stables lors de calibrations à différentes échelles sous-journalières, alors que ceux liés à des processus rapides ne se stabilisent qu'à de fines échelles de temps inférieures au temps caractéristique du processus, lorsque la discrétisation temporelle n'apporte plus de nouvelles informations (Kavetski *et al.*, 2011; Pan *et al.*, 2021). Ces résultats sont démontrés sur un bassin expérimental à partir de quatre modèles conceptuels de complexité variée. L'étude montre également que l'identifiabilité des paramètres augmente avec la diminution du pas de temps pour les modèles les plus complexes. Ainsi, plusieurs publications ont recherché une relation entre les temps caractéristiques d'un bassin (son temps de concentration en particulier) et la durée du pas de temps nécessaire à sa modélisation. Par extension, une relation entre pas de temps et aire a été recherchée. Malgré l'idée générale qu'un bassin plus petit et plus dynamique nécessitera une modélisation à un pas de temps plus fin, les résultats des publications ne concordent pas puisqu'ils dépendent de la complexité des MH en jeu et de caractéristiques climatiques du bassin en sus de ses caractéristiques géophysiques (intensité et fréquence des événements pluvieux, périodes de sécheresse).

Les modèles conceptuels compensent ces erreurs liées à un pas de temps trop grossier en jouant sur les valeurs des écoulements internes, une compensation qui a été mis en exergue par différentes publications (Qiu *et al.*, 2021; Ostrowski *et al.*, 2010; Clark et Kavetski, 2010; Zhao *et al.*, 2023). Cependant, les modèles conceptuels les plus parcimonieux ne sont pas nécessairement plus adéquats à l'échelle horaire qu'à l'échelle journalière. Ainsi, Ficchì *et al.* (2019) montrent que le modèle GR4 modélise différemment les flux internes aux pas de temps journaliers et sous-journaliers. L'interception apparaît comme un flux clé dans ce modèle dans lequel on constate une faible interception compensée par une forte évaporation et un fort transfert vers les couches profondes au pas de temps horaire. Ce comportement est testé sur un grand nombre de bassins aux caractéristiques diverses en France et n'est pas observé au pas de temps journalier, les deux discrétisations temporelles menant cependant à des débits en sortie similaires. Or, les valeurs d'interception modélisées en journalier semblent plus proches de la réalité, montrant que la structure interne du modèle n'est pas adaptée à un raffinement du pas de temps. Un modèle plus complexe comprenant un paramètre spécifique à l'interception (GR5) a donc

été proposé par la suite et s'est révélé plus robuste, apportant une meilleure cohérence entre les flux internes modélisés aux différents pas de temps. Fenicia *et al.* (2008) montrent également que l'interception est un processus fondamental à modéliser à des échelles sous-journalières, et que sa modélisation permet de mieux représenter l'humidité antérieure aux événements de crue et la répartition verticale des écoulements. Bouaziz *et al.* (2021) montrent par ailleurs que 12 modèles conceptuels calibrés au pas de temps horaire sur trois bassins mixtes de taille petite à moyenne (300 à 1 600 km^2) et de réponse rapide ont une répartition très divergente des flux internes malgré une performance similaire quant aux débits de sortie. Les divergences portent en particulier sur la représentation de l'interception, de la durée du couvert de neige, et du remplissage du réservoir d'eaux racinaires en période de sécheresse en été. Aucun des modèles ne représente correctement l'ensemble des variables internes, témoignant des effets de compensation existant même à l'échelle horaire. Ces compensations à l'échelle horaire ne sont pas observées seulement entre processus, mais également entre périodes sèches et humides : Astagneau *et al.* (2021) montrent que GR5H compense particulièrement en été-automne entre périodes de récession et crues extrêmes, menant à une sous-estimation des volumes de crue durant ces saisons, malgré une bonne performance du modèle à l'échelle annuelle.

1.2.3.6 Résolution temporelle des modèles hydrologiques et hypothèse de stationnarité de leurs paramètres

Une hypothèse forte presque systématiquement utilisée lors de la modélisation hydrologique de crues futures, faute de mieux, est la stationnarité du MH, c'est-à-dire de ses paramètres établis sur une période de calibration du passé récent. Ji *et al.* (2023), dans une revue des articles s'intéressant à la validité de cette hypothèse pour des modèles conceptuels, rappellent que cette hypothèse a souvent été mise à défaut par les articles consultés, en particulier pour des bassins s'asséchant pour lesquels apparaissent des phénomènes non linéaires non observés lors des périodes plus humides de la calibration. Le critère le plus contraignant trouvé dans la revue pour s'assurer de la stationnarité des paramètres correspond à des climats différant du climat de calibration de moins de 10 % en termes de précipitation annuelle et/ou 1,75 °C en température moyenne. Différentes options ont été proposées pour transférer les paramètres

calibrés à une période climatique différente (exemple Westra *et al.* (2014) pour GR4J), mais ces options restent exploratoires et leur usage très restreint aujourd'hui en hydrologie. D'autre part, toutes les études dans ce domaine sont faites à partir de modélisations journalières : les spécificités de la modélisation et des processus sous-journaliers pourraient mener à des conclusions différentes. Une autre approche de la difficulté des MH à s'adapter à des climats différents de ceux de la calibration est portée par Duethmann *et al.* (2020). À partir d'un modèle semi-distribué (HBV), et sur 156 bassins exclusivement situés en Autriche, ils expliquent 85 % de la détérioration de la performance en validation (quantifiée par le biais sur la série de débits) par principalement : la modification du réseau de stations météorologiques entre calibration et validation, et les changements d'évapotranspiration liés à la modification de la végétation. Chawla et Mujumdar (2018) fournissent des projections des débits du Gange à partir du MH à grande échelle VIC (Variable Infiltration Capacity) associé à des paramètres non stationnaires dépendant des changements d'occupation des sols et du climat. Ils montrent que l'hypothèse de stationnarité des paramètres hydrologiques et ses interactions avec le MCG constituent une source d'incertitude aussi importante que le choix des MCG eux-mêmes, pour différents quantiles de débits de 5 à 95, mais en particulier pour les bas débits.

Se posent alors les questions suivantes : les paramètres calibrés à une échelle temporelle plus fine sont-ils aussi peu stationnaires que ceux calibrés à l'échelle journalière ? Se peut-il qu'ils représentent mieux les processus physiques malgré le caractère global et conceptuel des MH concernés, et s'adaptent ainsi mieux à un climat différent de celui de la période de calibration ?

1.2.4 Analyse d'incertitudes

Dans la section 1.1.6, on a présenté l'incertitude sur la projection de débits issue de chacune des étapes de la chaîne de modélisation journalière. Si le scénario d'émission et le MCG apparaissent dans tous les cas comme une source majeure, les autres étapes de la chaîne deviennent prédominantes dans certains contextes géophysiques et climatiques et pour certaines variables d'intérêt. Par exemple, l'incertitude liée au MH apparaît particulièrement pour la modélisation de la fonte. Ces résultats sont-ils valables sur des projections de débits au pas

de temps sous-journalier ? Les projections de débits extrêmes sous-journaliers sont-elles aussi sensibles au choix des structures des MH et à leur stratégie de calibration que leurs équivalents journaliers ? Le choix de la méthode de correction du biais à l'échelle sous-journalière génère-t-il autant d'incertitude qu'à l'échelle journalière ? L'incertitude sur les projections sous-journalières générée par les choix de modélisation est-elle comparable à celle observée sur les projections journalières ? Núñez Mejía *et al.* (2023) montrent que la répartition des sources d'incertitude sur les courbes IDF (Courbe Intensité-Durée-Fréquence) de précipitations futures (Intensité-Durée-Fréquence) est très différente pour les précipitations journalières et sous-journalières. Alors que les MCG constituent de loin la première source d'incertitude sur les projections journalières, le choix de la distribution statistique devient prédominant à l'échelle sous-journalière (3 h et moins) dans un futur proche, et les interactions entre la distribution, les MCG et les scénarios d'émission dans un futur lointain. L'incertitude sur les projections de débits n'est cependant pas comparée aux différents pas de temps dans cette étude menée sur des bassins de montagne équatoriens.

En termes de projection de débits sous-journaliers futurs maintenant, une des premières études publiées est celle de Wallner et Haberlandt (2015b), qui calibrent le modèle global HBV sur une grille d'interpolation de données horaires de stations météorologiques sur une période de 5 ans, pour 41 bassins versants de 39 à 991 km^2. L'analyse de fréquence des débits futurs modélisés à partir de simulations climatiques régionales horaires montre une forte incertitude à l'échelle du bassin liée au choix de la simulation régionale, mais l'incertitude liée aux autres étapes de la chaîne de modélisation n'est pas testée.

1.3 Impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques

Suite à la présentation de la chaîne de modélisation journalière et de son adaptation au pas de temps sous-journalier, cette section propose un aperçu des grandes tendances de CC projetées par cette chaîne en sous-journalier sur les extrêmes climatiques (section 1.3.1), puis hydrologiques (section 1.3.2).

1.3.1 Tendances de changement climatique à l'échelle sous-journalière

Malgré l'incertitude demeurant sur l'impact du réchauffement sur les précipitations futures, certaines tendances consistantes se dégagent à travers le nombre croissant d'études menées avec différentes méthodologies. Par exemple, les recherches s'accordent sur une intensification, en fréquence et en magnitude, des événements pluvieux extrêmes aux États-Unis à l'échelle journalière. Un événement de période de récurrence 100 ans aujourd'hui devrait devenir de récurrence 25 ans d'ici 2100 aux États-Unis en moyenne, avec de fortes variations géographiques comprises entre les extrêmes du Sud-Ouest (<25 ans) et des Grandes Plaines (50 ans) (Coelho *et al.*, 2022). Les tendances sont plus incertaines sur les deux autres territoires considérés dans cette étude, le Canada et le Mexique, pour lesquels on dispose de moins de données historiques. L'incertitude est particulièrement forte au Mexique, en grande partie dans la zone intertropicale, mais la majorité des modèles climatiques s'accordent sur une intensification plus importante des pluies extrêmes dans les zones tropicales que dans les régions tempérées (Morrison *et al.*, 2019).

L'étude des tendances de CC sur les précipitations extrêmes convectives (donc sous-journalières) est récente, et liée à la disponibilité croissante de séries historiques longues d'une part, et de simulations climatiques à fine résolution spatio-temporelle dont la fiabilité augmente, d'autre part. Kendon *et al.* (2014) réalisent les premières projections des précipitations horaires extrêmes futures en Angleterre sur un modèle à très fine résolution (1,5 km) et montrent que les événements pluvieux de courte durée sont susceptibles de s'intensifier. L'intensification des pluies journalières observée et simulée est en moyenne cohérente avec l'augmentation de 7 % du taux de vapeur d'eau dans l'air par degré de température supplémentaire prévue par la relation de Clausius-Clapeyron. Ils observent également le taux de super-CC, à travers une augmentation de la magnitude des précipitations horaires extrêmes jusqu'à deux fois plus importante qu'à l'échelle journalière, pour des températures supérieures à un seuil variant entre 12 et 25 °C selon les régions. Cette intensification est confirmée par de nombreuses publications étudiant des séries longues d'observation dans différentes régions du monde (Barbero *et al.*, 2017; Shaw *et al.*, 2011). Les projections parviennent aux mêmes conclusions vers une intensification plus importante des pluies de courte durée (Sunyer *et al.*, 2017; Martel *et al.*, 2020). Dans leur revue des articles

s'intéressant à l'intensification des pluies extrêmes convectives sous-journalières, Fowler *et al.* (2021) soulignent que cette dernière dépend en réalité de l'environnement, à la fois selon les changements observés et selon les simulations des modèles à très haute résolution permettant la convection. Les raisons, qui demandent à être mieux comprises, seraient liées à des interactions aux nuages, à la stratification de la température et à la circulation atmosphérique à large échelle. Prein *et al.* (2017) observent sur un modèle à très haute résolution une intensification de la magnitude des précipitations extrêmes allant jusqu'à 10 % $°C^{-1}$ pour des régions ayant un fort taux d'humidité, mais au contraire une diminution drastique pour les régions sèches.

Enfin, le développement des modèles à très haute résolution permettant la convection permet aujourd'hui d'étudier les possibles modifications de structure des différents types d'événements météorologiques avec le *CC*. Une étude de Armon *et al.* (2022) menée à partir de simulations climatiques de pseudo CC sur la Méditerranée avec le modèle à très haute résolution WRF (*Weather Resarch Forecasting*) affine la compréhension de l'impact du réchauffement sur les pluies sous-journalières, du moins dans la région considérée. Quelle que soit la situation synoptique associée, les pluies de courte durée augmentent en intensité comme dans les études précédemment citées, mais elles sont aussi moins longues et surtout beaucoup moins étendues spatialement, ce qui aboutit finalement à une diminution des quantités de pluie. Pour des systèmes de plus grande échelle comme les systèmes convectifs méso-échelle, Prein *et al.* (2017) simulent durant le XXI^{e} une augmentation de leur taille aux États-Unis, qui, combinée à l'augmentation des intensités, mène à des volumes plus élevés. Ce type de système est la première cause de précipitations extrêmes dans l'Est des États-Unis (Fowler *et al.*, 2021).

1.3.2 Impact du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques

L'impact du CC sur les extrêmes hydrologiques, crues et sécheresses, est d'ores et déjà observé. L'analyse de bases de données globales de séries de débits au cours du XX^{e} siècle montre une tendance de changement existante pour 40 % des bassins si l'on s'intéresse aux extrêmes modérés que représentent les maxima annuels, calculés à l'échelle journalière, les tendances à la baisse étant plus fréquentes que celles à la hausse au niveau mondial (Do *et al.*, 2017). En Amérique du

Nord, les tendances observées peuvent être à la hausse ou à la baisse selon les bassins, la tendance à la baisse étant clairement marquée pour l'Ouest des États-Unis et le Mexique, alors qu'un plus grand nombre de tendances à la hausse sont observées dans l'Amérique du Nord-est et le Grand Nord. Ces tendances opposées à l'Ouest et à l'Est sont également observées sur la fréquence des crues au-dessus d'un seuil : augmentation de la fréquence des crues à l'Est, diminution à l'Ouest, du moins au Canada (Mostofi Zadeh *et al.*, 2020). Par ailleurs, cette tendance à la baisse des crues modérées observée dans certaines régions n'empêche pas une intensification des crues plus rares correspondant à l'intensification des précipitations extrêmes et la superposition de processus générant des crues (Sharma *et al.*, 2018), menant à des distributions des crues plus asymétriques.

Le devancement des crues liées à la fonte dans les bassins mixtes et dominés par la neige est également déjà observé (Madsen *et al.*, 2014; Langhammer et Bernsteinová, 2020). Il est directement corrélé au changement de température, et associé à une diminution de la magnitude des crues de fonte. Des tendances à la baisse des magnitudes de crues journalières observées (annuelles maximales, ou au-dessus d'un seuil) sont quant à elles associées à une augmentation de l'évapotranspiration et à une diminution de l'humidité dans le sol avant les crues (Sharma *et al.*, 2018; Mediero *et al.*, 2014; Bartiko *et al.*, 2019).

Les tendances observées diffèrent selon les saisons, comme en témoigne par exemple l'augmentation des fréquences de crue détectée à un plus grand nombre de stations en été au Brésil, mais celle des magnitudes en hiver (Bartiko *et al.*, 2019). Par ailleurs, Do *et al.* (2017) indiquent une tendance à la hausse clairement plus fréquente pour les petits bassins (< 500 km^2). La raison invoquée est le fait que les crues dans les petits/grands bassins ne sont pas dominées par le même type de phénomènes climatiques (tempêtes de courte durée/systèmes synoptiques). Les événements de pluie que l'on attend plus intenses avec le CC sont aussi plus localisés, et affectent donc moins les grands bassins. Ce constat est en accord avec les projections de Faghih et Brissette (2023) sur les crues horaires futures indiquant un temps d'émergence du CC plus précoce pour les petits bassins. Cependant, l'impact du CC sur les magnitudes de crues journalières n'est pas toujours détecté dans les séries observées du passé malgré un signal déjà marqué sur les

précipitations extrêmes, comme en témoignent diverses publications analysant les séries de débits observés en Europe ou aux États-Unis (Madsen *et al.*, 2014; Mallakpour et Villarini, 2015). Tramblay *et al.* (2023) expliquent cette absence de signal pour les bassins méditerranéens en montrant que les changements observés sur les précipitations mènent plutôt à une modification du type de crues : l'augmentation de la fréquence des pluies intenses de courte durée sur des sols plus secs conduit à la diminution des crues de ruissellement sur sols saturés qui étaient auparavant majoritaires. On observe en parallèle l'augmentation des crues associées aux pluies de courte durée de type crues éclairs, auxquelles participent moins les débits de base. Aussi, diverses publications indiquent que le signal de CC sur les crues observées du passé récent est mieux détecté à l'échelle sous-journalière qu'à l'échelle journalière (Wilson, 2014), et sur les fréquences que sur les magnitudes (Mallakpour et Villarini, 2015).

Les tendances observées dans le passé récent correspondent généralement avec celles projetées pour le futur, ces dernières étant cependant plus importantes lorsqu'on considère l'horizon de fin du XXI^{e} siècle : une tendance à la hausse des magnitudes de crue est plus souvent projetée dans le futur, que détectée que dans les observations récentes. Aux États-Unis par exemple, Villarini et Zhang (2020) projettent à l'échelle journalière une tendance générale à la hausse des maxima annuels à partir de CMIP6, excepté dans les bassins dominés par la neige (Rocheuses, Nord des Grandes Plaines) pour lesquels le signal est plus marqué et correspond à une diminution des crues de fonte.

Les études d'impacts du CC sur les crues à l'échelle sous-journalière sont moins nombreuses. À l'échelle horaire sur 133 bassins de l'Est des États-Unis, Faghih et Brissette (2023) montrent également que le temps d'émergence (ToE) du CC sur les crues est plus précoce pour les petits bassins (< 500 km^2), alors que pour les sécheresses, il est plus tardif sur ces mêmes bassins. Le ToE est aussi plus précoce pour les débits médians que pour les crues et sécheresses de récurrence, et ce pour tous les bassins. Li *et al.* (2022b) est une des premières études d'impact du CC sur l'hydrologie à grande échelle effectuée à partir de modèles climatiques à très haute résolution spatio-temporelle permettant la convection. Ils démontrent que l'indice de sévérité des crues éclairs (*flashiness*) augmentera en Amérique du Nord avec le CC au cours du XXI^{e}

siècle, en particulier dans le Sud-Ouest des États-Unis, et que les crues éclairs deviendront caractéristiques de nouvelles régions plus au nord. À partir de la même chaîne de modélisation à très haute résolution spatio-temporelle, Li *et al.* (2022a) projettent également une fréquence des crues doublée d'ici à la fin du siècle aux États-Unis, une diminution de la saisonnalité des précipitations et crues correspondant à une répartition plus aléatoire de ces dernières dans l'année. Les changements projetés diffèrent à l'Est et à l'Ouest : une plus grande corrélation entre pluies et crues à l'Ouest, mais plus faible à l'Est ; une saison des crues devancée à l'Ouest et dans les bassins soumis à la fonte, mais retardée à l'Est en raison de conditions initiales des sols plus sèches.

1.4 Prédicteurs des divergences entre méthodes journalières et sous-journalières

Un autre point qui doit être exploré plus avant est la corrélation éventuelle entre d'une part les caractéristiques géophysiques et/ou hydroclimatiques des bassins versants, et d'autre part la valeur ajoutée de la modélisation sous-journalière par rapport à la modélisation journalière. Une des premières études établissant un lien entre performance des modèles sous-journaliers et caractéristiques des bassins est l'analyse de Van Esse *et al.* (2013), qui a montré que les modèles conceptuels semblent mieux fonctionner sur des bassins versants plus humides et plus grands (> 600 km^2) que sur des bassins plus secs et plus petits (< 200 km^2) à un pas de temps horaire. Mais l'expérience ne compare pas les résultats à la performance des modèles sur les mêmes bassins versants pour des pas de temps journaliers. Quelques études ont tenté d'établir une relation entre taille d'un bassin versant et résolution temporelle nécessaire à sa modélisation (Li *et al.*, 2020; Sikorska et Seibert, 2018; Sabeti, 2022). L'intérêt particulier pour le descripteur *Aire* du bassin vient de sa forte corrélation au temps de concentration du bassin – tout en étant établie avec une marge d'incertitude bien inférieure à celle associée au temps de concentration. Elle est associée à l'idée subséquente que de petits bassins aux courts temps de concentration nécessiteraient une modélisation discrétisée à de plus courts pas de temps, de durée inférieure au temps de concentration. Les résultats de ces études restent cependant contradictoires et dépendent donc certainement des modèles utilisés, des contextes géophysiques

et hydroclimatiques des bassins, des métriques utilisées. Ils soulignent également que l'aire n'est pas un descripteur suffisant pour établir la nécessité ou non d'utiliser un pas de temps fin pour modéliser l'hydrologie d'un bassin, ce dernier pouvant coupler différents processus de génération des écoulements aux temps caractéristiques différents en fonction des caractéristiques du sol, de la pente, des saisons, des caractéristiques des événements de pluie. . . Une étude plus générale des relations entre les caractéristiques des bassins versants et les performances des MH en fonction du pas de temps semble donc pertinente.

Notamment, les questions suivantes méritent un approfondissement des recherches sur une variété de contextes hydroclimatiques : peut-on établir des liens récurrents entre les divergences observées entre les crues extrêmes obtenues par des simulations hydrologiques à différents pas de temps et le contexte géophysique et hydroclimatique ? Autrement dit, est-il plus probable de constater des différences entre les crues modélisées par des MH calibrés à différents pas de temps dans certaines régions ou sous certains climats ? Un pas de temps plus fin est-il nécessaire pour mieux représenter la dynamique des crues dans un certain type de bassin versant ou pour des dynamiques hydrologiques particulières ? Au contraire, les MH sont-ils mieux calibrés à un pas de temps plus grossier dans certaines conditions, par exemple s'il existe une incertitude importante dans les données hydroclimatiques sous-journalières utilisées pour la calibration ? Enfin, une calibration à un pas de temps plus fin permet-elle une meilleure adaptation du MH à des conditions climatiques différentes de celle de la période de calibration, dans certains contextes géophysiques ?

La revue de littérature liée à ces sujets est divisée en deux sous-sections : un aperçu d'abord des différents pans de la recherche hydrologique qui se sont intéressés aux relations entre caractéristiques d'un bassin et performance des MH – à l'échelle journalière généralement – (section 1.4.1) ; puis une revue des publications spécifiques à la recherche de liens entre ces caractéristiques et la performance des modèles aux pas de temps sous-journaliers (section 1.4.2).

1.4.1 Descripteurs géophysiques et hydroclimatiques, et performance des modèles hydrologiques

Différents objectifs ont mené des hydrologues à s'intéresser aux liens entre caractéristiques d'un bassin et performance d'un modèle :

- Le volet le plus développé est sans doute la **régionalisation**, à travers laquelle on cherche à étendre l'application de MH calibrés sur des bassins jaugés à des bassins non jaugés. Le lien entre caractéristiques du bassin et MH dépend de la méthode utilisée. Dans les méthodes de similarité physique, la simulation sur le bassin non jaugé est obtenue comme une moyenne des simulations sur les bassins les plus similaires. Dans les méthodes basées sur la régression, les paramètres du MH calibrés sur les bassins jaugés sont exprimés en fonction des caractéristiques des bassins, et cette relation de régression souvent non linéaire est utilisée pour définir les valeurs des paramètres du MH sur le bassin non jaugé. Les caractéristiques les plus utilisées pour définir la similarité entre deux bassins sont le type d'occupation des sols, l'aire, la précipitation moyenne, l'altitude moyenne, la pente et la densité du réseau de drainage. L'inclusion de signatures hydrologiques permet aussi d'améliorer la performance de la régionalisation selon Yang *et al.* (2023). Ragettli *et al.* (2017) utilisent un modèle d'arbres de décision pour sélectionner les meilleurs bassins donneurs et les caractéristiques géophysiques les plus adaptées sur 35 bassins en Chine, dans une étude de régionalisation visant spécifiquement les crues horaires. Ils montrent que les caractéristiques les plus aptes à établir la similarité entre bassins dépendent de la région et de la fonction-objectif utilisée pour la calibration. Pente, aire et altitude apparaissent plus souvent importantes dans la région Nord de la Chine à haute variabilité topographique, alors que la perméabilité des sols devient importante dans le Sud de la Chine, de topographie plus homogène. Par ailleurs, bien que les modèles les plus parcimonieux performent en général mieux en régionalisation, ce n'est pas le cas dans les climats arides pour lesquels des modèles plus complexes mènent à une meilleure performance en régionalisation (Yang *et al.*, 2023). Ce constat n'est pas étonnant, puisque même sur un bassin jaugé, un modèle parcimonieux n'est pas capable de représenter correctement les écoulements non linéaires des bassins arides, ces derniers nécessitant une

séparation des écoulements entre plusieurs réservoirs de vitesses caractéristiques différentes (David *et al.*, 2022). Enfin, les modèles basés sur la régression sont généralement moins performants que les modèles basés sur la similarité pour les climats arides, montrant la difficulté à établir une relation entre paramètres du MH et caractéristiques réelles des bassins dans ces conditions.

- Le concept de **signatures hydrologiques** – les métriques caractérisant les propriétés des séries temporelles de débits – a premièrement été développé pour les besoins de l'écohydrologie, mais s'est largement répandu en modélisation hydrologique. Des signatures hydrologiques régionales sont déterminées en régionalisation, et elles servent aussi tant à la calibration qu'à l'évaluation des MH. Le lien entre signatures hydrologiques et caractéristiques des bassins versants a été étudié au niveau local sur des bassins expérimentaux, mais aussi statistiquement à partir de bases de données massives. Les signatures associées aux débits moyens et aux crues peuvent en général être bien prédites à partir des caractéristiques des bassins versants, mais ce n'est pas le cas pour les signatures associées aux étiages (McMillan, 2021). Wu *et al.* (2021) ont montré à partir de la base de données CAMELS (Catchment Attributes and Meteorology for Large-sample Studies) de Addor *et al.* (2017) que les régimes d'écoulement dominants aux États-Unis pouvaient être classifiés à partir de seulement six caractéristiques des bassins : l'aridité, le volume médian de précipitation des événements, la pente, la perméabilité, le type de roches, et la densité de végétation. Différentes combinaisons de ces six indices leur permettent de prédire les quatre grands types de génération des écoulements dominants : le ruissellement hortonien de surface par dépassement de la capacité d'infiltration, le ruissellement sur sols saturés associé à la remontée d'une nappe superficielle, l'écoulement latéral de subsurface, et l'écoulement souterrain. Ces résultats concernent notre étude de la performance des modélisations hydrologiques à différents pas de temps dans le sens où les différents processus de génération ont des temps caractéristiques différents, et que les mêmes combinaisons d'indices caractéristiques du bassin pourraient correspondre à des catégories de bassins sur lesquels la modélisation à fine résolution temporelle est nécessaire ou non. On aurait tendance par exemple à privilégier des simulations journalières pour lesquelles les données hydroclimatiques sont plus disponibles et plus fiables sur des bassins dominés par

les processus d'écoulements souterrains lents, mais à trouver nécessaire une simulation sous-journalière pour des bassins sur lesquels dominent des processus non linéaires caractérisés par un seuil comme les écoulements hortoniens. Par ailleurs, Addor *et al.* (2018) montrent à partir d'une analyse de la base CAMELS également que les facteurs climatiques ont une influence prédominante sur la majorité des signatures hydrologiques, les caractéristiques géophysiques du bassin apparaissant comme secondaires dans de nombreux cas. Ce constat à première vue choquant pour l'hydrologue de terrain s'explique en réalité simplement par le fait que, sur les bassins humides ou imperméables, ou durant les saisons humides, c'est-à-dire dans des conditions qui décrivent la majorité des bassins de la base de données CAMELS, une grande part des précipitations participe directement des écoulements de surface rapides. Pour ces bassins, limités par l'énergie selon le modèle de Budyko, la variabilité des débits est donc fortement corrélée à la variabilité des précipitations. Cependant, sur les bassins plus secs sur lesquels les niveaux de stockage varient au gré des saisons et des précipitations, la corrélation entre précipitation et débit diminue, ce dernier étant aussi contrôlé par le stockage. Sur ces bassins, les signatures hydrologiques sont plus difficiles à prévoir, et dépendent également de caractéristiques géophysiques des bassins (topographie, type de sols et occupation des sols).

- Un volet plus récent de la recherche hydrologique qui s'intéresse aux liens entre caractéristiques d'un bassin et performance des simulations est la **modélisation de débits par apprentissage automatique** à partir de bases de données massives. Par exemple, Kratzert *et al.* (2019) associent 27 des caractéristiques statiques des bassins de la base CAMELS aux séries temporelles journalières de cinq variables climatiques pour forcer un modèle de type LSTM (Long Short-Term Memory Networks) entraîné sur tous les bassins de la base. L'ajout des caractéristiques statiques améliore la performance du modèle selon plusieurs métriques liées tant aux statistiques générales qu'aux étiages et crues (en termes de métriques moyennées sur tous les bassins simulés). Le modèle LSTM ainsi constitué se trouve alors plus performant non seulement qu'un modèle classique régionalisé, qu'un modèle LSTM sans caractéristiques statiques associées, mais aussi qu'un modèle classique calibré directement sur les bassins receveurs. Les caractéristiques des bassins ayant le plus d'impact sur les débits de sortie dans cette étude dépendent de la région, mais sont principalement climatiques

(précipitation moyenne et indice d'aridité), et topographiques (aire et élévation). Sols et couverture végétale informent peu le modèle. Cependant, il s'agit ici d'indices moyens agrégés au niveau du bassin, et l'utilisation de données de sol spatialisées et/ou dynamiques, pourrait changer ces résultats. Par ailleurs, on peut se demander si les caractéristiques du sol n'apparaissent pas importantes simplement en raison de la configuration de l'étude (peu de bassins arides dans la base de données, pas d'étude saisonnière qui mettrait en valeur les saisons chaudes), ou encore si l'indice d'aridité est suffisant pour établir la différence entre différents types de sols. Les indices mentionnés ici sont en réalité les principaux contributeurs de composantes orthogonales issues d'une analyse des composantes principales ; il est possible que l'importance du type de sol soit incluse dans ces composantes, mais non principale.

- Les tentatives de **classification** des bassins, des régimes hydrologiques et des processus de génération des écoulements en fonction de descripteurs géophysiques et hydroclimatiques des bassins existent bien sûr depuis les débuts des sciences hydrologiques puisqu'elles sont intimement liées à la volonté de compréhension de ces processus. Elles ont beaucoup été utilisées pour les méthodes de régionalisation, à la recherche de classes de bassins similaires sur lesquelles obtenir une régionalisation robuste (Pagliero *et al.*, 2019), mais ont trouvé un nouvel essor avec l'accès récent à des données hydroclimatiques massives et des méthodes d'apprentissage automatique pour l'extraction de caractéristiques à partir de ces bases de données. Des classifications faites à partir des caractéristiques géophysiques des bassins ou à partir des signatures hydrologiques se sont montrées divergentes : les classes de bassins déterminées à partir des signatures s'organisent dans des groupes plus compacts géographiquement, correspondant grossièrement à des régions climatiques, les signatures étant fortement liées au climat comme dit précédemment (Ali *et al.*, 2012). Lun *et al.* (2021) établissent un lien entre les caractéristiques statistiques des séries de maxima annuels de débit en Europe et les caractéristiques climatiques et physiques des bassins. Ils montrent que la magnitude moyenne spécifique des crues journalières est principalement contrôlée par la précipitation (totale annuelle ou maximale mensuelle selon les régions), excepté dans les bassins dominés par la fonte pour lesquels la température est plus importante. Le

coefficient de variation des séries cependant est contrôlé principalement par l'index d'aridité alors qu'il est plus difficile d'établir des facteurs-contrôles dominants pour le coefficient d'asymétrie. Aussi, les trois moments diminuent avec l'aire des bassins, mais plus rapidement dans les régions méditerranéennes dans lesquelles événements convectifs et crues éclairs sont plus courants. Enfin, Kemter *et al.* (2023) établissent une relation inspirante entre types de bassins et prédicteurs du CC sur les crues. Ils regroupent en effet les bassins des États-Unis en 10 classes catégorisant les processus qui y génèrent des crues. Un modèle de forêts aléatoires est ensuite entraîné sur chaque classe pour y déterminer les principaux descripteurs géophysiques et hydroclimatiques qui contrôlent la tendance de CC observée sur les magnitudes de crues. Les facteurs-contrôles sont autant des caractéristiques statiques des bassins (la perméabilité, la couverture végétale) que des tendances climatiques (la tendance de précipitation saisonnière ou annuelle par exemple). Ils sont très dépendants des régions (des classes). La corrélation entre la tendance de changement sur les crues et le facteur est même parfois inversée entre deux régions, comme c'est le cas par exemple pour la couverture végétale. On pourrait se demander si, dans les études précédemment citées pour lesquelles le type de sol et la couverture végétale apparaissent peu importants dans la détermination des débits et la performance des MH, ce n'est pas parce que leur impact est recherché de manière globale sur tous les types de bassins non classifiés. Ou bien peut-être que leur impact apparaît plus dans cette dernière étude, car celle-ci s'intéresse spécifiquement aux crues.

Ces différents volets de la recherche hydrologique mettant en exergue les liens entre descripteurs géophysiques des bassins et performance des modélisations hydrologiques apportent plusieurs éclairages utiles à la conception d'une étude de l'influence du pas de temps sur la performance de modélisation des crues :

- En termes méthodologiques, les algorithmes de classification et de décision sont des outils performants pour la discrimination de caractéristiques géophysiques des bassins liées à la performance en modélisation.

- Bien qu'il n'y ait pas d'études comparatives aux différents pas de temps parmi les recherches précédemment citées, elles ont pu être appliquées avec succès tant au pas de temps journalier qu'au pas de temps sous-journalier.
- Il est parfois difficile de donner une signification physique concrète aux paramètres calibrés d'un MH parcimonieux, ces derniers englobant parfois plusieurs paramètres et/ou compensant les erreurs numériques des modèles. Malgré cela, certains des paramètres calibrés peuvent être régionalisés avec succès, indiquant qu'ils correspondent à un certain type de bassin et de processus de génération des écoulements. Ils ne sont donc pas surajustés à un bassin.
- Certaines caractéristiques apparaissent de façon récurrente dans la classification de la performance des modèles, en particulier l'aridité des bassins et par conséquent l'importance des écoulements souterrains et des phénomènes non linéaires de type écoulements dépendant d'un certain seuil. D'autres comme le type de sols ou l'occupation des sols, importants dans la séparation des écoulements, n'apparaissent pas systématiquement, et leur importance semble dépendre de la région.

La section suivante s'intéresse aux publications ayant spécifiquement recherché un lien entre les paramètres calibrés des modèles et la performance de ces derniers à différents pas de temps.

1.4.2 Liens entre descripteurs et sensibilité de la performance des modèles hydrologiques à la résolution temporelle

Quelques publications antérieures montrent qu'il existe une relation entre la divergence de performance des MH à différents pas de temps, et les descripteurs hydroclimatiques :

- Comme mentionné en introduction de cette section, le premier descripteur d'un bassin pour lequel l'hydrologue s'attend à trouver une corrélation avec l'éventuelle plus-value de la fine résolution temporelle est la superficie. Sikorska et Seibert (2018), en modélisant 13 bassins pré-alpins avec le modèle conceptuel semi-distribué HBV, constatent que le pas de temps nécessaire à une meilleure performance des simulations en termes de KGE décroît avec la taille du bassin, un pas de temps inférieur à la journée étant nécessaire pour les petits bassins de moins de 200 km^2. Li *et al.* (2020), sur 35 sous-bassins d'un bassin de plaine chinois

soumis à la mousson modélisés par le modèle semi-distribué à base physique SWAT aux pas de temps horaire et journalier, constatent une amélioration médiane de la performance au pas horaire en termes de NSE pour des aires inférieures à 1 000 km^2, mais la magnitude de l'amélioration n'est pas reliée à l'aire du sous-bassin. Cependant, les périodes de calibration et validation sont courtes (3 ans), et tout comme dans l'étude de Sikorska et Seibert (2018), les conditions hydroclimatiques sont peu diversifiées, et l'influence de l'aire ne porte pas sur la représentation des crues. De plus, les modèles représentant les processus hydrologiques ne sont pas les mêmes aux pas de temps journaliers et horaires dans SWAT. Sabeti (2022) sur 339 bassins modélisés par le modèle global conceptuel GR4 constate une amélioration de la performance avec la diminution du pas de temps en termes de NSE et magnitude des crues extrêmes pour toute taille de bassin ; l'affinement de la discrétisation jusqu'au pas de temps horaire est bénéfique pour les bassins d'aire inférieure à 500 km^2. Cependant, ces résultats ne concernent que la période de calibration. Ces trois études montrent qu'il semble y avoir un lien entre aire et performance des modèles, mais ce lien n'est pas encore clairement caractérisé.

- Ficchì *et al.* (2016) calibrent 240 bassins versants français avec le modèle GR4 à 7 pas de temps différents (de 6 minutes à 1 jour) et comparent la performance du modèle à travers le KGE de 10 événements extrêmes d'une période de validation de climat semblable. Ils constatent que certains descripteurs hydrologiques des événements (temps de réponse, coefficient d'aplatissement [*kurtosis*], autocorrélation, durée et variabilité de l'averse) sont statistiquement reliés aux différences de performance constatées entre les modèles calibrés à différents pas de temps. En particulier, les événements journaliers des bassins les plus réactifs (temps de réaction courts, crues éclairs) sont mieux modélisés par des modèles au pas de temps sous-journalier. Cependant, l'étude ne s'étend pas au mode continu de la modélisation hydrologique, et en particulier pas au comportement des modèles de différents pas de temps sur des climats différents de celui de la période de calibration. De plus, le lien est fait entre performance du modèle et caractéristiques hydroclimatiques de chaque événement, mais ne concerne ni les caractéristiques hydroclimatiques globales des bassins, ni leurs caractéristiques géophysiques.

- Dans le même état d'esprit, Pan *et al.* (2021) effectuent une analyse de sensibilité de la performance de simulation de 36 crues d'un grand bassin de l'Est de la Chine (5 996 km^2) sur le modèle distribué à base physique DHSVM à 42 paramètres (Distributed Hydrology Soil–Vegetation Model), en fonction des valeurs des paramètres du modèle, à différents pas de temps. En groupant les crues en trois types (crues éclairs, crue d'averse courte, crue liée d'averse longue), ils montrent que la sensibilité des paramètres au pas de temps dépend également du type de crues modélisées : un plus grand nombre de paramètres est sensible au pas de temps pour la modélisation des crues éclairs et courtes, et leur sensibilité est plus importante. Les paramètres les plus sensibles sont des paramètres liés à la porosité, conductivité et capacité de rétention du sol. Par ailleurs, à un pas de temps donné, la sensibilité des crues simulées à une variation imposée aux paramètres diffère en fonction du pas de temps : elle est plus importante pour des pas de temps plus courts pour la majorité des paramètres sensibles excepté la capacité du sol qui apparaît comme un paramètre plus sensible au pas de temps journalier. Enfin, la sensibilité des paramètres dépend aussi de la métrique utilisée (volume de crues, pic de crue ou temps de crue).

1.5 Estimation des débits de conception pour l'ingénierie

Les sections précédentes traitent notamment du potentiel de la modélisation sous-journalière comme alternative à la modélisation journalière pour la simulation de crues journalières ; dans ce cas, les simulations sous-journalières sont moyennées à l'échelle journalière pour être comparées aux simulations journalières et établir des indices de crues présents et futurs. Cependant, un autre potentiel important de la modélisation sous-journalière est son utilisation pour la détermination de débits instantanés de conception utiles au dimensionnement des ouvrages d'ingénierie et à l'aménagement du territoire de façon générale. Dans cette section, on recense les méthodes en usage pour la détermination de ces débits de pointe (section 1.5.1), puis les propositions de recherches précédentes pour tenir compte du CC dans la détermination de ces débits à l'échelle journalière (section 1.5.2). En dernier lieu, on s'intéresse à la pertinence d'appliquer les

méthodes citées à la section 1.5.1) pour transformer les pointes journalières futures en pointes instantanées futures (section 1.5.3).

1.5.1 Méthodes en usage en régime stationnaire

L'aménagement des rivières et la conception d'ouvrages d'ingénierie s'y rapportant nécessitent le calcul de débits de conception instantanés correspondant à des hauteurs maximales d'eau attendues pour une période de récurrence donnée, choisies en lien avec la durée de vie souhaitée des ouvrages. Ce calcul implique dans l'idéal une AFC à partir d'une série observée de débits instantanés (relevés généralement aux 15 minutes) suffisamment longue, dont on extrait les maxima annuels ou saisonniers afin de leur ajuster une distribution statistique. Celle-ci permettra d'extrapoler les crues de débit de périodes de récurrence supérieures à la durée de la série de données disponible (*Voir* détails section 1.1.5). Des lignes directrices officielles proposent des méthodes de calcul adaptées aux régions hydroclimatiques et pays, comme le Bulletin 17C aux États-Unis (England Jr *et al.*, 2019). Dans le cas très courant où des séries historiques de débits instantanés n'existent pas ou sont trop courtes, l'AFC est appliquée aux séries journalières et différentes méthodes de régression ont été proposées pour transformer les crues de récurrence établies à l'échelle journalière en débits de récurrence instantanés. Dans le cas où le bassin est non jaugé, les crues journalières peuvent être estimées par une AFC régionale en se basant sur les crues de bassins jaugés similaires. Une classification des méthodes de transformation des crues journalières en leur pointe instantanée est proposée par Chen *et al.* (2017) :

- Multiplication des crues journalières par un coefficient empirique (facteur de pointe). Différentes formulations de ce facteur ont été proposées en fonction des caractéristiques du bassin (aire, pente, plus long thalweg en particulier), la première et la plus utilisée étant celle de Fuller (1914) qui ne dépend que de l'aire selon une fonction-puissance. Les coefficients inclus dans la formule de Füller ont été établis empiriquement sur 24 grands bassins tempérés du Nord-Est des États-Unis. De nombreuses valeurs de ces coefficients ont été proposées en les calibrant sur différentes régions, et il existe dans les lignes directrices d'analyses de crues de nombreuses régions des formules adaptées ou des propositions de méthodes

de régression pour les calculer. Ellis et Gray (1966) calculent par exemple des coefficients différents pour quatre sous-régions des prairies canadiennes, et montrent que les facteurs de pointe dépendent de la saison (fonte ou précipitations), étant plus élevés pour l'une ou l'autre saison en fonction des sous-régions. Ils montrent ainsi que la formule est effectivement très dépendante de la région hydroclimatique. De plus, pour les petits bassins (< 400 km^2) et les périodes de récurrence élevées, le calcul de débits de récurrence en appliquant le facteur de pointe aux débits de récurrence journaliers fournit souvent des valeurs sous-estimées par rapport aux débits de récurrence calculés directement à partir de la série instantanée. C'est souvent le cas même lorsque le facteur de pointe est estimé directement à partir des séries horaires disponibles du bassin, et non à partir d'une formule empirique (Ricard *et al.*, 2022, sur 16 stations du Sud du Québec). L'une des raisons expliquant cette sous-estimation (allant jusqu'à 35 % sur les débits de récurrence 100 ans pour les petits bassins selon cette étude) est le fait que les débits journaliers enregistrés ne capturent pas le pic lors des événements de crue de fin de journée qui se poursuivent le jour suivant, par exemple lors des événements convectifs d'été. Des formulations prenant en compte les caractéristiques climatiques du bassin ont aussi été proposées, notamment pour les bassins arides ou semi-arides sur lesquels la méthode de Füller n'est pas appropriée (Taguas *et al.*, 2008). Bien que ces méthodes proposent généralement un facteur unique pour le bassin ne tenant pas compte de la variabilité interévénements issue de la variabilité des conditions d'humidité précédant l'événement et du type de processus météorologiques en jeu, ce sont les méthodes les plus utilisées en pratique en raison de leur simplicité. Les facteurs de pointe varient entre 1,01 et 7 selon les bassins dans une revue des différentes formulations de Füller par Salajegheh et Dastorani (2006).

- Reconstruction des hydrogrammes instantanés à partir des hydrogrammes journaliers, c'est-à-dire estimation des pics de crue associés à un événement particulier, et dépendant non plus seulement du maximum journalier, mais aussi de la forme de l'hydrogramme. Les méthodes les plus utilisées sont celles de Sangal (1983); Fill et Steiner (2003); Chen *et al.* (2017), qui utilisent les valeurs des débits journaliers des jours précédant et suivant la crue. Ces méthodes perdent en performance avec la diminution de la taille du bassin, comme la méthode plus simple de facteur de pointe de Fuller (1914), pour les bassins de moins de

500 km^2 ; elles sont inadaptées pour des bassins d'aire inférieure à 100 km^2, du moins pour les bassins de l'Iowa où elles ont été testées (Chen *et al.*, 2017). Dans cette même logique de prise en compte de la forme de l'hydrogramme, Bartens et Haberlandt (2023) proposent d'exprimer le facteur de pointe en fonction du rapport pic journalier/volume de crue, une proposition testée avec succès sur 653 bassins allemands, y compris pour les bassins entre 100 et 500 km^2 (elle reste hasardeuse pour les plus petits bassins). Son étude détaillée de l'impact du facteur de pointe sur l'estimation des crues instantanées souligne aussi le fait que les maxima annuels extraits des séries observées journalières ou horaires ne correspondent pas toujours au même événement, la proportion d'événements différents dans les deux séries augmentant lorsque la taille du bassin diminue et que son altitude moyenne augmente. Le débit maximal annuel est plus souvent lié aux pluies convectives d'été lorsqu'extrait depuis les séries horaires, ces crues éclairs n'étant pas détectées dans les moyennes journalières. Par conséquent, pour établir des débits de récurrence instantanés, Bartens et Haberlandt (2023) conseillent d'appliquer d'abord le facteur de pointe aux crues journalières au-dessus d'un seuil avant d'extraire la série des maxima annuels instantanés puis d'effectuer l'AFC, plutôt que d'effectuer l'AFC journalière sur les maxima annuels journaliers puis d'appliquer le facteur de pointe. Cependant, la séparation des événements nécessaire à l'estimation des pics et volumes de crue peut être complexe à réaliser et difficile à automatiser sur des bassins sujets à des processus de crue différents.

- Reconstruction des débits instantanés à partir des séries de maxima journaliers en utilisant des méthodes d'apprentissage automatique (réseaux de neurones par exemple). Jimeno-Sáez *et al.* (2017) démontrent que la méthode de Fuller (1914) est plus performante que les méthodes basées sur l'hydrogramme unitaire de Sangal (1983) et Fill et Steiner (2003), mais moins qu'un réseau de neurones (incluant un algorithme flou), sur 14 bassins espagnols de moins de 1 000 km^2 de caractéristiques diverses. La performance des réseaux de neurones est également constatée par les autres publications consultées appliquées à différentes régions, par exemple Shabani et Shabani (2012); Lee *et al.* (2020). L'utilisation de l'apprentissage automatique nécessite bien sûr de disposer de données instantanées historiques pour entraîner le modèle, et est particulièrement préconisée si on dispose de séries instantanées courtes : l'apprentissage

automatique est dans ce cas le meilleur moyen d'extraire le maximum d'informations des séries existantes. Cependant, tout comme les méthodes empiriques du facteur de pointe et des formules basées sur la forme de l'hydrogramme journalier, elles fournissent une relation entre pointes journalières et horaires correspondant au contexte hydroclimatique sur lequel elles ont été entraînées. Leur application n'a donc aucune raison d'être valide si les processus de génération des crues sont modifiés en raison du CC ou d'un changement d'occupation des sols.

- Simulation des débits instantanés par des MH. Ainsi, Ding *et al.* (2016) montrent sur 18 *petits* bassins allemands (< 650 km^2) de caractéristiques géophysiques et hydroclimatiques différentes qu'en l'absence de données sous-journalières, la modélisation horaire sur HBV pilotée par des précipitations journalières désagrégées est plus performante pour la reconstruction des débits de récurrence instantanés qu'une modélisation journalière post-traitée à l'aide d'une régression multiple dépendant des principaux descripteurs du bassin (élévation et plus long thalweg). Cette dernière est elle-même établie comme plus performante qu'une simple régression linéaire dans une précédente publication (Ding *et al.*, 2014). Un autre exemple de la capacité des MH à représenter la relation entre pointes journalières et horaires est proposé par Formetta *et al.* (2018) : en Angleterre, les débits de conception sont calculés en appliquant un facteur (*flood index*) représentatif du bassin à une fonction de quantiles sans dimension, cette dernière étant établie pour une région hydrologique homogène. Sur les bassins jaugés, le facteur est choisi comme la médiane des débits maxima annuels. Formetta *et al.* (2018) comparent ces facteurs simulés par un modèle distribué à base physique à ceux mesurés sur 550 bassins anglais, obtenant un coefficient de détermination R^2 très élevé de 0,91. Wang *et al.* (2020) montrent également que la modélisation sous-journalière (pas de temps de 2 h sur trois bassins de Chine) fournit des résultats similaires à la méthode de l'hydrogramme unitaire pour l'estimation des hydrogrammes de crue de période de récurrence 100 ans, en utilisant deux modèles conceptuels globaux différents. Un troisième modèle plus simple à deux réservoirs modélise correctement des petites et moyennes crues, mais sous-estime la magnitude maximale des crues exceptionnelles en la compensant par un pic plus précoce et une récession plus longue. Winter *et al.* (2019) montrent également la

performance de la simulation continue horaire pour représenter les débits de récurrence 100 ans sur 16 bassins autrichiens.

Filipova et Hammond (2022) se sont donné comme objectif de comparer sur une grande diversité de conditions hydroclimatiques (4 361 bassins) les différentes méthodes citées ci-dessus, du simple facteur de pointe aux méthodes d'apprentissage automatique, modélisation hydrologique exclue. Selon leurs conclusions, aucune des méthodes de régressions proposées ne ressort plus performante sur l'ensemble des bassins testés. Ces résultats orientent vers la nécessité, dans la pratique, de tester différentes méthodes pour tenir compte de l'incertitude liée à la méthode choisie pour transformer les crues journalières en débits de pointe instantanés.

1.5.2 Adaptation des méthodes d'estimations des crues journalières dans le cadre du changement climatique

Différentes raisons peuvent mener à la nécessité de trouver des méthodes alternatives ou des adaptations des lignes directrices officielles pour évaluer les risques d'inondation : bassins non jaugés, séries de données observées trop courtes, non-stationnarité des processus hydrologiques liées à des modifications importantes de l'occupation des sols et à l'urbanisation ou au CC par exemple. Les fortes incertitudes associées à l'adaptation de ces méthodes pour tenir compte des changements climatiques ont conduit Kundzewicz *et al.* (2010) à préconiser l'utilisation simple d'un facteur multiplicatif pour représenter l'influence du CC sur les débits de conception en Europe. Ces facteurs multiplicatifs sont toujours utilisés aujourd'hui suivant un principe de précaution, en l'absence d'autres propositions scientifiques robustes (Nordbeck *et al.*, 2019). Cependant, la surestimation des débits de conception mène à des coûts non nécessaires, et leur sous-estimation à des risques humains et matériels. Wasko *et al.* (2021) fournissent un tableau comparatif des lignes directrices proposées par les treize pays ayant publié un guide de l'adaptation des méthodes d'estimation de crues sous *CC*. Mais le faible nombre de pays ayant défini les lignes directrices montre que l'hypothèse de stationnarité est encore fréquemment utilisée en ingénierie (estimation des débits de récurrence à partir des séries historiques sans tenir compte de l'impact du CC). Cependant, deux grands courants d'adaptation des méthodes

d'AFC sont étudiés par la recherche, courants que Sharma *et al.* (2021) proposent, après les avoir comparés, d'utiliser conjointement afin d'obtenir un intervalle d'estimations possibles :

- L'utilisation de paramètres non stationnaires dans les distributions statistiques de l'AFC ajustées aux séries de crues. Les paramètres peuvent alors être des fonctions du temps, ou de caractéristiques des précipitations, de la température, du régime climatique, de l'occupation des sols (Schlef *et al.*, 2021). Tant la tendance générale que la variabilité des séries de maxima peuvent être ajustées, et de très nombreuses méthodes d'AFC non stationnaire ont été développées depuis le début des années 2010, comprenant les méthodes de calcul des analyses de l'incertitude liée à l'ajustement des paramètres non stationnaires (Obeysekera et Salas, 2014). Schlef *et al.* (2021) montrent sur 233 bassins des États-Unis que l'AFC non stationnaire est plus précise que la modélisation pour obtenir des projections régionales de l'évolution des indices de crues, mais moins adéquate au niveau d'un bassin. Cependant, dans son étude, les simulations hydrologiques sont pilotées par des MCG, qui n'informent pas sur les précipitations localisées qui sont à l'origine des crues dans de nombreux bassins, et sont de plus faites au pas de temps journalier. Hecht *et al.* (2022) montrent à partir de simulations de Monte Carlo que les distributions non stationnaires sont moins performantes lorsque la variabilité des crues ou le coefficient d'asymétrie de la distribution augmentent (pour une distribution de Log-Pearson III et différents modèles non stationnaires des paramètres, ajustés aux séries de pics maximaux instantanés observées). Or, (Li *et al.*, 2022a) ont montré que le CC mène à une augmentation de la variabilité des crues dans de nombreuses régions, résultant notamment de la diminution de la saisonnalité. Les coefficients d'asymétrie fortement positifs quant à eux peuvent être liés à l'échantillonnage de la série de débits observée (série courte, présence d'une crue extraordinaire), ou à une série de débits maximaux non homogène issus de processus hydrologiques différents. Ou encore, ils peuvent être liés à la présence dans le bassin d'un stockage important, naturel ou non, pouvant avoir un fort impact sur les magnitudes de crue en fonction du processus de génération des événements (Cudworth et United States Bureau of Reclamation Denver, 1989). Ces cas se rencontrent fréquemment, et la diversification des processus de génération des crues est notamment amenée à augmenter avec le CC dans de nombreuses régions, même en analyse de crues

saisonnière. De plus, l'analyse de l'impact du CC sur les séries de débits passées montre souvent une tendance à la baisse de la magnitude des crues les plus fréquentes, et à la hausse de celle des crues les plus rares, ce qui équivaut également à une augmentation de l'asymétrie des distributions de crue (Sharma *et al.*, 2018). On peut donc conclure que les cas dans lesquels l'AFC non stationnaire est associée à une forte incertitude sont nombreux. Par ailleurs, Luke *et al.* (2017) montrent à partir des séries de débits observées aux États-Unis qu'il est plus stable, pour estimer les crues de la deuxième moitié d'une période historique sur laquelle on observe une tendance, d'utiliser l'AFC stationnaire que la non stationnaire extrapolée à partir de la tendance détectée dans la première moitié. Enfin, en fonction des bassins, l'incertitude supplémentaire apportée par l'ajustement de paramètres non stationnaires ne justifie pas toujours son utilisation en place d'un modèle stationnaire (Mondal et Daniel, 2019).

- La modélisation continue hydrologique. Cette méthode est préconisée pour l'estimation de débits de conception futurs dans plusieurs études qui s'intéressent au sujet à l'échelle journalière (Spellman *et al.*, 2018; Rowe et Smithers, 2018; Ferdowsi *et al.*, 2020; Ammar *et al.*, 2020), mais peut aussi mener à des biais et une incertitude plus importante que l'AFC non stationnaire en fonction des régions, lorsque pilotée par des MCG (Schlef *et al.*, 2021). Ammar *et al.* (2020) montrent une discordance entre les débits de récurrence obtenus par simulation hydrologique journalière pilotée par un MRC dans l'est du Canada et ceux obtenus par une AFC non stationnaire. En particulier, des tendances apparaissent sur différents indicateurs de crues entre période historique et horizon 2050 dans les simulations, qui ne sont pas détectées dans la période historique et ne sont donc pas prises en compte dans l'AFC non stationnaire. Comme on l'a vu à la section 1.3.2, les temps d'émergence de l'impact du CC sont plus longs sur les débits que sur les variables climatiques, plus longs également sur les débits journaliers que sur les débits instantanés, et la détection des tendances dans le passé récent dépend fortement des méthodes utilisées en fonction des régions hydroclimatiques. La performance de l'AFC non stationnaire est bien sûr tributaire de ces méthodes.

1.5.3 Relation entre débit de pointe journalier et sous-journalier en changement climatique

Dans les publications étudiant la robustesse de l'une ou l'autre des adaptations proposées (AFC non stationnaire et modélisation continue), il n'est pas fait mention du traitement à apporter aux débits projetés (si ces derniers sont à l'échelle journalière) pour obtenir des débits de conception instantanés. Or, Kim *et al.* (2018) démontrent que la non-linéarité entre les débits de pointe journaliers et horaires augmente avec la moyenne et la variabilité des précipitations journalières et suggèrent l'utilisation de données sous-journalières pour ne pas augmenter le risque lié à la sous-estimation de l'impact des changements climatiques sur les débits obtenus à l'échelle journalière. Gaál *et al.* (2015) montrent également que la relation entre pic et volume de crue (liée à celle entre pic journalier et horaire) est plus contrôlée par les caractéristiques climatiques des événements, que par les caractéristiques géophysiques des bassins. Brunner *et al.* (2019) montrent que la tendance déjà observée sur cette relation en raison du CC est très hétérogène spatialement, et est liée à de nombreux facteurs (modification dans les précipitations, la fonte, l'humidité du sol). Les méthodes utilisées pour transformer les séries de maxima journaliers en pics instantanés, citées à la section 1.5.1 (Füller, Sangal, etc.), n'ont donc pas de raison d'être stationnaires, c'est-à-dire d'être valables dans le futur :

- Les méthodes de facteur de pointe comme la très utilisée Fuller (1914) ne tiennent pas compte de la non-linéarité entre pics journaliers et horaires (une limitation qui ne concerne pas seulement les crues futures bien sûr). Comme le montrent Gaál *et al.* (2015), pic et volume de crue ne sont en réalité fortement corrélés que dans les bassins de plaine. Ils sont peu corrélés dans les bassins montagneux en raison de la mixité des processus en jeu dans la génération des crues (fonte, pluie sur neige, crues éclairs, événements synoptiques).
- Les méthodes basées sur l'hydrogramme de Sangal (1983); Fill et Steiner (2003); Chen *et al.* (2017) comprennent des paramètres empiriques qui ont été déterminés pour certaines régions sous certains climats uniquement. On a vu précédemment que le facteur de pointe de Fuller (1914) s'était d'ailleurs montré plus performant sur des régions différentes. Dans les bassins pour lesquels le CC mène à une modification des processus de génération des

écoulements, ces méthodes pourraient s'avérer peu performantes même pour les contextes hydroclimatiques pour lesquels elles ont été conçues.

- De même, les méthodes basées sur les réseaux de neurones s'adaptent aux caractéristiques d'une région hydroclimatique, mais doivent être entraînées sur les données historiques qui ne contiennent pas nécessairement l'information correspondante aux relations entre pics journaliers et horaires attendues dans le futur.

Pourtant, ici encore, l'hypothèse de stationnarité est utilisée tant dans la pratique qu'en recherche, en appliquant ces méthodes pour obtenir les crues futures instantanées à partir des crues futures journalières (Spellman *et al.*, 2018; Shokouhifar *et al.*, 2022; Maghsood *et al.*, 2019). Il serait donc nécessaire de comparer les crues instantanées obtenues par simulation sous-journalière et par l'application des méthodes empiriques.

1.6 Conclusion

En conclusion, cette revue de littérature mène aux constats suivants :

- Le développement conjoint des capacités de calcul et de stockage numérique, et des produits hydroclimatiques de fine résolution a permis le développement d'études de modélisation hydrologique à des pas de temps inférieurs à la journée depuis le début des années 2010, et particulièrement 2020. La modélisation sous-journalière était déjà effectuée depuis le début des années 1990, mais à titre expérimental sur de rares bassins des zones tempérées disposant d'observations aux sols de fine résolution de longue durée, sans possibilité de généralisation des résultats.
- Plusieurs études récentes se basant sur la modélisation hydrologique sont menées directement au pas de temps sous-journalier en supposant qu'un affinement du pas de temps fournira automatiquement de meilleurs résultats, mais les études comparatives des performances des MH à différents pas de temps sont moins nombreuses que celles existant sur les modèles climatiques. L'étude théorique de la discrétisation des équations hydrologiques aboutit aux conclusions que les modèles journaliers sont entachés d'erreurs numériques plus importantes,

qui sont compensées par une répartition interne des écoulements différente de la répartition réelle pour parvenir à optimiser la fonction-objectif lors de la calibration des modèles. Les pics de crues sont sous-estimés par ces modèles journaliers en raison du lissage dû au moyennage des séries de précipitation, notamment lors des événements de fin de journée – notamment les événements convectifs intenses d'été-automne – pour lesquels le schéma de discrétisation coupe artificiellement la pluie en deux. Malgré ce socle théorique, les études comparatives existantes montrent que dans la pratique, la modélisation sous-journalière n'est pas systématiquement plus performante. Il est cependant difficile de tirer des conclusions générales des études existantes, car elles concernent souvent uniquement un seul MH, une seule région hydroclimatique, ou/et une seule métrique de performance, généralement la fonction-objectif utilisée. Or toutes les études journalières s'attachant à une diversité de modèles, de régions et/ou de métriques ont montré que les performances dépendaient des uns et des autres. Il paraît important de poursuivre des études comparatives s'intéressant à un plus grand nombre de modèles, régions et métriques.

- En particulier, il reste à examiner en détail si le comportement des MH sur des périodes climatiques différentes de la calibration différait en fonction du pas de temps, ce dans l'optique de déterminer si la robustesse des projections d'impact du *CC* pouvait dépendre du pas de temps. Au pas de temps journalier, plusieurs études ont montré que les paramètres journaliers calibrés ne pouvaient être transférés à des périodes climatiques autres qu'à condition que les différences entre les deux périodes climatiques soient modérées. Mais le fait que les paramètres calibrés aient tendance à se stabiliser à des valeurs proches de la réalité lorsque le pas de temps est affiné en dessous des échelles de temps caractéristiques du bassin concerné plaide en faveur d'une meilleure robustesse aux plus petits pas de temps. Pourtant, si le CC induit une modification structurelle des processus hydrologiques, rien ne dit que les paramètres sous-journaliers soient plus appropriés que les paramètres journaliers. Il apparaît important dans ce cas de se demander si la dépendance de la robustesse des modèles au pas de temps ne dépend pas de la complexité de ce modèle (de sa parcimonie).
- Il est probable également que l'influence du pas de temps sur les simulations hydrologiques dépende du contexte géophysique conjointement à la structure du MH. Il est clair que certains

modèles sont plus adaptés à certains contextes, mais existe-t-il des contextes dans lesquels les simulations hydrologiques sont systématiquement améliorées/détériorées par l'affinement du pas de temps, quel que soit le modèle ? Plusieurs études associées à des régions et des modèles différents ont ainsi montré que l'affinement de la résolution temporelle nécessitait une meilleure modélisation de l'interception, processus non linéaire entrant en jeu aux fines résolutions. Le cas échéant, les variables internes au pas de temps sous-journalier étaient représentées de façon moins réaliste que les simulations journalières correspondantes, malgré des sorties de modèle de performance équivalente. Ces différences internes amènent à penser que les projections hydrologiques pourraient être systématiquement différentes aux différents pas de temps dans les contextes pour lesquels l'interception représenterait un processus majeur (régions arides, périodes estivales). Dit autrement, comme il apparaît clairement que les modèles journaliers ont plus de difficulté à s'adapter à un climat de plus en plus aride qu'à un climat de plus en plus humide, on peut se demander si c'est également le cas pour les modèles à la discrétisation plus fine.

- Outre la comparaison de la performance des simulations aux différents pas de temps pour l'estimation des crues journalières futures, il est nécessaire de comparer les crues instantanées futures obtenues par simulation sous-journalière et par transformation empirique des crues simulées futures journalières. Ces transformations empiriques ont en effet été établies dans des contextes hydroclimatiques spécifiques non représentatifs du futur ni de la diversité des processus de crue sur les bassins.

CHAPITRE 2

OBJECTIFS ET QUESTIONS DE RECHERCHE

Cette thèse a pour objectif d'explorer les sources de divergences, entre projections journalières et sous-journalières, de l'impact du changement climatique sur les indices hydrologiques, sur un large échantillon de bassins aux contextes géophysiques et hydroclimatiques diversifiés.

La question de recherche principale derrière cet objectif est la suivante : les modèles hydrologiques globaux conceptuels sont-ils plus aptes à s'adapter à un climat différent du climat de calibration si leur résolution temporelle est plus fine, ou du moins le sont-ils dans certains contextes géophysiques et hydroclimatiques ?

Pour apporter des éléments de réponse à cette question, l'étude compare les simulations de deux modèles hydrologiques globaux conceptuels aux 3 h et aux 24 h, sur 221 bassins de 10 à 2 000 km^2 d'Amérique du Nord, du Mexique au Québec. Dans une étape préliminaire présentée en annexe, l'influence du pas de temps dans la chaîne de modélisation a été décrite par des analyses statistiques et de variance à l'échelle régionale et saisonnière, entre des climats contrastés du passé récent (annexe III), et sur les projections (annexe IV). Cette phase préliminaire a montré une meilleure performance médiane des simulations 3 h par rapport aux simulations 24 h pour estimer les indices de débit journaliers et sous-journaliers, dès lors que le climat différait du climat de calibration. Ces résultats médians sont cependant associés à une grande variabilité inter-modèles, intrarégionale, et intrasaisonnière. Ils ont donc motivé une quête de compréhension des réactions différentes des simulations journalières et sous-journalières au changement climatique.

Cette dernière a été construite à partir des cinq objectifs de recherche complémentaires suivants :

1. Caractériser la variabilité inter-crues et inter-climats des facteurs de pointe observés en passé récent.

2. Analyser la capacité des modèles hydrologiques sous-journaliers à simuler le facteur de pointe moyen et sa variabilité en passé récent.
3. Analyser le comportement interne des modèles hydrologiques sur des cas de projections 324 et 24 h divergentes.
4. Analyser les divergences entre deltas sur les pointes de crue aux 3 h et aux 324 [1] à l'échelle de l'hydrogramme de crue.
5. Identifier des caractéristiques géophysiques et hydroclimatiques des bassins propices aux comportements divergents.

Ces objectifs de recherche ont été atteints en répondant successivement aux questions de recherche suivantes :

1. La méthode la plus utilisée pour estimer des débits de conception sous-journaliers futurs est d'appliquer un facteur de pointe constant aux indices de crue journaliers. Peut-on identifier des contextes géophysiques et hydroclimatiques dans lesquels la validité de l'hypothèse sous-jacente de stabilité et stationnarité de ce facteur de pointe est particulièrement incertaine ? Cette question sera traitée au chapitre 5.
2. Les modèles hydrologiques conceptuels sont-ils capables de reproduire les facteurs de pointe observés et leur variabilité inter-crues et inter-climats ? Un modèle qui simulerait un facteur de pointe moyen stationnaire verrait certainement ce dernier fortement lié au facteur de pointe de l'hydrogramme unitaire. Quel est le lien entre le facteur de pointe à l'échelle des hydrogrammes unitaires des modèles et le facteur de pointe à l'échelle des crues ? Cette question sera traitée au chapitre 6.
3. Une autre méthode pour l'estimation d'indices de crues sous-journaliers futurs est la simulation sous-journalière qui a pris de l'essor grâce à la meilleure disponibilité des données hydroclimatiques sous-journalières nécessaires à la calibration et aux projections. Cependant, même à l'échelle journalière, les projections de crues issues des simulations 24 h et 324 divergent parfois à tel point qu'elles sont opposées. Que peut nous apprendre

[1] On rappelle que la notation 324 fait référence aux séries 3 h moyennées aux 24 h.

l'étude détaillée de ces cas d'opposition sur les capacités d'adaptation des modèles 3 h et 24 h au changement climatique ? Cette question sera traitée au chapitre 7.

4. Des divergences sont également constatées entre les projections d'indices de crue issues des simulations 3 h et celles calculées sur les séries 324. Retrouve-t-on ces divergences à l'échelle de l'hydrogramme de crue ? Autrement dit, peut-on simuler l'impact de différents types de changements climatiques sur un hydrogramme de crue théorique typique d'un bassin, et en observer les conséquences sur les hydrogrammes moyennés à la journée ? Cette expérience théorique peut-elle être utile à la compréhension des divergences constatées à l'échelle climatique ? Cette question sera traitée au chapitre 8.
5. Les deux questions précédentes proposeront des causes théoriques aux divergences constatées entre projections de crues 24 h et 324, et entre projections 324 et 3 h, mais on aimerait aussi plus pragmatiquement savoir dans quels contextes on est susceptible de les rencontrer. Les divergences constatées entre simulations futures journalières et sous-journalières présentent certaines tendances saisonnières et régionales qui n'empêchent pas une grande hétérogénéité des résultats au sein de chaque région ou saison. Peut-on déterminer des caractéristiques géophysiques et hydroclimatiques propices aux divergences à l'échelle du bassin ? Cette question sera traitée au chapitre 9.

CHAPITRE 3

ZONE D'ÉTUDE ET JEUX DE DONNÉES UTILISÉS

3.1 Zone d'étude

Cette étude a été menée sur 221 bassins versants de moins de 2 000 km^2 d'Amérique du Nord, du Mexique au Québec, afin d'observer les caractéristiques des modélisations hydrologiques sous-journalières parmi un large éventail de conditions géophysiques et hydroclimatiques (figure 3.1). Par la suite, on utilisera souvent le terme de « bassins-saisons » pour faire référence aux données hydroclimatiques associées à un bassin et une saison, par opposition aux données annuelles. Selon les périodes d'étude (passé récent ou futur), entre 657 et 676 bassins-saisons sont ainsi utilisés (*Voir* détail au tableau 4.1).

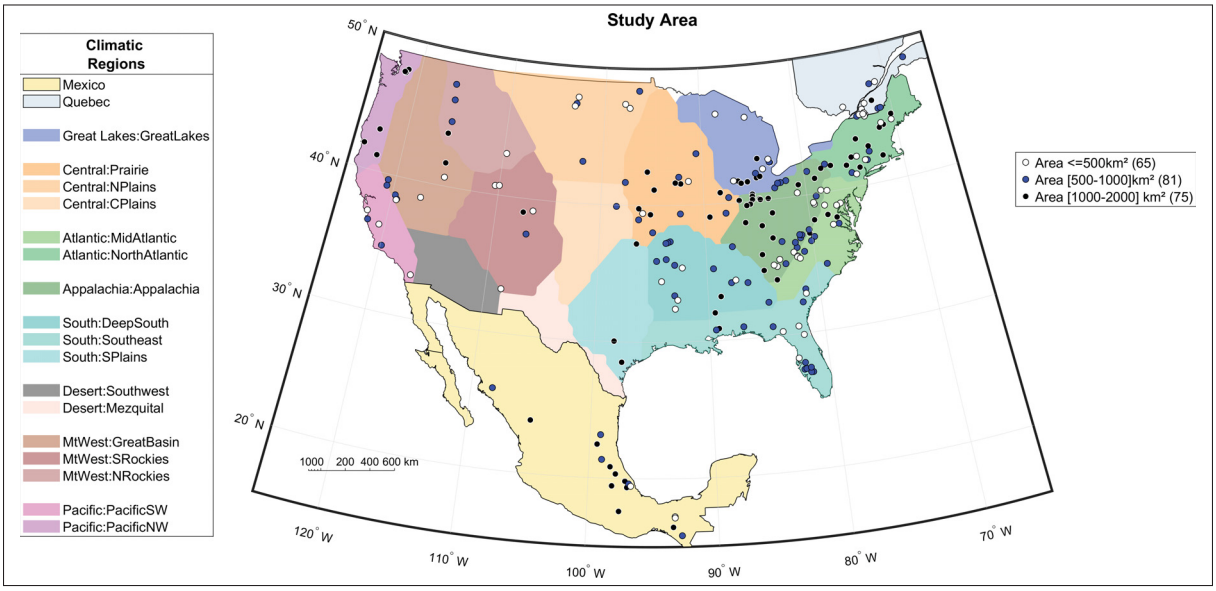


FIGURE 3.1 Deux cent vingt-et-un (221) bassins de la zone d'étude complète. Le nombre de bassins inclus dans chaque tranche d'aires est mentionné dans la légende de droite. La légende de gauche indique les régions climatiques
Tirée et adaptée de (Bukovsky, 2012)

3.2 Jeux de données climatiques

Dans cette section sont présentés :

- Les jeux sur grille utilisés comme *proxy* des observations du passé récent : MSWEP2 (Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation – v2.8) et ERA5 (5^{e} génération de réanalyse ECMWF). Ceux-ci ont servi à la fois à étudier l'éventuelle plus-value de modélisations hydrologiques sous-journalières dans le calcul de débits extrêmes, sur le passé récent ; et comme référence pour corriger le biais des simulations régionales climatiques futures.
- Les sept simulations climatiques régionales utilisées pour étudier l'impact du pas de temps sur la modélisation des crues futures.

3.2.1 Jeux de données de référence dans le passé récent

Une étape préliminaire à cette étude était de s'assurer que des jeux de données climatiques sur grille pouvaient être utilisés pour calibrer les MH au pas de temps sous-journalier, de façon à s'affranchir des nombreux défis liés à l'utilisation de données instantanées de stations et de travailler sur un plus grand nombre de bassins versants. Plusieurs types de jeux de données sur grille ont ainsi été testés (tableau 3.1) en comparant la performance des simulations hydrologiques calibrées à partir de ces jeux, à celle obtenue à partir de données MOPEX considérées comme données de référence.

Tableau 3.1 Grilles de données climatiques du passé récent testées

Type de données	Acronyme	Nom	Période couverte	Résolution spatiale	Résolution temporelle	Référence
Analyses satellite	CMORPH	CPC Morphing	2002-. . .	0,04°	3 h	Joyce *et al.* (2004)
	PERSIANN	Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks- Climate Data Record	1983-. . .	0,04°	3 h	Nguyen *et al.* (2019)
Interpolation stations	GC3 h	Grille climatique aux trois heures du Québec	1995-. . .	0,1°	3 h	Bergeron (2016)
Réanalyse	ERA5		1979 -. . .	30km	1 h	Hersbach *et al.* (2020)
Multi-sources	NLDAS	North American Land Data Assimilation System	1979 - 2008	1/8°	1 h	Xia *et al.* (2019)
	MSWEP	Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation	1979 -. . .	0,25°	3 h	Beck *et al.* (2017)
	MSWEP v2.8	Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation-v2.8	1979 -. . .	0,1°	3 h	Beck *et al.* (2019)

Parmi les données testées, MSWEP2 et ERA5 ont montré des meilleures performances clairement supérieures après une analyse des valeurs de KGE obtenues sur la période de calibration. Ces deux jeux ont été retenus pour cette recherche et sont présentés en section 3.2.1.1 et 3.2.1.2.

3.2.1.1 Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation -v2.8 (MSWEP2)

MSWEP2.8 est un produit mixte qui fournit des données de précipitation globales sur une grille de résolution 0,1° /3 h, de 1979 à aujourd'hui (Beck *et al.*, 2019). Les précipitations résultent d'une pondération des différentes sources de données disponibles : stations (WorldClim, Global

Historical Climatology Network-Daily [GHCN-D], Global Summary of the Day [GSOD], Global Precipitation Climatology Centre [GPCC]. . .), réanalyses (ECMWF, ERA-Interim, JRA-55), produits satellites (Climate Prediction Center morphing technique [CMORPH], Gridded Satellite [GridSat], Global Satellite Mapping of Precipitation [GSMaP], Tropical Rainfall Measuring Mission [TRMM], Multisatellite Precipitation Analysis [TMPA]). Le poids accordé aux données de station dépend de la densité du réseau à chaque point de grille, tandis que le poids accordé aux réanalyses et produits satellites dépend de leur performance comparativement aux stations environnantes. MSWEP2.8 démontre ainsi une meilleure corrélation aux données de stations que les réanalyses et produits satellites. Par ailleurs, et c'est le grand apport de la version v2.8 de MSWEP, les biais des séries de précipitation sont corrigés de façon à améliorer la distribution de fréquence des précipitations et à limiter le *drizzle* fictif observé sur la version V1.

Les bassins versants de cette étude ont également été calibrés avec MSWEP-V1.2, dont la grille est un peu moins fine (0,25°), qui est basée sur un moins grand nombre de sources de données, et dont les fonctions de distribution cumulative des précipitations ne sont pas corrigées. Bien que les calibrations faites avec MSWEP-V1.2 et MSWEP2.8 sont similaires sur un grand nombre de bassins, la plus-value de la version 2 de MSWEP sur les calibrations hydrologiques, en termes de KGE et de reproduction des indices de crues extrêmes, est visible sur plusieurs bassins, en particulier en montagne. Dans cette étude, on a donc uniquement utilisé la version v2.8.

MSWEP2.8 ne fournissant pas de données de température, ce sont les températures ERA5 qui ont été utilisées en complément de ses séries de précipitations.

3.2.1.2 Réanalyse (ERA5)

ERA5 (Hersbach *et al.*, 2020) est la plus récente réanalyse du European Center for Median-Range Weather Forecast (ECMWF), et est disponible de 1979 à nos jours sur une grille de résolution 30 km au pas de temps horaire. ERA5 représente le cycle diurne de précipitation contrairement à son prédécesseur ERA-Interim, ce qui mène à une bonne représentation de la trajectoire des tempêtes synoptiques (Hersbach *et al.*, 2020). Parmi les nombreuses améliorations

constatées en passant du prédécesseur de ERA5- ERA-Interim- à ERA5, a aussi été validée une meilleure représentation du bilan global évaporation-précipitation, mais aussi des cyclones et des précipitations tropicales. Ces améliorations présentent un intérêt particulier pour notre étude qui s'intéresse à l'apport de la fine résolution temporelle. Enfin, utilisé au pas de temps journalier, ERA5 se révèle tout aussi performant que les stations d'observation pour calibrer des MH globaux pour l'ensemble de l'Amérique du Nord, excepté l'Est des États-Unis, du moins en termes de KGE de calibration (Tarek *et al.*, 2020).

Bien qu'ERA5 fournisse des séries d'EEN (Equivalent en Eau de la Neige) en chaque point de grille, ces dernières n'ont pas été utilisées, les réanalyses et produits satellites fournissant des données EEN largement sous-estimées (Broxton *et al.*, 2016) malgré la bonne corrélation entre les séries temporelles EEN ERA5 et les observations de terrain (Brown *et al.*, 2018, au Québec par exemple). La répartition des précipitations totales ERA5 en pluie et neige a donc été calculée à partir des températures minimales et maximales à chaque pas de temps, selon Turcotte *et al.* (2007). Soient $P(t), S(t), R(t)$ les cumuls de précipitations totale, solide, liquide durant le pas de temps t, et $T_{min}(t), T_{max}(t)$ les températures minimales et maximales durant le pas de temps t. Le seuil de fonte est pris à 0 °C, et la séparation se fait à chaque pas de temps t :

$$\text{si } T_{max}(t) < 0, \begin{cases} S(t) = P(t) \\ R(t) = 0 \end{cases} \tag{3.1}$$

$$\text{si } T_{min}(t) > 0, \begin{cases} S(t) = 0 \\ R(t) = P(t) \end{cases} \tag{3.2}$$

$$\text{sinon : } \begin{cases} S(t) = \dfrac{T_{min}(t)}{T_{max}(t) - T_{min}(t)} P(t) \\ R(t) = \dfrac{T_{max}(t)}{T_{max}(t) - T_{min}(t)} P(t) \end{cases} \tag{3.3}$$

Cette méthode de séparation de la précipitation totale a été appliquée pour tous les jeux de précipitation de l'étude.

3.2.2 Simulations climatiques futures

Les projections de débits futurs sont obtenues en forçant les MH avec des simulations climatiques futures réalisées par des MCG (Modèles Climatiques Globaux), auxquelles est éventuellement appliquée une descente d'échelle statistique ou dynamique qui permet de tenir compte des forçages régionaux (topographie, etc.). Ici, on a fait choix de s'intéresser uniquement aux descentes d'échelle dynamique, les sorties des MCG étant utilisées comme conditions aux limites d'un MRC (Modèles Régionaux Climatiques) de résolution spatiale plus fine que les MCG. Le biais systématique observé sur les variables climatiques simulées, dû aux erreurs inhérentes aux modèles, est ensuite corrigé par une méthode de correction de biais de type cartographie par quantiles décrite à la section 4.6.1.

Les sorties de nombreuses combinaisons MCG / MRC sont disponibles publiquement au pas de temps journalier en Amérique du Nord pour différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre et pour un grand nombre de membres (c'est-à-dire de jeu de conditions initiales des modèles). Cependant, elles sont beaucoup moins nombreuses aux pas de temps sous-journaliers en raison du volumineux espace de stockage que cela représenterait de les garder en mémoire, alors que peu d'études sont faites à ces fines échelles temporelles jusqu'à présent. Ainsi, la variabilité climatique naturelle traduite par les différences entre les différents membres d'une simulation climatique n'a pas été prise en compte dans cette étude : chaque combinaison MCG / MRC est représentée par un seul membre dans le panel de simulations utilisé. L'utilisation d'ensembles présenterait pourtant un avantage considérable pour l'étude des extrêmes hydroclimatiques : un ensemble de 10 simulations climatiques de 30 ans par exemple pourrait être utilisé comme une simulation unique de 300 ans de climat stationnaire, et ainsi permettre d'obtenir un grand nombre de crues rares à partir desquelles effectuer une analyse fréquentielle des crues plus fiable. Cette technique est mise à profit par Martel *et al.* (2018) par exemple pour la détection de signal de CC dans les indices de précipitation moyens et extrêmes. Cependant, comme le montrent Kelder *et al.* (2022), il n'existe pas de façon de vérifier si les extrêmes produits par les ensembles sont réalistes ou non, c'est-à-dire si la richesse des extrêmes issus des simulations d'ensembles est associée à la variabilité naturelle ou à des erreurs des modèles.

Les sept combinaisons MCG/MRC utilisées proviennent de trois sources différentes, et comptent toutes les simulations disponibles au pas de temps sous-journalier au moment de la recherche :

- trois simulations régionales opérées par l'ICTP (International Centre for Theoretical Physics) dans le cadre du projet CORDEX, sur un domaine Amérique Centrale élargi par rapport au domaine défini par CORDEX (CAM-ICTP, combinaison 3 MCG × 1 MRC), *voir* European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (2018),
- trois simulations régionales opérées par OURANOS (Consortium sur la climatologie régionale et l'adaptation aux changements climatiques) dans le cadre du projet de coopération Québec-Mexique mené en partenariat avec l'ETS (École de technologie supérieure) sur un domaine Amérique Centrale élargi par rapport au domaine Amérique Centrale utilisé par CORDEX (*CAM-OUR*, combinaison 3 MCG × 1 MRC), *voir* Poulin *et al.* (2017); Martynov *et al.* (2013),
- une simulation régionale opérée dans le cadre du projet CLIMEX (Climate Experiment) sur le domaine Nord-Est de L'Amérique (*NNA*, 1 MCG × 1 MRC), *voir* Leduc *et al.* (2019).

Les domaines des trois types de simulations sont présentés dans la figure 3.2, et les principales caractéristiques des simulations sont réunies dans le tableau 3.2.

Toutes les simulations climatiques utilisées sont pilotées par le scénario d'émission RCP8.5 (Stocker, 2014), qui correspond le mieux à la tendance actuelle observée (Schwalm *et al.*, 2020). Les précipitations ont été extraites au pas de temps 3 h, ainsi que les températures si disponibles. Pour les simulations OURANOS et CLIMEX, les températures disponibles au moment de l'étude étaient les minima et maxima journaliers, et elles ont été désagrégées au pas de temps 3 h en utilisant la formule de Parton et Logan (1981) en fonction de la latitude et du jour de l'année.

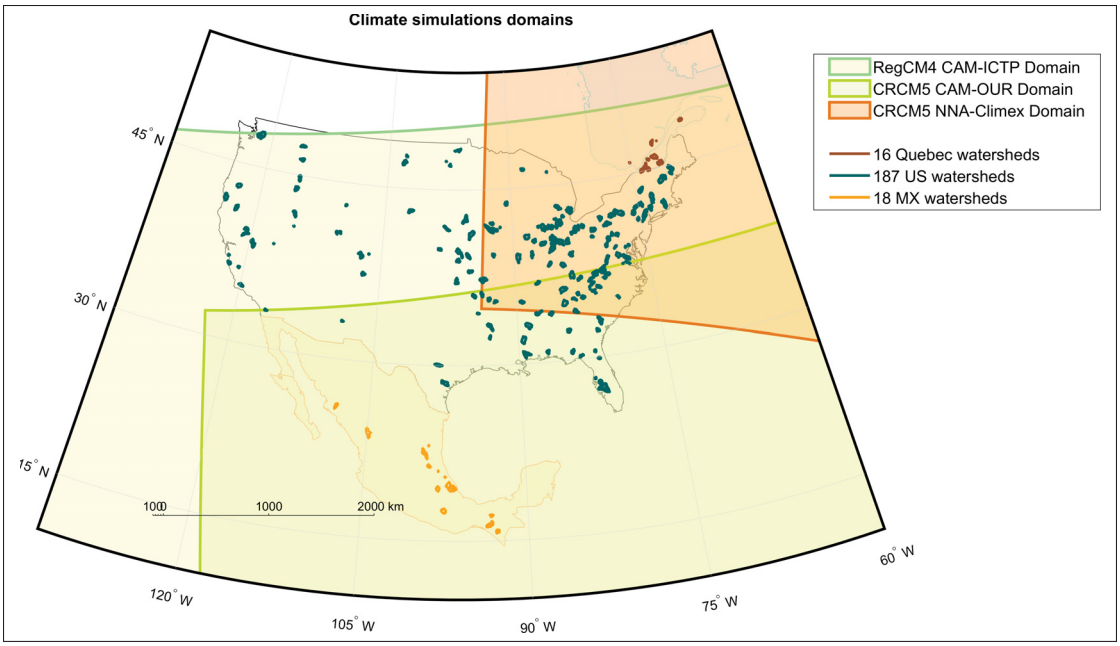


FIGURE 3.2 Domaines des simulations climatiques

TABLEAU 3.2 Simulations climatiques

MRC	MCG	Résolution temporelle	Résolution spatiale	Domaine	Pilotage spectral	Nombre de bassins
RegCM4	GFDL-ESM2M	3 h (pr) / 1 h (tas)	0,22°	CAM-ICTP	non	218
RegCM4	HadGEM2-ES	3 h (pr) / 1 h (tas)	0,22°	CAM-ICTP	non	218
RegCM4	MPI-ESM-LR	1 h	0,22°	CAM-ICTP	non	218
CMRC5	GFDL-ESM2M	1 h (pr) / 3 h (tas)	0,22°	CAM-OUR	oui	75
CMRC5	CNRM	1 h (pr) / 24 h (tas-min, tas-max)	0,22°	CAM-OUR	oui	75

Tableau 3.2 Simulations climatiques (suite)

MRC	MCG	Résolution temporelle	Résolution spatiale	Domaine	Pilotage spectral[a]	Nombre de bassins
CMRC5	CanESM2	1 h (pr) / 24 h (tas-min, tas-max)	0,22°	CAM-OUR	oui	75
CMRC5	CanESM2	3 h (pr) / 24 h (tas-min, tas-max)	0,11°	NNA	oui	122

[a] Dans le pilotage spectral, la circulation générale atmosphérique du MRC est contrainte par la circulation du MCG non seulement aux frontières latérales du domaine du MRC, mais également en des points de grille internes au domaine.

Les 7 simulations régionales futures sous-journalières qui étaient disponibles au moment de cette étude ont été menées dans des configurations différentes : domaines différents, pilotage spectral utilisé pour une partie des simulations seulement, modèles climatiques globaux et régionaux différents. Il n'est donc pas possible dans cette étude d'isoler l'influence de chaque type de configuration (influence du domaine, du choix du MRC, etc.) sur d'éventuelles différences entre les projections hydrologiques effectuées aux différents pas de temps. Cependant, les sept simulations offrent un éventail large de conditions de forçage climatique futur qui permet de comparer l'enveloppe des réactions des MH aux différents pas de temps.

Une description détaillée des deux modèles régionaux peut être trouvée dans Giorgi *et al.* (2012, ReGCM4) et Martynov *et al.* (2013, CMRC5).

3.3 Jeux de données hydrologiques et choix des bassins versants

Les simulations ont été menées sur 221 bassins issus de différentes bases de données du Québec, des É.-U. et du Mexique dans les sections suivantes, une fois validée la possibilité d'utiliser les données sur grille en l'absence de données de stations météorologiques. Les 221 bassins couvrent un éventail large de conditions géophysiques et hydroclimatiques afin de définir dans quelles conditions la modélisation sous-journalière présente un réel avantage sur la modélisation journalière malgré son coût plus important. Les bassins étudiés sont représentés à la figure 3.1. Les 221 bassins sont utilisés pour toutes les études concernant le passé récent. Parmi eux, 218 bassins seulement sont utilisés pour les simulations climatiques sur les périodes de référence et future. Les trois bassins retirés sont situés à la pointe Nord-Ouest des États-Unis, sur la frontière du domaine de simulation *CAM-ICTP*, dans la région des Rocheuses (*Voir* figure 3.2). Les bases de données hydrologiques instantanées disponibles dans les trois pays sont décrites dans le tableau 3.3.

Parmi les séries de débits disponibles dans chacune des bases de données, une sélection a été opérée de façon à répondre aux critères suivants :

- aire des bassins inférieure à 2 000 km^2. L'étude choisit de s'intéresser uniquement aux petits bassins aux courts temps de concentration ;
- période commune de disponibilité des données hydrologiques et climatiques d'une durée minimale de 20 ans. Une année considérée comme disponible pour la série hydrologique doit comprendre moins de 25 % de données manquantes ;
- inspection visuelle des séries de débits et de l'hydrogramme moyen afin d'éliminer les séries clairement non homogènes ou dominées par la régulation opérée par des ouvrages hydrauliques sur le bassin ;
- retrait des bassins pour lesquels la calibration ne fonctionne pas (KGE<0,5 sur les périodes calibrées). Les raisons de ces échecs peuvent être diverses et n'ont pas été explorées (faible qualité des données d'entrée, processus hydrologiques non pris en compte par les MH utilisés – comme des glaciers par exemple).

Dans le cas des bases de données du Québec et du Mexique, tous les bassins correspondant aux critères ci-dessus ont été pris en compte. Pour les États-Unis, les 111 bassins de la base de données MOPEX horaire répondant aux critères ont également été sélectionnés. Cependant, plusieurs régions hydroclimatiques des États-Unis n'étaient pas ou peu représentées dans l'échantillon obtenu (Plaines, Floride). La base a donc été complétée en choisissant des bassins de la base de données MOPEX journalière, plus large, pour lesquels il existe des stations hydrométriques instantanées (ces stations ne sont pas incluses dans la base MOPEX horaire, car les stations météorologiques correspondantes ne répondaient pas aux critères de qualité établis). Le choix s'est fait par tirage aléatoire parmi les bassins respectant les critères ci-dessus, le nombre de bassins nécessaires pour obtenir autant que possible un équilibre entre les nombres de bassins des différentes régions climatiques de Bukovsky.

TABLEAU 3.3 Sources des données hydrométriques

Région	Institut	Période disponible	Stations instantanées	Stations sélectionnées	Référence
Québec	CEHQ [a]	1998 à date	127	18	Ministère de l'Environnement de la Lutte contre les changements climatiques de la Faune et des Parcs (MELCCFP) (2020)
Mexique	IMTA[b]	1975 - 2000	29	14	Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2016)
Mexique	CFE[c]	2007 - 2017	35	4	Comisión Federal de Electricidad (CFE) (2017)
États-Unis	USGS /NWIS. MOPEX1 h [d]	1990 à date	430	111	United States Geological Survey (USGS) (2021)
États-Unis	USGS /NWIS. MOPEX24 h [e]	1990 à date	5 797	76	USGS (2021)
Total				221	

[a] Centre d'Expertise Hydrique

[b] Instituto Mexicano de Tecnología del Agua

[c] Comisión Federal de Electricidad

[d] US Geological Survey/ National Water Information System. MOdel Parameter Estimation (base de données horaire)

[e] US Geological Survey/ National Water Information System. MOdel Parameter Estimation EXperiment (base de données journalière)

3.3.1 Cas des rivières sous couvert de glace

Les débits instantanés (aux 15 min) issus des bases disponibles ont été moyennés au pas de temps 3 h. Pour chacune des bases, des séries journalières de débit corrigées et homogénéisées sont également disponibles. Les hydrogrammes annuels issus des séries de débits aux 3 h et 24 h peuvent donc différer de façon importante dans les bassins dont la rivière est recouverte de glace durant une partie de l'année : les séries instantanées ne fournissent pas de données pour cette saison-là, excepté lors d'événements exceptionnellement chauds durant lesquels la glace fond et une crue est enregistrée. L'hydrogramme annuel obtenu en moyennant le débit instantané d'un jour de l'année pour toutes les années disponibles sur la période fournit donc une valeur erronée, correspondant à la moyenne des débits disponibles pour ce jour-là, c'est-à-dire uniquement ceux des événements particulièrement chauds, le débit normal sous couvert de glace n'étant pas mesuré.

Au contraire, les séries de débits journalières rendues disponibles par les instituts québécois et des États-Unis ont été corrigées et comprennent une estimation du débit sous couvert de glace, fournissant un hydrogramme annuel pour les périodes sous couvert de glace beaucoup plus acceptable. Un exemple est fourni à la figure 3.3.

En raison de ces importantes différences constatées sur les bassins à neige entre les séries de débits observés instantanées et journalières, seules les séries instantanées ont été utilisées pour la calibration. Elles ont été moyennées aux 24 h pour représenter les débits journaliers observés, et les séries 3 h et 24 h comprennent donc des données manquantes durant les périodes sous couvert de glace. Une autre option aurait été d'utiliser les débits journaliers homogénéisés pour estimer les débits3 h et 24 h des périodes sous glace pour lesquelles les débits instantanés ne sont pas disponibles. Cependant, le fait que les débits sous glace ne soient pas forcés durant la calibration ne semble pas présenter d'inconvénient majeur pour notre étude. La méthode choisie a effectivement été validée en comparant les KGE de calibration aux 24 h des 221 basins à partir des séries de débit journalières homogénéisées (avec débit sous-glace estimé) et sous-journalière brute moyennée (avec données manquantes durant les périodes sous glace). Les deux méthodes

ont abouti à des valeurs de KGE comparables (résultats non montrés). En effet, les débits à cette époque de l'année ne présentent pas de crues, ils proviennent uniquement des eaux souterraines, et diminuent régulièrement selon la constante de récession du bassin.

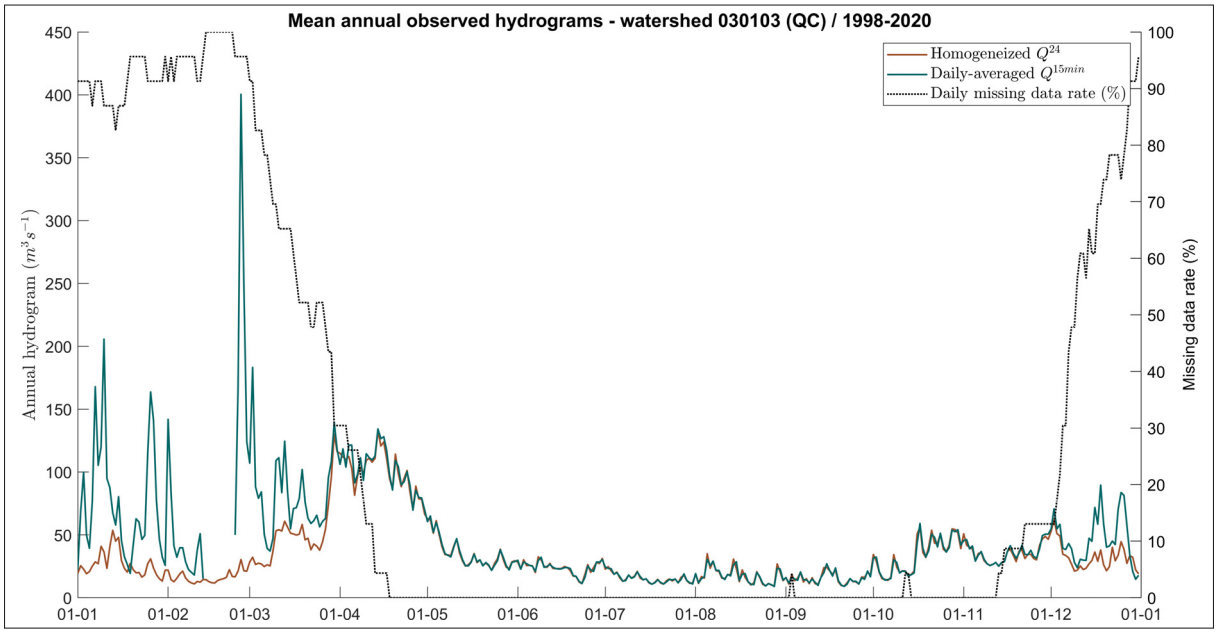


FIGURE 3.3 Hydrogrammes annuels issus de données instantanées et journalières sur un bassin québécois (Nicolet). Les hydrogrammes sont calculés sur 23 ans à partir des séries de données fournies par MELCCFP (2020), pour les séries instantanées Q^{15min} (brutes) moyennées aux 24 h, et pour les séries journalières Q^{24} (homogénéisées). Le taux de données manquantes moyen des séries instantanées pour chaque jour de l'année est également indiqué

CHAPITRE 4

MÉTHODOLOGIE

Le présent chapitre propose une vue synthétique de la chaîne de modélisation hydroclimatique utilisée pour répondre à ces questions (section 4.1). La méthodologie et les notations utilisées à chaque étape de cette chaîne sont détaillées dans les sections suivantes :

- Modélisation hydrologique (section 4.2)
- Définition des descripteurs géophysiques et hydroclimatiques des bassins versants (section 4.3)
- Définition des extrêmes hydrologiques (section 4.4)
- Définition des métriques de performance et de comparaison des simulations (section 4.5)
- Projection des crues futures (section 4.6)
- Étude de l'impact du pas de discrétisation sur le changement climatique à l'échelle de l'hydrogramme (section 4.7)
- Sélection de prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques de l'impact de la résolution temporelle sur les métriques hydrologiques (section 4.8)

4.1 Chaînes de modélisation

Dans cette section sont résumées les chaînes de modélisation utilisées en passé récent et en futur. Les produits climatiques et hydrologiques observationnels et simulés ont été présentés au chapitre 3. Les modèles hydrologiques utilisés et leurs stratégies de calibration seront décrits en section 4.2 ; les métriques de performance et de comparaison des simulations en section 4.5 ; et la stratégie de correction du biais des simulations climatiques futures en section 4.6.1.

De plus, les périodes de calibration et d'évaluation comprenant des climats contrastés du passé récent sont décrites à la section 4.2.3.

4.1.1 Chaîne de modélisation en passé récent

La figure 4.1 résume la chaîne de modélisation en passé récent utilisée dans l'étude préliminaire (Annexe III) et au chapitre 6. Les étapes de la chaîne seront décrites en détail dans les sections suivantes.

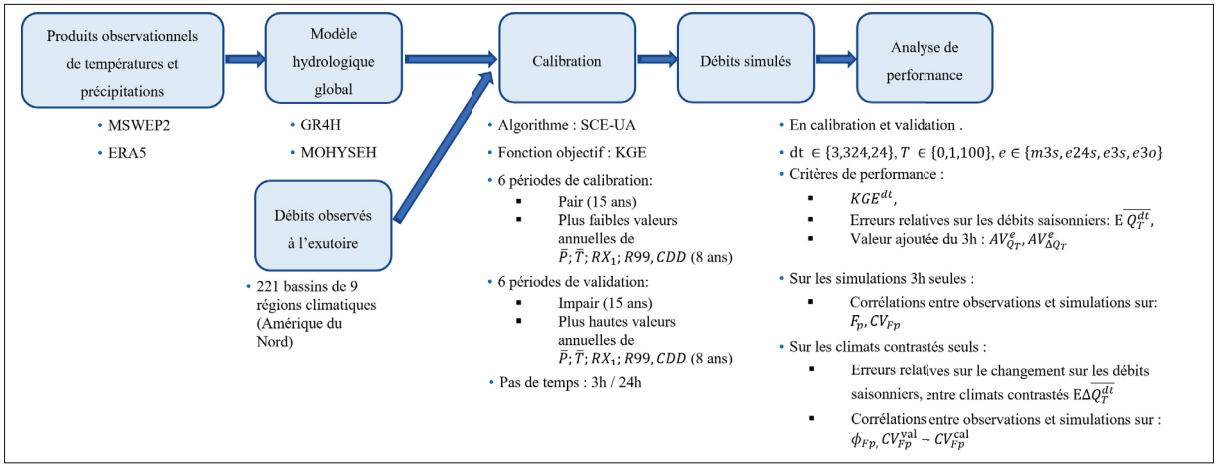


FIGURE 4.1 Chaîne de modélisation en passé récent
dt désigne le pas de temps des séries, T la période de récurrence, et *e* l'expérience de comparaison. Les notations sont définies au tableau 4.8

4.1.2 Chaîne de modélisation pour le futur

La figure 4.2 résume la chaîne de modélisation en changement climatique utilisée dans l'étude préliminaire (Annexe IV) et aux chapitres 7 à 9. Les étapes de la chaîne seront décrites en détail dans les sections suivantes.

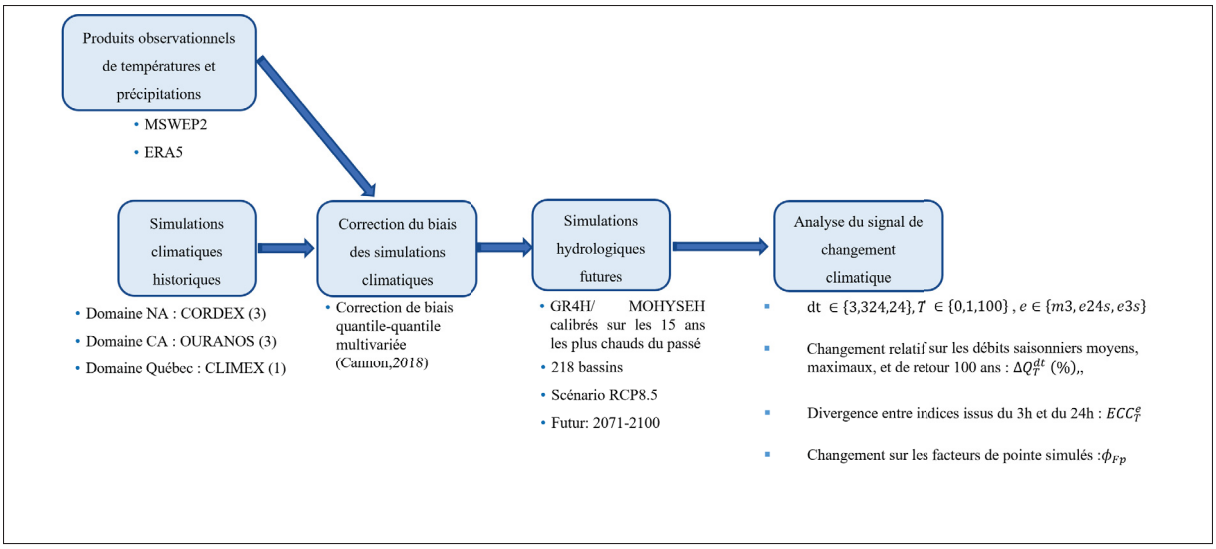


FIGURE 4.2 Chaîne de modélisation future
dt désigne le pas de temps des séries, *T* la période de récurrence, et *e* l'expérience de comparaison. Les notations sont définies au tableau 4.8

4.2 Modélisation hydrologique

Cette recherche se concentre sur la réponse de modèles hydrologiques globaux (bassins représentés par une unité spatiale de simulation unique) et conceptuels (bassins représentés par des réservoirs et processus de transfert de l'eau entre les réservoirs paramétrés).

Cette section décrit les modèles hydrologiques adoptés (section 4.2.1), la stratégie d'optimisation (section 4.2.2), et les trois périodes de calibration et d'évaluation adoptées (section 4.2.3).

4.2.1 Modèles Hydrologiques (MH) utilisés

Les deux modèles conceptuels globaux utilisés sont des adaptations des modèles journaliers GR4J (Perrin *et al.*, 2003) et MOHYSEH (Fortin et Turcotte, 2006) à un pas de temps de 3 h (ci-après dénommés GR4H et MOHYSEH). Le choix d'un pas de temps de 3 h est lié à la disponibilité des données, en particulier des simulations climatiques régionales futures. Les sous-sections 4.2.1.1 et 4.2.1.2 décrivent ces MH.

4.2.1.1 Modèle du Génie Rural à 4 Paramètres

GR4H est une adaptation sous-journalière du modèle global largement utilisé GR4J –Modèle du Génie Rural à 4 Paramètres (Perrin *et al.*, 2003). GR4J est un modèle parcimonieux à quatre paramètres dans lequel l'eau accumulée dans le réservoir de production est vidangée en deux types d'écoulement ayant chacun leur hydrogramme unitaire. Les échanges d'eaux souterraines avec les nappes profondes sont également contrôlés par un paramètre. Le modèle est piloté à chaque pas de temps par des séries d'évapotranspiration potentielle (ETP) et de précipitation qui permettent de déterminer le niveau du réservoir de production.

L'évapotranspiration quotidienne est calculée à partir de la température moyenne quotidienne et du rayonnement solaire extraterrestre quotidien selon la formulation de l'évapotranspiration potentielle de Oudin *et al.* (2005), puis désagrégée en valeurs horaires à l'aide de la distribution parabolique de Parton et Logan (1981) identique toute l'année. Il serait plus réaliste de construire une distribution horaire de l'ETP en fonction de la latitude et du jour de l'année, mais Oudin *et al.* (2005) montrent que les MH globaux sont peu sensibles aux entrées d'évapotranspiration. Le test d'autres distributions sur les données de cette étude n'a effectivement pas montré d'impact sur les performances de calibration (résultats non présentés).

Les entrées de précipitations dans GR4H sont la somme de la pluie et de la fonte de neige, cette dernière étant calculée grâce au module $CEMANEIGE$ (Valéry *et al.*, 2014), une routine de neige à deux paramètres. $CEMANEIGE$ calcule la fonte de neige et l'évolution du manteau neigeux en fonction de la température moyenne quotidienne. Pour adapter $CEMANEIGE$ à des pas de temps sous-journaliers, la fonte de neige quotidienne a été désagrégée selon la même distribution parabolique de Parton et Logan (1981) susmentionnée. D'autres schémas de désagrégation horaire ont été testés sans impact sur les résultats de la calibration en termes de KGE (résultats non montrés). Par ailleurs, les paramètres de fonte ont été supposés homogènes sur toute la bande d'altitude des bassins, ce qui est réaliste sur la plupart des bassins nivaux de l'étude, excepté dans les Rocheuses où la bande d'altitude couverte par les bassins s'étale en médiane sur 1660 km. L'impact de ce choix n'a pas été testé. Enfin, la routine n'a pas été utilisée

pour les bassins pour lesquels le minimum de la courbe de température moyenne annuelle du passé récent était positif. On a supposé que la neige pouvait tomber occasionnellement sur ces bassins, mais ne pouvait pas donner lieu à un stockage de neige au sol et à une fonte retardée par rapport à la neige. Dans ces cas, seuls les quatre premiers paramètres x_1 à x_4 ont été calibrés.

Enfin, les équations du modèle GR4J ont été ajustées pour être résolues à un pas de temps de trois heures, en suivant les expérimentations de Bennett *et al.* (2016) et Mathevet (2005). Les paramètres x_1 à x_3 caractérisant la capacité du réservoir de production, le flux d'échanges souterrains, et la capacité du réservoir de routage sont ainsi mis à l'échelle directement dans les équations (*Voir* le modèle complet en annexe AI.1.2). Cela signifie que les paramètres calibrés aux 3 h et aux 24 h sont directement comparables. De plus, SH_{exp}, la valeur de l'exposant apparaissant dans les hydrogrammes unitaires dépend du pas de temps de simulation (aux 24 h : $SH_{exp} = 2,5$; aux 3 h : $SH_{exp} = 1,36$). Cette modification permet un transfert équivalent aux 3 h et aux 24 h lorsque les hydrogrammes sont discrétisés (Mathevet, 2005). Les paramètres contrôlant la fonte de neige du module $CEMANEIGE$ sont identiques pour les deux pas de temps quant à eux, puisque la fonte de neige est calculée au pas de temps journalier dans les deux cas avant d'être distribuée dans la journée si les équations du modèle sont résolues au pas de temps sous-journalier.

4.2.1.2 Modèle Hydrologique Simplifié à l'Extrême

MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2006) est un modèle simple à 10 paramètres qui a d'abord été développé à des fins d'enseignement. Les entrées nécessaires sont la température, la neige (en équivalent de lame d'eau) et la lame de précipitations à chaque pas de temps. MOHYSE simule l'accumulation et la fonte de la neige, l'évapotranspiration potentielle, le ruissellement et les transferts d'eau verticaux à travers deux réservoirs souterrains. La lame d'eau totale résultant du bilan vertical est ensuite acheminée vers l'aval à travers un seul hydrogramme unitaire. MOHYSE a été conçu pour représenter les processus des bassins versants nordiques, mais il s'est avéré également adéquat pour simuler le ruissellement des bassins versants tropicaux (Zavaleta *et al.*, 2015). MOHYSE a été directement à des pas de temps journaliers et sous-journaliers sans

adaptation de sa structure interne, et est appelée MOHYSEH dans ce document. Sa structure et ses paramètres sont détaillés en annexe AI.1.

4.2.2 Optimisation des jeux de paramètres des modèles hydrologiques

Dans une première phase d'exploration, différentes stratégies de calibration des jeux de paramètres des MH ont été testées, afin d'étudier l'impact de ces stratégies sur les performances de la modélisation sous-journalière. Il est en effet prouvé qu'elles affectent les performances en modélisation journalière (Romanowicz *et al.*, 2013). Des calibrations ont ainsi été menées avec différentes fonctions-objectif et plusieurs longueurs de période de calibration avec les deux MH. Le choix s'est arrêté sur une fonction-objectif de Kling Gupta Efficiency -*KGE*- (Gupta *et al.*, 2009), qui s'attache à bien représenter la distribution des débits en prenant en compte les deux premiers moments de cette distribution en sus de la corrélation entre les séries observées et simulées. Les durées des périodes de calibration choisies sont explicitées à la section 4.2.3.

La recherche des jeux de paramètres optimaux s'est faite à l'aide de l'algorithme d'évolution complexe aléatoire, largement utilisé en hydrologie -*SCE-UA* (Duan *et al.*, 1994). Les bornes des intervalles d'admissibilité des paramètres ont été ajustées en fonction du pas de temps des simulations. La définition complète des paramètres et des intervalles admissibles est présentée en annexe dans les tableaux A I-1 (GR4H) et A I-2 (MOHYSEH).

Par ailleurs, l'équifinalité des jeux de paramètres (Beven, 2006) décrit le fait que différents jeux de paramètres peuvent mener à une valeur optimale de la fonction-objectif, y compris des jeux qui ne représentent pas la réalité des processus physiques régissant un bassin versant, si tant est que l'on puisse parler d'association entre jeux de paramètres d'un modèle conceptuel et processus physiques. On s'assure habituellement de ne pas tomber dans ce faux pas en utilisant un ensemble de calibrations répétées sur un même bassin dans les mêmes conditions.

Cependant, il a été remarqué que la convergence de l'algorithme vers une solution optimale avec MOHYSEH demandait un bien plus grand nombre d'itérations qu'en modélisation journalière (bien que le domaine admissible ait été restreint en modifiant les bornes). Pour limiter le temps

de calcul des calibrations, une seule calibration a donc été réalisée pour chaque bassin à chaque pas de temps.

4.2.3 Configuration et durées des périodes de calibration

Deux types de périodes de calibration ont été utilisées dans cette étude pour comparer les débits simulés à partir des méthodes 3 h et 24 h. Chacun répond à un objectif différent :

1. étude de la performance des simulations 3 h pour la représentation des facteurs de pointe entre crues sous-journalières et journalières et de leurs variations entre périodes de climats contrastés du passé récent
2. comparaison de l'impact du changement climatique sur les indices de débit aux 3 h / 24 h, entre périodes de référence et futur.

Les périodes de calibration utilisées dans chacun des deux cas sont synthétisées au tableau 4.1, puis détaillées aux sections 4.2.3.1 et 4.2.3.2.

Tableau 4.1 Périodes de calibration et validation

Objectif	Périodes de calibration[a]	Périodes de Validation	Nombre de bassins[b]
1. Étudier la performance des méthodes 3 h sur des climats contrastés	8 ans de plus faible $\overline{T}$, ou $\overline{P}$, ou RX_3, ou $R99$, ou CDD (soit 5 calibrations par bassin)	8 ans de plus haut $\overline{T}$, ou $\overline{P}$, ou RX_3, ou $R99$, ou CDD	221 (669)
2. Étudier l'impact du pas de temps en CC	15 ans les plus chauds (plus haut $\overline{T}$)	-	218 (676)

[a] Les durées de calibration indiquées ne comprennent pas l'année de chauffe des modèles, qui n'est utilisée dans aucun calcul tout au long de l'étude.

[b] Les indices de débit sont calculés pour chacune des 2 à 5 saisons hydrologiques pertinentes sur chaque bassin. Le nombre entre parenthèses indique le nombre de bassins-saisons total.

4.2.3.1 Définition des climats contrastés du passé

Des comparaisons ont été menées entre des périodes climatiques contrastées du passé récent, afin d'examiner si les divergences entre méthodes 3 h ou 24 h correspondaient à une plus-value de l'une ou l'autre méthode pour les expériences $e3s$ et $e24s$. Ces comparaisons ne sont qu'une proposition de réflexion à poursuivre, car il est certain que la longueur des séries hydroclimatiques disponibles pour le passé récent ne permet pas de définir deux périodes climatiques aussi distinctes que l'on voudrait, ni de durée suffisante pour une AFC robuste. Les deux MH sont calibrés à partir des deux GC sur les 221 bassins de l'étude sur les périodes définies ci-dessous, puis validés sur les périodes contrastées.

Les périodes contrastées ont été choisies de la façon suivante :

- Les périodes contrastées ont été établies en fonction de cinq indices parmi les indices de l'équipe d'experts sur la détection et les indices du changement climatique (ETCCDI, (Gouvernement du Canada, 2022)) qui ont paru assez globaux pour pouvoir mener le plus directement possible à des changements sur les régimes hydrologiques, même si le contraste entre périodes restait léger. Il s'agit de la précipitation moyenne $\overline{P}$, de la température moyenne $\overline{T}$, de la part de précipitations extrêmes $R99$, de la précipitation maximale aux 3 h RX_3, et du nombre de jours secs consécutifs maximal CDD (*Voir* les définitions exactes au tableau A I-3) [1]. Les contrastes ont été établis pour chacune des grilles climatiques, ERA5 et MSWEP2, et pour chaque saison.
- Pour chacun des cinq types de contraste, on a extrait de la série complète de débits observés disponibles sur chaque bassin deux séries de huit années correspondant aux 8 valeurs annuelles les plus élevées et aux huit valeurs les plus faibles de l'indice choisi pour établir le contraste. Huit années ont été choisies comme un compromis entre le besoin d'établir un réel contraste climatique (avec des séries plus courtes et plus distinctes) et celui que les séries soient suffisamment longues pour obtenir un minimum de robustesse dans l'AFC, mais aussi pour inclure la variabilité climatique interne (en allant vers des séries de 15 ans maximum, la moitié de la durée disponible pour la majorité des bassins). Cependant, plusieurs bassins du Québec et du Mexique ne disposent que de séries de 18 ans, ce qui oblige également à limiter la durée des séries contrastées. Le choix d'une durée de huit ans est donc fait par défaut, tout en étant conscients de la faible représentativité climatique de périodes si courtes, et de la forte incertitude associée à l'AFC-AMS dans ces conditions. AFC-POT est plus indiquée sur ces courtes périodes. Ces limitations n'empêchent pas d'aborder l'objectif visé, qui est d'étudier le comportement de MH sur des climats différents de la calibration à différentes résolutions temporelles.
- Dix périodes différentes ont donc été établies pour chaque bassin (5 indices × 2 périodes contrastées). Les deux MH (GR4H et MOHYSEH) ont été calibrés avec les deux grilles

[1] Ce choix reste très subjectif, et a posteriori d'autres auraient aussi été intéressants, comme le nombre de jours moyen de pluie.

de données climatiques (ERA5 et MSWEP2) sur cinq périodes, et l'on a calculé le CC[2] sur les indices hydrologiques et climatiques entre chaque période calibrée et la période contrastée correspondante. On s'intéresse en particulier à comparer le CC calculé entre les débits observés des deux périodes contrastées, au CC simulé par les modèles.

- Pour chaque paire de périodes contrastées, le choix de la période de calibration s'est fait de façon à ce que le CC de calibration vers validation soit dans le sens médian du changement climatique projeté pour le futur, c'est-à-dire : de froid vers chaud ($\overline{T}\ \nearrow$,$CDD\ \nearrow$) ; de sec vers humide ($\overline{P}\ \nearrow$) ; de pluies moins intenses à plus intenses ($\Delta RX_3\ \nearrow$,$\Delta R99\ \nearrow$). L'expérience a également été faite en inversant les périodes de calibration et validation, puisque le sens du changement climatique sur les indices projetés pour le futur n'est en réalité pas le même pour tous les bassins, mais les résultats ne sont pas montrés ici.
- Il faut noter ici un certain biais qui n'a pas pu être évité : il aurait été plus juste de calibrer les MH sur une troisième période indépendante et de mesurer le CC simulé entre deux périodes contrastées en dehors de la période de calibration, mais la durée des séries ne l'a pas permis. Ce que l'on appelle CC sur les débits simulés ici comprend donc à la fois le changement lié à un climat différent du climat de calibration et celui lié au fait que les débits simulés ne sont plus contraints par les besoins d'optimisation du KGE.

Les ordres de grandeur des deltas sur les indices climatiques pour l'ensemble des bassins-saisons sont présentés dans la figure 4.3. Ils sont comparés aux ordres de grandeur des deltas sur ces mêmes indices projetés dans les simulations futures. On y remarque que les contrastes créés sur le passé en opposant des années extrêmes sont du même ordre de grandeur que ceux attendus dans le futur pour la durée maximale des épisodes de sécheresse CDD, le volume de précipitation saisonnier $\overline{P}$, et la part des précipitations extrêmes $R99$. Les deltas projetés pour le futur font presque tous partie de l'intervalle de deltas calculés sur les contrastes du passé récent. Seuls sur quelques bassins horsains (inférieurs au percentile 5), une diminution importante du volume de précipitations saisonnier ($\Delta\overline{P} < -50\,\%$) est projetée pour la fin du 21e siècle dans des proportions qui ne sont pas observées sur les contrastes construits pour le passé

[2] Le terme de CC est pour le moins audacieux pour des périodes contrastées extraites de séries climatiques de 30 ans au plus, mais sera utilisé par la suite par simplicité.

récent. En termes de valeurs médianes sur l'ensemble des bassins-saisons, les deltas projetés sur les volumes de précipitation $\overline{P}$ et la part des précipitations extrêmes $R99$ dans le futur sont légèrement inférieurs à ceux entre climats contrastés du passé. Par contre, ceux attendus sur les intensités maximales de pluie RX_3 sont significativement supérieurs pour le futur : en médiane, $\Delta RX_3 = +16\,\%$ entre climats contrastés, $\Delta RX_3 = +28\,\%$ entre passé récent et l'horizon 2041 - 2070, $\Delta RX_3 = +42\,\%$ entre le passé récent et horizon 2071 - 2100. Les deltas de température projetés quant à eux sont aussi bien supérieurs à ceux observés sur les périodes contrastées du passé récent. Ils le sont en termes médians ($\Delta\overline{T} = 0{,}2$ °C ; $\Delta\overline{T} = 2{,}5$ °C ; $\Delta\overline{T} = 4{,}2$ °C pour les trois périodes). Mais ils le sont aussi pour chaque bassin-saison pris individuellement : les deltas projetés ne sont pas observés dans le passé récent. Cette différence par rapport aux indices de précipitation est bien sûr liée au fait que la variabilité interne interannuelle de la température est bien inférieure à celle de la précipitation.

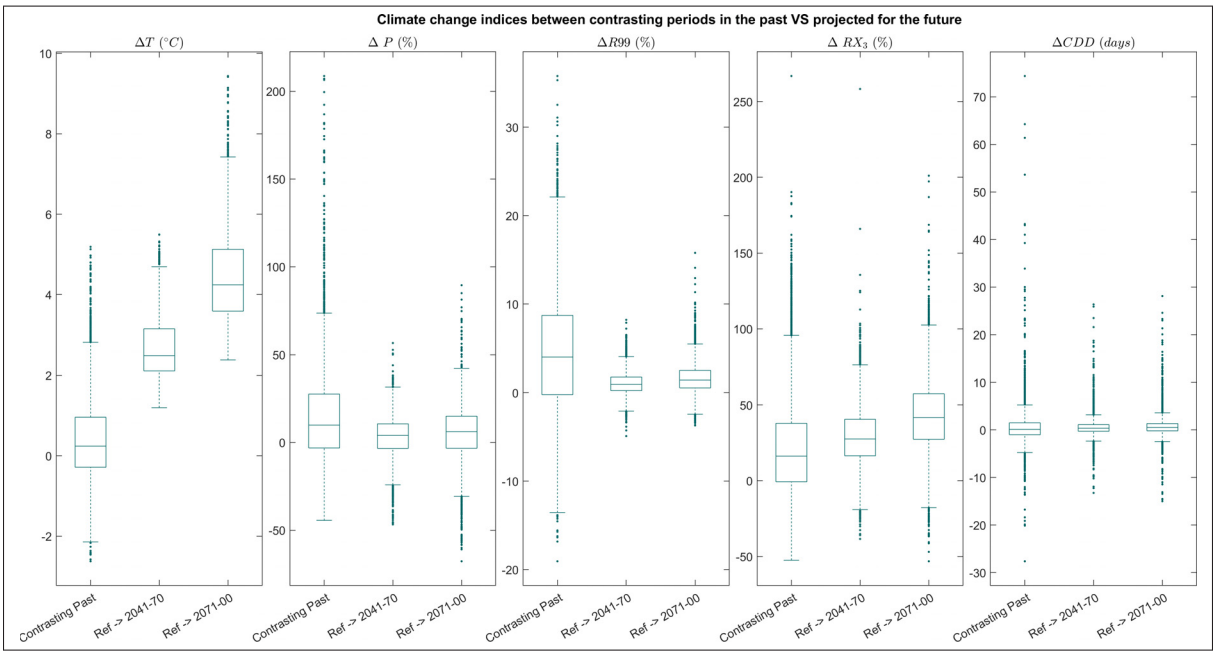


FIGURE 4.3 Plages de valeurs du CC sur les indices climatiques entre périodes contrastées du passé récent, comparés à celles projetées pour le futur (entre les périodes 1981 - 2005 et : 2041 - 2070 ou 2071 - 2100). Toutes les observations (ERA5 et MSWEP2) et toutes les simulations climatiques sont incluses, pour tous les bassins et saisons. Les boîtes pour le passé contrasté comprennent les cinq contrastes construits ($\overline{T}\nearrow, \overline{P}\nearrow, R99\nearrow, RX_3\nearrow, CDD\nearrow$)

4.2.3.2 Stratégie de calibration pour l'étude en changement climatique

Dans cette phase, on étudie l'impact du pas de temps sur la simulation du CC sur les débits, $\Delta Q_T^{(dt)}$, pour les deux expériences $e3s$ et $e24s$. Pour cela, les deux MH sont calibrés à partir des deux GC sur les 218 bassins inclus dans les domaines des simulations climatiques (*Voir* figure 3.2) sur les 15 années les plus chaudes du passé récent observé. Les simulations sont ensuite faites sur les périodes de référence et future guidées par les simulations climatiques dont le biais a été corrigé avec la même GC ayant servi pour la calibration.

L'option de calibrer les bassins sur toute la période disponible (soit une trentaine d'années en fonction des bassins) a été envisagée, comme conseillée par Arsenault *et al.* (2018); Shen *et al.* (2022) en modélisation journalière pour tenir compte d'une plus grande diversité d'événements hydrologiques. Cette option n'a pas été retenue cependant pour plusieurs raisons : temps de calibration en sous-journalier important malgré l'utilisation de modèles conceptuels globaux ; faible impact de la durée de calibration sur les résultats obtenus dans les tests préliminaires mentionnés au commencement de la section ; volonté d'utiliser les modèles calibrés sur des climats futurs plus chauds et donc de calibrer dans des conditions semblables. La calibration est ainsi faite sur les 15 années les plus chaudes pour chaque bassin, afin que les paramètres hydrologiques soient le plus proche possible de ce que l'on attend dans le futur. On souhaite ainsi limiter les erreurs liées à l'hypothèse forte selon laquelle les paramètres des MH sont stationnaires (*Voir* Ji *et al.* (2023) pour une revue sur les possibilités de transfert de paramètres hydrologiques sur des périodes climatiques différentes de la calibration et la nécessité de choisir une période de calibration proche de la période de simulation). Ce choix est également compatible avec les travaux de Bérubé *et al.* (2022) effectués sur un large échantillon de 921 bassins des États-Unis calibrés au pas de temps journalier avec GR4J, pour étudier l'influence de la durée de calibration sur le KGE d'une période de validation de climat différent de celui de la calibration. Ils montrent qu'au-dessus de 10 ans de calibration froide, le KGE de l'ensemble des bassins pour la période de validation chaude reste globalement stable, malgré des comportements spécifiques à chaque bassin.

4.3 Descripteurs géophysiques et hydroclimatiques des bassins versants

Un enjeu important de cette recherche est de déterminer si la modélisation sous-journalière est particulièrement judicieuse sous certaines conditions géophysiques et hydroclimatiques. C'est dans ce cadre que l'on a inclus dans l'échantillon des bassins aux contextes particuliers tels que les régimes mixtes du Sud du Québec et les climats tropicaux du Mexique, malgré le fait que l'inhomogénéité du processus de mesure hydrologique entre les différents pays constitue une variable de confusion dans l'expérimentation.

Le contexte de chaque bassin est donc dépeint par une collection de descripteurs géophysiques et hydroclimatiques exposée à la section 4.3.2. Les descripteurs hydroclimatiques sont calculés sur chaque saison pertinente pour chaque bassin, la méthodologie de classification des saisons étant présentée à la section 4.3.1.

4.3.1 Définition des saisons hydrologiques

Que l'on utilise des séries de maxima annuels (AMS) ou des séries d'événements extrêmes dépassant un seuil (approche POT) pour effectuer une AFC (*Voir* section 4.4), une étape préliminaire est de définir préalablement des saisons sur lesquelles les événements hydrologiques sont homogènes, du moins pour tous les bassins présentant une saisonnalité marquée.

Par conséquent, les séries chronologiques des débits et précipitations/températures observés sur les 221 bassins de la zone d'étude ont été soigneusement examinées afin de définir des saisons. L'utilisation des classiques quatre saisons (DJF, MAM, JJA, SON) n'a pas paru pertinente étant donné la diversité des bassins étudiés, et aurait mené à des séries saisonnières issues de processus hydroclimatiques tout aussi peu homogènes que les séries annuelles. Par ailleurs, une hypothèse de la recherche est que la calibration des MH à des pas de temps différents peut mener à des paramètres hydrologiques différents et donc une composition différente des principaux processus (infiltration, ruissellement, évaporation, fonte des neiges), processus dont l'importance relative dépend des saisons. Une bonne définition des saisons hydrologiques permettrait donc d'établir

si la calibration sous-journalière représente mieux les processus hydrologiques spécifiques à certaines saisons.

Les séries de crues *POT* ont donc été extraites sur chaque bassin, et neuf caractéristiques ont été calculées pour chaque crue (volume, débit de base, durée, ratio fonte / pluie, etc.). Des saisons hydrologiques de caractéristiques homogènes ont alors été définies sur chaque bassin en s'inspirant de la méthodologie de Turkington *et al.* (2016) pour classer ces crues par *k-means clustering*. Le détail de la méthodologie est fourni en annexe AI.2. L'analyse des facteurs distinctifs pour toutes les saisons et tous les bassins versants a ensuite permis de définir quatre grandes catégories dans lesquelles pouvaient être classées toutes les saisons identifiées. Elles seront utilisées tout au long de la recherche et sont présentées dans le tableau 4.2. La pertinence de chacun des quatre types de saisons sur un bassin particulier dépend bien sûr du bassin, tout comme, le cas échéant, les mois qu'ils concernent. L'année complète est également définie comme une *saison* au sens large, c'est-à-dire que les analyses climatiques et hydrologiques sont également menées à l'échelle annuelle, indépendamment des quatre autres saisons. L'inhomogénéité évidente des séries de crues annuelles sur les bassins mixtes (comprenant tant des maxima annuels de fonte que des maxima annuels pluvieux) sera gardée en tête lors des analyses, particulièrement pour l'AFC.

TABLEAU 4.2 Définition des saisons hydrologiques

Nom	Sigle	Facteurs déterminants[a]	Remarques
Fonte	*SM*	Élevé : $Snow$ Faible : BFI	Crues principalement dues à la fonte du manteau neigeux accumulé, éventuellement combinée aux averses printanières.[b]
Tempêtes d'automne-hiver sur haut débit de base	*AW-HF*	Élevé : BFI, P^{max}	Regroupe deux types[c] : • Tempêtes synoptiques automnales des côtes de l'Amérique • Derniers ouragans de la saison cyclonique Mexique/Floride
Crues d'hiver-printemps sur débit de base élevé	*WS-HF*	Élevé : $Pvol$, BFI	Recharge de la nappe due à de longues précipitations et une faible évaporation. Crues résultant de la combinaison entre débit de base élevé et ruissellement de surface.
Crues d'été-automne sur faible débit de base	*SA-LF*	Élevé : P^{max}, F_p, T^{max} Faible : BFI	Crues généralement associées aux pluies convectives courtes et intenses de la saison chaude. Principalement dues au ruissellement de surface, elles présentent des facteurs de pointe élevés.
Année complète	*Year*	-	-

[a] Les facteurs déterminants sont les caractéristiques des crues qui définissent le mieux les saisons selon le *k-means clustering*, par exemple les crues de la saison *WS-HF* correspondent généralement à des valeurs élevées de $Pvol$ et BFI (*Voir* annexe AI.2.1). $Snow$: ratio fonte / ruissellement ; BFI indice de débit de base ; P^{max} intensité maximale de pluie ; $Pvol$ volume de pluie total ; F_p facteur de pointe ; T^{max} température maximale.

[b] Le mois précédant la saison de fonte a toujours été rajouté à cette dernière, afin de tenir compte du devancement du pic de fonte déjà en cours (Coopersmith *et al.*, 2014). Inversement, les crues les plus tardives de la saison pourraient être des événements pluvieux et non de fonte. Cet écueil n'a pas été résolu.

[c] Les deux catégories pourraient être séparées dans une étude comprenant plus de bassins des deux régions.

La synthèse du nombre de bassins étudiés pour chaque saison est présentée dans le tableau 4.3. Malgré les disparités inévitables entre les régions, chaque combinaison de région / saison est représentée par 12 bassins en valeur médiane, ce que, faute de mieux, l'on considérera suffisant par la suite pour étudier l'influence de la combinaison région / saison sur le comportement des MH.

Les résultats qui seront obtenus par région ou encore mieux par saison restent évidemment plus robustes (médiane de 18 bassins par région et de 146 par saison).

TABLEAU 4.3 Nombre de bassins présentant les différentes catégories de saisons définies

Saison	Total	Mexique	Québec	É.-U.	*App.*	*Lakes*	*Plains*	*Rock.*	*Pac. Coast*	*Atl.*	*South*
SM	**93**	0	16	77	*15*	*11*	*22*	*15*	*3*	*11*	*0*
AW-HF	**47**	18	5	24	*0*	*0*	*0*	*4*	*0*	*6*	*14*
WS-HF	**146**	0	0	146	*32*	*14*	*28*	*3*	*11*	*26*	*32*
SF-LF	**171**	13	15	143	*34*	*18*	*23*	*0*	*0*	*37*	*31*
Année[a]	**221**	18	16	187	*36*	*18*	*28*	*18*	*11*	*37*	*39*

[a] L'année complète est considérée ici comme une saison. Les régions sont présentées dans la figure 3.1

4.3.2 Descripteurs géophysiques et hydroclimatiques des bassins

L'inclusion de bassins versants de toute l'Amérique du Nord sous des conditions géophysiques et hydroclimatiques différentes poursuit dans cette étude l'ambition de déterminer des conditions particulières dans lesquelles la modélisation sous-journalière serait particulièrement bénéfique pour une meilleure représentation des phénomènes hydrologiques, et ce, malgré le temps de calcul accru et les incertitudes liées à l'utilisation de données sous-journalières. On a donc souhaité caractériser le contexte des bassins versants de la façon la plus complète possible sur les plans climatologique, hydrologique, topographique, géologique et d'occupation des sols

en tirant parti des nombreuses analyses globales d'images satellites à fine résolution ayant été publiées ces dernières années dans tous ces domaines. Le choix des descripteurs pris en compte s'inspire d'études précédentes ayant montré l'influence de certains paramètres sur la dynamique hydrologique à l'échelle de l'hydrogramme unitaire, ou autrement dit sur la valeur des facteurs de pointe. On a ainsi inclus pente, superficie du bassin, longueur du chenal principal, proportions de lacs et de milieux humides, débit moyen observé à l'exutoire (Lorenz *et al.*, 1997) ; mais aussi occupation et type de sols, et intensité des pluies extrêmes (Taguas *et al.*, 2008). Par ailleurs, Gaál *et al.* (2015) ont montré que la corrélation entre débit de pointe et volume de ruissellement était plus faible pour les bassins de montagne donnant lieu à une grande diversité de types de crues. On s'est donc attaché à utiliser des paramètres décrivant la complexité et la diversité des processus hydrologiques (saisonnalité, moments des distributions de débits extrêmes et des distributions des facteurs de pointe). L'ensemble des descripteurs calculés pour chaque bassin est présenté dans les tableaux 4.4 (descripteurs indépendants de la saison) et 4.5 (descripteurs dépendants de la saison) de la section 4.3.2.1. Les valeurs moyennes normalisées des descripteurs par région et saison sont présentées à la section 4.3.2.2.

On a choisi d'étudier séparément les relations entre la performance des modélisations hydrologiques et les descripteurs associés à chaque saison, bien que les MH soient calibrés sur toute l'année et non par saison. En effet, il est commun d'observer un comportement différent des MH dans les différentes saisons, un exemple classique étant la surestimation des faibles débits de base en saison sèche et une sous-estimation des hauts débits en saison pluvieuse. On laisse ainsi ouverte la possibilité de déterminer une performance particulière des modèles sur certains types de bassins et/ou pour certaines saisons.

Notons enfin qu'une grande partie des descripteurs utilisés sont bien sûr fortement corrélés (temps de concentration et longueur du chenal principal par exemple), limitant la possibilité d'utiliser des méthodes de type Analyse de Variance (ANOVA) pour déterminer l'influence de chaque descripteur sur les résultats. Une alternative serait d'effectuer au préalable une décomposition en composantes principales au prix d'une interprétation physique difficile des composantes principales (*Voir* section 4.8 pour la méthode d'analyse choisie).

4.3.2.1 Définition des descripteurs géophysiques et hydroclimatiques

Le chapitre 9 sera consacré à la recherche de prédicteurs hydro-climatiques et géo-physiques de divergences entre les projections journalières et sous-journalières. Les prédicteurs envisagés sont listés dans les tableaux 4.4 et 4.5. Le premier rassemble les descripteurs géophysiques des bassins versants, ainsi que les descripteurs hydroclimatiques qui ne sont pas calculés pour chaque saison, comme la saisonnalité des pluies ou le temps de concentration. Le deuxième rassemble les descripteurs hydroclimatiques qui sont calculés pour chaque saison pertinente de chaque bassin, comme le débit moyen, ou la précipitation journalière moyenne. Les ensembles d'arbres de décision construits par apprentissage automatique pour déterminer les prédicteurs de divergence entre simulations journalières et sous-journalières sont basés sur l'ensemble des prédicteurs de ces deux tableaux, moyennant quelques ajustements spécifiques à chaque type d'apprentissage (*Voir* tableau 4.10).

TABLEAU 4.4 Descripteurs géophysiques et hydroclimatiques non saisonniers

Type	Symbole	Nom	Calcul	Plage étudiée[a]
Climat	$Seas$	Indice de Saisonnalité des précipitations	Markham (1970). De 0 (répartition homogène dans l'année) à 1 (précipitations concentrées sur 1 mois)	$0,12 [0,01 ; 0,68]$
	R	Coefficient d'érosivité de la pluie (MJ mm ha^{-1} h^{-1} yr^{-1})	Moyenne sur le bassin versant du R fourni par Panagos *et al.* (2017), grille de résolution 1 km dérivée de données de pluie en station	3 076 [407 ; 9 497]
	Day_{RX_3}	Jour julien moyen du maximum de pluie 3 h annuel (rad)	Calculé à partir des grilles climatiques	199 (18-juil.) [0 ; 365]
Hydrographie	t_c[b]	Temps de concentration de Bransby–Williams (heures)	Bransby Williams (1922). Dépend de l'aire, la pente moyenne du bassin, et la longueur du chenal principal.	$26,1 [0,5 ; 79,4]$
	L_{max}[b]	Longueur du chenal le plus long (km)	Issu des réseaux hydrographiques officiels disponibles en format shapefiles pour chaque pays : United States Geological Survey (USGS) (2020) (É.-U., au 1/24 000), Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (2010) (Mexique au 1/50 000), Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles (MERN) (2020) (Québec, au 1/20 000)	$55,6 [1,5 ; 141,9]$
	$Density$[b]	Densité du réseau hydrographique (km km^{-2})	Issu des réseaux hydrographiques officiels disponibles en format *shapefiles* pour chaque territoire : USGS (2020) (É.-U.), INEGI (2010) (Mexique), MERN (2020) (Québec). Les cours d'eau intermittents sont compris.	$1,4 [0,03 ; 4,9]$
	$Lakes$[b]	Capacité de filtrage : taux de couverture en lacs (%)	Issu des réseaux hydrographiques officiels pour chaque territoire	$0,3 [0 ; 7,1]$
	$Stock$	Capacité de stockage :aire couverte par les lacs et milieux humides (%)	Issue de la carte d'occupation des sols 2015 de l'Amérique du Nord NALCMS de résolution 30 m Latifovic *et al.* (2016)	$1,6 [0 ; 66,6]$
Topographie – Morphologie	$Slope$	Pente moyenne (%)	Extraite du Modèle Numérique de Terrain DEM90 EarthEnv de résolution 90 m (Robinson *et al.*, 2014)	$10,5 [0,3 ; 48,9]$
	A	Aire au sol (km^2)	Extraite du Modèle Numérique de Terrain DEM90 EarthEnv de résolution 90 m (Robinson *et al.*, 2014)	828 [10 ; 2 138]
	z	Altitude moyenne (%)	Extraite du Modèle Numérique de Terrain DEM90 EarthEnv de résolution 90 m (Robinson *et al.*, 2014)	618 [19 ; 3 647]

TABLEAU 4.4 Descripteurs géophysiques et hydroclimatiques non saisonniers (suite)

Type	Symbole	Nom	Calcul	Plage étudiée[a]
	$Gravelius$	Indice de compacité de Gravelius	Calculé à partir du Modèle Numérique de Terrain DEM90 EarthEnv de résolution 90 m (Gravelius, 1914)	$1,6[1,0;2,4]$
Occupation du sol et type de sols	CN	Coefficient de ruissellement	Moyenne sur le bassin versant du CN fourni par GCN250, grille de résolution 250 m dérivée de produits satellites de type et d'occupation des sols (Jaafar *et al.*, 2019). GCN250 fournit trois cartes de CN, pour des conditions sèches, moyennes et humides. Ici, les conditions moyennes sont utilisées.	$70,4[63,8;75]$
	$Clay\%$	Taux de sols argileux (%)	Extrait de la base de données à résolution fine GLDAS (0,25°), elle-même issue des cartes de sols de Reynolds *et al.* (2000)	$22,0[5,0;48,3]$
	$log(K)$	Perméabilité logarithmique (m^2)	Moyenne sur le bassin versant du $log(K)$ fourni par la carte lithologique GLHYMPS (Huscroft *et al.*, 2018)	$-14,04[-16,5;-11,1]$
	$Porosity$	Porosité (%)	Moyenne sur le bassin versant de la porosité fournie par la carte lithologique GLHYMPS (Huscroft *et al.*, 2018)	$12[1;27,5]$
	$Forest$	Taux d'occupation des sols en forêts (%)	Issu de la carte d'occupation des sols de l'Amérique du Nord 2015 NALCMS de résolution 30 m (Latifovic *et al.*, 2016). Les six classes de forêts sont réunies ici.	$43[5;96]$
	$MajOS$	Occupation des sols majoritaire du bassin (5 catégories)	Issu de la carte d'occupation des sols de l'Amérique du Nord 2015 NALCMS de résolution 30 m (Latifovic *et al.*, 2016). Les 19 classes sont regroupées en Forêts / Agriculture / Urbain / Milieux humides / Prairies	[]

[a] Médiane et [extrêmes] pour les 221 bassins.

[b] Les données pourraient manquer d'homogénéité, car les réseaux hydrographiques proviennent de bases de données différentes pour les trois territoires. Notamment, l'échelle du réseau du Mexique est deux fois plus grossière que celle des É.-U. et du Québec.

Tableau 4.5 Descripteurs géophysiques et hydroclimatiques saisonniers

Type	Symbole	Nom	Calcul	Plage étudiée[a]
Climat[b]	$\overline{P}$	Précipitation journalière moyenne (mm)	Jours secs compris	$3,2[0,6;11,1]$
	RX_3	Maximum saisonnier des précipitations aux 3 h (mm)	Moyenne des n maxima saisonniers d'une période de n années	$19,8[4,2;43,3]$
	RX_{24}	Maximum saisonnier des précipitations aux 24 h (mm)	Moyenne des n maxima saisonniers d'une période de n années	$50,0[12,3;112,4]$
	WD	Taux saisonnier de jours de pluie (%)	Un jour est défini pluvieux si la précipitation est > 1 mm	$35,4[11,7;89,9]$
	$\overline{T}$	Température saisonnière moyenne ($°C$)	Moyenne des températures aux 3 h sur une période de n années	$12,1[-5,1;25,8]$
	ETP	Évapotranspiration potentielle mensuelle moyenne (mm)	Moyenne des ETP mensuelles calculées selon (Hamon, 1961)	$24,6[6,5;51,5]$
	$Snow\%$	Taux de neige parmi les précipitations saisonnières (%)	Séparation des précipitations selon la formule de Turcotte *et al.* (2007)	$4[0;67]$
	$R99$	Taux de précipitations aux 3 h supérieures au 99^{eme} percentile des précipitations aux 3 h (%)	Calculé uniquement sur les pas de temps pluvieux (les tranches de 3 h sont considérées pluvieuses si plus de 0,05 mm/3 h) Gouvernement du Canada (2022)	$9,5[0;36,0]$
	CDD	Nombre moyen sur n années de la durée saisonnière maximale de jours sans pluie (jrs)	Gouvernement du Canada (2022)	$8,4[0;93,3]$
Hydrologie[c]	$\overline{q}$	Débit saisonnier moyen spécifique (10^{-6} m s^{-1})	$\overline{q} = \overline{Q}/A$	$1,3[0,03;8,1]$
	q_{3X}	Maximum saisonnier des débits 3 h normalisé (10^{-7} m s^{-1})	$q_3X = Q_{3X}/A$	$2,5[0,05;16,6]$
	CV_{AMS}	Coefficient de variation de la série des débits maxima saisonniers observés aux 3 h		$26,0[1,6;309,4]$
	s_{AMS}	Coefficient d'asymétrie de la série des débits maxima saisonniers observés aux 3 h		$1,2[-0,7;4,6]$
	k_{AMS}	Kurtosis de la série des débits maxima saisonniers observés aux 3 h		$4,5[1,4;24,8]$

TABLEAU 4.5 Descripteurs géophysiques et hydroclimatiques saisonniers (suite)

Type	Symbole	Nom	Calcul	Plage étudiée[a]
	F_p	Facteur de pointe saisonnier moyen	Moyenne des facteurs de pointe de tous les événements observés sur la période (*Voir* section 4.4.3)	$1,4[1,006;3,2]$
	CV_{F_p}	Coefficient de variation du facteur de pointe	Calculé à partir de la série des facteurs de pointe de tous les événements observés sur la période	$0,1[0,0;2,7]$
	BFI	Indice de débit de base (%)	Séparation du débit observé aux 3 h par filtrage numérique récursif Lyne et Hollick (1979)	$0,6[0,2;0,9]$
	$Recharge$	Taux de recharge saisonnier (%)	$Recharge = \frac{P-PET-86,4\overline{Q}/(A)}{\overline{P}}$ (bilan hydrologique)	$-23,7[-490,9;65,2]$
	$BADs$	Taux de données manquantes dans le débit observé aux 3 h (%)	-	$9,2[0,03;69,6]$

[a] Médiane et [extrêmes] pour les 221 bassins sur la période d'observations disponibles (en général ; 1990 - 2020 pour les É.-U. ; 1998 - 2020 QC ; varié pour MX)

[b] Les indices de précipitation sont calculés à partir des données MSWEP2 ou ERA5 selon les cas sur la période 1990 - 2020. Les indices de température à partir des données ERA5 sur la même période.

[c] Les indices de débit sont calculés à partir des séries observées sur la période 1990 - 2020.

4.3.2.2 Valeurs médianes des descripteurs géophysiques et hydroclimatiques par région et saison

Les figures 4.4 et 4.5 représentent les valeurs normalisées moyennes des descripteurs par région et saison à partir des données observées sur toute la période disponible du passé récent. Elles illustrent une limite importante de cette étude, qui est que les distributions des valeurs des descripteurs géophysiques et hydroclimatiques ne sont pas réparties de façon homogène dans toutes les régions et saisons. Autrement dit, certains descripteurs sont caractéristiques de certaines régions ou saisons. Lorsqu'on établira qu'un de ces descripteurs est relié à une caractéristique de la modélisation sous-journalière, il se pourra donc que cette dernière soit en fait reliée plutôt à la région concernée. Trois descripteurs sont particulièrement concernés par ce biais : pente et élévation élevées sont caractéristiques des Rocheuses ; une saisonnalité élevée est caractéristique de la côte Pacifique (figure 4.4). Cela veut dire que si nos résultats indiquent par exemple que la modélisation sous-journalière apporte peu pour les bassins d'altitude, il se peut que la leçon à tirer soit plutôt qu'elle apporte peu pour les bassins des Rocheuses. En effet, il n'y a pas de bassins de haute altitude dans les autres régions pour s'assurer que c'est bien une caractéristique liée à l'altitude, indépendamment de la région.

Le nombre de descripteurs non distribués de façon homogène à travers les saisons est plus important qu'à travers les régions (figure 4.5), en raison des caractéristiques bien particulières de la saison de fonte. Sont associés à la saison de fonte sept descripteurs. Cinq ont des valeurs plus faibles que durant les autres saisons (évapotranspiration, intensité maximale de pluie sous-journalière, précipitation journalière moyenne, température, nombre de crues par saison), et deux ont des valeurs plus élevées que durant les autres saisons (taux de précipitations neigeuses et de données manquantes dans les séries de débits observés). La saison des tempêtes d'automne-hiver de son côté correspond à une précipitation moyenne et un nombre de jours de pluie élevés.

Ces inhomogénéités seront considérées lors de l'analyse des résultats.

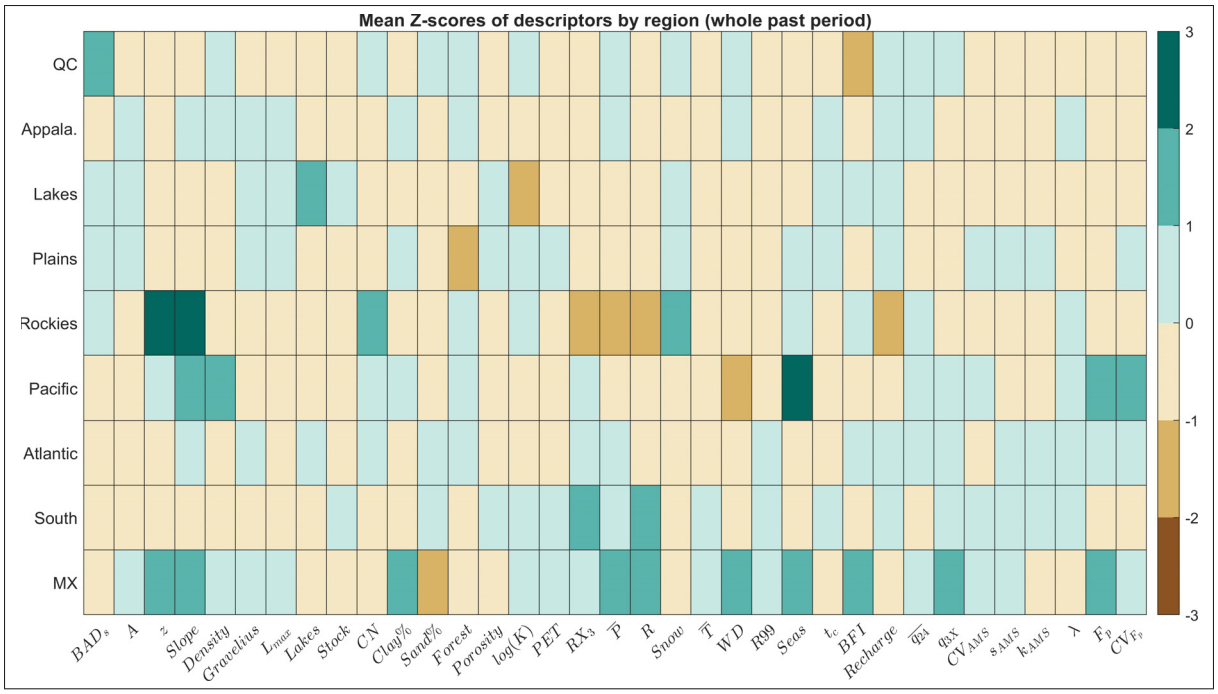


FIGURE 4.4 Z-score moyen des descripteurs par région. Les descripteurs géophysiques (colonnes 2 à 15), climatiques (colonnes 16 à 24), et hydrologiques (colonnes 25 à 35) sont calculés selon les définitions de la section 4.3.2.1. Les descripteurs hydrologiques sont calculés sur les séries observées sur toute la période disponible du passé récent. Les descripteurs climatiques sont calculés à partir des grilles ERA5 et MSWEP2 sur la même période. La figure représente les valeurs normalisées moyennes par région. Ex : les bassins des Rocheuses présentent une altitude et une pente plus élevées que les autres régions. Tousles bassins-saisons sont compris dans les calculs

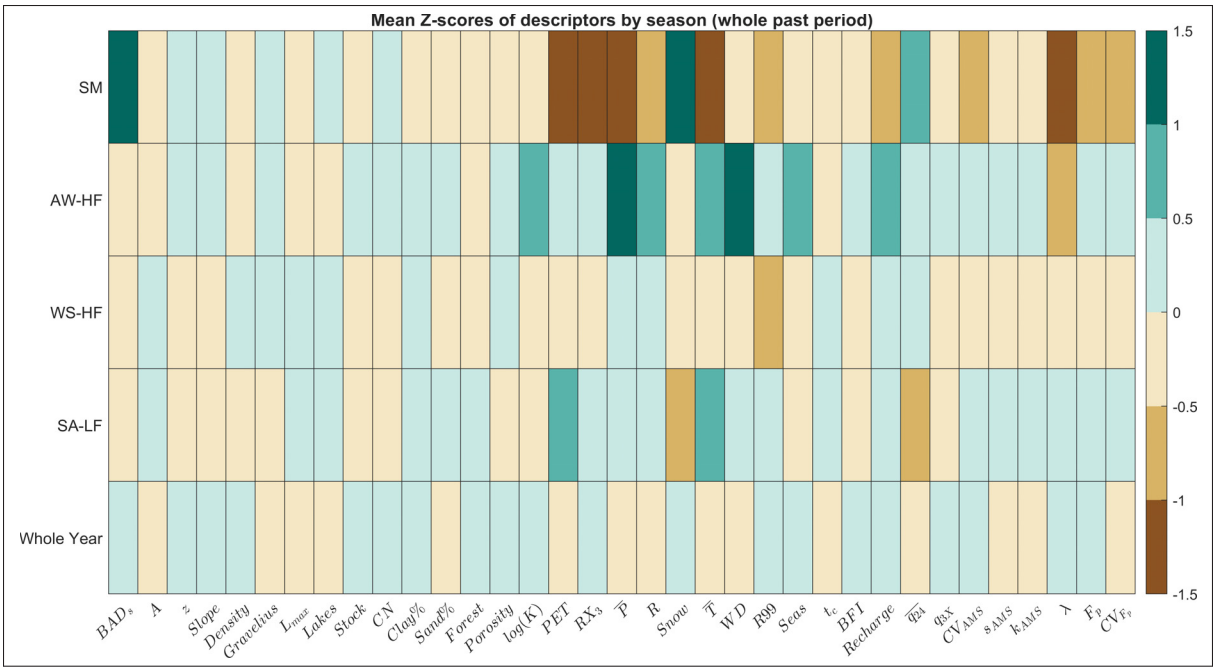


FIGURE 4.5 Z-score moyen des descripteurs par saison. Idem que 4.4, mais classé par saison

4.4 Définition des extrêmes hydrologiques

Cette étude s'intéresse uniquement aux extrêmes supérieurs des débits, les crues. L'impact du pas de temps de modélisation a été étudié à la fois sur les maxima saisonniers (section 4.4.1) et sur les événements plus rares caractérisés par les débits de récurrence, essentiels pour la conception d'ouvrages sur les rivières et l'aménagement de leurs rives (section 4.4.2). Le calcul des deux types de crues est effectué pour chaque bassin, chaque saison, chaque pas de temps, chaque série observée et chaque simulation avant de comparer les différents résultats selon la méthode expliquée à la section 4.5.

4.4.1 Débits maxima saisonniers ($\overline{AMS}$)

Pour chaque saison définie sur un basin versant, $\overline{AMS}$ est calculé comme la moyenne de la série des débits maximaux de cette saison sur toutes les années de la période considérée. Sans précision supplémentaire dans le texte, la notation $\overline{AMS}$ fait donc référence à des indices saisonniers, et non annuels.

4.4.2 Crues de récurrence Q_T

Le calcul des crues de récurrence s'est fait à travers deux méthodes d'analyse de fréquence des crues (AFC), en ajustant à une distribution statistique soit les séries des maxima annuels (section 4.4.2.1), soit les séries des crues dépassant un seuil (section 4.4.2.2). Le choix de l'une ou l'autre méthode est expliqué à la section 4.4.2.3. Ces deux méthodes seront dénommées AFC-AMS et AFC-POT par la suite.

4.4.2.1 Modèle Annual Maximum Series (AFC-AMS)

Les pratiques habituelles d'AFC sont différentes au Mexique, au Québec et aux États-Unis. Aux États-Unis, les séries AMS des rivières sont généralement ajustées à une distribution théorique LP3 (Log-Pearson 3), selon la méthodologie préconisée par le Bulletin 17C (England Jr *et al.*, 2019). Au Québec, le MELCCFP (Ministère de l'Environnement, de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs) recommande d'ajuster un grand nombre de distributions possibles (17 dans le logiciel HyFran utilisé par le Ministère), avant de déterminer la meilleure en utilisant le critère BIC (Bayesian Information Criterion) (Centre d'Expertise Hydrique du Québec (CEHQ), 2020). Au Mexique, les séries de débits maxima saisonniers sont en général ajustées à la distribution de Gumbel (García Conde, 2013).

1. On a donc choisi ici d'ajuster les distributions suivantes : Gumbel – à 2 paramètres – (GB), Valeurs Extrêmes Généralisée – à 3 paramètres – (GEV), Log-Pearson type 3 – à 3 paramètres- (LP3), et finalement Log-Pearson type 3 avec troncage (*trimming*) des crues

horsaines [3], selon la méthode du Bulletin 17C recommandé par l'USGS (Burkey, 2009). Cette dernière est notée ci-après b17 et est donc la seule méthode utilisée ici comprenant un troncage des horsains.

2. N'ont été ajustées que les séries comprenant au minimum huit années de données, bien qu'elles soient très courtes : c'est la durée de validation disponible pour la majorité des bassins du Québec dans la première partie de calibration / validation des modèles sous-journaliers de cette étude. Quatre des seize bassins québécois ont une durée de validation inférieure et ne sont donc pas pris en compte pour AFC-AMS.
3. Les séries AMS sont indépendantes par définition (1 événement par an), et leur stationnarité et homogénéité ont été vérifiées avant l'ajustement aux distributions grâce aux tests de Mann-Kendall et Wilcoxon. 99, 8 % des séries ajustées sont homogènes, et 97,3 % sont stationnaires selon ces tests. Bien sûr, si ces tests sont robustes sur les séries de 30 ans utilisés pour l'étude en changement climatique, ils sont beaucoup moins significatifs sur les séries de huit ans des climats contrastés du passé récent.
4. Dans le cas b17, la méthode du Bulletin 17C propose que le coefficient d'asymétrie de la distribution ajustée soit une pondération entre le coefficient calculé à partir de l'échantillon et un coefficient d'asymétrie régional. Cette pondération n'a pas été utilisée dans la présente étude, les coefficients régionaux n'étant pas disponibles pour les régions Québec et Mexique.
5. Les paramètres de la distribution ajustée sont estimés à partir de la méthode du maximum de vraisemblance (MLE) pour GB et GEV, et de la méthode des moments (MOM) pour LP3 et b17.
6. Les intervalles de confiance sur les débits de récurrence 100 ans ont été calculés dans chaque cas.
7. Les crues extraordinaires parfois présentes dans les séries n'ont pas été tronquées avant d'effectuer l'estimation des paramètres des distributions pour les distributions, excepté pour la distribution b17 qui se démarque ainsi de LP3. Les horsains bas influencent particulièrement l'ajustement des distributions de type Log-Pearson (Plavšić *et al.*, 2014),

[3] Traduction de *outlier* proposée par Masson (1991). Le terme désigne donc un élément d'un échantillon qui se démarque statistiquement sans nécessairement être une donnée aberrante.

menant à une courbe de fréquence de crue de pente plus élevée (débits de récurrence élevés pour les longues périodes de récurrence). Les deux versions de la distribution LP3 (avec troncage selon la méthode b17 et sans troncage) ont donc été conservées comme des ajustements possibles. Les distributions GB et GEV sont moins influencées par les horsains bas, mais le sont par les horsains hauts (GEV surtout), particulièrement lors de l'AFC menée sur le passé récent pour la calibration / validation des MH, puisque les séries de maxima sont courtes (15 données). Il faut donc noter que le choix de tronquer ou non les données (ou de remplacer les horsains par les valeurs extrêmes suivantes selon la méthode d'estimation de Winsor) a un impact important sur les résultats liés aux longues périodes de récurrence.

8. Parmi les quatre distributions ajustées, la distribution utilisée pour le calcul des débits de récurrence est celle présentant le test d'Anderson-Darling (AD) le plus robuste (Anderson et Darling, 1954). Ce dernier a été choisi car il donne plus d'importance aux extrêmes que d'autres tests classiques comme Kolmogorov-Smirnov ou Cramer von Mises. Il est également plus puissant pour les petits échantillons pour toutes les distributions communes en hydrologie (Laio, 2004, par exemple). Les paramètres ajustés pour lesquels le test AD rejette l'hypothèse selon laquelle l'échantillon provient de la distribution associée n'ont pas été conservés. Le tableau 4.6 montre que la majorité des échantillons ont été ajustés aux distributions GEV et b17 selon le test AD.

Tableau 4.6 Meilleure distribution ajustée selon le test AD

Séries ajustées	GEV	GB	b17	LP3
Toutes[a]	40,3 %	6,4 %	43,0 %	10,3 %
AFC-AMS meilleure que AFC-POT uniquement (soit 28 % des séries)	35,6 %	9,7 %	46,2 %	8,5 %

[a] Comprend toutes les séries *AMS* ajustées : observées / simulées, passé récent / référence / futur, calibration / validation, toutes saisons, tous modèles, tous pas de temps (142 234 séries).

Le critère d'information d'Akaike corrigé (AICc) de Hurvich et Tsai (1989) – une adaptation du critère AIC pour les petits échantillons qui performe mieux que BIC – a également été calculé comme alternative au test AD. AICc et AD fournissent le même choix de meilleure distribution parmi les quatre ajustements possibles dans 42 % des cas. Dans la majorité des cas où AICc et AD diffèrent, AICc privilégie une distribution à 3 paramètres en place de GB (à 2 paramètres), le terme multiplicatif du nombre de paramètres ayant un poids important dans sa formulation.

Enfin, il faut souligner que sélectionner la meilleure distribution pour chaque série de débits, au lieu d'ajuster la même distribution pour tous les pas de temps aux séries de référence et futures, n'est pas un choix méthodologique anodin. Les divergences entre projections de débits de récurrence aux différents pas de temps sont alors intimement liées au choix de la distribution pour chaque série. Notamment, un ajustement d'une distribution à queue lourde (type LP3, b17, GEV avec paramètre de forme k<0) pour une série, et à queue légère ou bornée pour une autre (type GB, GEV avec paramètre de forme k>0) mènera souvent à des divergences marquées entre les débits de récurrence extraits des deux ajustements. On pourrait donc considérer le choix de la distribution comme une variable de confusion venant perturber les résultats. Cependant, ne pas prendre en compte la possibilité que les distributions les plus adéquates soient différentes en référence et futur, ou aux 3 h et aux 24 h, c'est aussi ne pas tenir compte des différences structurelles qui peuvent exister entre les séries, c'est-à-dire du fait que les processus générateurs de crue peuvent être différents pour l'un et l'autre. C'est la raison pour laquelle on a opté pour le choix de la meilleure distribution pour chaque série. Des tests ont cependant été menés avec des distributions identiques en référence, futur, 3 h et 24 h. et présentent moins de divergences (non montré). L'amplification de ces dernières nous a paru utile pour détecter des bassins sur lesquels la résolution temporelle des simulations avait un impact important.

4.4.2.2 Modèle *Peak over Threshold* (AFC-POT)

La méthode du Peak over Threshold (POT) repose sur le fait que les dépassements au-dessus d'un seuil approprié d'une série de variables indépendantes et identiquement distribuées convergent vers une distribution de la famille Pareto quand le seuil tend vers l'infini (Davison et Smith,

1990). La fréquence des dépassements de seuil est alors distribuée suivant un processus de Poisson (Pickands, 1975). Les dépassements peuvent être ajustés à une distribution exponentielle ou à une distribution de Pareto généralisée (GP), cette dernière étant plus utilisée en raison de sa justification théorique (Leadbetter, 1991).

Un des principaux avantages de la méthode AFC-POT par rapport à AFC-AMS est que l'ajustement se fait à partir d'un plus grand nombre de crues, diminuant ainsi l'incertitude liée au calcul des paramètres de la série (en moyenne sur toutes les séries de débits analysées, 3,3 événements par saison ont été utilisés). L'avantage est particulièrement marqué sur les plus courtes séries, par exemple au Québec où les séries instantanées de débit observé commencent en général en 1998, menant à une période de validation de huit ans seulement (15 ans de calibration). Le CEHQ recommande d'ailleurs l'utilisation de AFC-POT au lieu de AFC-AMS pour les séries de durée inférieure à 20 ans (MELCCFP, 2020).

Cependant, la difficulté de la méthode réside dans le choix du seuil. Un seuil trop bas mène à une surreprésentation des « petites » crues et à une série de dépassements dont la fréquence d'occurrence ne suit plus un processus de Poisson. Au contraire, un seuil trop haut mène à une série trop courte constituée uniquement de crues « exceptionnelles », et qui ne contient pas assez d'informations pour ajuster correctement une distribution GP. Il s'agit donc de fixer un seuil le plus bas possible (pour tenir compte du plus grand nombre de crues possible) tout en restant dans les conditions d'application de Poisson. Si des méthodes graphiques fondées sur une justification théorique solide existent pour définir le seuil, elles sont difficilement applicables à un grand nombre de bassins, et les justifications des méthodes de détection automatique de seuil sont plus expérimentales. La méthode ici utilisée s'inspire principalement de la méthode de détection automatique de Solari *et al.* (2017), mais certaines modifications ont été apportées pour qu'elle soit applicable à la grande diversité de régimes hydrologiques traités dans cette étude. Dans les cas complexes détectés par la méthode automatique, une analyse graphique complémentaire est utilisée.

Détection automatique de seuil

- Un seuil plancher u_0 est choisi comme la médiane des débits sur la période considérée (des seuils plus élevés sont souvent choisis dans la littérature comme la somme de la moyenne et d'un ou deux écarts-types, mais la grande variabilité de régimes dans les bassins étudiés rend ce type de seuil trop haut pour cette étude).
- La série des événements de crue au-dessus de u_0 est extraite. On s'assure de l'indépendance des événements à travers la méthode proposée par England Jr *et al.* (2019) en imposant les conditions suivantes :

$$\theta > 5 + 2,59 * log(A) \tag{4.1}$$

$$Q_{min} < min([Q_1, Q_2]) \tag{4.2}$$

  Où θ est le temps minimum séparant deux pics de crues (jours), A l'aire du bassin (km^2), Q_{min} le débit minimum séparant deux crues successives de pointes Q_1 et Q_2.
- Les crues successives non indépendantes selon ces critères sont fusionnées et seul le pic le plus élevé est conservé.
- La série de dépassements POT ainsi obtenue (P_0) est triée par ordre croissant. Chacun de ses éléments $\overline{T}$ peut être considéré comme un seuil potentiel u_t pour extraire une nouvelle série de dépassements P_t, alors constituée uniquement des éléments de la série P_0 supérieurs à u_t.
- Pour que la méthode AFC-POT soit plus fiable que la méthode AFC-AMS, il faut bien sûr que la série POT comporte plus d'éléments que la série AMS. Cunnane (1973) démontre que pour que AFC-POT (ajustée à une distribution exponentielle) soit préférable à AFC-AMS (ajustée à une distribution de Gumbel), elle ne peut être composée de moins de 1,65 événement par an. Dans la série des seuils potentiels, nous avons choisi de ne tester que les seuils u_t tels que P_t contienne au moins 1,3 événement par an (mesure conservatrice, les distributions statistiques étant différentes de celles de Cunnane (1973)). On note u_s le plus grand seuil acceptable selon ce critère. Les seuils u_t correspondant à des échantillons P_t non homogènes selon le test de Wilcoxon ont également été éliminés. Ils correspondent en général aux seuils les plus bas dans des bassins pour lesquels le seuil plancher u_0 est si bas qu'il mène à considérer comme crues de légères augmentations du débit.

- Les paramètres de la série GP associée aux dépassements de $u_t, \forall\, t = 0 \ldots s$, ont été calculés par la méthode des moments (Hosking et Wallis, 1987, MOM). En effet, Madsen *et al.* (1997) ont comparé les méthodes d'ajustement MOM et MLE à travers une analyse de Monte Carlo d'échantillons synthétiques de différentes tailles issus de GP de paramètres de forme k variés. Ils ont montré que MOM était plus robuste que MLE pour l'ajustement d'une GP dont le paramètre k est négatif, ce qui est généralement le cas en hydrologie.
- Un test AD modifié pour les queues de droite (Sinclair *et al.*, 1990) est appliqué pour comparer les performances de chaque ajustement, comme proposé par Solari *et al.* (2017). Il existe un seuil critique u_c au-dessus duquel toutes les séries $P_{t,t\geq c}$ sont issues d'une GP de même paramètre de forme (Coles *et al.*, 2001). Les séries $P_{t,t<c}$ au contraire ne sont pas issues d'une GP. Solari *et al.* (2017) proposent de simplement choisir u_c comme le seuil menant à la plus haute p-valeur lors du test AD modifié. Cependant, l'observation visuelle des graphiques des p-valeurs en fonction du seuil sur nos bassins montre que la courbe est bruitée sur de nombreux bassins et qu'un seuil trop élevé peut ainsi être choisi (l'étude de cas de Solari *et al.* (2017) n'est menée que sur une rivière). Cela ne compromet pas l'hypothèse selon laquelle l'échantillon est issu d'une GP, mais diminue la quantité d'informations disponibles pour une bonne estimation des paramètres. Par conséquent, on a choisi ici de suivre Durocher *et al.* (2018) et de choisir le premier seuil, en partant du seuil le plus bas, qui soit « assez fiable » pour qu'il soit raisonnable de penser que l'échantillon P_c associé soit issu d'une GP. Toute la délicatesse réside évidemment dans la quantification de ce « assez fiable ». . . On a choisi ici une p-valeur critique minimale de 0,25 (Durocher *et al.* (2018) proposent que cette valeur critique varie de 0,05 à 0,5, en fonction de la région ou du régime hydrologique, ce qui n'a pas été implémenté dans cette étude).
- Dans certains cas, aucun échantillon P_t ne permettait d'atteindre cette valeur critique. Dans ces cas, le choix de la p-valeur maximale de Solari *et al.* (2017) a été conservé, moyennant qu'elle soit supérieure à 0,05 (dans le cas contraire, la méthode AFC-POT n'a pas été utilisée).
- Tout comme pour les séries AMS, la possibilité de tronquer les crues exceptionnelles (horsains) a été étudiée pour les séries POT les plus courtes, mais n'a pas été retenue.

Vérifications graphiques complémentaires du choix de seuil

Des vérifications complémentaires ont été faites pour détecter les séries de maxima pour lesquelles l'ajustement d'une distribution était difficile, de façon à éviter de choisir un seuil trop bas :

- L'hypothèse de Poisson a été vérifiée, c'est-à-dire que le nombre d'événements de crue par an suit une distribution de Poisson (Pickands, 1975).
- La deuxième vérification est suggérée par Durocher *et al.* (2018). On définit P_s, l'échantillon le plus petit possible pour être ajusté avec une meilleure fiabilité que celle de la méthode AFC-AMS (correspondant à 1,3 événement par an). Cet échantillon est assurément issu d'une GP. On calcule alors la différence relative δ entre le débit de récurrence Q^c_{100} calculé à partir de la distribution GP ajustée à l'échantillon P_c au-dessus du seul u_c, et le débit Q^s_{100} calculé à partir de la GP ajustée à P_s ($\delta = Q^c_{100} - Q^s_{100}$). δ devrait bien sûr être nul si les paramètres étaient correctement estimés pour P_c et P_s. Si δ est supérieur à 25 %, le seuil u_c choisi est sans doute trop bas, et un nouveau seuil est déterminé visuellement en utilisant les graphiques suggérés par Solari *et al.* (2017) (*Voir* annexe AI.3, figure -A I-5).
- Les paramètres GP ont également été calculés pour le seuil choisi en utilisant la méthode MLE. Une vérification graphique a été réalisée dans les cas où une grande différence était observée entre les ajustements MOM et MLE (c'est-à-dire pour différence absolue de plus de 0,2 entre les p-valeurs des tests AD modifiés respectifs).

Six graphiques suggérés par Solari *et al.* (2017) sont utilisés pour vérifier manuellement le seuil choisi dans les cas où la détection automatique mène à des résultats non compatibles avec les deux conditions précédemment énoncées. Un exemple est donné à la figure -A I-5 de l'annexe AI.3.

En résumé, en suivant les méthodologies de Solari *et al.* (2017) et Durocher *et al.* (2018), un seuil a été choisi pour chaque bassin versant et chaque saison comme celui permettant d'obtenir la meilleure p-valeur lors du test de l'hypothèse que l'échantillon correspondant provient de la distribution théorique obtenue en ajustant l'échantillon à une distribution GP. La méthode

AFC-POT s'est avérée particulièrement intéressante pour augmenter la taille de l'échantillon à partir duquel les paramètres de la distribution statistique sont calculés, et elle semble plus stable que la méthode d'ajustement d'une distribution aux maxima annuels sur les périodes de validation (non montré).

4.4.2.3 AFC-POT ou AFC-AMS ?

La comparaison de la performance relative des ajustements AFC-POT et AFC-AMS d'une série de débits ne peut pas être effectuée directement à partir des tests de validité habituels (AD, RMSE, etc.), puisque les échantillons POT et AMS n'ont pas la même taille. Cependant, elle peut se faire à partir de simulations Monte-Carlo pour comparer l'efficacité des méthodes AFC-POT et AFC-AMS. À partir de simulations Monte-Carlo utilisées pour le calcul de débits de récurrence de période $< 1\,000$ ans, Madsen *et al.* (1997) ont ainsi déterminé que l'efficacité relative des méthodes AFC-POT et AFC-AMS dépendait du paramètre de forme des GP et de la taille de l'échantillon AMS, tel qu'indiqué dans le tableau 4.7. Ici, k est défini selon la formulation de Jenkinson (1955), c'est-à-dire tel que la fonction cumulative de distribution des dépassements au-dessus d'un seuil u_0 suivant une GP de paramètre d'échelle α et de paramètre de forme k soit :

$$F(q) = 1 - (1 - k\frac{q - u_0}{\alpha})^{1/k}, \forall\ k \neq 0 \tag{4.3}$$

Notons que selon cette définition, généralement utilisée en hydrologie, l'asymétrie des distributions est une fonction décroissante du paramètre de forme. D'autres définitions utilisent une valeur de k opposée à cette définition, selon la première formulation des distributions de valeurs extrêmes de Von Mises (1936).

Tableau 4.7 Meilleur ajustement en fonction du paramètre de forme k et de la taille de l'échantillon
Adapté de Madsen *et al.* (1997)

	$k < 0$	$0 \leq k \leq 0,2$	$k > 0,2$
Petits échantillons (< 20 ans)	GP-MOM	AMS-GEV	AMS-GEV
Grands échantillons (≥ 20 ans)	GP-MOM	AMS-GEV	GP-MLE

Les calculs de débits de récurrence seraient donc plus robustes en utilisant ces critères pour déterminer pour chaque échantillon si un ajustement POT ou AMS est plus adapté. Cependant, les deux méthodes présentent une différence de fond, puisqu'elles ne sont pas basées sur les mêmes données. Par ailleurs, on a pu observer des préférences régionales et saisonnières pour l'une ou l'autre méthode (par exemple, 43 % des saisons de fonte sont mieux ajustées selon AFC-AMS, contre 27 % pour les autres saisons). La différence est liée au moins grand nombre d'événements qui caractérise la fonte par rapport aux autres saisons : 2,5 par saison de fonte en médiane, contre 3,6 pour les autres saisons). Le choix de l'une ou l'autre méthode constitue donc une variable de confusion qui peut influencer les résultats de l'étude, en particulier lors de la recherche de caractéristiques régionales ou saisonnières de la performance de la modélisation sous-journalière. Cependant, le choix de la méthode AFC-POT seulement, ou AFC-AMS seulement, n'est pas idéal non plus, car, de la même façon, l'une ou l'autre sont spécialement mal adaptées à certaines régions / saisons sur lesquelles les résultats seront peu robustes.

Par conséquent, on a choisi de garder les trois options :

- uniquement avec AFC-POT (ajusté avec MOM pour $k < 0$ et MLE pour $k > 0$),
- uniquement avec AFC-AMS (selon la distribution la plus efficace d'après le test d'AD),
- l'ensemble des ajustements AFC-POT et AFC-AMS. Dans ce cas, à des fins de comparaison, on n'a conservé que les bassins pour lesquels aucune des deux méthodes d'ajustement n'a échoué [4]. 1,8 % des simulations sont retirés dans ce cas pour respecter ce critère.

[4] L'échec apparaît principalement avec la méthode AFC-POT sur les bassins nivaux des Rocheuses du passé récent pour lesquels il n'y a pas assez d'événements de fonte pour que l'ajustement se fasse.

L'impact du choix de la méthode (AFC-AMS, AFC-POT) sur le calcul des débits sera discuté tout au long de cette étude.

4.4.3 Facteurs de pointe

Les facteurs de pointe ont été calculés selon la méthode proposée dans MELCCFP (2015), pour chaque série de débits observés ou simulés durant l'étude, et pour chaque saison : les événements de crue sont extraits de la série aux 3 h. Le facteur de pointe de chaque événement est défini comme le rapport entre le débit de pointe de l'événement et le débit de pointe correspondant dans la série moyennée à la journée.

On peut vérifier aisément que le facteur de pointe théorique maximal entre les pointes 3 h et 24 h est $F_p = 8$, obtenu pour une crue rapide entièrement comprise dans un pas de temps de 3 h sur un débit de base nul. De même, le facteur de pointe théorique maximal entre les pointes 1 h et 24 h serait $F_p = 24$ (*Voir* annexe AI.4.3).

Le facteur de pointe saisonnier est alors défini comme la moyenne de tous les facteurs de pointe ainsi calculés. Les sections suivantes fournissent des éléments d'analyse sur les choix méthodologiques qui ont été faits. Aussi, l'annexe AI.4.3 montre l'impact sur le facteur de pointe d'utiliser une série sous-journalière aux 3 h et non aux 15 min, pas de temps usuel des appareils de mesure automatique de débit.

4.4.3.1 Identifier les crues à partir des séries journalières ou sous-journalières ?

Les facteurs de pointe ici calculés correspondent à des pointes aux 3 h pour correspondre aux pas de temps des séries disponibles pour cette étude. Ils sont donc inférieurs aux facteurs de pointe usuels calculés comme le rapport entre le débit de crue « instantané » (en général mesuré aux 15 minutes) et le débit de crue journalier. On fait l'hypothèse dans cette étude que le comportement observé avec ces facteurs aux 3 h donne une indication du comportement qui serait observé avec des pas de temps inférieurs. L'idéal serait bien sûr de valider cette hypothèse en refaisant

le calcul des facteurs de pointe et des simulations hydrologiques à des pas de temps inférieurs (15 min, ou au moins horaire).

Faut-il définir les événements à partir de la série sous-journalière ou de la série sous-journalière ? Dans la méthode MELCCFP (2015), c'est la série journalière qui est prise comme référence. Les tests menés sur nos données montrent une différence entre les facteurs de pointe calculés ainsi et ceux calculés à partir des événements définis aux 3 h. De plus amples détails sur les différences entre les deux options sont donnés à l'annexe AI.4.1. On a choisi dans cette étude de définir le seuil à partir de la série aux 3 h, qui représente plus finement les événements de crue.

4.4.3.2 Quel seuil pour définir les crues ?

La valeur du facteur de pointe dépend du choix du seuil utilisé pour définir les événements, tout comme l'ajustementd'une distribution GP à la série POT dépendait intimement du seuil choisi. MELCCFP (2015) proposent de prendre comme seuil le minimum de la série AMS. Cependant, ce seuil n'est pas adapté pour toutes les régions et saisons étudiées ici. En effet, si une année extraordinairement sèche fait partie de la série, utiliser le minimum AMS correspondant donne lieu à une série comprenant de très nombreux *petits* événements de faibles facteurs de pointe (7 % des combinaisons bassins / saisons sont concernés par ce problème par exemple sur les débits observés du passé récent). Deux possibilités ont été testées pour s'affranchir de ce problème :

- Retirer les événements extraordinairement bas (horsains) de la série AMS avant de choisir le minimum – en utilisant la définition de horsains choisie dans la méthode du Bulletin 17C par exemple.
- Utiliser le seuil POT comme seuil de référence, afin de garder une cohérence entre les définitions d'un événement de crue lors du calcul du facteur de pointe, et lors de l'ajustement d'une distribution aux séries POT. Dans les cas où le seuil POT n'a pas pu être calculé avec une fiabilité raisonnable (*Voir* section 4.4.2.2), le minimum AMS (hors horsains) a été utilisé.

L'analyse des différences entre les facteurs de pointe calculés à partir de chaque type de seuil montre que les deux méthodes sont équivalentes dans plus de 90 % des cas. Les résultats peuvent cependant être très différents sur certains bassins particuliers. Ces analyses sont détaillées à l'annexe AI.3. On a choisi dans cette étude d'utiliser le minimum AMS comme seuil de détermination des crues.

4.5 Définition des métriques de comparaison des simulations

Les simulations aux deux pas de temps sont comparées pour le calcul d'indices hydrologiques à la fois journaliers et sous-journaliers, comme expliqué à la section 4.5.1. Le tableau 4.8 détaille l'ensemble des notations utilisées.

4.5.1 Définition des expériences de comparaison entre simulations 3 h et 24 h

Les simulations 3 h et 24 h sont comparées tant pour le calcul d'indices hydrologiques journaliers que sous-journaliers. Les notations suivantes sont utilisées :

- Expérience $e24s$: Comparaison des indices hydrologiques journaliers simulés, soit par une simulation au pas de temps journalier ($Q_{Ts}^{(24)}$), soit par une simulation au pas de temps 3 h moyennée à la journée ($Q_{Ts}^{(324)}$) [5]. Les facteurs jouant sur la différence entre simulations dans cette expérience sont la calibration des paramètres hydrologiques des modèles et les erreurs de discrétisation des modèles [6].
- Expérience $e3s$: Comparaison des indices de crue sous-journaliers calculés, soit par une simulation au pas de temps sous-journalier ($Q_{Ts}^{(3)}$), soit par une simulation au pas de temps journalier à laquelle on applique le facteur de pointe observé calculé sur la période de calibration ($F_p Q_{Ts}^{(24)}$). Cette approche ne peut être appliquée que pour le calcul d'indices de crue bien sûr et non pour des indices de débit moyen. Des résultats différents entre

[5] Notons que la moyenne des débits 3 h est établie de 0 h 00 UTC à 24 h 00 UTC, afin d'être comparable aux débits simulés aux 24 h. Cette journée correspond à une journée commençant entre 17 h (San Francisco) et 19 h (New York) locales sur l'aire d'étude considérée.

[6] L'annexe AII.5.2 fournit une analyse complémentaire des liens entre paramètres calibrés aux 3 h et aux 24 h.

simulations 3 h et 24 h sur un climat différent de celui de calibration sont la combinaison de différences entre paramètres calibrés, et de l'impact d'utiliser un facteur de pointe stationnaire versus la simulation sous-journalière directe. Le facteur de pointe utilisé est le facteur de pointe observé comme c'est le cas dans la pratique, et non le facteur de pointe simulé qui contiendrait l'information issue des simulations aux 3 h.

- Expérience $e3m$: Comparaison des indices de crue simulés au pas de temps sous-journalier ($Q_{Ts}^{(3)}$), aux débits journaliers obtenus en moyennant la série 3 h ($Q_{Ts}^{(324)}$). Dans cette expérience également, seuls les indices de crue sont étudiés, puisque les débits moyens des séries $Q_{Ts}^{(3)}$ et $Q_{Ts}^{(324)}$ sont égaux. Contrairement aux deux autres expériences, $e3m$ ne compare pas la performance des deux méthodes de calculs, puisqu'ils visent des indices différents (indices sous-journaliers VS indices journaliers). Elle s'intéresse plutôt aux différences engendrées par le moyennage des séries sous-journalières. À l'échelle d'un hydrogramme de crue, cette expérience mesure le facteur de pointe de la crue.

4.5.2 Indices utilisés dans chaque expérience

Les notations utilisées pour les comparaisons dans les trois expériences sont explicitées dans le tableau 4.8.

Tableau 4.8 Définition des indices saisonniers utilisés

Période	Sigle	Nom	Calcul
Toutes	w	Type de période considéré	$w \in \{o, s, r, f\}$: observé, simulé, sur période de référence du passé récent (1979 - 2005), sur période future (2071 - 2100). w est omis dans les notations lorsqu'il n'y a pas de confusion possible.
	Δt	Pas de temps des simulations	$\Delta t \in \{3, 24\}$: 3 h, 24 h
	dt	Séries utilisées pour calculer les indices hydrologiques	$dt \in \{3, 24, 324\}$: 3 h, 24 h, simulation 3 h moyennée aux 24 h
	e	Expérience[a]	$e \in \{e24, e3s, e3m\}$: $\begin{cases} e24s \text{ compare } Q_{Ts}^{(324)} \text{ et } Q_{Ts}^{(24)} \\ e3s \text{ compare } Q_{Ts}^{(3)} \text{ et } F_p Q_{Ts}^{(24)} \\ e3m \text{ compare } Q_{Ts}^{(3)} \text{ et } Q_{Ts}^{(324)} \end{cases}$
	T	Période de récurrence (ans)	$T = [0, 1, 100]$. Par extension, $T = 0$ est utilisé pour signifier le débit moyen saisonnier, $T = 1$ pour le débit maximal saisonnier
	$Q_w^{(dt)}$	Série de débits pour la période w au pas de temps dt	
	$Q_{Tw}^{(dt)}$	Débit de période de récurrence T pour la période w au pas de temps dt	
Climats passés	$KGE^{(dt)}$	Kling-Gupta Efficiency (Gupta *et al.*, 2009), $\forall\, dt \in \{3, 324, 24\}$)	L'année de chauffe des périodes de calibration n'est pas utilisée dans le calcul.

Tableau 4.8 Définition des indices saisonniers utilisés (suite)

Période	Sigle	Nom	Calcul
Climats contrastés ; et de référence à futur	$\Delta Q_T^{(dt)}$	Impact[b] du CC sur l'indice $Q_T^{(dt)}$ entre les périodes de référence et future[c], $\forall\ (T, dt)$ (%)	$\Delta Q_T^{(dt)} = 100\frac{Q_{Tf}^{(dt)} - Q_{Tr}^{(dt)}}{Q_{Tr}^{(dt)}}$
	ECC_T^e	Écart (%) entre le CC projeté sur l'indice $Q_T^{(dt)}$ par les simulations comparées dans l'expérience e, $\forall\ (e, T)$	$\begin{cases} ECC_T^{e24s} = \Delta Q_T^{(324)} - \Delta Q_T^{(24)}, \\ ECC_T^{e3s} = \Delta Q_T^{(3)} - \Delta Q_T^{(24)} \\ ECC_T^{e3m} = \Delta Q_T^{(3)} - \Delta Q_T^{(324)} \end{cases}$
	Φ_{F_p}	CC sur le facteur de pointe entre les périodes r et f, exprimé par un rapport (%)	$\Phi_{F_p} = \frac{F_{pf}}{F_{pr}}$

[a] Le facteur de pointe n'est utilisé que pour $T > 0$ dans l'expérience $e3s$: pour les débits moyens ($T = 0$).

[b] F_p est supposé stationnaire. Par conséquent, il n'entre pas dans le calcul de l'impact du changement de climat : $\Delta(F_p Q_T^{(24)}) = \Delta Q_T^{(24)}$; $E\Delta(F_p Q_T^{(24)}) = E\Delta Q_T^{(24)}$

[c] Par extension et lorsqu'aucune confusion n'est possible, les termes « CC », « référence », « futur », sont parfois utilisés entre les périodes contrastées du passé récent pour simplifier l'écriture.

Lorsque les notations e et T sont utilisées sans précisions supplémentaires, toutes les expériences e et toutes les périodes de récurrence T (au sens élargi) sont concernées.

4.6 Projection des crues dans le futur

Les crues futures ont été simulées sur les 218 bassins versants de l'étude situés sur au moins l'un des domaines de simulation climatique. Les domaines NNA (une simulation), CAM-ICTP (trois simulations) et CAM-OUR (trois simulations) couvrent chacun respectivement 122, 218 et 75 bassins versants. Entre trois et sept simulations sont donc disponibles pour chaque bassin en fonction de sa position géographique (*Voir* section 3.2.2). La méthodologie de calcul des

simulations suit les étapes classiques suivantes pour chaque bassin, comme illustré à la figure 4.1.2 :

1. Calibration des deux MH (GR4H et MOHYSEH), pilotés par les deux grilles d'observation climatiques utilisées comme *proxy* des observations (ERA5 et MSWEP2), aux deux pas de temps (3 h et 24 h), sur les 15 années les plus chaudes de la période de données disponible (soit huit calibrations par bassin).
2. Correction du biais des simulations climatiques, à partir des deux grilles climatiques utilisées comme *proxy* des observations (*Voir* section 4.6.1 pour le détail).
3. Simulation des débits à partir des MH calibrés pilotés par les simulations climatiques corrigées, en période de référence (1979 - 2005) et en période future (2071 - 2100). On a choisi d'une seule période future, la plus lointaine disponible, pour étudier un signal plus marqué sur les débits. L'évolution temporelle des débits au cours du XXI^{e} siècle n'est donc pas étudiée. De plus, on a toujours utilisé la même grille climatique pour la calibration des MH et pour la correction des biais : les MH calibrés avec ERA5 sont pilotés par des simulations corrigées par ERA5 et les MH calibrés par MSWEP2 sont pilotés par des simulations corrigées par MSWEP2,
4. Calcul des indices de débit saisonniers $Q_T^{(dt)}|_{T\in\{0,1,100\},dt\in\{3,324,24\}}$ pour chaque simulation de référence et future, chaque bassin-saison, chaque MH et GC. Ces indices de débit comprennent :
   - $T = 0$: débits moyens saisonniers $\overline{Q}^{(dt)}|_{dt\in\{3,24\}}$
   - $T = 1$: maxima moyens saisonniers $\overline{AMS^{(dt)}}|_{dt\in\{3,324,24\}}$
   - $T = 100$: débits de récurrence 100 ans saisonniers $Q_{100}^{(dt)}|_{dt\in\{3,324,24\}}$)

   Dans le cas où l'on calcule les débits de pointe sous-journaliers à partir du MH journalier (expérience $e24s$, $dt = 24$ h), le facteur de pointe utilisé est le facteur de pointe observé sur la période de calibration de 15 ans du bassin versant, considéré comme stationnaire. Le chapitre 5 traite de la pertinence de cette hypothèse.
5. Calcul de l'impact, sur les indices de débit, du CC entre périodes de référence et future ($\Delta Q_T^{(dt)}|_{T\in\{0,1,100\},dt\in\{3,324,24\}}$). Pour chaque indice de débit calculé précédemment, l'impact

est calculé comme la différence relative entre l'indice de débit de référence et l'indice de débit futur. Les caractéristiques des projections tant climatiques qu'hydrologiques sont présentées à l'annexe AIV.1. Notons avec intérêt que dans le cas de calculs d'impact sous-journalier avec l'expérience $e3s$, le facteur de pointe stationnaire est éliminé dans ce calcul car il apparaît au dénominateur et au numérateur : le changement sur les indices de crue sous-journaliers calculés à partir des simulations 24 h ne dépend donc pas du facteur de pointe. Comme on le verra au chapitre 9, la valeur du facteur de pointe est un prédicteur important d'une divergence entre les changements climatiques modélisés aux 3 h et aux 24 h, mais ce n'est donc pas parce qu'il apparaît explicitement dans le calcul.

6. Analyse des sources d'incertitude relatives aux débits extrêmes ainsi projetés. La méthode est détaillée à la section AIV.3.1.1. On s'intéresse en particulier à l'importance du choix du pas de temps par rapport aux autres choix méthodologiques (méthode d'AFC, MH, GC), et les résultats sont présentés à l'annexe AIV.3.
7. Calcul des différences ECC_T^e entre les méthodes 3 h et 24 h sur le CC modélisé, pour les expériences $e3s$, $e3m$ et $e24s$. On s'intéresse 1) aux cas où les projections sont de même direction mais divergent ($|ECC_T^e| > 10\,\%$), et 2) aux cas où les méthodes 3 h et 24 h simulent des projections opposées. Les divergences observées sont décrites à l'annexe AIV.2.
8. Analyse des causes des divergences constatées à partir de différents angles de vue. Il s'agit de l'objet même de cette thèse, consécutivement aux étapes préalables de mise en œuvre et d'examen de la chaîne de modélisation aux deux pas de temps. Le constat de divergences importantes entre les projections issues des deux résolutions temporelles sur certains bassins a mené à explorer les causes de ces divergences selon les angles suivants :
    - divergences entre les projections 324 et 24 h (expérience $e24s$) à partir de l'analyse du fonctionnement interne des MH sur quatre cas d'études de projections opposées (chapitre 7) ;
    - divergences entre les projections de crues 3 h et 324 (expérience $e3m$) à partir de l'étude des facteurs impactant le moyennage des hydrogrammes de crue (chapitre 8). La méthode est détaillée à la section 4.7.1 ;

- organisation des simulations en classes de divergences pour identifier des prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques de ces classes de divergences par apprentissage automatique (expériences $e3m$ et $m24s$). La méthode est détaillée à la section 4.8, et les résultats sont présentés au chapitre 9 ;

4.6.1 Correction du biais des simulations climatiques régionales

Les sorties des simulations climatiques régionales sont corrigées pour ajuster les distributions des variables climatiques simulées sur la période de référence à la distribution de ces mêmes variables observées sur la même période. Ce procédé est mené individuellement pour chaque bassin versant, puisque le biais des simulations varie spatialement. On fait ensuite l'hypothèse forte que le biais des simulations est stationnaire, et la même correction est appliquée aux données de sortie en climat futur.

L'hypothèse est forte, car plusieurs auteurs ont démontré son invalidité, que ce soit quant aux biais de modèles climatiques globaux (Nahar *et al.*, 2017, par exemple), ou régionaux (Maraun, 2012, par exemple), et en particulier quant au biais sur les précipitations (Chen *et al.*, 2015a). Les méthodes de correction de biais simples de type Delta, qui consistent en l'application d'un simple facteur correctif sans tenir compte du fait que le biais dépend des quantiles de la distribution, sont particulièrement mal adaptées pour faire face à la non-stationnarité du biais (Teutschbein et Seibert, 2013). Or, le choix de la méthode de correction du biais climatique peut avoir un impact sur les débits projetés, en particulier lorsqu'on s'intéresse aux extrêmes (Velázquez *et al.*, 2015), en fonction du bassin, mais aussi de la configuration de chaque étude (nombre et type des simulations, MH, corrections de biais choisies). Des études de cas sur certains bassins montrent une participation du choix de la méthode de correction à l'incertitude faible par rapport aux autres sources d'incertitude (Castaneda-Gonzalez *et al.*, 2022, en Amérique du Nord), alors que d'autres montrent une participation à l'incertitude allant jusqu'à 50 % (Meresa *et al.*, 2022b, sur certains bassins éthiopiens). Des méthodes complexes non stationnaires de

correction de biais ont été développées (Jalbert *et al.*, 2017, par exemple), mais ne sont pas utilisées ici.

Pour cette étude, le choix s'est porté sur une seule méthode de correction de biais, cette dernière semblant peu participer à l'incertitude selon Castaneda-Gonzalez *et al.* (2022) qui se base sur une configuration très similaire (bassins diversifiés du Québec au Mexique ; simulations, MH, méthodes d'AFC semblables). Il s'agit de la méthode MBCn proposée par Cannon (2018), une méthode de correction quantile-quantile multivariée, qui permet de préserver la relation entre les variables climatiques. Dans cette étude, la correction a porté sur les variables de précipitation totale et de température.

4.7 Étude de l'impact du pas de discrétisation sur le changement climatique à l'échelle de l'hydrogramme

L'examen des différences entre projections des extrêmes hydrologiques aux 3 h et aux 24 h a été décomposée en deux : l'examen des différences entre projections 3 h et 324, puis entre 324 et 24 h. Les projections 3 h et 324 sont basées sur les séries d'extrêmes de crue extraits des simulations 3 h et 324 (simulation 3 h moyennée aux 24 h), et sont indépendantes des calibrations aux 24 h. Leurs différences ont été étudiées à l'échelle climatique, mais aussi à l'échelle de l'hydrogramme : le rapport entre les pointes de débit 3 h et 324 d'un hydrogramme de crue est exactement son facteur de pointe.

On a donc considéré des crues théoriques correspondant à une pluie d'1 mm par unité de temps appliquée à l'hydrogramme unitaire instantané (HUI). Les débits de pointe, les débits de pointe de la crue moyennée, et les facteurs de pointe correspondants, ont été comparés à ceux de crues dont la forme a été modifiée de différente façon pour simuler l'impact de différents types de changements climatiques sur une crue « typique » d'un bassin :

- Augmentation (ou diminution) du volume de pluies sans intensification, sur débit de base nul. Dans ce cas, selon la méthode linéaire de superposition des hydrogrammes unitaires,

le temps de pointe de la crue « future »[7] ne change pas, le facteur de pointe non plus. Le changement climatique relatif calculé sur la pointe de crue aux 15 minutes (ou aux 3 h) est égal à celui sur la pointe de crue de l'hydrogramme moyenné aux 24 h. Ce cas n'a donc pas besoin d'être étudié.

- Augmentation (ou diminution) du volume de pluie sans intensification, et augmentation (ou diminution) du débit de base, non nul. Ce dernier est supposé constant sur la durée de l'hydrogramme, mais non stationnaire entre « passé » et « futur ». La valeur du débit de base a un impact sur le calcul des facteurs de pointe et du changement entre « passé » et « futur », mais le temps de pointe de crue n'est pas modifié. Cet impact est étudié à la section 8.1, à partir d'hydrogrammes unitaires triangulaires, qui permettent une étude analytique simple de l'opération de moyennage.
- Intensification (ou amortissement) d'un volume égal de pluie, sans débit de base. Les temps de pointes, débits de pointes et facteurs de pointe sont modifiés. L'impact sur le rapport entre changements climatiques sur les pointes 15 minutes (ou 3 h) et changements sur les pointes 24 h est étudié à la section 8. L'impact sur les facteurs de pointe est abordé séparément, à la section 6.2. Les hydrogrammes unitaires utilisés sont des hydrogrammes de Nash comme dans MOHYSEH (*Voir* la définition de l'hydrogramme unitaire de MOHYSEH à l'annexe AI.1.1) : ces derniers présentent des caractéristiques intéressantes lors de l'intensification en raison de leur asymétrie. L'étude analytique de l'impact des modifications apportées à l'hydrogramme est cependant plus complexe qu'avec des hydrogrammes triangulaires, et une méthode empirique lui est préférée. Cette dernière est détaillée à la section 4.7.1 ci-dessous.
- Décalage de l'heure de démarrage de la pluie, sans modification de son volume ni de son intensité, sans débit de base. On verra dans les résultats que la raison principale des différences constatées entre le changement sur les pointes 15 minutes et celui sur les pointes 24 h lors de l'intensification est la forte dépendance des valeurs moyennées de l'hydrogramme à la place de la pointe 15 minutes dans la fenêtre de moyennage. Un dernier aspect analysé sera donc d'observer simplement le rapport entre les débits de pointe aux 15 min (ou aux 3 h)

[7] Dans cette partie de l'étude, les termes « passé » et « futur » sont utilisés pour parler de l'hydrogramme de crue initial et de l'hydrogramme modifié, pour simplifier l'écriture. Cependant, les deux crues comparées peuvent aussi être simplement deux crues différentes de la même période climatique.

et aux 24 h, en fonction de l'heure de démarrage de la pluie par rapport à la fenêtre de moyennage, pour un hydrogramme donné, sans aspect de changement climatique. Autrement dit, il s'agit d'étudier la variabilité du facteur de pointe en fonction de l'heure de pointe, pour un hydrogramme unitaire de temps de pointe donné. Ce sera fait à la section 6.3, pour les deux hydrogrammes unitaires de GR4H et pour l'hydrogramme unitaire de MOHYSEH, pour différents temps de pointe.

4.7.1 Définition des HUI géomorphologiques de Nash

Les HUI de Nash utilisés sont construits selon la formule de Nash (1957), d'une part parce que cette dernière est largement répandue, d'autre part parce que c'est l'hydrogramme synthétique utilisé dans MOHYSEH. La formulation choisie pour les paramètres de l'hydrogramme est la formulation géomorphologique proposée par Rosso (1984), car elle exprime les paramètres de l'HUI en fonction des ratios adimensionnels de Horton (1945) : R_L, R_a, R_b, respectivement ratios de longueur, de surface, et de confluence. Cette formulation permet ainsi une interprétation physique des paramètres de l'HUI. L'hydrogramme unitaire h s'écrit donc en fonction du temps $\overline{T}$:

$$h(t) = \frac{1}{\alpha\Gamma(\alpha)}(\frac{t}{k})^{\alpha-1}e^{-t/k} \tag{4.4}$$

Où α et k sont respectivement les paramètres de forme et d'échelle de l'hydrogramme, et s'expriment ainsi en fonction des ratios de Horton :

$$\alpha = 3,29(\frac{R_b}{R_a})^{0,78}R_L^0,07 \tag{4.5}$$

$$k = 0,7(\frac{R_a}{R_bR_L})^0,48L_Sv^{-1} \tag{4.6}$$

L_S est la longueur de l'affluent de plus haut ordre de Strahler (en km), et v la vitesse moyenne du courant à la pointe de l'hydrogramme (en m s^{-1}). La dérivation de l'équation 4.4 pour trouver les coordonnées de son maximum (la pointe de l'hydrogramme) montre par ailleurs qu'il existe

une relation entre α, k et le temps de pointe t_p (en heures) :

$$(\alpha - 1)k = 3\,600 t_p \tag{4.7}$$

Ainsi, on peut définir des hydrogrammes unitaires à partir du vecteur (R_a, R_b, R_L, v, t_p).

Les valeurs de ces paramètres observés dans la nature ont été trouvées dans la littérature, et différents tests sur la sensibilité de l'HUI à ces paramètres ont permis de définir le nombre de valeurs nécessaires pour chaque paramètre dans leurs intervalles observés respectifs. Les valeurs utilisées sont explicitées dans le tableau 4.9.

Tableau 4.9 Valeurs des paramètres des HUI géomorphologiques construits

Paramètres	Valeurs utilisées	Référence
R_a	$\{3; 4; 5\}$	(Singh *et al.*, 2014)
R_b	$\{0,7; 0,8; 0,9\}R_a$	(Rodríguez-Iturbe et Valdés, 1979)
R_L	$\{1,5; 2,5; 3,5\}$	(Singh *et al.*, 2014)
$v(\mathrm{m\ s^{-1}})$	$\{0,1 : 0,1 : 1,5\}$	(Singh *et al.*, 2014; Rodríguez-Iturbe et Valdés, 1979)
$t_p(h)$	$\{2 : 0,25 : 72\}$	plage expérimentale sur laquelle F_p varie.

Ces valeurs correspondent à des valeurs du cours d'eau de plus grand ordre de Strahler L_s allant de 7 à 161 km. Pour comparaison, les plus longs thalwegs sur les bassins étudiés dans cette étude vont de 2 à 134 km pour une médiane de 56 km.

Ainsi, les HUI résultants ont été discrétisés aux 15 minutes et moyennés à la journée, cette dernière commençant à $t = 0$, soit au début de l'hydrogramme. Le facteur de pointe théorique de chaque hydrogramme est enfin calculé comme le rapport des maxima de l'HUI aux 15 minutes et de sa moyenne journalière.

4.8 Modèles de prédiction des divergences entre les méthodes journalières et sous-journalières

Les résultats montreront que l'on rencontre des divergences entre les méthodes 3 h et 24 h sur une partie des bassins sur chacune des trois périodes de calibration et évaluation présentées à la section 4.2.3. Ces divergences touchent à la fois le sens et la magnitude de l'impact du changement climatique sur les crues. Ce constat nous a amenés à rechercher des prédicteurs de ces divergences : sont-elles associées à certaines caractéristiques géophysiques, hydrologiques ou climatiques particulières ? Cette section décrit la méthodologie utilisée pour la recherche de ces prédicteurs. On y présente :

- les différents types de divergence entre méthodes journalières et sous-journalières pour lesquelles on souhaite établir si ces divergences sont liées aux valeurs de prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques particuliers (section 4.8.1) :
- la justification du choix de la méthode de sélection des prédicteurs importants, autrement dit l'utilisation d'ensembles d'arbres de décision (section 4.8.2) :
- la définition des classes d'apprentissage pour chaque expérience menée 4.8.3 :
- la méthodologie de sélection des prédicteurs à proprement dite, à partir des ensembles d'arbres construits, mais aussi à travers d'autres méthodes complémentaires (section 4.8.5) :
- pour les prédicteurs sélectionnés comme importants, la méthodologie de calcul de la dépendance entre le prédicteur et la divergence entre les méthodes de simulation hydrologique journalière et sous-journalière (section 4.8.6).

4.8.1 Interrelations recherchées

Pour déterminer si les divergences entre méthodes 3 h et 24 h sont associées à certains contextes géophysiques et hydroclimatiques particuliers, une recherche d'interdépendance a été réalisée entre les descripteurs géophysiques et hydroclimatiques des bassins, et chacune des variables de sortie définies telles que ci-dessous :

A. Entre valeurs des descripteurs géophysiques et hydroclimatiques, et ECC_T^e, l'écart, entre les pas de temps journaliers et sous-journaliers, sur le CC projeté sur les crues futures.

A^{e24s} cherche à prédire s'il y a divergence entre les indices 324 et 24 h. A^{e3m} cherche à prédire s'il y a divergence entre les indices 3 h et 324 ;

B. Entre les descripteurs et ECC_T^e comme A., mais B^{e24s} cherche à prédire si le changement projeté est plus élevé aux 324 ou aux 24 h. B^{e3m} cherche à prédire si le changement projeté est plus élevé aux 3 h ou aux 324 ;

C. Entre valeurs des descripteurs géophysiques et hydroclimatiques, et F_p, le facteur de pointe observé,

D. Entre valeurs des descripteurs géophysiques et hydroclimatiques, et Φ_{F_p}, l'évolution du facteur de pointe observé entre deux périodes climatiques contrastées, c'est-à-dire sa non-stationnarité.

E. Entre valeurs des descripteurs géophysiques et hydroclimatiques, et la stabilité de $F_p(T)$, le facteur de pointe observé en fonction de la période de récurrence, ou $F_p(\text{POT})$, le facteur de pointe observé en fonction des crues POT classées.

Si la recherche de prédicteurs des divergences entre méthodes 3 h et 24 h fait directement partie des objectifs de cette étude, précisons pourquoi il importe également de rechercher les prédicteurs importants des valeurs de F_p et Φ_{F_p} : F_p est le facteur multiplicateur qui transforme les débits extrêmes journaliers en débits extrêmes sous-journaliers, sa valeur est donc importante dans le cadre de l'expérience $e3s$. Sa variation lors d'un CC l'est encore plus puisque l'utilisation du facteur de pointe pour projeter des débits de pointe futurs suppose que ce dernier est stationnaire. Il importe donc de savoir si cette hypothèse de stationnarité est raisonnable dans certains environnements géophysiques, et si oui, lesquels. De plus, on verra dans les résultats que les différents prédicteurs liés au facteur de pointe (F_p, Φ_{F_p}, CV_{F_p}, ΔCV_{F_p}) apparaissent comme prédicteurs importants des divergences ECC_T^e entre les méthodes 3 h et 24 h, y compris lorsqu'il s'agit de calculer des débits de pointe journaliers (expérience $e24s$, donc sans utilisation directe du facteur de pointe). C'est pourquoi on a décidé de consacrer un chapitre entier à l'étude de F_p et de sa variabilité temporelle.

4.8.2 Justification du choix de la méthode de sélection de prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques importants

Le contexte géophysique et hydroclimatique d'un bassin versant peut être décrit par une kyrielle de descripteurs plus ou moins empiriques et plus ou moins corrélés (une liste exhaustive des descripteurs disponibles pour l'ensemble des bassins étudiés ici est fournie dans le tableau 4.5). Le premier réflexe pour établir un lien rigoureux entre ces descripteurs et la plus-value des simulations sous-journalières serait donc de réduire et de transformer l'ensemble de descripteurs en un ensemble plus petit de variables indépendantes les unes des autres à partir desquelles mener une analyse de régression. Cette transformation pourrait être menée à bien par une analyse des composantes principales par exemple. C'est une démarche courante en hydrologie, notamment dans les méthodes de régionalisation, lorsqu'il s'agit de classifier les bassins versants afin d'estimer des débits sur des bassins non jaugés (Singh *et al.*, 2009; Razavi et Coulibaly, 2013; Sharma *et al.*, 2015), ou de déterminer les descripteurs contrôlant un processus hydrologique ou géophysique particulier (Chen *et al.*, 2018; Sotomayor *et al.*, 2020, etc.). Cependant, dans notre cas, la décomposition en composantes principales des 47 descripteurs géophysiques et hydroclimatiques a bien mené à l'identification d'un nombre réduit de variables indépendantes expliquant la majorité de la variance présentée par l'ensemble complet de descripteurs, mais il s'est révélé difficile de donner un sens physique aux composantes principales identifiées. Cela peut s'expliquer en partie par le fait que nos données s'étendent sur des bassins aux processus hydrologiques très diversifiés (bassins mixtes, pluvieux et neigeux, bassins arides soumis à des crues éclairs, bassins tropicaux, etc.), contrairement à la relative homogénéité rencontrée parmi les bassins concernés par une régionalisation par exemple.

Par conséquent, il s'est avéré nécessaire de choisir une méthode de sélection des facteurs contrôlant la plus-value des simulations sous-journalières applicable à un ensemble de facteurs dépendants, éliminant la nécessité de transformation en un ensemble de variables indépendantes mais de signification physique obscure.

Dans le domaine de la classification des données en fonction de leurs caractéristiques, trois types de méthodes sont utilisées pour sélectionner un sous-ensemble de caractéristiques pertinent

parmi l'ensemble des caractéristiques disponibles. Ce processus de réduction des dimensions permet d'éliminer une partie des caractéristiques qui peuvent être redondantes ou non pertinentes. Ces types de méthodes sont le filtrage, les méthodes de type *wrapper*, et les méthodes intégrées (Guyon *et al.*, 2008). Le processus de sélection a beaucoup été développé avec l'expansion des techniques de fouille de données (*data mining*) et de l'apprentissage automatique (*machine learning*) dès la fin du XX^{e} siècle, pour limiter le volume de données stockées et le temps de calcul, et pour une meilleure compréhension des processus. Il est connu sous le nom de *feature selection*.

Dans les méthodes de type *Wrapper*, un algorithme de prédiction de la variable d'intérêt en fonction des caractéristiques est d'abord construit (un ensemble d'arbres de décision par exemple). Pour sélectionner les caractéristiques importantes, on recherche alors le sous-ensemble des caractéristiques qui permet de construire un algorithme de prédiction de la variable d'intérêt de performance au moins égale sur un échantillon test. Ces méthodes peuvent contenir un biais en ce sens qu'elles dépendent de l'algorithme construit.

Dans les approches intégrées, le processus de sélection des caractéristiques s'effectue directement durant la construction de l'algorithme, comme dans les algorithmes d'élagage (*pruning*) des réseaux de neurones artificiels. Chacune de ces trois méthodes permet par ailleurs un classement des caractéristiques en fonction de leur importance dans la prédiction de la variable d'intérêt.

Les méthodes de filtrage se sont avérées manquer de stabilité dans notre contexte (*Voir* annexe AI.5.2). Par conséquent, la sélection des descripteurs importants a été complétée par une méthode plus complexe de type *wrapper*, dans laquelle l'importance des descripteurs est déterminée par l'impact de leur inclusion comme prédicteur sur la performance de modèles de prédiction entraînés par apprentissage automatique [8]. Dans cette étude, les modèles entraînés sont des ensembles d'arbres de classification qui prédisent l'éventuelle différence entre les simulations hydrologiques aux 3 h et aux 24 h, en fonction des valeurs des prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques, et de la configuration choisie pour la simulation. Les éventuelles différences

[8] Par la suite, on appellera prédicteurs l'ensemble des descripteurs géophysiques et hydroclimatiques et des choix de configuration (MH, méthode d'AFC, simulation climatique, GC, types d'extrêmes).

entre les simulations 3 h et 24 h sont regroupées en classes (par exemple simulation 3 h et 24 h semblables ; simulations 3 h et 24 h divergentes). La définition exacte des classes utilisées est proposée à la section 4.8.3.

La méthode d'apprentissage utilisée est basée sur un algorithme d'ensachage, autrement dit un apprentissage profond qui est plus lent mais permet de tester plus efficacement l'influence de chaque prédicteur qu'un algorithme de forêts aléatoires. L'objectif de l'apprentissage ici n'est effectivement pas la prédiction, mais le recours aux arbres construits pour comparer l'importance de tous les prédicteurs utilisés. La stratégie d'apprentissage pour la construction des ensembles d'arbres est détaillée à l'annexe AI.5.1, et le calcul de l'ordre d'importance des prédicteurs à la section 4.8.5.

4.8.3 Configuration des modèles de classification

Cette section détaille la configuration des différentes recherches de prédicteurs énumérées à la section 4.8.1. Le tableau 4.10 détaille la configuration des modèles de classification A. et B., qui recherchent les relations entre prédicteurs et divergence des méthodes 3 h et 24 h dans le futur. Le tableau 4.11 détaille la configuration des modèles de classification C. à E., qui recherchent les relations entre prédicteurs et valeurs ou stabilité des facteurs de pointe observés.

Des précisions sur les prédicteurs utilisés sont données à la section 4.8.4.

TABLEAU 4.10 Configuration des modèles de classification liés à ECC_T^e

Ref.	Prédiction	Variable de sortie y	Discrétisation de y (définition des classes)	Nombre de prédicteurs	Nombre de modèles construits	Résultats
4.8.1A.	Relation entre prédicteurs et existence d'une divergence	$ECC_T^{e\,[a]}$ $e \in \{e3m, e24s\}$ $T \in \{1, 100\}$	$\lvert y \rvert < 10$ % : méthodes 3 h et 24 h en accord $\lvert y \rvert \geq 10$% : méthodes 3 h et 24 h en désaccord	25 à 36	$72^{[b]}$	9.1
4.8.1B.	Relation entre prédicteurs signe de la divergence (sens opposés exclus)	$ECC_T^{e\,[a]}$ $e \in \{e3m, e24s\}$ $T \in \{1, 100\}$	$y < 0$: CC plus élevé avec méthode 24 h $y > 0$: CC plus élevé avec méthode 3 h	25 à 36	$72^{[b]}$	9.2

[a] Seuls sont comprises les simulations pour lesquelles les méthodes 3 h et 24 h sont en accord sur le sens du CC ($e = e3m$: $\Delta Q_T^{(3)} \Delta Q_T^{(324)} > 0$ ou $e = e24s$: $\Delta Q_T^{(324)} \Delta Q_T^{(24)} > 0$).

[b] 72 modèles = 2 MH × 2 exp ($e3m$, $e24s$) × 3 types de bassins (pluvieux, pluvieux-nivaux, tous) × 3 T ($T = 1$, $T = 100$ [AFC-AMS], $T = 100$ [AFC-POT]) × 2 groupes de prédicteurs (avec ou sans les paramètres des MH).

TABLEAU 4.11 Configuration des modèles de classification liés à F_p

Ref.	Prédiction	Variable de sortie y	Discrétisation de y (définition des classes)	Nombre de prédicteurs	Nombre de modèles construits	Résultats
4.8.1C.	Relation entre prédicteurs et facteur de pointe	F_p	pas de classes (régression)	27	1	5.1
4.8.1D.	Relation entre prédicteurs et variation du facteur de pointe observé entre deux climats contrastés du passé récent	Φ_{F_p}	$y < 0,95$: F_p diminue $0,95 \leq y \leq 1,05$: F_p reste stable $y > 1,05$: F_p augmente	44	1	5.3
4.8.1E.	Relation entre prédicteurs et existence d'un point de rupture dans la courbe $F_p(T)$ ou F_p(POT)	$H_{Pettitt}$	Test de Pettitt sur $F_p(T)$. $H = 1$: Existence d'un point de rupture $H = 0$: Pas de point de rupture	35	$2^{[a]}$	5.2
4.8.1E.	Relation entre prédicteurs et stabilité du facteur de pointe en fonction de la période de récurrence T ou de la rareté des crues *POT*	$H_{Mann-Kendall}$ + Sen's slope s	Test de Mann-Kendall sur $F_p(T)$. $H = 1$ & $s > 0$: F_p diminue quand T augmente $H = 0$: F_p reste stable quand T augmente $H = 1$ & $s < 0$: F_p diminue quand T augmente.	35	$2^{[a]}$	5.2

[a] 2 modèles = 1 modèle pour étudier la stabilité de $F_p(T)$ et un pour celle de F_p(POT).

4.8.4 Précisions sur les prédicteurs utilisés pour la construction des modèles de classification

Les prédicteurs pouvant influencer les divergences entre méthodes 3 h et 24 h sont de différentes natures :

1. Descripteurs géophysiques du bassin versant (pente, perméabilité, occupation des sols, etc., tableau 4.4). Ils sont considérés dans cette étude comme invariants dans le temps, ne dépendant ni de la saison ni du climat, comme c'est le cas dans les modèles de simulations climatique et hydrologique utilisés ;
2. Indices climatiques du bassin versant (température moyenne, taux de précipitation extrêmes, etc.) Ils dépendent de la saison, de la période climatique, et de la base de données climatiques choisie comme référence dans le passé – ou de la simulation climatique choisie pour le futur. Plusieurs valeurs sont donc disponibles sur chaque bassin versant. Un seul indice climatique n'est pas défini pour chaque saison, il s'agit de l'indice de saisonnalité, transversal aux saisons. Tous les indices climatiques du tableau 4.5 sont utilisés, excepté ETP en raison de sa très forte corrélation à la température moyenne. Ils sont calculés sur le passé, observé ou simulé selon que la variable de sortie des modèles d'apprentissage est observée ou simulée ;
3. Indices hydrologiques du bassin versant (débit moyen saisonnier normalisé, indice de débit de base, débit maximal saisonnier normalisé, etc., tableau 4.5). Autrement dit signatures hydrologiques. Découlant des descripteurs géophysiques et du climat, ils dépendent également de la saison, de la période climatique, des données climatiques choisies, et éventuellement du MH. Ils sont calculés sur le passé, observé ou simulé selon que la variable de sortie des modèles d'apprentissage est observée ou simulée ;
4. Indices liés au facteur de pointe (F_p, CV_{Fp}). Ce sont également des indices hydrologiques, calculés sur le passé observé ou simulé comme eux, mais sont classés à part en raison de leur forte relation aux objectifs de prédiction ;
5. Indices de CC sur le climat et sur les débits, lorsqu'on s'intéresse au futur ou à des périodes climatiques contrastées (variation de la précipitation moyenne, etc.) Ces indices sont calculés comme des différences pour toutes les variables normalisées ($q_{3x}, \overline{q}, \ldots$), les

taux ($Snow, R99, \ldots$), ainsi que pour $\overline{T}$ et WD. Ils sont calculés comme des différences relatives pour les autres ($RX_3, RX_{24}, \overline{P}$). Dans les deux cas ils sont signalés par le symbole Δ ($\Delta q_{3x}, \Delta RX_3$,, etc.) ;

6. Paramètres calibrés des MH ($x_1, x_2, \ldots$ pour GR4H, $c_{etp}, c_{tr}, \ldots$ pour MOHYSEH). Ces paramètres agrègent une partie de l'information géophysique propre au bassin. Également, les différences entre les paramètres calibrés aux 3 h et aux 24 h, qui contiennent une partie de l'information sur les compensations des erreurs de discrétisation effectuées par les MH aux différents pas de temps. Les différences sont signalées par le symbole Δ, et sont calculées après avoir mis les paramètres 3 h à l'échelle 24 h (*Voir* annexe AI.1.4) ;
7. Indicateurs de la qualité des données d'entrée et de la modélisation, dépendant également des saisons et de la période climatique. Ici, seuls le taux de données manquantes dans les séries de débits aux 3 h ont été considérés.

Tous les prédicteurs ne sont pas utilisés dans tous les apprentissages : les indices hydrologiques ne sont pas utilisés pour prédire les divergences de CC sur les indices hydrologiques par exemple, car leur relation au CC simulé est plus forte que celle du CC aux prédicteurs climatiques ou géophysiques dont ils découlent. La prédiction apporterait alors peu d'information utile et ne permettrait pas de déterminer dans quelles conditions climatiques et géophysiques ces indices hydrologiques sont simulés. Le tableau 4.12 reprend les prédicteurs utilisés pour chaque expérience de prédiction définie à la section 4.8.3.

TABLEAU 4.12 Catégories de prédicteurs utilisés par modèle d'apprentissage

Prédiction	Géophysiques	Climatiques	Hydrologiques	F_p, CV_{F_p}	Changements climatiques	Changements hydrologiques	Paramètres des MH	≠ entre Paramètres des MH 3 h et 24 h	Qualité des données
A.^{e24s}	X			X	X			X[a]	
A.^{e3m}	X				X		X[a]		
B.^{e24s}	X			X	X			X[a]	
B.^{e3m}	X				X		X[a]		
C.	X	X	X[b]						
D.	X	X	X[b]		X	X			
E.	X	X	X[b]	X		X			X

[a] : deux apprentissages sont comparés dans ce cas, un avec les paramètres du MH, et un sans.

[b] : deux apprentissages sont comparés dans ce cas, un avec les prédicteurs hydrologiques, et un sans.

4.8.5 Méthode de sélection des prédicteurs importants

Cette section explicite le calcul de l'importance des prédicteurs au moyen des ensembles d'arbres construits par ensachage (section 4.8.5.1). Puis elle définit la méthode de sélection d'un sous-groupe de prédicteurs suffisant pour construire un modèle compact d'ensembles d'arbres de capacité prédictive similaire au modèle complet (section 4.8.5.2). Enfin, elle liste toutes les méthodes complémentaires de sélection des prédicteurs utilisées dans cette étude (section 4.8.5.3).

4.8.5.1 Ordre d'importance des prédicteurs par permutation de leurs valeurs

L'importance des prédicteurs dans chaque modèle d'arbres est déterminée par Permutation des valeurs des Prédicteurs des échantillons Hors Sac (PPHS) selon la méthode suivante :

- Pour chacun des arbres $\overline{T}$ et pour chaque prédicteur j utilisé pour la séparation d'un nœud de l'arbre, on calcule d_{tj}, la différence entre (1) l'erreur obtenue sur la variable de sortie en appliquant le modèle aux données d'entraînement dans lesquelles on a permuté de façon aléatoire les valeurs du prédicteur j entre elles, et (2) l'erreur hors sac de l'arbre. Si le prédicteur est important pour déterminer la variable de sortie, d_{tj} le sera aussi.
- L'importance globale du prédicteur j est calculée comme le rapport signal sur bruit de la série $d_{tj}, \forall\, t$ (sa moyenne divisée par son écart-type).

Quelques remarques complémentaires :

1. Si le prédicteur n'a aucun impact sur la variable de sortie, il peut arriver que l'importance du prédicteur soit légèrement négative, c'est-à-dire que l'erreur obtenue après permutation aléatoire des valeurs soit moindre que l'erreur hors sac. Ce cas a particulièrement été rencontré pour le prédicteur *période de récurrence T*. Cependant, si plusieurs prédicteurs ont une importance négative non négligeable par rapport aux importances positives des prédicteurs clés, ils sont le symptôme que la classification est trop déséquilibrée pour valider sur un échantillon hors sac. Les observations de la classe minoritaire ont toutes été prises en sac ou presque, et l'échantillon hors sac ne contient presque pas d'observations de cette classe minoritaire [9]. Les échantillons hors sac ne peuvent pas être utilisés dans ce cas (*Voir* la méthodologie modifiée dans ce cas en annexe AI.5.3).
2. Plusieurs prédicteurs apparaissent importants dans le modèle de classification, mais n'ont pas d'influence sur la variable de sortie si on teste leur dépendance à cette dernière selon un test χ^2 univarié. On en conclut que la prédiction de la variable de sortie dépend d'interactions entre ces prédicteurs et d'autres prédicteurs du jeu de données.

[9] La classe minoritaire est la classe la moins représentée dans l'échantillon d'apprentissage.

3. Les prédicteurs déterminés comme les plus importants selon cette méthode restent stables si l'on réitère le processus sur des périodes d'entraînement différentes. Cependant, l'ordre des prédicteurs de moindre importance peut varier.
4. L'un des biais possibles de cette méthode est le fait qu'en permutant les valeurs des prédicteurs de façon aléatoire sans contraintes, on obtient des instances qui ne sont pas nécessairement réalistes d'un point de vue physique. Si la proportion de valeurs non réalistes est forte, les résultats de la méthode peuvent être biaisés.

4.8.5.2 Modèles compacts de classification

Pour chaque expérience, un modèle compact de classification a aussi été construit avec un nombre restreint de prédicteurs. C'est ce processus qui permet d'identifier les prédicteurs réellement nécessaires à la prédiction des classes. Pour cela, après avoir entraîné le modèle complet, les prédicteurs ont été classés par ordre d'importance décroissante selon l'ordre obtenu en permutant les valeurs des prédicteurs sur les échantillons hors sac (*Voir* section 4.8.5.1). Un nouveau modèle a été construit en utilisant initialement uniquement les $n = 2$ prédicteurs les plus importants, puis en incrémentant le nombre de prédicteurs inclus dans le modèle ($n \leftarrow n + 1$) jusqu'à obtenir un modèle de performance similaire au modèle complet. Pour chaque valeur de n, les performances du modèle complet et du modèle compact ont été comparées à travers un test asymptotique du rapport de vraisemblance (Wilks, 1932, *likelihood ratio test*), afin de déterminer si les erreurs de prédiction des deux modèles sur les échantillons hors sac étaient significativement différentes ou non. Ce test classiquement utilisé pour sélectionner les prédicteurs les plus importants d'un modèle compare les maxima de vraisemblance des deux modèles. Ceux-ci sont estimés en utilisant non pas l'erreur de classification, qui peut être une mesure inappropriée dans le cas d'une classification déséquilibrée car elle représente surtout l'erreur sur la classe dominante, mais une erreur pondérée par des coûts associés à chaque case de la matrice de confusion. Cela permet de donner un plus grand poids à l'échec de prédiction des classes minoritaires rencontrées dans certains cas (*Voir* annexe AI.5.3), et le test est donc sensible à la capacité des modèles à représenter la classe minoritaire. Le coût associé à un échec de la prédiction

d'une observation d'une classe minoritaire a simplement été choisi comme le ratio entre le nombre d'observations de la classe majoritaire, divisé par le nombre d'observations de la classe minoritaire dans l'échantillon complet.

Tant que le test a rejeté l'hypothèse selon laquelle les deux modèles ont un même pouvoir de prédiction, la procédure a été itérée en incrémentant le nombre de prédicteurs inclus dans le modèle compact ($n + 1$ prédicteurs). Le modèle compact finalement choisi contient donc le plus petit nombre de prédicteurs possible, pour lesquels on ne peut rejeter l'hypothèse selon laquelle les modèles complet et compact ont une capacité de prédiction équivalente. Sur l'ensemble des ensembles d'arbres construits dans cette étude, le modèle compact comprend entre 3 et 16 prédicteurs, pour une médiane de 5 prédicteurs.

Les modèles compacts sont utilisés à deux fins :

- définir pour chaque classification les prédicteurs essentiels pour prédire les classes (*Voir* section 4.8.5),
- calculer les dépendances partielles de la classification à chacun de ces prédicteurs (*Voir* section 4.8.6).

4.8.5.3 Méthodes complémentaires de classement de l'importance des prédicteurs

La sélection de prédicteurs importants par la méthode PPHS de permutation des valeurs des prédicteurs d'un ensemble d'arbres présente de nombreux avantages comme vus dans la revue de littérature (prise en compte de la corrélation entre variables sans surestimer l'importance des variables corrélées, prise en compte de prédicteurs continus/catégoriques, etc.). Toutefois, l'information fournie par cette méthode peut être complétée par d'autres méthodes plus simples de sélection de prédicteurs d'importance (tests χ^2 précédemment mentionnés par exemple). Ainsi, dans chaque diagramme en barres représentant l'importance relative des prédicteurs obtenue par permutation, on a également mentionné si les prédicteurs étaient importants selon d'autres critères. Les différents prédicteurs ont donc été regroupés par type d'importance, selon

qu'ils répondaient ou non aux critères suivants, classés par ordre d'importance décroissante dans la liste ci-dessous. La figure 4.6 illustre les quatre critères.

1. Prédicteurs majeurs selon la permutation hors sac PPHS (couleur marron sur la figure 4.6). Le choix des prédicteurs les plus importants selon cette méthode a été fait ainsi : les prédicteurs du modèle compact sont classés par ordre d'importance décroissante. La pente (toujours négative) de cette série est calculée en chaque point (entre ce point et le point suivant). La pente est fortement négative pour les premiers prédicteurs, puis se stabilise à de faibles valeurs négatives pour les prédicteurs de la queue de la série dont l'importance est équivalente et faible (*Voir* l'exemple en annexe AI.5.5, figure -A I-11). Les représentations graphiques de l'importance des prédicteurs dans cette étude ont toutes une apparence semblable. Sont considérés comme majeurs les prédicteurs pour lesquels la pente calculée est à plus d'un écart-type à gauche de la médiane des pentes. Il peut arriver que ce critère de sélection mène à inclure également les derniers prédicteurs de la série, auquel cas ils sont bien sûr retirés.
2. Prédicteurs les plus importants selon la variation de leur impact sur la différence entre les méthodes 3 h et 24 h, à travers leur plage de valeurs (tirets jaunes sur la figure 4.6). Sont inclus dans cette classe les prédicteurs appartenant à l'ensemble d'arbres compact pour lesquels au moins l'une des classes de différences entre les méthodes 3 h et 24 h a un taux de présence qui varie d'au moins 10 % à travers les 50 quantiles de la plage de valeurs du prédicteur (*Voir* section 4.8.6). Par exemple, le facteur de pointe serait inclus si le taux de simulations pour lesquelles la méthode 3 h est plus performante pour la simulation de crues journalières de récurrence passe de 25 à 40 %, lorsque le facteur de pointe passe de 1,2 à 1,5.
3. Prédicteurs les plus importants selon les tests de χ^2 (encadrement noir sur la figure 4.6). Le choix des prédicteurs les plus importants se fait selon la même méthode de calcul de pente que dans le cas 1., appliqué à l'importance calculée selon le test χ^2.
4. Prédicteurs nécessaires à la construction des ensembles d'arbres compacts (couleurs marron et vert sur la figure 4.6). Seuls sont considérés dans ce groupe les prédicteurs nécessaires

à la construction d'un ensemble d'arbres compact dont l'erreur n'est pas supérieure à celle de l'ensemble constitué de tous les prédicteurs.

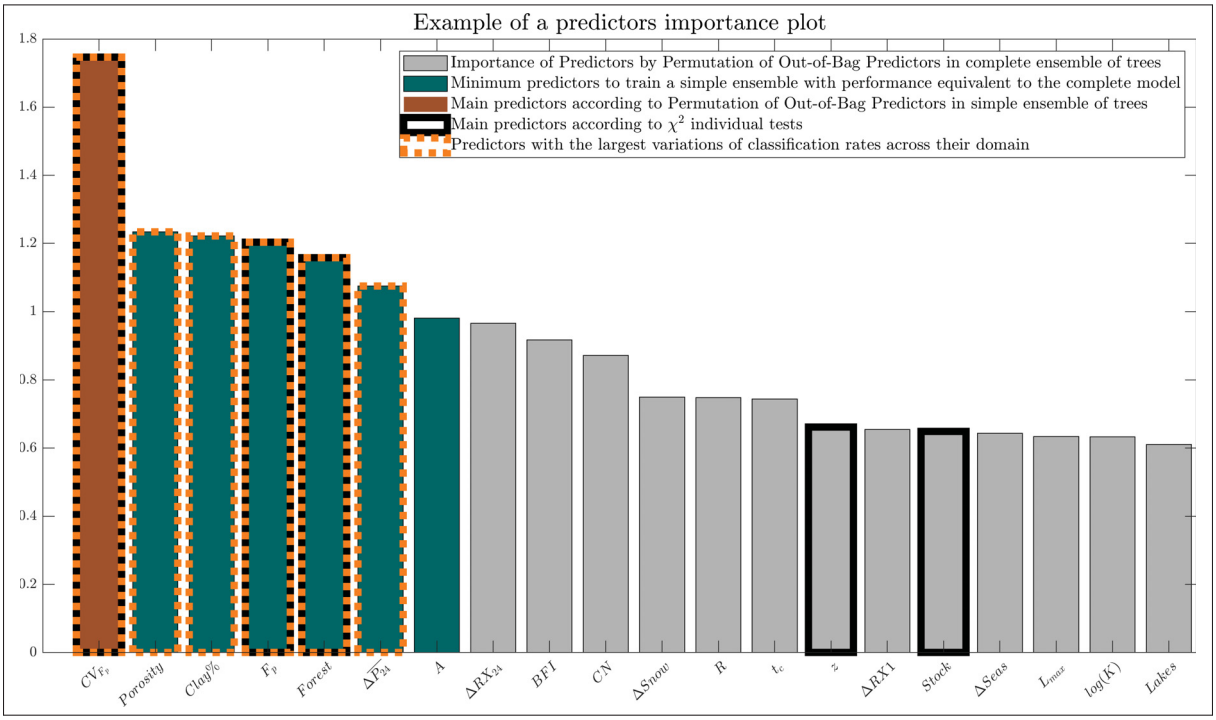


FIGURE 4.6 Exemple de classement complet des prédicteurs pour l'ensemble d'arbres compact. Cet exemple correspond à l'ensemble d'arbres construit pour déterminer si le changement climatique sur les maxima saisonniers projeté par GR4H est plus élevé aux 324 ($ECC_1^{e24s} > 0$) ou aux 24 h ($ECC_1^{e24s} < 0$). Les définitions des prédicteurs sont explicitées dans les tableaux 4.4 et 4.5. Les quatre types de classement des prédicteurs définis à la section 4.8.5.3 sont identifiés dans la légende

4.8.6 Calcul des dépendances partielles de la variable de sortie à un prédicteur particulier

Une fois déterminés les prédicteurs ayant le plus d'influence sur la variable de sortie (*c.-à-d.* sur la plus-value de la simulation sous-journalière en général), on a calculé la dépendance partielle de la variable de sortie à chacun de ces prédicteurs d'influence selon la méthode de Friedman (2001), comme implémenté dans la fonction *PartialDependence* de MathWorks (2024). La plage de valeurs du prédicteur est divisée en 50 intervalles d'égale distance du 1er au 99^{e} percentile.

Sur chaque intervalle sont établis les scores des différentes classes de la variable de sortie prédits par le modèle de décision compact [10]. Ces scores sont calculés comme la moyenne des scores prédits pour cet intervalle lorsqu'on fait varier les valeurs des autres prédicteurs sur toute leur plage de valeurs. Une fois les scores calculés, ils sont tracés en fonction des valeurs du prédicteur. Un exemple est présenté à l'annexe AI.5.6.

Dans le cas où le modèle de prédiction n'est pas un modèle de classification mais un modèle de régression (c'est-à-dire lorsqu'on étudie la valeur du facteur de pointe en fonction des prédicteurs à la section 5.1), la procédure est la même, excepté que la variable de sortie n'est pas une variable catégorique répartie en classes, mais une variable continue. On calcule donc dans ce cas la moyenne de la variable de sortie pour chaque intervalle de la plage de valeurs du prédicteur.

[10] Rappel d'un exemple de classes : (a) $|ECC_T^e| > 10\%$: projections 3 h et 24 h divergentes ; (b) $|ECC_T^e| \leq 10\%$: projections 3 h et 24 h similaires. *Voir* la section 4.8.3 pour la liste des classes dans chaque modèle de classification.

CHAPITRE 5

STABILITÉ ET PRÉDICTEURS DES FACTEURS DE POINTE OBSERVÉS

Que l'on choisisse d'estimer les débits de crue futurs par une simulation sous-journalière ou par l'application d'un facteur de pointe sur une simulation journalière, l'hypothèse forte qui sous-tend la validité de la méthode est sa stationnarité : stationnarité du facteur de pointe, stationnarité des paramètres des MH (excepté dans les quelques tentatives d'utilisation de paramètres des MH dépendant de variables climatiques bien sûr, comme dans Wallner et Haberlandt (2015a) par exemple). Ce chapitre s'intéresse spécifiquement au cas du facteur de pointe : peut-on le considérer comme stationnaire ? Peut-on estimer l'incertitude associée à cette hypothèse en comparaison des autres sources d'incertitude ? Autrement dit, les incertitudes issues d'une part de l'hypothèse de stationnarité d'un modèle sous-journalier, d'autre part de l'hypothèse de stationnarité d'un modèle journalier associé à un facteur de pointe, sont-elles du même ordre de grandeur ? Les MH sont-ils capables de simuler ce facteur de pointe et, si ce dernier n'est pas stationnaire, de simuler sa variabilité en fonction du climat ? Quels contextes géophysiques et hydroclimatiques sont plus propices à la validité de l'hypothèse de stationnarité du facteur de pointe ?

Des pistes pour répondre à ces questions sont proposées ici, où l'on étudie successivement : les prédicteurs des facteurs de pointe observés dans le passé récent (section 5.1) ; la dépendance des facteurs de pointe observés à la magnitude des crues d'un bassin ou autrement dit à la période de récurrence des crues (section 5.2) ; l'évolution des facteurs de pointe observés entre des périodes climatiques contrastées du passé récent (section 5.3). Une synthèse est proposée à la section 5.4.

5.1 Prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques des facteurs de pointe observés

Une première approche pour étudier la stationnarité des facteurs de pointe est de s'intéresser à leur lien aux caractéristiques climatiques du bassin. Cette section fait donc suite aux nombreuses études citées dans la revue de littérature qui ont établi des formulations empiriques du facteur de pointe en fonction des caractéristiques des bassins de régions particulières. La présente étude

bénéficie en sus de la grande diversité géophysique et climatique de la zone d'étude, et du développement des méthodes d'apprentissage automatique. Ces avantages sont exploités pour proposer une formulation élargie du facteur de pointe basée sur un grand nombre de prédicteurs, obtenue par un ensemble d'arbres de régression entraîné par un algorithme d'ensachage sur les facteurs de pointe observés des 221 bassins.

La figure 5.1 présente donc les prédicteurs des facteurs de pointe moyens F_p entre les pointes de crue 3 h extraites des séries *POT* observées du passé récent, et les pointes 24 h correspondantes (prédiction 4.8.1C. du tableau 4.11 de la méthodologie). Les séries *POT* composées des crues indépendantes au-dessus du minimum de la série *AMS* sont utilisées au lieu des séries *AMS*, pour inclure toute la diversité des crues des bassins (*Voir* méthodologie 4.4.2.2). Pour tenir compte de l'impact possible des conditions climatiques sur les facteurs de pointe, les facteurs de pointe et prédicteurs observés de chaque bassin sont calculés sur 10 périodes climatiques contrastées de huit ans chacune (*Voir* section 4.2.3.1). L'algorithme de régression établi à partir des ensembles d'arbres de décision est très performant ($R^2 = 0,94$ sur les données hors sac), montrant que les facteurs de pointe moyens sur une saison et un climat particulier peuvent être estimés avec fiabilité à partir de la connaissance des métriques du bassin. À titre de comparaison, Taguas *et al.* (2008) par exemple calculent la corrélation entre les facteurs de pointe issus de séries observées aux 15 minutes de neuf bassins semi-arides d'Espagne et ceux de formules régionales établies par régression. Deux formules en fonction de l'aire seule, ou en fonction de trois prédicteurs (aire, pente, précipitation annuelle moyenne) offrent des corrélations respectives de seulement $R^2 = 0,71$ et $R^2 = 0,82$, malgré la forte similarité des contextes géophysiques et hydroclimatiques des bassins concernés.

Sur la figure 5.1, les modèles de régression ont été établis avec et sans les prédicteurs hydrologiques (graphes [a] et [b]), le premier modèle n'étant bien sûr pas utilisable dans un bassin non jaugé. Dans l'histogramme de l'importance des prédicteurs (a), établie par permutation des valeurs des prédicteurs des échantillons hors-sac (*Voir* section 4.8.5.1), 8 des 27 prédicteurs proposés sont suffisants pour obtenir une régression d'aussi bonne performance que la régression comprenant tous les prédicteurs (en marron et vert). Ces huit prédicteurs sont principalement des métriques

liées à la séparation des écoulements entre ruissellement et infiltration, et la vitesse des écoulements, pour moitié stationnaires et pour moitié non stationnaires. Aucune métrique climatique n'apparaît nécessaire pour calculer le facteur de pointe moyen, mais il est certain que les métriques hydrologiques qui font partie des huit prédicteurs contiennent une partie de l'information climatique et sont plus directement reliées au facteur de pointe. Cela explique certainement qu'ils soient privilégiés en lieu des indicateurs climatiques.

Les deux prédicteurs qui se démarquent sont q_{3X}, le débit maximal saisonnier normalisé, et $Stock$, le taux de milieux humides sur le bassin [1]. La figure 5.2 qui détaille la dépendance partielle de F_p aux principaux prédicteurs montre que : 1) Les bassins peuvent se répartir en deux classes, des bassins lents ($q_{3X} < 3,5\ 10^{-7} m.s^{-1}$) à faible F_p, et des bassins rapides ($q_{3X} > 3,5\ 10^{-7} m.s^{-1}$) à F_p élevé. 75 % des bassins-saisons étudiés ici sont dans la première classe. 2) Les facteurs de pointe élevés ne peuvent se retrouver que sur des bassins peu enclins au stockage : les bassins présentant un facteur de pointe supérieur à 1,25 ont moins de 8 % de zones humides selon la courbe de dépendance partielle. On verra par la suite que la capacité de stockage est aussi un prédicteur important des divergences entre projections journalières et sous-journalières (chapitre 9) et qu'il est corrélé aux paramètres des MH liés à l'hydrogramme unitaire calibrés en sous-journalier (annexe AII.5.2). Cette importance est vraisemblablement liée à la capacité des zones humides à retenir une partie des pluies et ainsi à atténuer les crues.

La figure 5.1 fournit aussi les six autres prédicteurs nécessaires au calcul de F_p par régression, qui modulent la valeur de F_p obtenue à partir de q_{3X} et $Stock$. Ces six prédicteurs sont également liés soit à la vitesse des écoulements de surface (temps de concentration t_c et aire A), soit à la séparation des écoulements déterminant l'importance des écoulements souterrains (perméabilité K et coefficient de ruissellement CN pour les prédicteurs physiques indépendants du temps ; taux d'infiltration $Infilt$ et part du débit de base BFI pour les prédicteurs non stationnaires calculés à partir des volumes saisonniers de précipitation et de débit). Selon la figure 5.2, les facteurs de pointe élevés se retrouvent uniquement sur les bassins dont le temps de concentration est inférieur à 20 h et l'aire inférieure à 350 km^2. La relation entre coefficient de ruissellement

[1] Les prédicteurs sont définis dans les tableaux 4.4 et 4.5.

et facteur de pointe est de son côté majoritairement linéaire décroissante, mais son interprétation physique n'est pas évidente, et est contraire aux précédents constats : pourquoi des bassins plus enclins à l'infiltration (faible CN) ont-ils un facteur de pointe plus élevé ? Les CN ne sont pas répartis de façon homogène dans toutes les régions de notre étude, et sont beaucoup plus élevés dans les Rocheuses où les facteurs de pointe, presque tous calculés sur des événements de fonte, sont justement bas (*Voir* figure 5.3). Il se pourrait que le lien entre CN et F_p observé ici et difficile à expliquer physiquement, soit en fait issu de cette inhomogénéité dans les données. On pourrait aisément le vérifier en calculant de nouveau la régression sans les bassins des Rocheuses.

Enfin, on constate que des huit prédicteurs nécessaires à l'estimation de F_p par régression, seuls trois sont reliés à F_p de façon indépendante selon un test χ^2 : le taux de zones humides et le temps de concentration pour les prédicteurs physiques, et le débit maximal saisonnier normalisé pour les prédicteurs hydrologiques. Cela témoigne de la non-linéarité de la relation entre F_p et les prédicteurs, et de l'importance des interactions existant entre le facteur de pointe et les différents paramètres contrôlant la part des écoulements souterrains au débit. Ces fortes interactions sont certainement la raison pour laquelle il est difficile de proposer une formule de calcul du facteur de pointe indépendante de la région dans la littérature jusqu'à présent, et que de nombreuses formules régionales aient été développées (Salajegheh et Dastorani, 2006). L'utilisation de l'apprentissage automatique semble une bonne piste pour résoudre ce problème et permettre une estimation unifiée du facteur de pointe dans des contextes différents. Si le bassin est jaugé et que les métriques de débit sont donc disponibles, on aura bien sûr plutôt tendance à extraire directement F_p de la série de débits observés en climat stationnaire, mais à le calculer à partir des ensembles d'arbres en climat non stationnaire.

Pour déterminer si les ensembles d'arbres de décision permettent également de calculer F_p sur des bassins non jaugés, il est possible de relancer l'algorithme d'apprentissage sans les prédicteurs hydrologiques (graphe 5.1b). La performance de l'algorithme est tout aussi excellente ($R^2 = 0,95$, six prédicteurs nécessaires). Le taux de zones humides reste un prédicteur essentiel, accompagné du taux de précipitations extrêmes $RX99$ qui remplace la vitesse de crue maximale

saisonnière q_{3X}. Les caractéristiques contrôlant l'infiltration (perméabilité $log(K)$ et coefficient de ruissellement CN) sont conservées ainsi que le temps de concentration t_c lié à la forme de l'hydrogramme et à la réactivité du bassin. Apparaît aussi maintenant le taux de précipitation neigeuse $Snow$ qui informe sur la présence de crues de fonte, aux facteurs de pointe généralement faibles. On retrouve les conclusions de Gaál *et al.* (2015) selon qui les caractéristiques des précipitations sont nécessaires pour déterminer la relation entre pointe de crue et volume de crue (c'est-à-dire le facteur de pointe), autant que les caractéristiques géophysiques. Ce constat pointe directement vers une tendance à la non-stationnarité du facteur de pointe et à sa dépendance au type d'événements. Cependant, le test du χ^2 réalisé de façon indépendante sur chaque prédicteur ne détecte aucune relation directe entre F_p et les prédicteurs climatiques $R99$ et $Snow$: c'est la prise en compte des interactions entre prédicteurs climatiques et caractéristiques géophysiques du bassin qui permet de calculer efficacement F_p. De plus, dans cette version des ensembles d'arbres de décision, l'aire n'est plus nécessaire. Ainsi, aucune des caractéristiques géophysiques les plus usuelles pour calculer empiriquement le facteur de pointe (Aire, Pente, longueur du thalweg) n'est nécessaire pour le calculer à partir d'arbres construits par apprentissage automatique, malgré la relation directe qui les lie à F_p comme en témoignent les tests χ^2 significatifs associés à ces trois caractéristiques.

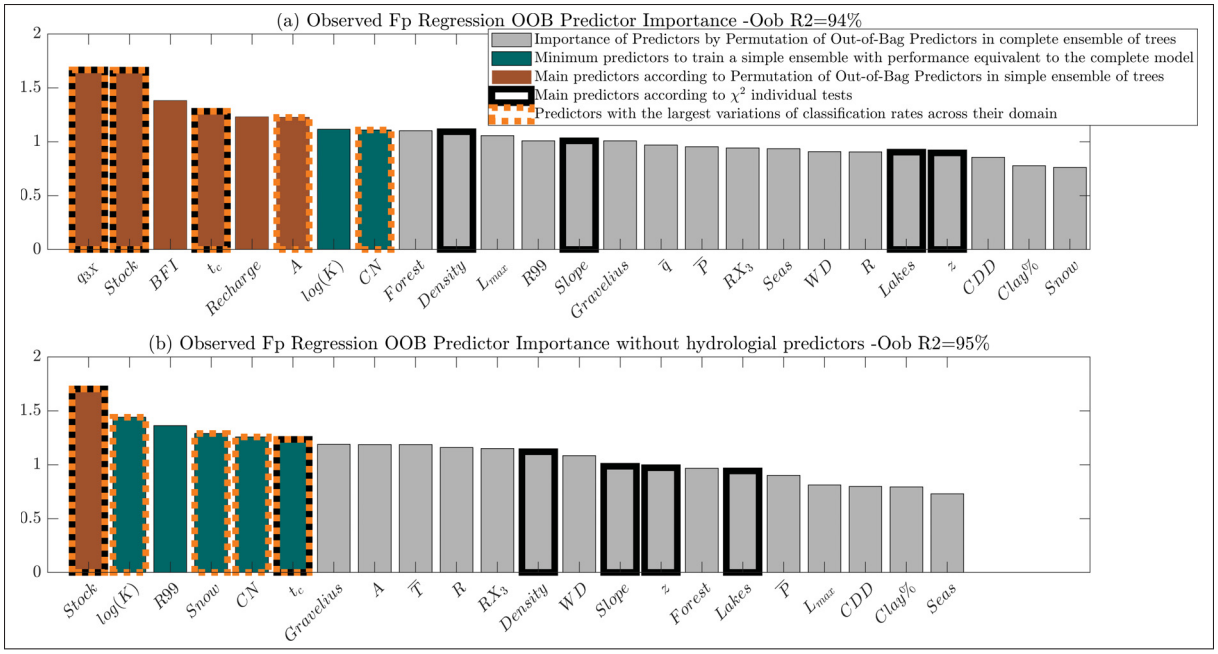


FIGURE 5.1 Importance des prédicteurs utilisés dans le modèle de régression du facteur de pointe saisonnier moyen d'un bassin, F_p, obtenu à partir d'un algorithme d'ensachage d'arbres de décision (prédiction 4.8.1C.). Les prédicteurs sont définis dans les tableaux 4.4 et 4.5. Le succès en prédiction en termes de R^2 sur les données hors Sac est indiqué dans les titres. Les prédicteurs et F_p sont calculés à partir des débits observés et du climat MSWEP2 sur 10 périodes climatiques contrastées de huit ans (*Voir* section 4.2.3.1), par bassin et par saison (6 780 données). (a) et (b) fournissent les résultats avec ou sans les prédicteurs hydrologiques

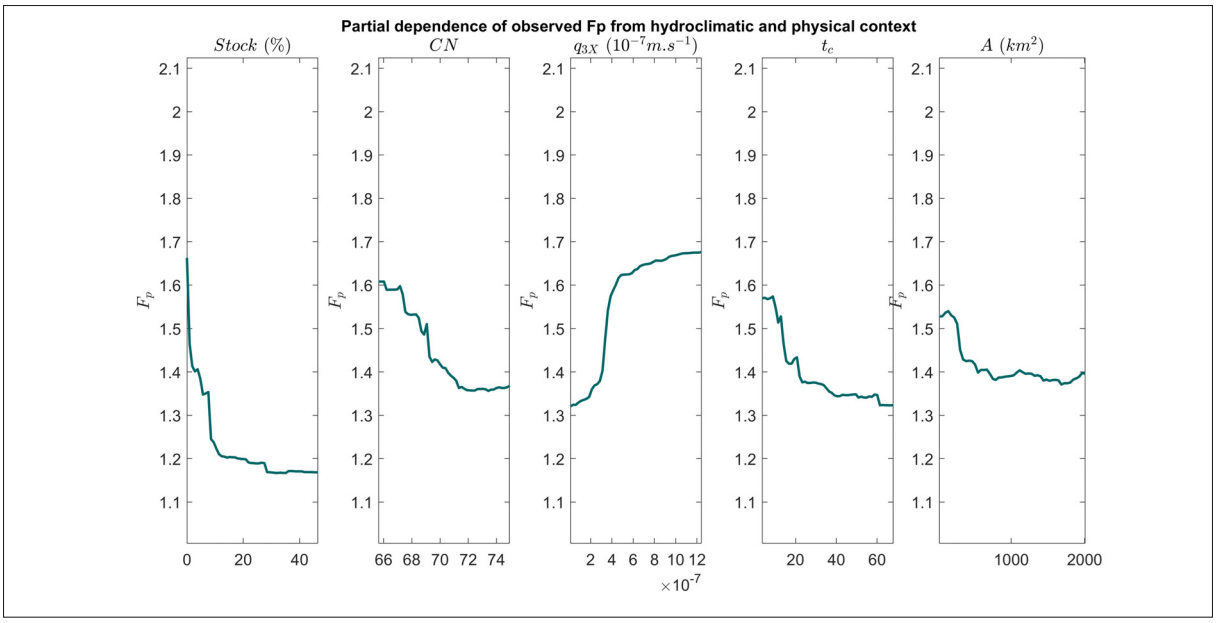


FIGURE 5.2 Dépendance partielle d F_p moyen aux facteurs hydroclimatiques et géophysiques les plus déterminants, selon le modèle d'apprentissage par ensachage construit sur les données hors sac, en comprenant les prédicteurs hydrologiques (*Voir* méthodologie 4.8.6)

On a vu, avec le cas du coefficient de ruissellement, que la répartition non homogène des descripteurs géophysiques et hydroclimatiques des bassins dans les différentes régions pouvait mener l'algorithme à utiliser un prédicteur comme *proxy* pour représenter une région. Cela signifie que ce modèle ne peut pas être utilisé hors de l'Amérique du Nord sur laquelle il a été construit, malgré la diversité de cette dernière. Cette diversité régionale et saisonnière que le modèle de régression parvient à représenter est illustrée sur la figure 5.3. Les facteurs de pointe des Rocheuses, et des Grands Lacs, sont à la fois plus bas et moins variables que ceux des autres régions, pour lesquelles la variabilité des facteurs de pointe au sein de la région est grande. Ces facteurs de pointe plus faibles sont dus au fait que la majorité des crues sont des crues de fonte dans les Rocheuses, et que la pente moyenne de la majorité des bassins est faible pour les Grands Lacs. La variabilité intrasaisonnière des facteurs de pointe quant à elle est importante pour toutes les saisons, excepté pour la saison de fonte pour laquelle les F_p sont bas et peu variables : 75 % des F_p calculés y sont inférieurs à 1,3.

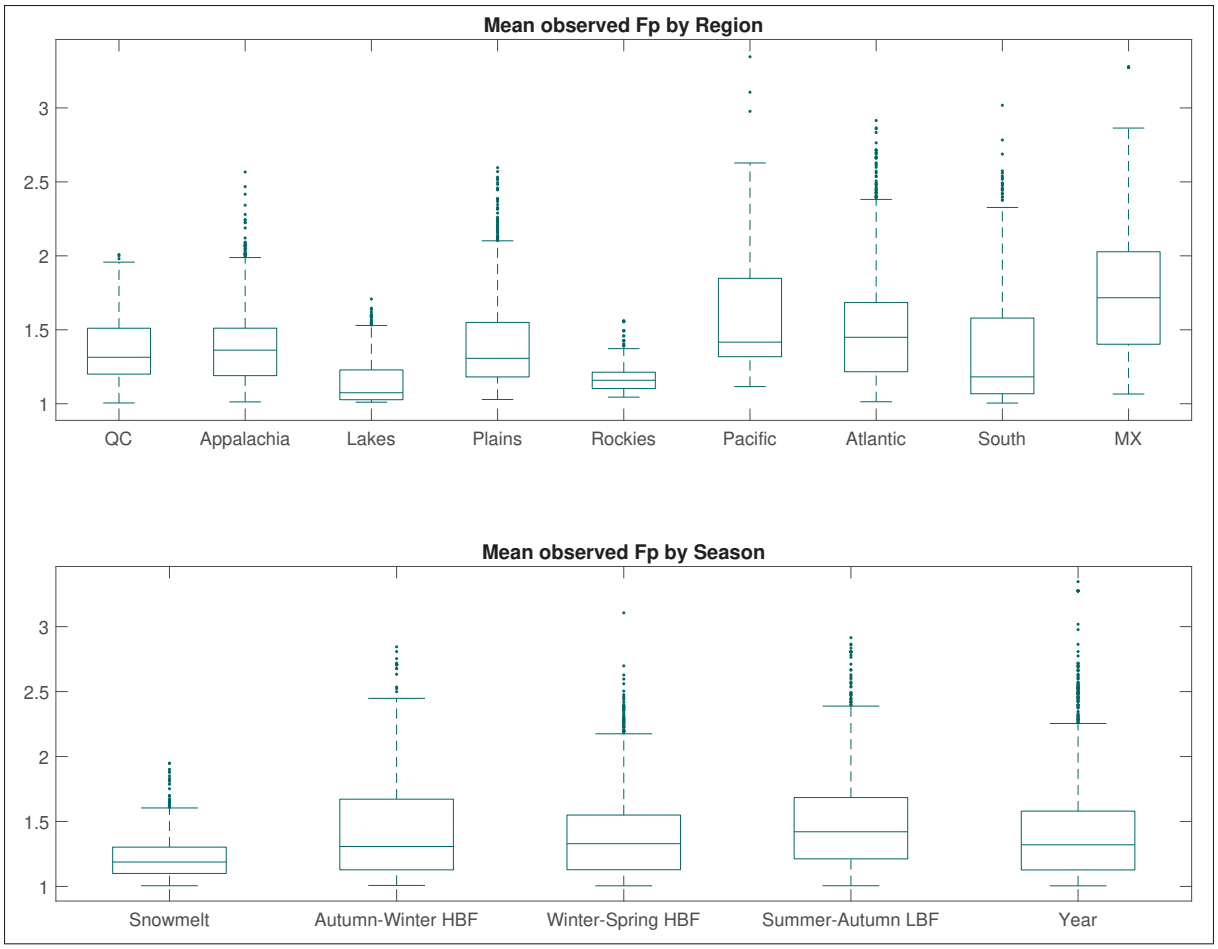


FIGURE 5.3 Boîtes à moustaches représentant les valeurs observées du facteur de pointe moyen des bassins par région et par saison. Sur chaque bassin sont pris en compte les facteurs de pointe calculés sur les 10 périodes climatiques contrastées du passé récent (périodes de huit ans)

5.2 Dépendance des facteurs de pointe observés à la magnitude de crue

La prédominance du prédicteur q_{3X} pour le calcul du facteur de pointe dans la section précédente pousse à étudier la stabilité de ce dernier en fonction de l'ampleur des crues. Cette stabilité a été étudiée de deux façons : à partir des séries saisonnières d'une trentaine d'années de crues observées au-dessus d'un seuil (séries *POT*), à la section 5.2.1 ; et à partir des crues de récurrence de 5 à 100 ans calculées extraites de différentes distributions théoriques d'AFC, à la section 5.2.2. Les crues ciblées par ces deux techniques sont différentes à plus d'un égard.

Notamment, on peut citer les deux points suivants : 1) les magnitudes de crues *POT* restent dans les limites des crues observées sur la période considérée, alors que les crues AFC (AFC-AMSou AFC-POT) touchent des périodes de récurrence et des magnitudes plus élevées ; 2) les séries *POT* sont souvent non homogènes, même lorsqu'on a pris soin de les restreindre à l'échelle de saisons hydrologiques supposément dominées par un seul type de processus générateur de crues. Les crues issues de l'AFC de leur côté sont construites en supposant que les échantillons utilisés sont homogènes, et leurs magnitudes de crue augmentent régulièrement avec la période de crue selon une courbe définie par la distribution statistique choisie. L'objectif de cette section de l'étude est donc d'étudier la stabilité du facteur de pointe à travers les magnitudes de crue dans les deux cas, et de vérifier leur cohérence. Cela permettra d'évaluer l'erreur que pourrait comporter la méthode d'application d'un facteur de pointe aux débits extrêmes journaliers pour la définition des débits instantanés de conception, si le facteur de pointe dépend de l'ampleur de la crue.

5.2.1 Dépendance des facteurs de pointe à la magnitude de crue à partir des séries *POT*

Dans cette partie de l'étude, les crues au-dessus d'un seuil sont extraites pour chaque saison sur chaque bassin à partir des séries de débits observés aux 3 h sur la période complète de données disponibles (autour de 27-30 ans en fonction des bassins), selon la méthode décrite à la section 4.4.2.2. Le seuil choisi est le minimum de la série de maxima saisonniers, horsains bas exclus, et les séries de crues contiennent ainsi entre 23 et 223 crues, pour une médiane d'exactement 100 crues. Les facteurs de pointe de chaque crue sont calculés et triés par ordre croissant de magnitude des crues 3 h. Des tests de Mann-Kendall, Sen et Pettitt sont effectués sur chaque série de facteurs de pointe, pour déterminer si ces derniers évoluent avec l'importance des crues. Il s'avère que l'hypothèse de stationnarité de F_p en fonction de la magnitude de crue est rejetée dans 60 % des 669 expériences (221 bassins présentant chacun 2 à 5 saisons), pour un seuil significatif $\alpha = 0,05$. Sur ces bassins-saisons, 67 % des cas non stationnaires présentent une tendance à l'augmentation de F_p avec la magnitude de crue, et 33 % à la diminution. Par ailleurs, le test de Pettitt détecte un point de rupture pour 55 % des 669 expériences. Le comportement des bassins est donc

diversifié, comme l'illustre la figure 5.4 qui présente quelques exemples des séries de facteurs de pointe. On y remarque plusieurs types de comportements de F_p : tendances linéaires nulles, à la hausse ou à la baisse tant sur le facteur de pointe que sur sa variabilité ; ou encore séparation de la série en deux blocs de comportements différents (stationnaire puis en augmentation ; en diminution puis stationnaire, augmentations successives de pente différente, etc.). Quelques bassins non représentés dans cet échantillon aléatoire présentent aussi un comportement en trois blocs (stabilité de F_p pour les petites crues puis augmentation jusqu'à un maximum et diminution sur les crues les plus rares). Les bassins-saisons présentant ces changements de comportement de F_p entre crues *POT* courantes et plus rares ont généralement des séries *POT* plus longues, c'est-à-dire un plus grand nombre d'événements par saison et un seuil plus bas par rapport au débit saisonnier maximal moyen. Leurs séries *POT* comptent en moyenne 4,4 événements par saison contre 3,5 pour les bassins-saisons pour lesquels aucun changement n'est détecté. Leur seuil équivaut en moyenne à 29 % du débit saisonnier maximal moyen contre 39 % pour ceux sans changement. Ils correspondent donc aussi à des bassins sur lesquels on observe une plus grande variabilité des crues. On pourrait par conséquent se demander si le choix du seuil a une importance sur la détection d'un changement de comportement entre crues fréquentes et rares, et il serait intéressant de tester différents moyens de calculer le seuil. Cependant, un seuil bas n'est pas la seule explication possible pour la présence d'un point de rupture, car ce dernier peut aussi se trouver au niveau des crues plus rares. Les crues observées aux points de rupture correspondent en moyenne à une crue de magnitude égale à 70 % du débit saisonnier maximal moyen $\overline{AMS}$, donc plutôt parmi les crues fréquentes, mais elles sont aussi plus élevées que $\overline{AMS}$ dans 16 % des cas de rupture détectés.

Il apparaît que ces ruptures correspondent, au moins dans une partie des cas, à une réelle distinction entre des processus hydrologiques différents. Par exemple, les crues les plus extrêmes correspondent souvent à une combinaison mixte d'événements : un épisode de fonte auquel s'ajoute une pluie printanière, une activité synoptique combinée à un orage convectif, etc. Dans ces deux derniers exemples, le ruissellement lié à l'orage s'ajoute à un débit de base plus important qu'à l'ordinaire ; le facteur de pointe de l'événement sera donc moins important

que celui mesuré pour un orage similaire sur un débit de base plus faible [2]. Les graphes de la dernière ligne de la figure 5.4 dans lesquels le facteur de pointe diminue après un point de rupture peuvent correspondre à ce type de situations, et le point de rupture détecté est alors une métrique importante de l'hydrologie des extrêmes pour ces bassins. Cette hypothèse pourrait être vérifiée en analysant en détail les conditions climatiques ayant mené aux événements de crue avant et après le point de rupture, sur un ou plusieurs bassins utilisés comme cas d'étude.

Sur d'autres bassins-saisons, les crues les plus rares peuvent correspondre à des événements de pluie de type convectif plus courts et plus intenses. La forme plus pointue de l'hydrogramme peut alors mener à un facteur de pointe plus important que pour des événements synoptiques de plus longue durée. Ces cas pourraient correspondre aux bassins de la ligne (2) de la figure 5.4, pour lesquels le facteur de pointe augmente cette fois après un point de rupture. De nouveau, l'analyse des conditions météorologiques liées aux événements avant et après la rupture permettrait de confirmer cette hypothèse, et le point de rupture constituerait toujours une métrique importante du comportement hydroclimatique du bassin. Ajoutons que le facteur de pointe dépend de l'heure de crue, c'est-à-dire de la fenêtre sur laquelle est calculée la moyenne journalière, comme on le verra à la section 6.3. Les orages convectifs étant en général associés à un moment privilégié de la journée (fin d'après-midi et soirée), tous les facteurs de pointe associés à ces orages subissent une influence similaire de l'heure de pointe, éventuellement forte en fonction du temps de concentration du bassin. Dans ce cas, ils peuvent constituer une sous-série de F_p issue d'une distribution différente de celle des F_p non associés à des orages convectifs.

[2] l'influence du débit de base sur le facteur de pointe sera étudié en détail à la section 8

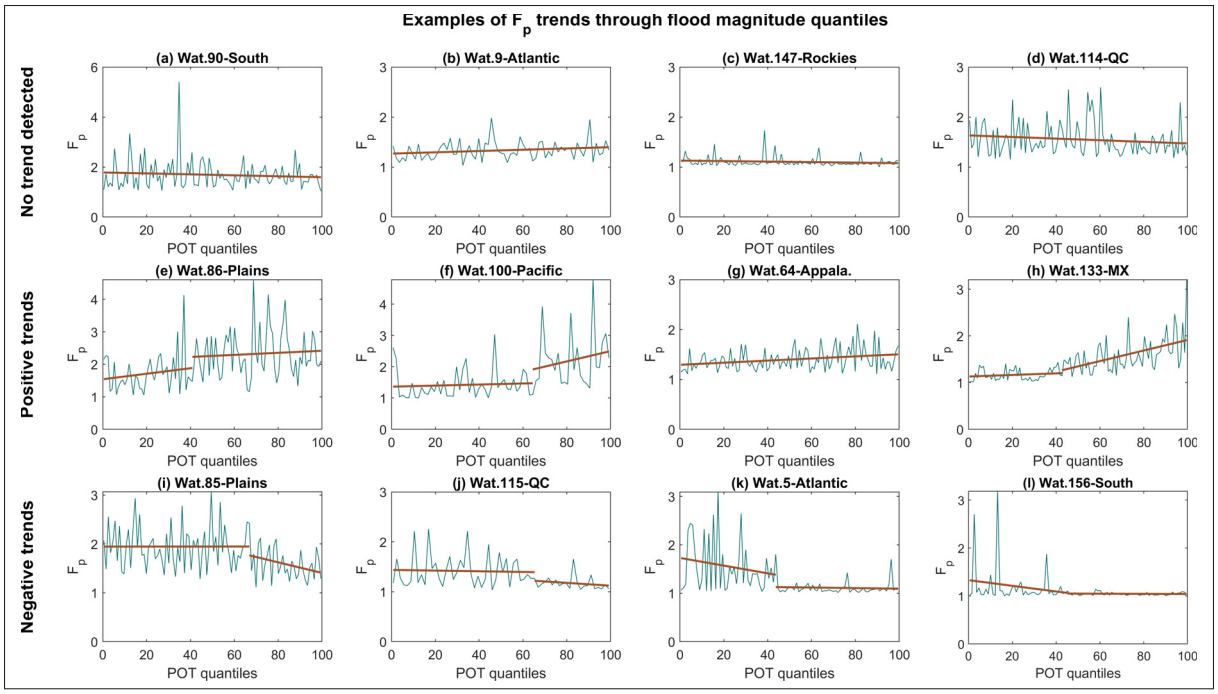


FIGURE 5.4 Exemples de tendances sur F_p en fonction des magnitudes des crues POT. Quatre exemples sont choisis aléatoirement pour chaque type de tendance détectée selon Mann-Kendall (nulle, positive, négative). Les courbes représentent les F_p des crues POT classées par ordre croissant. Les pentes de Sen sont représentées, ainsi que les éventuels points de changement détectés par le test de Pettitt

Ces résultats peuvent apporter un éclairage intéressant sur l'utilisation habituelle d'un facteur de pointe moyen pour chaque bassin-saison, calculé comme la moyenne des facteurs de pointe sur toute la série POT saisonnière. Cette méthode habituelle est considérée comme la plus fiable pour les bassins pour lesquels des séries sous-journalières observées sont disponibles, en comparaison avec des formules empiriques. C'est par exemple la méthode officielle conseillée par CEHQ (2020). Cependant, l'analyse des tendances sur les facteurs de pointe, et la détection de points de rupture tels que présentés ci-dessus rappellent que même en utilisant des séries saisonnières et non annuelles, les événements ne sont pas homogènes. L'observation des crues à travers les facteurs de pointe semble indiquer une relation entre types de processus générateurs de crues, et magnitude de la crue, ou en tout cas comportement du facteur de pointe. Un facteur de pointe moyen pourrait alors plutôt être calculé séparément pour les blocs de crues avant et

après rupture de la série. Par ailleurs, l'utilisation d'un facteur moyen présente un risque dans le cas des bassins pour lesquels on observe une tendance positive sur F_p, puisqu'il sera sous-estimé par rapport au facteur de pointe des crues plus rares. Le facteur de pointe est en effet calculé sur des événements observés sur des périodes d'environ 30 ans, c'est-à-dire sur des crues qui restent relativement courantes par rapport à des crues de récurrence de période plus élevée, généralement nécessaires en ingénierie.

Cette sous-estimation peut être importante : pour certains bassins-saisons, le facteur de pointe moyen du bloc de crues après point de rupture vaut jusqu'à 1,57 fois le facteur moyen calculé sur tous les événements dans nos données. Le facteur de pointe maximal de la courbe de tendance tracée sur les 30 ans va jusqu'à 2,23 fois le facteur moyen. Enfin, le facteur de pointe le plus élevé de la série va jusqu'à 4,54 fois le facteur moyen (en moyenne sur tous les bassins, il vaut 1,78 fois le facteur moyen). La figure 5.5 illustre les différences entre les facteurs de pointe des crues les plus rares (F_p^B) et les plus fréquentes (F_p^A) des droites de tendance, pour les 58 % de bassins-saisons affectés d'une tendance [3]. F_p^B/F_p^A est dans l'intervalle $[0,78; 1,53]$ pour 90 % des bassins de régime nival ou mixte (Québec, Appalaches, Grands Lacs, Plaines, Rocheuses), avec une médiane très proche de 1. Parmi ces régions, Les Grands Lacs et les Rocheuses sont remarquables par la faible variabilité du rapport F_p^B/F_p^A à travers les bassins-saisons : F_p reste stable à travers les magnitudes de crue dans les Grands Lacs, et augmente de 10 % dans les Rocheuses. Malgré leurs dissimilitudes hydroclimatiques, Pacifique et Mexique montrent des résultats identiques : F_p^B/F_p^A y varient dans l'intervalle $[0,87; 2,02]$ pour 90 % des bassins, avec une augmentation médiane de 37 % entre F_p^A et F_p^B. Ce sont ainsi les deux régions présentant la plus forte variation des facteurs de pointe entre crues fréquentes et rares, une variation assez imposante pour rendre franchement problématique l'utilisation d'un facteur de pointe moyen pour toutes les crues. Atlantique et Sud montrent enfin des variations de l'ordre de celles rencontrées au Nord, mais avec une tendance à l'augmentation de F_p de 10 % en médiane.

[3] Le rapport ici tracé est inférieur à celui entre les crues maximale et minimale de la série de 30 ans de maxima saisonniers. Par exemple, sur le sous-graphe (a), le rapport à partir des droites de tendance vaut F_p^B/F_p^A =1,69, alors que celui entre les crues maximale et minimale vaut 3,15.

Ces graphiques montrent donc que les pointes de crue observées aux 3 h peuvent dépasser fréquemment et largement les débits calculés en appliquant le facteur de pointe moyen sur les crues 24 h. Il serait donc judicieux de toujours déterminer les tendances et seuils de rupture sur le facteur de pointe d'un bassin avant de décider d'utiliser un facteur de pointe moyen, puisque plus de 60 % des bassins-saisons étudiés ici rejettent l'hypothèse d'homogénéité du facteur de pointe en fonction de la magnitude de crue.

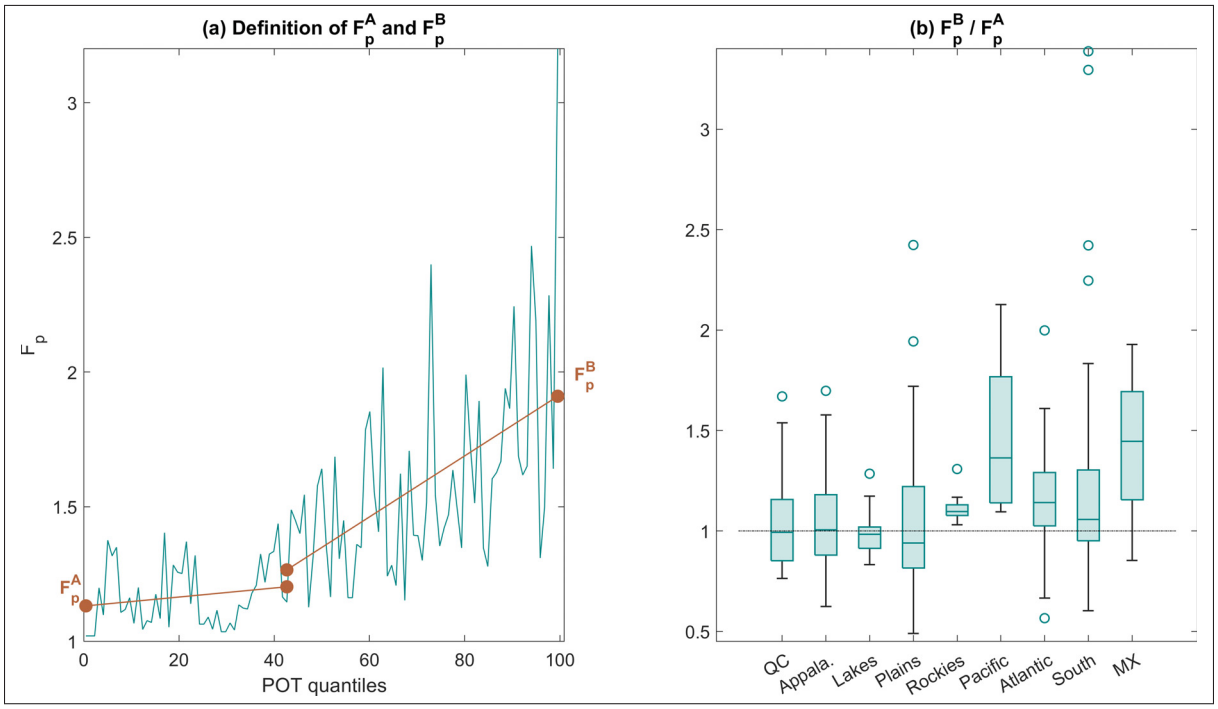


FIGURE 5.5 Rapport entre facteurs de pointe des crues les plus rares et les plus fréquentes de la série *POT*. (a) : illustration des facteurs de pointe des crues les plus fréquentes (F_p^A) et les plus rares (F_p^B) calculés à partir des tendances de Sen des séries, comprenant ou non une rupture. A correspond au minimum des crues maximales saisonnières de la série, et B à son maximum. (b) Diagramme à moustaches du rapport F_p^B / F_p^A par région, uniquement pour les bassins-saisons soumis à une tendance selon le test de Kendall

Il est donc clair que les comportements du facteur de pointe en fonction de la magnitude de crue sont très diversifiés sur notre échantillon. À travers la figure suivante (5.6), on recherche une éventuelle classification régionale ou saisonnière de ces comportements. Effectivement, le taux de bassins présentant une tendance positive, négative ou nulle sur F_p est différent

d'une région à l'autre. On remarque d'abord sur le graphe (a) que les régions les plus froides soumises aux fontes les plus importantes (Québec, Grands Lacs, Rocheuses) sont les seules pour lesquelles on n'observe pas de tendance sur F_p en fonction de la magnitude de crue pour une majorité de bassins-saisons. Respectivement 63, 52 et 60 % des bassins n'y rejettent pas l'hypothèse d'homogénéité des F_p. En effet, un plus grand nombre de crues sur ces bassins sont des événements de fonte seule, dont les hydrogrammes sont peu pointus, et donc le facteur de pointe faible et stable (faible variabilité de la série des facteurs de pointe). Au Québec par exemple, la région la plus nordique, le taux de bassins sans tendance détecté sur les facteurs de pointe monte ainsi à 81 % si on ne considère que la saison de fonte. Aux latitudes et/ou altitudes plus basses pour lesquelles on rencontre plus d'événements mixtes durant la saison de fonte, il est plus courant de détecter des tendances sur F_p. Par exemple dans les Appalaches, seuls 27 % des bassins ont un F_p stable sur la saison de fonte. Le taux de bassins aux F_p stables sur la saison de fonte est de 56 % en moyenne sur toutes les régions, la saison de fonte étant ainsi celle pour laquelle les facteurs restent stables sur le plus grand nombre de bassins (graphe [b]). En conséquence, c'est aussi celle sur laquelle on détecte le moins souvent un point de rupture (aucune rupture détectée pour 33 % des bassins sur lesquels il y a une tendance, graphe [d]).

On remarque une autre tendance saisonnière : les tendances négatives sont plus souvent détectées aux saisons de pluies printanières associées à de hauts débits de base (*WS-HF*), et à celles de pluies convectives d'été-automne associées à des débits de base plus faibles (*SA-LF*). Respectivement, 27 % et 25 % des bassins présentent des tendances négatives pour ces deux saisons, contre seulement 12 % et 4 % pour les saisons de fonte *SM* et de tempêtes automnales *AW-HF* (graphe [b]). Le taux de tendances positives quant à lui reste relativement stable à travers les saisons, étant un peu moins important lors des fontes (32 %) que des autres saisons (41%).

Par ailleurs, les tendances positives sont largement plus fréquentes que les tendances négatives au Sud et à l'Ouest, les tendances négatives étant quant à elles plus présentes au Nord-Est (Québec, Appalaches, Grands Lacs, Plaines). 28 % des bassins présentent une tendance négative au Nord-Est, un taux qui monte jusqu'à plus de 40 % pour les saisons de pluies printanières des Grands Lacs et des Appalaches. Au contraire, seuls 14 % des bassins présentent des tendances

négatives dans le Grand Sud-Est (Mexique, Sud, Atlantique), et aucun à l'Ouest (Rocheuses, Pacifique). Pour les tendances positives, elles représentent massivement 61 % des cas à l'Ouest (Rocheuses-Pacifique), 47 % dans le Grand Sud-Est, et seulement 31 % au Nord-Est. Fait intéressant, tous les bassins du Pacifique sont associés à une tendance positive, une parfaite homogénéité régionale rare dans cette étude, dans laquelle le grand nombre de facteurs jouant sur les différences entre simulations journalières et sous-journalières rend presque chaque bassin unique. De plus, dans 94 % des cas, ces tendances positives dans les bassins du Pacifique sont combinées à la détection d'un point de rupture dans la série (graphe [c]), faisant de cette région la plus sujette à la détection de points de rupture.

Enfin, une grande majorité des bassins-saisons soumis à une tendance, soient 82 %, voient un point de rupture dans la série des facteurs de pointe (graphe [c]). Ces points de rupture sont significativement moins fréquents au Mexique (65 %) où l'on voit dans la quasi-totalité des cas de tendance une augmentation du facteur de pointe tout au long de la série *POT*. Les points de rupture sont aussi légèrement moins fréquents sur les saisons de fonte (67 % des tendances), comme le montre le graphe (d), influençant les taux pour le Québec et les Grands Lacs particulièrement dans le graphe par région (c).

Il est difficile d'expliquer toutes ces différences régionales et saisonnières : les raisons qui font que des tendances négatives se retrouvent rarement dans les saisons respectivement de fonte et de tempêtes automnales sont vraisemblablement différentes, de même qu'elles doivent être différentes entre les bassins d'Atlantique et des Rocheuses. La recherche de prédicteurs physiques et climatiques des tendances dans la prochaine figure nous aidera peut-être à y voir plus clair. Cependant, il ressort en résumé de la figure 5.6 les particularités régionales et saisonnières suivantes : la disparité régionale entre les tendances est beaucoup plus importante que la disparité saisonnière, pointant vers des tendances majoritairement d'augmentation du facteur de pointe avec la magnitude de crue à l'Ouest, et une absence de tendance plus fréquente sur les bassins les plus nivaux associée à la fonte.

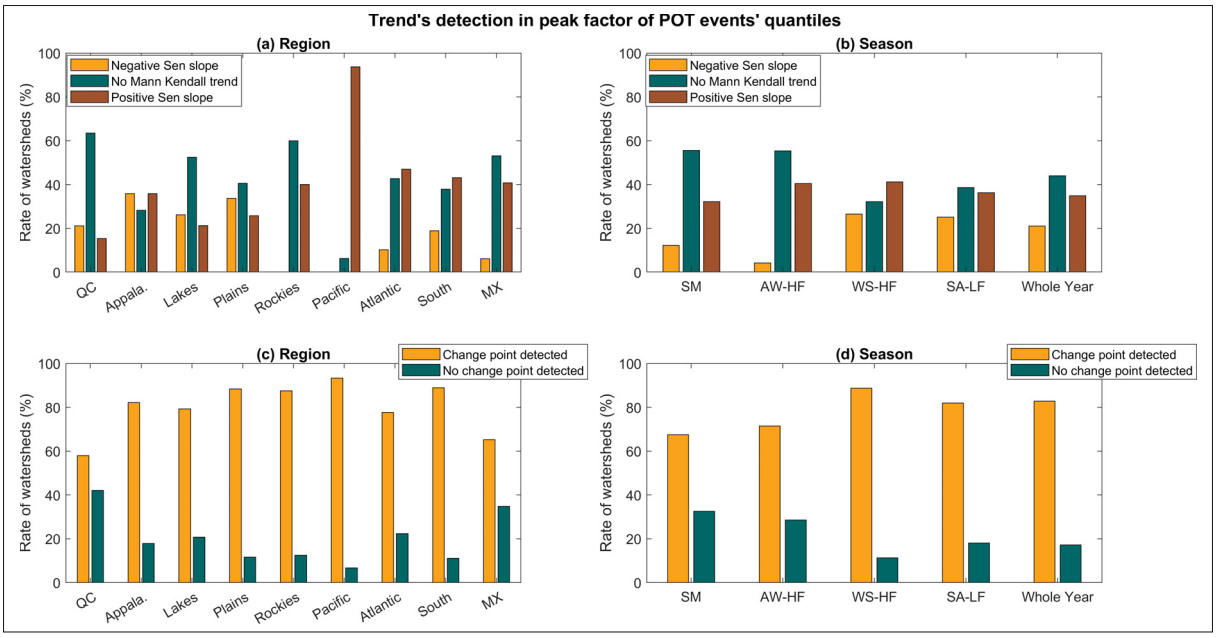


FIGURE 5.6 Détection de tendance sur la série de F_p des crues POT observées, par région ([a], [c]) et saison ([b], [d]). Les séries POT aux 3 h sont extraites sur les données disponibles pour chaque bassin et saison ($\simeq$ 30 ans). Le seuil POT choisi est le minimum des maxima saisonniers de la période, une fois retirés les éventuels horsains ($Q < \mu_{AMS} - 3NMAD_{AMS}$). Les tests de Mann-Kendall et Pettitt sont appliqués à la série des F_p classés par ordre de magnitude de crue croissante ($\alpha = 0,05$). (a) et (b) : taux de bassins pour lesquels l'hypothèse nulle du test de Mann-Kendall est vraie ($H = 1$) / fausse ($H = 0$). La pente de Sen est calculée pour les cas $H = 1$, et le groupe est séparé en tendances négative et positive. (c) et (d) : taux de bassins pour lesquels l'hypothèse de Pettitt est vraie/fausse, mais uniquement parmi les bassins comprenant une tendance au sens de Mann-Kendall

La difficile interprétation des résultats régionaux et saisonniers de la figure précédente a mené à la recherche de prédicteurs physiques et climatiques des différences. Des ensembles d'arbres de décision ont été construits pour prédire la présence ou non de points de rupture dans les séries et le sens des éventuelles tendances (prédiction 4.8.1E. du tableau 4.11 de la méthodologie). La figure 5.7 montre les résultats de cette expérience. La première ligne s'intéresse aux prédicteurs d'un point de rupture dans la série des F_p. Les bassins sont d'autant plus susceptibles de voir une rupture que : le coefficient d'érosivité de la pluie R est importante ; le nombre moyen de jours pluvieux est faible ($WD < 30\,\%$) ; le nombre d'événements moyen par saison λ est élevé ;

le bassin est un bassin de plaine ($z < 200$ m) ; il n'y a pas de données manquantes dans les séries de débits observées. Ce dernier prédicteur est un bon indicateur notamment de bassins sans couvert de neige. Bien qu'elle ne soit pas le prédicteur le plus important pour la prédiction d'une éventuelle rupture sur un bassin, la dépendance la plus marquée et la plus linéaire est celle à λ, le nombre moyen d'événements par saison. On calcule d'ailleurs une corrélation de -0,27 entre λ et la p-valeur du test de Pettitt. Une haute valeur de λ ($\lambda > 3,5$ événements par saison, la médiane de λ sur toutes les expériences) peut résulter d'un seuil POT bas, fréquent sur un bassin présentant une grande variabilité des débits de crue maxima saisonniers, ou encore correspondre à un bassin soumis à des averses fréquentes associées à une vidange rapide des précipitations. λ n'est pas une valeur spécifiquement caractéristique des régions, car elle dépend de la réactivité du bassin, excepté pour les régions Pacifique, Québec et Mexique. On peut donc vérifier la justesse de cette corrélation entre λ et le taux de séries comprenant une rupture pour ces trois régions. En effet, dans la figure précédente (5.6), ces trois régions sont celles qui présentent les taux de rupture les plus extrêmes, hauts ou bas : respectivement 94 % (Pacifique), 23 % (Québec) et 33 % (Mexique) des bassins-saisons y présentent un point de rupture de la série des F_p. Or, tous les bassins-saisons du Pacifique ont un $\lambda > 3,5$ et au contraire, 80 % des bassins-saisons du Québec et du Mexique ont un $\lambda < 3,5$. Cela montre bien la relation entre λ et l'éventuelle présence d'un point de rupture dans la série. La haute valeur de λ sur le Pacifique est associée à une grande variabilité des pointes de crues 3 h ($CV_{AMS} = 61$ en médiane, contre 25 pour les autres régions), et donc d'un seuil POT bas. En effet, les magnitudes de crues y sont fortement corrélées aux volumes de précipitations des nombreuses tempêtes hivernales, en raison de fortes pentes, de sols peu perméables et d'un réseau hydrographique dense favorisant le ruissellement. Au Québec, la faible valeur de λ ($\lambda \in [1,3]$) est principalement liée à sa latitude élevée qui donne lieu à une saison de fonte relativement régulière comprenant peu d'événements mixtes sur les événements du passé récent (hors CC). La variabilité des maxima de fonte annuelle ($CV_{AMS} = 10$ en médiane) est faible par rapport à celle des autres maxima des autres saisons ($CV_{AMS} = 29$ en médiane), et le seuil POT utilisé est donc haut par rapport au débit maximal saisonnier : seuls des événements de fonte majeurs sont pris en compte dans la série POT. Au Mexique, il y a de nombreuses crues chaque saison, mais très souvent la crue maximale de

chaque année est une combinaison de plusieurs processus (orage convectif, pluies synoptiques, débit de base élevé en fin de saison des pluies), et est de magnitude très élevée par rapport aux autres crues. La faible valeur de λ au Mexique ici est donc liée au choix du minimum des séries AMS comme seuil. Il est très probable que la majeure partie des événements de la série AMS soient des événements composés, dans une grande partie des bassins mexicains, et que les crues les plus fréquentes ne soient pas incluses dans la série POT. En utilisant une autre définition du seuil pour construire les séries POT au Mexique (par exemple, le seuil le plus bas pour que la série POT soit de la famille GP), on constate effectivement une augmentation modérée de λ, et du taux régional de séries de F_p sur lesquelles on trouve une rupture de comportement (il passe de 39 % à 45 %). De façon générale, il serait intéressant de reconstruire les séries de facteurs de pointe en fonction des magnitudes de crue avec une définition des seuils POT la plus basse possible pour que les séries POT restent GP, de façon à tenir compte de l'impact du choix méthodologique du seuil sur la recherche des prédicteurs d'un point de rupture dans la série. On pourrait aussi inclure des échantillons issus de différentes définitions de seuil dans les données d'apprentissage des ensembles d'arbres de décision. Il n'en reste pas moins que l'expérience montre qu'il est plus probable de rencontrer un point de rupture de la série de F_p, et donc une différence entre les processus hydroclimatiques menant aux crues fréquentes ou rares, sur des bassins-saisons d'altitude faible à moyenne, de régime pluvieux, caractérisés par des pluies peu fréquentes et un fort coefficient d'érosivité R.

La deuxième ligne de la figure 5.7 s'intéresse quant à elle aux prédicteurs d'une tendance sur la série de F_p. Trois prédicteurs suffisent à déterminer avec un taux de réussite acceptable (68 %) si la série de facteurs de pointe de crues témoigne d'une tendance en fonction des magnitudes de crue, et si oui dans quelle direction. Il s'agit de l'altitude moyenne du bassin z, du pourcentage de milieux humides sur le bassin $Stock$, et du coefficient d'érosivité de la pluie R. Très clairement, le taux de bassins pour lesquels F_p décroît lorsque la magnitude de crue augmente est important en plaine et collines ($z < 500$ m), et diminue rapidement avec l'altitude. Il est aussi plus important sur des bassins comprenant un faible taux de milieux humides ($Stock < 10$ %), et augmente linéairement avec le coefficient d'érosivité de la pluie. Le taux de tendances positives de F_p

quant à lui, est maximal pour des valeurs intermédiaires (400 m à 1 500 m d'altitude, 10 % à 25 % de milieux humides, $2 < R < 5$ MJ mm ha^{-1} h^{-1} yr^{-1}). Quand les prédicteurs atteignent des valeurs extrêmes hautes ($z > 1\,500$ m, $Stock > 25$ %, $R > 5$ MJ mm ha^{-1} h^{-1} yr^{-1}), au moins la moitié des bassins sont exempts de tendances sur la série des F_p. La relation entre altitude et tendances négatives de F_p concorde avec les caractéristiques régionales observées dans la figure 5.6 : le nombre de tendances négatives rencontrées est très faible sur les bassins d'altitude du Mexique (où 50 % des bassins ont $z > 1\,000$ m) et de l'Ouest des É.-U. De plus, la dépendance à l'importance des zones humides et donc à leur capacité de stockage est logique : en fonction du type et de la durée des précipitations, de l'état initial du bassin, les zones humides peuvent parfois amortir la crue en stockant les pluies, et parfois la renforcer lorsqu'elles sont saturées. Il est donc normal que l'on observe des facteurs de pointe différents en fonction des magnitudes de crue et de l'activation de l'un ou l'autre mode de fonctionnement des zones humides sur les bassins pour lesquels elles sont présentes. Le fait que la dépendance partielle de la tendance au taux de milieux humides ne soit pas linéaire n'est pas étonnant non plus, car le comportement de stockage ou relargage des zones humides dépend de nombreux autres facteurs (caractéristiques des pluies, etc.).

En conclusion, la valeur du facteur de pointe dépend de la magnitude de crue dans plus de la moitié des bassins-saisons, ces derniers pouvant être discriminés en fonction de leurs descripteurs géophysiques et hydroclimatiques. Dans plus de 80 % des séries présentant une tendance, elle se manifeste par un point de rupture dans le comportement du facteur de pointe. Dans ce cas, on constate dans la majorité des cas (88 % des cas de rupture) un facteur de pointe stable avant le point de rupture, puis suivant une tendance positive ou négative pour les crues plus rares. Ces points de rupture semblent correspondre au fait que les processus hydroclimatiques menant aux crues les plus rares sont différents de ceux menant aux crues plus fréquentes, étant par exemple des événements mixtes. Les différences entre des crues fréquentes et plus rares peuvent être importantes, avec une différence entre le facteur de pointe des crues les plus fréquentes et des crues les plus rares de plus de 20 % dans 25 % des cas étudiés.

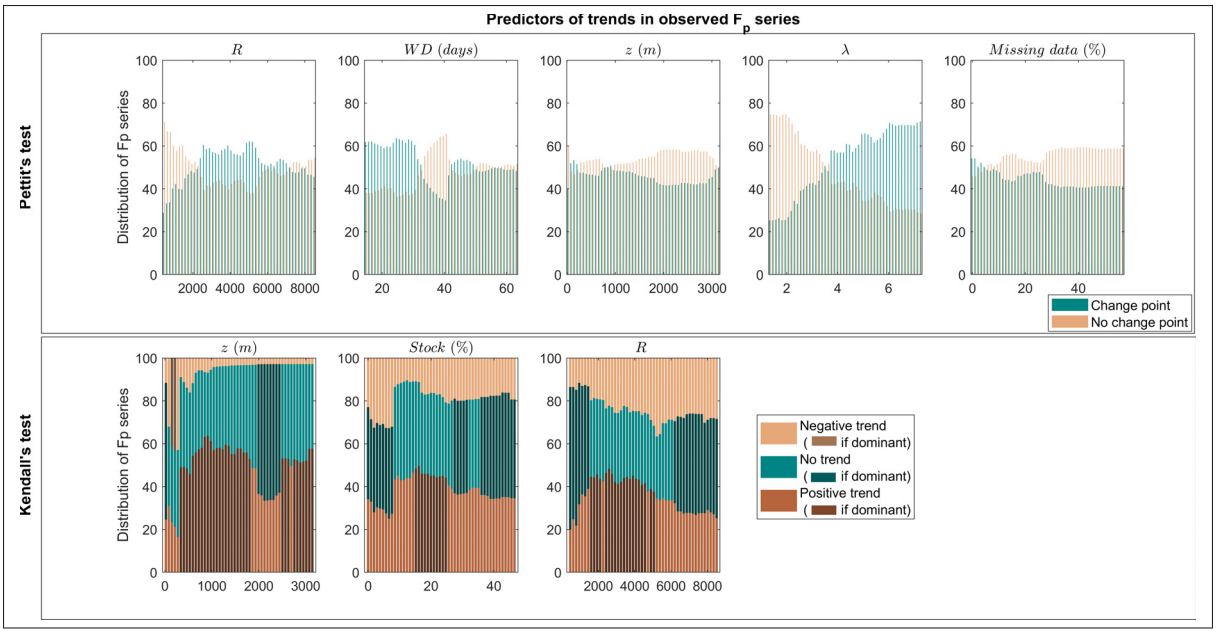


FIGURE 5.7 Prédicteurs de tendances sur F_p en fonction des magnitudes des crues *POT*. Les prédicteurs sont déterminés par apprentissage automatique d'un ensemble d'arbres de classification avec un algorithme d'ensachage. Les deux lignes correspondent à deux classifications différentes (tests de Pettitt, Mann-Kendall/Sen). Seuls sont indiqués les prédicteurs nécessaires à obtenir une prédiction hors sac au moins aussi performante que la prédiction utilisant les 39 prédicteurs. Les performances des modèles sur les prédictions hors sac sont respectivement de 70 et 68 %

5.2.2 Dépendance des facteurs de pointe à la période de récurrence

Dans cette section, on s'intéresse maintenant à une notion élargie du facteur de pointe, calculé non plus à partir des séries *POT*, mais à partir des débits de récurrence, sur des crues par conséquent plus rares. Le facteur de pointe n'est pas calculé ici comme le rapport entre les pointes aux 3 h et aux 24 h d'une même crue, mais comme le rapport entre les débits de même période de récurrence T, $\frac{Q_T^{(3)}}{Q_T^{(324)}}$ [4]. Remarquons tout d'abord que d'étudier la stabilité à travers les périodes de récurrence du facteur de pointe ainsi défini revient à se poser la question suivante : les quantiles des débits journaliers et sous-journaliers croissent-ils selon la même courbe ?

[4] La série 324 est la série de débits observés aux 3 h moyennée aux 24 h.

Les crues de récurrence sont donc calculées à partir des séries observées aux 3 h, et à partir des séries 324, pour six distributions différentes. Une différence majeure avec la section précédente est que la série des facteurs de pointe en fonction des magnitudes de crue de récurrence est maintenant monotone dans la majorité des cas (92 %), en raison de l'expression mathématique des débits de récurrence. Les 8 % restants sont des fonctions convexes ou concaves de faible courbure, correspondant à une variation de F_p de moins de 5 % sur l'étendue des périodes de récurrence. Les tendances ne sont donc plus étudiées à partir des tests de Mann-Kendall et Pettitt, mais simplement en fonction du sens de variation de la série (croissante/décroissante) et de la magnitude de la variation de F_p. On considère qu'une variation de plus de 5 % entre les facteurs de pointe des débits de récurrence 5 ans et 100 ans correspond à l'existence d'une tendance de F_p en fonction des périodes de récurrence.

Les tendances constatées sur la série des facteurs de pointe $F_p(T)$ sont moins marquées que sur celle des facteurs de pointe des séries POT, bien que la différence de méthodologie et de durée des séries ne permette d'établir cette comparaison qu'à titre indicatif. 55 % des 4 012 séries présentent un écart de plus de 5 % entre les F_p de débit de récurrence 5 et 100 ans (pour les F_p issus des séries POT, 73 % présentaient un écart de plus de 5 % entre les crues les plus fréquentes et les plus rares des séries de 30 ans). Parmi ces 55 % de séries présentant une tendance, 57 % des tendances sont positives et 43 % négatives. La prédominance des tendances positives déjà observée sur les facteurs de pointe issus des séries POT est donc toujours valide, et s'observe dans les mêmes proportions (la répartition était de 61 % et 39 % pour les F_p issus des séries POT). Si on se permet de choisir des distributions différentes pour calculer les débits de récurrence aux 3 h et aux 324, en prenant pour chaque pas de temps la distribution la mieux ajustée au sens du test d'Anderson-Darling, le taux de séries de F_p présentant une tendance augmente (de 55 à 63 %), que l'on utilise la méthode AFC-AMS ou les distributions GP[5]. Tant pour les méthodes AFC-AMS que AFC-POT, la proportion de tendances positives/négatives

[5] Pour l'AFC-AMS, les meilleures distributions sont différentes pour les séries 3 h et 324 pour 33 % des bassins-saisons. Pour les distributions GP, la meilleure méthode d'ajustement entre MOMet MLE est différente aux 3 h et 324 dans 22 % des cas. On n'a pas permis d'utiliser une distribution $AFC-AMS$ pour la série 3 h, et une distribution GP pour la série 324, ni vice-versa.

reste similaire à celle rencontrée avec des distributions toujours identiques pour les séries 3 h et 324.

Comme le montrent les figures 5.8 et 5.9, ces proportions varient beaucoup en fonction de la région, de la saison, et de la distribution statistique choisie. Sur la figure 5.8, on observe d'abord au graphe (a) l'impact de la distribution choisie sur la stabilité du facteur de pointe, en appliquant les six distributions utilisées dans cette étude à chaque bassin-saison. Un premier constat fondamental est que si l'on utilise la distribution de Gumbel, le facteur de pointe ne varie pas avec la période de récurrence, contrairement à toutes les autres distributions : 95 % des séries de F_p sont stables. Gumbel est la seule distribution à deux paramètres utilisée dans cette étude. Elle correspond à une distribution GEV pour laquelle le paramètre de forme est nul, menant à une décroissance exponentielle de la queue de la distribution, qui est alors légère. De ce fait, la forme de la queue dépend peu du pas de temps des séries et le facteur de pointe reste stable à travers les périodes de récurrence. Dit autrement, seuls interviennent dans la formulation de la fonction de distribution cumulative les paramètres de position μ et d'échelle σ, dont les estimations sont fortement corrélées entre les deux pas de temps (0,97 pour chacun des paramètres). Au contraire, lorsqu'on permet l'ajustement d'un paramètre de forme k en sus de μ et σ pour définir une distribution GEV complète, ce paramètre de forme est moins corrélé entre les ajustements 3 h et 324 (corrélation de 0,88). Ainsi, les queues des distributions peuvent être plus ou moins lourdes en fonction de la valeur de k, et les courbes des débits extrêmes en fonction de la période de récurrence peuvent diverger aux 3 h et 324, menant à une instabilité du facteur de pointe. C'est ce que l'on constate au graphe (b) où les résultats du graphe (a) ont été différenciés en fonction du signe du paramètre de forme (pour GEV et GP) ou d'échelle (pour LP3). Seuls 28 % des séries de facteurs de pointe sont stables à travers les périodes de récurrence lorsqu'on utilise la distribution GEV pour l'AFC-AMS (graphe [a]). En effet, la majorité des distributions GEV en hydrologie sont des distributions de Frechet ($k < 0$ selon la définition de Jenkinson (1955)), à queue lourde, comprenant des extrêmes rares très élevés. On compte 74 % de distributions de Frechet dans notre échantillon de débits extrêmes aux 3 h[6], parmi

[6] Le signe de k est généralement le même pour les séries 3 h et 324 : 93 % des distributions 3 h pour lesquelles $k < 0$ ont également un paramètre de forme négatif pour la distribution 324 correspondante.

lesquelles seulement 24 % de séries de facteurs de pointe stables (graphe [b]). Les distributions GEV de type Weibull inverse ($k > 0$) ont pour leur part des queues bornées et présentent donc plus souvent des séries de facteurs de pointe stables (40 % des cas sur le graphe [b]). Le choix d'une distribution GEV est ainsi celui qui mène le plus souvent à une dépendance du facteur de pointe aux périodes de récurrence (graphe [a]). Le sens de variation du facteur de pointe dépend alors fortement du signe du paramètre de forme : 44 % des séries croissent avec la période de récurrence pour $k < 0$ (31 % décroissent), contre 23 % seulement pour $k > 0$ (37 % décroissent). Le signe du paramètre de forme affecte de la même façon la stabilité du facteur de pointe et le sens de variation pour les distributions GP : 44 % de séries croissantes pour $k < 0$ (distributions à queues polynomiales) mais 17 % pour $k > 0$ (queues bornées). Pour les distributions LP3, c'est le paramètre d'échelle α qui détermine fortement la stabilité et le sens de variation, toujours dans les mêmes ordres de grandeur (45 % de séries croissantes pour $\alpha > 0$ (queues de distribution non bornées), 30 % pour $\alpha < 0$ (queues bornées par la fonction Gamma). Ainsi, globalement, les distributions dont le paramètre de forme est négatif (ou paramètre d'échelle positif pour LP3) ont tendance à présenter une croissance du facteur de pointe avec la période de récurrence, alors que celles de paramètre de forme positif (ou paramètre d'échelle négatif pour LP3) ont tendance à présenter des facteurs de pointe stables ou décroissants. Cet impact du paramètre de forme (d'échelle pour LP3) sur la stabilité des facteurs de pointe et sur leur sens de variation est lié au fait que les horsains sont plus fréquents sur les séries de crues 3 h que sur les séries de crues 324. Le coefficient de kurtosis des séries 3 h est en effet plus élevé que celui des séries 324 dans 57 % des cas (74 % des cas pour les bassins-saisons pour lesquels F_p augmente avec la période de récurrence). Cet aplatissement plus important aux 3 h s'observe également dans le fait que le rapport entre facteur de pointe du débit de récurrence 100 ans et facteur de pointe du débit de récurrence 5 ans ($\frac{F_p^{100}}{F_p^5}$) est corrélé significativement aux paramètres k (distributions GEV, GP) et α (distribution LP3) des distributions aux 3 h. Cette corrélation est plus marquée pour GEV (0,4), et n'apparaît pas entre $\frac{F_p^{100}}{F_p^5}$ et les paramètres k et α des distributions 324. Cela témoigne de l'importance de l'information supplémentaire apportée par les séries 3 h pour définir les crues extrêmes. Par ailleurs, la corrélation entre le rapport des facteurs de pointe $\frac{F_p^{100}}{F_p^5}$ et la différence des paramètres $k_3 - k_{324}$ est encore plus importante, atteignant 0,84 pour la distribution GP (0,7

et 0,74 pour GEV et LP3). Cette corrélation est suffisamment forte pour permettre d'estimer la pente de croissance du facteur de pointe en fonction des périodes de récurrence à partir des valeurs des paramètres k_3 et k_{324}. Par contre, on ne rencontre pas de corrélations significatives entre les autres paramètres des distributions et le rapport $\frac{F_p^{100}}{F_p^5}$, excepté pour Gumbel (corrélation de $\frac{F_p^{100}}{F_p^5}$ au rapport des paramètres d'échelle $\frac{\sigma_3}{\sigma_{24}}$ de 0,52).

Comme on l'a déjà mentionné, sur notre échantillon et en hydrologie en général, le paramètre de forme est plus généralement négatif (72 % des cas dans notre échantillon). Les distributions à queues légères ou bornées conduisent donc rarement au meilleur ajustement au sens du test d'Anderson-Darling. Sur notre échantillon par exemple, les distributions de Gumbel, de $GP_{/k>0}$ et de $GEV_{/k>0}$ mènent au meilleur ajustement sur seulement respectivement 1 %, 1 % et 5 % des bassins-saisons. Ainsi, si on ne considère que de « bons » ajustements comme sur les graphes (c) et (d), le taux de bassins-saisons pour lesquels le facteur de pointe reste stable à travers les périodes de récurrence n'est plus que de 33 %. Si on utilise la méthode AFC-AMS (graphe [a]), les distributions de paramètres $k < 0$ (ou $\alpha > 0$ pour LP3) sont plus généralement mieux ajustées par une distribution GEV ou dans une moindre mesure b17, alors que celles de paramètres $k > 0$ (ou $\alpha < 0$ pour LP3) sont plus généralement mieux ajustées par la méthode b17. La différence entre les méthodes LP3 et b17 (toutes les deux basées sur une distribution LP3) s'explique par le fait que la méthode b17 tronque les horsains. La différence apparaît en particulier sur les horsains bas, ces derniers augmentant le kurtosis de la courbe des crues en fonction des périodes de récurrence. De même, si on utilise la méthode AFC-POT (graphe [d]), les distributions de paramètres $k < 0$ sont plus généralement mieux ajustées par la méthode MLE, et $k > 0$ par la méthode MOM (Hosking et Wallis, 1987).

En résumé, la détermination de la distribution la mieux ajustée au sens du test d'Anderson-Darling et la connaissance du signe de k (ou α pour LP3) permet d'inférer s'il est plus probable que le facteur de pointe soit stable ou non avec la période de récurrence. Cependant, ces informations ne suffisent pas à expliquer totalement la stabilité ou l'instabilité de F_p à travers les périodes de récurrence, et d'autres covariables doivent être recherchées. D'autre part, ce sont des informations

statistiques difficiles à interpréter physiquement. On aimerait donc relier directement la stabilité du facteur de pointe à des descripteurs géophysiques et hydroclimatiques des bassins.

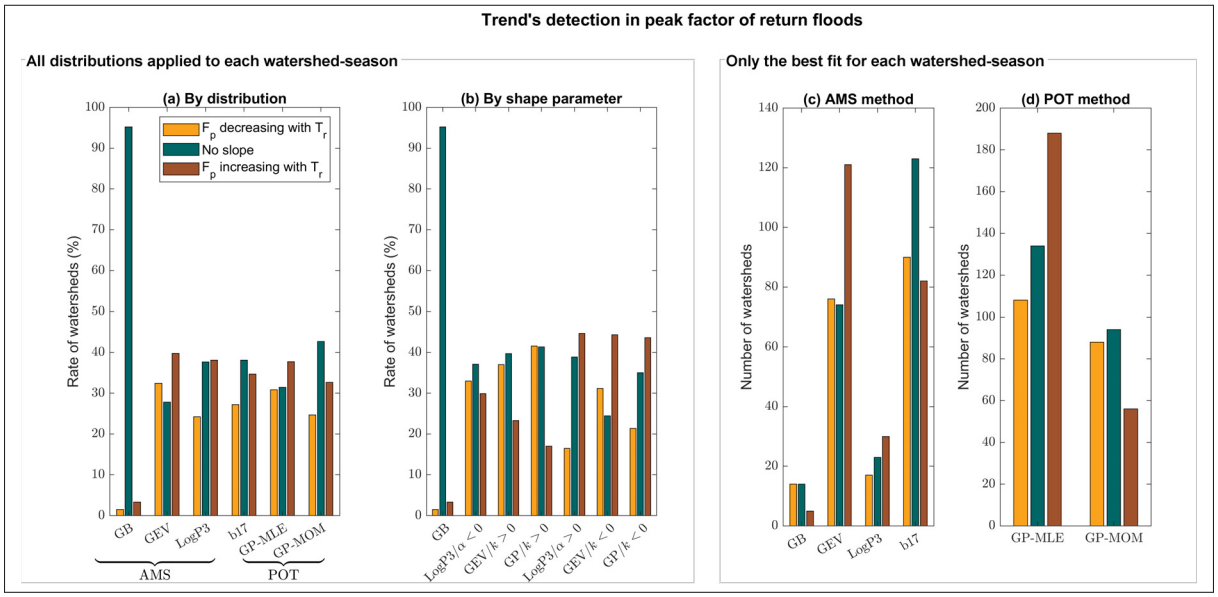


FIGURE 5.8 Impact de la distribution statistique sur la stabilité de F_p à travers les périodes de récurrence. Une augmentation (respectivement diminution) d'au moins 5 % entre les périodes de récurrence 5 et 100 ans est considérée comme une tendance positive (respectivement négative). Les crues 3 h et 324 sont calculées pour les périodes de récurrence $T = [5 : 2 : 100]$ ans, à partir des séries saisonnières observées sur des périodes d'environ 30 ans du passé récent (en fonction des bassins). (a) : six distributions sont appliquées à chaque bassin-saison pour les séries 3 h et 324 (b) : idem, mais les résultats sont classés en fonction du signe du paramètre de forme k (GEV, GP) ou du paramètre d'échelle α (les méthodes LP3 et b17 sont toutes les deux incluses sous le libellé $LogP3$). (c) et (d) : comprend seulement la meilleure distribution au sens du test d'Anderson-Darling, pour 3 h et pour 324. La distribution mentionnée est la distribution 3 h (identique à celle de 324 dans 74 % des cas)

Par conséquent, on s'intéresse dans la figure 5.9 à une éventuelle tendance régionale ou saisonnière du comportement du facteur de pointe associé aux quantiles de crue, tout comme on l'a fait dans la figure 5.6 lorsqu'on s'intéressait à la stabilité du facteur de pointe à travers les extrêmes POT. Les grandes tendances sont semblables pour les deux types d'extrêmes : un plus grand nombre de facteurs de pointe stables dans les régions dominées par les fontes (Lacs, Rocheuses), et un plus grand nombre de facteurs de pointe augmentant avec la rareté des

extrêmes dans les régions côtières et du Sud (Pacifique, Atlantique, Sud, Mexique). Cependant, les régions Québec, Plaines, Pacifique et Mexique présentent des différences. Au Québec, alors que le facteur de pointe a une tendance marquée à rester stable à travers les extrêmes observés *POT* (plus de 60 % de séries stables), cette stabilité est moins fréquente sur les extrêmes plus rares que sont les débits de récurrence, au profit de plus nombreux facteurs de pointe décroissant avec la période de récurrence. L'examen des séries concernées montre que la prépondérance de facteurs de pointe décroissants pour les débits de récurrence au Québec n'est pas liée au choix de la distribution statistique ajustée, mais à la saison : les F_p décroissants ont tendance à se retrouver durant la saison d'orages convectifs sur faible débit de base (SA-LF). Cette particularité s'explique ainsi : cette saison est l'occasion d'un grand nombre d'événements convectifs courts (quelques heures) et intenses pour lesquels le facteur de pointe est élevé sur les petits bassins de l'échantillon québécois. En effet, la crue ne représente alors que quelques heures de la moyenne faite sur 24 h, et cette dernière fournit donc un débit de pointe faible peu représentatif de l'événement. Cependant, les magnitudes de crues les plus extrêmes de la série correspondent à des événements plus longs, par exemple combinant convection et précipitations synoptiques. Pour ces crues plus longues, la série de débits 324 est plus représentative de l'événement et le facteur de pointe moins élevé. Cette différence entre événements courants et rares se traduit par des coefficients de kurtosis plus élevés de 0,8 en médiane dans la série d'extrêmes $\overline{AMS^{(324)}}$ ou $POT^{(324)}$ que dans la série 3 h ($\overline{AMS^{(3)}}$ ou $POT^{(3)}$)[7]. Or, le comportement différent des événements rares (horsains) est peu pris en compte dans la recherche de tendances sur les séries *POT* observées par Mann-Kendall, mais il est par contre beaucoup plus influent dans l'ajustement des paramètres des distributions statistiques représentant les crues de récurrence. Les comportements des facteurs de pointe pour les crues d'été-automne (saison SA-LF) du Québec calculés sur les séries *POT* ou à partir des débits de récurrence sont donc différents. Pour les extrêmes plus courants, à partir des séries *POT*, le facteur de pointe est stable et élevé. Pour les extrêmes plus rares, correspondant aux crues de récurrence, le facteur de pointe diminue avec la période de récurrence. Ce comportement se retrouve aussi sur les saisons convectives des Grands Lacs (graphe [b] de la figure 5.9).

[7] Pour les autres bassins-saisons, le kurtosis 324 est plus bas de 0,1 en médiane que le kurtosis 3 h.

La différence de tendance entre les séries F_p issues des séries *POT* et des débits de récurrence est marquée au Mexique également, peut être en raison de l'intensité particulièrement élevée des précipitations convectives, associées à de fortes pentes. La proportion de bassins-saisons pour lesquels le facteur de pointe est stable y est bien plus importante sur les crues *POT* (53 %) que sur les crues de récurrence (14 %). La différence se reporte sur la proportion de bassins-saisons pour lesquels le facteur de pointe diminue avec la magnitude de crue : 6 % pour les crues *POT*, et 35 % pour les crues de récurrence.

L'autre grande différence entre la stabilité des facteurs de pointe mesurée sur les crues *POT* ou de récurrence concerne les bassins du Pacifique : l'augmentation systématique des facteurs de pointe avec la magnitude des crues *POT* ne se retrouve pas sur les crues de récurrence, 34 % des bassins présentant un facteur de pointe stable pour ces dernières. Un examen attentif des données devrait permettre d'expliquer cette différence comme on vient de le faire pour les différences constatées sur les saisons convectives.

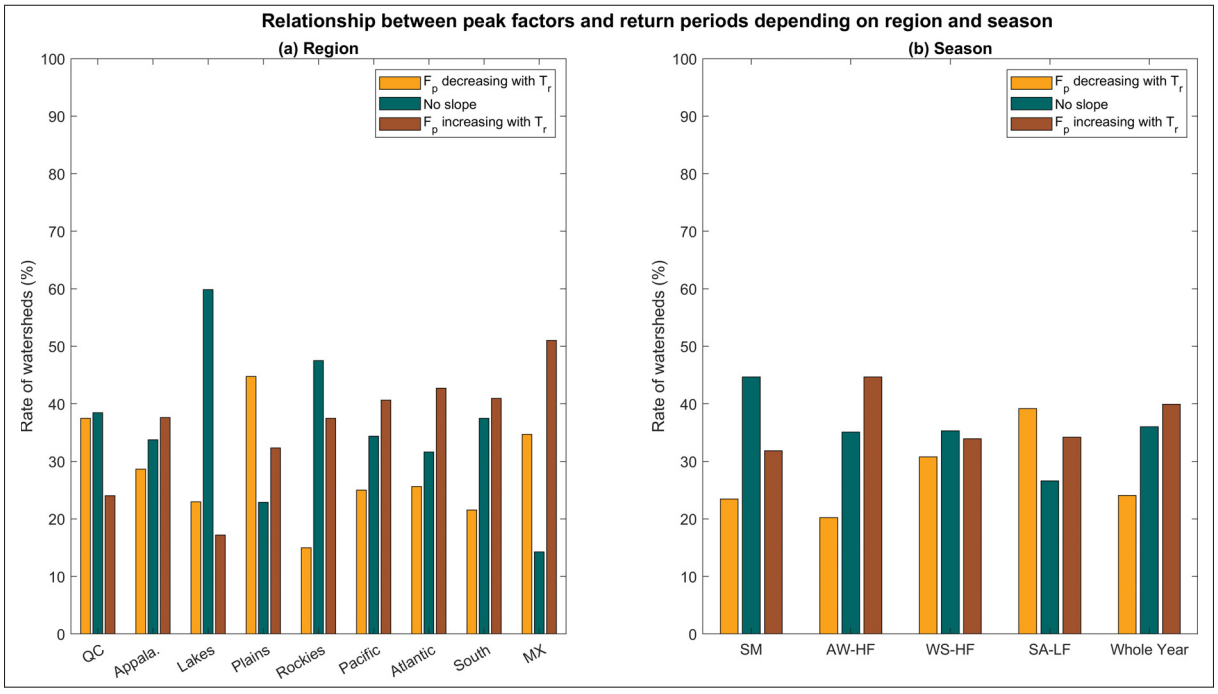


FIGURE 5.9 Tendances de F_p en fonction de la période de récurrence, par région et saison. Seul est utilisé le meilleur ajustement pour chaque bassin-saison, comme dans (c) et (d) de la figure 5.8

Enfin, on a recherché les prédicteurs de la stabilité du facteur de pointe à travers les crues de récurrence (prédiction 4.8.1E. du tableau 4.11 de la méthodologie). Les résultats sont présentés à la figure 5.10, comme on l'avait fait pour la stabilité du facteur de pointe à travers les crues *POT* dans la figure 5.7. Les prédicteurs les plus importants de la stabilité du facteur de pointe à travers les crues de récurrence sont différents de ceux déterminés pour les crues *POT*. Cependant, de nouveau, aucun prédicteur climatique n'apparaît comme important : les sept prédicteurs nécessaires à obtenir un modèle aussi performant que le modèle de prédiction complet sont cinq prédicteurs géophysiques (part du débit de base BFI, aire A, superficie en lacs $Lakes$, altitude z, taux de sols argileux $Clay\%$), et deux liés au facteur de pointe moyen du bassin calculé sur les crues *POT* (facteur de pointe F_p et son coefficient de variation CV_{F_p}). Le prédicteur le plus important est le facteur de pointe, les bassins présentant un facteur de pointe faible proche de 1 étant plus enclins à la stabilité tandis que ceux ayant un facteur de pointe élevé sont plus enclins à une diminution du facteur de pointe avec la période de récurrence. Cela va dans le sens de la relation établie précédemment entre saisons convectives aux hauts facteurs de pointe, et décroissance des facteurs de pointe. Les bassins à faible facteur de pointe de leur côté sont des bassins aux longs temps de concentration, faiblement soumis à l'infiltration et au stockage (*Voir* figure 5.2). De ce fait, les crues y sont plus corrélées aux volumes de précipitation et moins susceptibles de dépendre de différents processus d'écoulement associés à des facteurs de pointe différents. Le facteur de pointe a moins d'impact sur la proportion de bassins-saisons sur lesquels on observe une croissance avec la période de récurrence. La proportion de bassins-saisons sur lesquels le facteur de pointe augmente avec la période de récurrence est liée à d'autres prédicteurs : elle diminue linéairement avec l'aire, pendant que celle des facteurs de pointe décroissants augmente avec l'aire. La proportion de facteurs de pointe croissants avec la période de récurrence est aussi plus importante pour des bassins-saisons sur lesquels la part du débit de base est importante, et le sol argileux. Les facteurs de pointe stables quant à eux correspondent plutôt à des bassins à faible débit de base, forte superficie en lacs, faible variabilité du facteur de pointe. L'altitude est le seul prédicteur commun avec ceux qui déterminent la stabilité de F_p sur les crues *POT*, et son rapport à la stabilité est identique pour les deux types de crues, *POT* ou de récurrence : une tendance à la décroissance pour les bassins de plaine, et à la croissance pour

les bassins de moyenne montagne. Enfin, ces prédicteurs sont déterminés en utilisant les deux méthodes d'AFC, AFC-AMS et AFC-POT. Si on ne tient compte que des crues de récurrence calculées par l'AFC-POT, la performance de prédiction du modèle d'ensembles d'arbres est meilleure (76 % de réussite sur l'échantillon hors sac, au lieu de 68 %). Seuls le facteur de pointe moyen et l'aire sont alors nécessaires pour obtenir un modèle aussi bon que celui comprenant tous les prédicteurs.

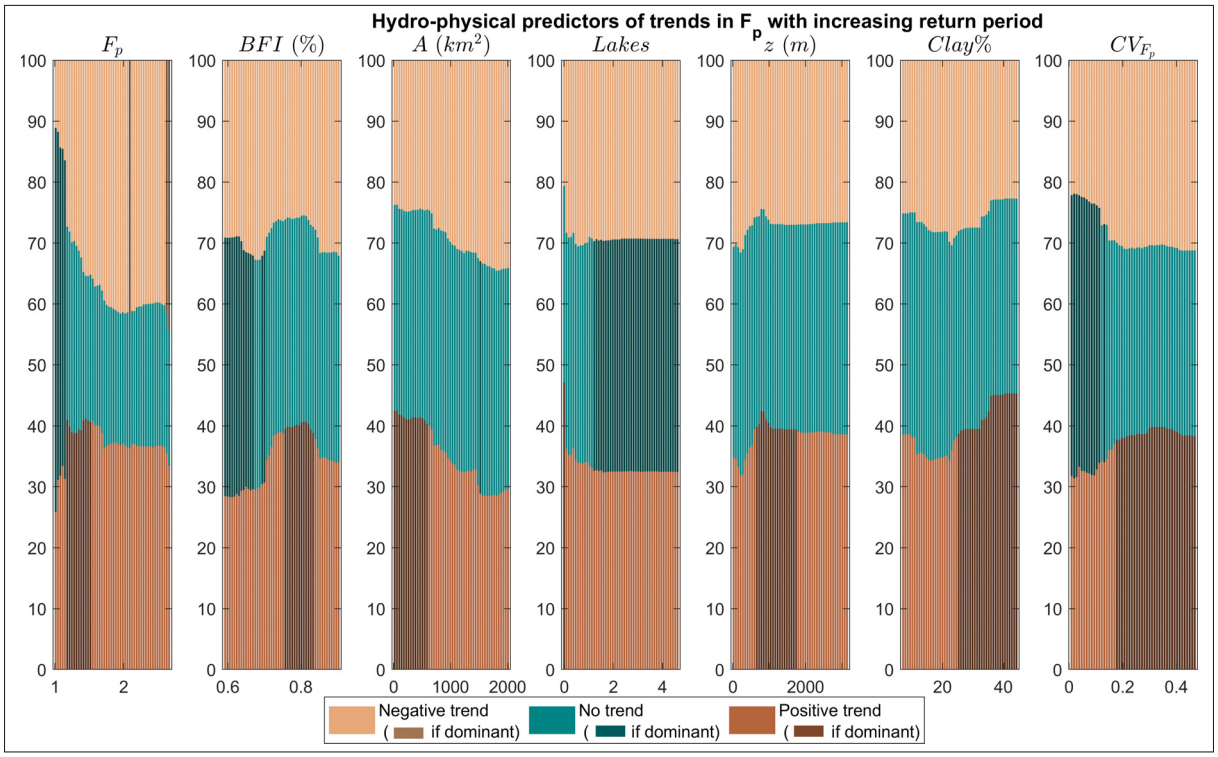


FIGURE 5.10 Prédicteurs de tendances sur F_p en fonction de la période de récurrence. Les prédicteurs sont déterminés par apprentissage automatique d'un ensemble d'arbres de classification avec un algorithme d'ensachage. Seuls sont indiqués les prédicteurs nécessaires à obtenir une prédiction hors sac au moins aussi performante que la prédiction utilisant tous les prédicteurs. Les prédicteurs statistiques décrivant les séries d'extrêmes (σ_{AMS}, k_{AMS}) ne sont pas inclus dans les prédicteurs possibles

5.3 Évolution des facteurs de pointe observés sur des périodes climatiques contrastées du passé récent

Dans cette section, après s'être intéressés à la stabilité du facteur de pointe à travers les magnitudes de crue, on étudie sa stabilité à travers des périodes climatiques contrastées du passé récent (*Voir* la description des contrastes à la section 4.2.3.1). Le facteur de pointe est ici calculé comme le facteur de pointe moyen sur la série POT observée. Sur les tests réalisés sur l'ensemble des dix contrastes utilisés, seuls 47 % des facteurs de pointe restent stables, ce taux variant entre 42 et 51 % selon le type de contraste (figure 5.11). Les facteurs de pointe varient plus souvent lorsque le contraste est basé sur le volume de précipitations saisonnières $\overline{P}$ (sec-humide), ou sur la part des précipitations extrêmes $R99$ (faible-élevé) ; et ils varient moins souvent lorsque le contraste est basé sur la température moyenne saisonnière (chaud-froid) ou sur la durée moyenne des périodes de sécheresse (CDD court-long). Entre ces deux extrêmes, les contrastes basés sur l'intensité maximale saisonnière de pluie RX_3 présentent un nombre de facteurs de pointe stables intermédiaire. On constate donc que le changement de climat entre des périodes contrastées du passé récent a un impact sur le facteur de pointe de plus de la moitié des bassins-saisons étudiés. Le facteur de pointe augmente pour 27 % des bassins-saisons (entre 21 et 32 % selon le contraste, les valeurs les plus élevées étant obtenues lorsque les indices de précipitation extrême RX_3 ou $R99$ augmentent). La tendance à l'augmentation est aussi plus fréquente que la diminution sur les autres contrastes présentés, c'est-à-dire en passant d'un climat sec à humide, chaud à froid, et lorsque la durée des périodes de sécheresse augmente. Les contrastes inverses (par exemple froid vers chaud) mènent évidemment à une diminution du facteur de pointe plus fréquente que son augmentation.

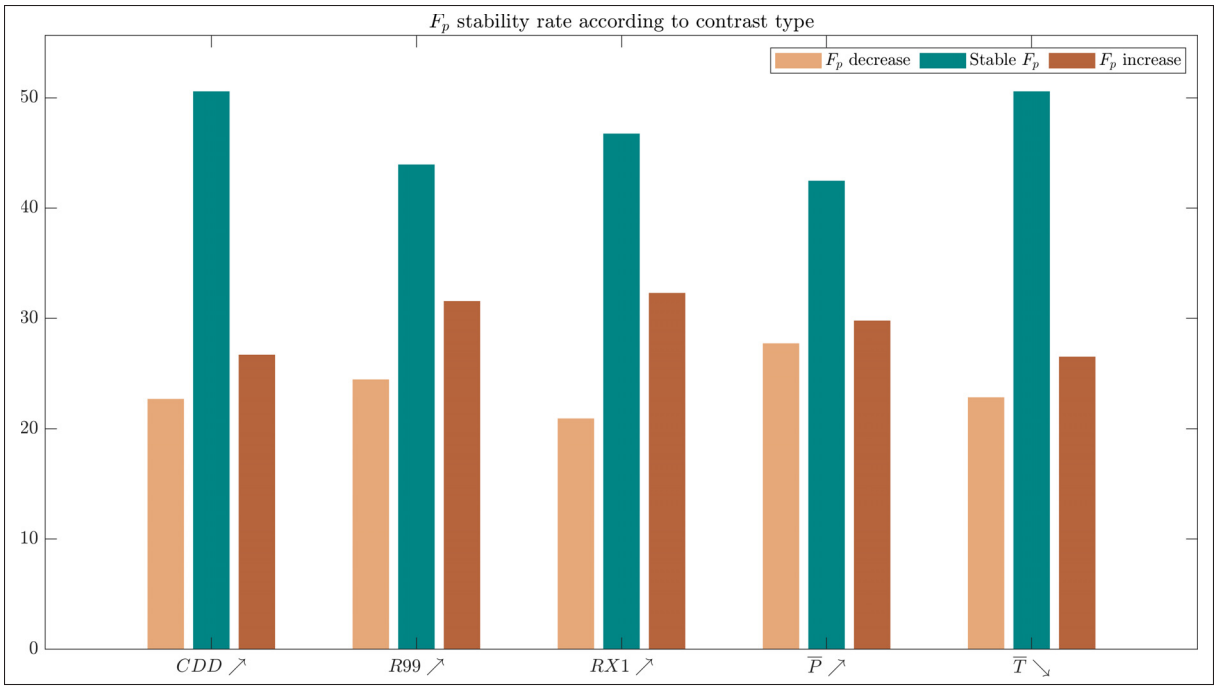


FIGURE 5.11 Stabilité du facteur de pointe moyen pour différents contrastes climatiques du passé récent. La figure représente le taux de bassins-saisons pour lesquels le facteur de pointe moyen calculé à partir des séries *POT* observées reste stable ou évolue, d'une période climatique à son contraste. Les observations climatiques MSWEP2 et ERA5 sont considérées, et les périodes sont chacune d'une durée de huit ans, sur les environ 30 ans de données disponibles. Est considéré stable un facteur de pointe de variation absolue inférieure à $0,05$. Seuls sont représentés cinq des 10 contrastes, les contrastes inverses (par exemple, froid vers chaud au lieu de chaud vers froid) pouvant être déduits aisément : les taux de stabilité sont les mêmes, et les taux de facteurs de pointe croissants ou décroissants sont inversés

Les prédicteurs d'un changement du facteur de pointe moyen entre deux périodes climatiques sont ensuite présentés à la figure 5.12. Les prédicteurs sont recherchés en suivant le schéma de prédiction 4.8.1D. du tableau 4.11 de la méthodologie. Dix prédicteurs sont nécessaires à obtenir un modèle de classification de même puissance de prédiction que le modèle avec l'ensemble des prédicteurs (69 % de succès sur l'échantillon hors sac). Si les prédicteurs les plus importants sont des prédicteurs hydrologiques (facteur de pointe F_p et son coefficient de variation CV_{F_p} sur la période de calibration, variation du débit maximal saisonnier normalisé entre les deux périodes Δq_{3X}), ils ne suffisent à prédire la stabilité du facteur de pointe. Elle dépend aussi

du contexte géophysique : élévation z, aire A, superficie en milieux humides $Stock$, temps de concentration t_c et pente $Slope$. Interviennent aussi des prédicteurs indiquant le changement sur les indices hydroclimatiques moyens ($\Delta\overline{q}$ et $\Delta\overline{T}$). Parmi les prédicteurs géophysiques, seule la superficie en milieux humides est directement liée à la stabilité du facteur de pointe selon le test de χ^2, les autres intervenant plutôt à travers leurs interactions aux autres prédicteurs. L'influence de chacun de ces prédicteurs est présentée dans la figure 5.13 pour les prédicteurs hydrologiques, et dans les figures 5.14 et 5.15 pour les prédicteurs géophysiques.

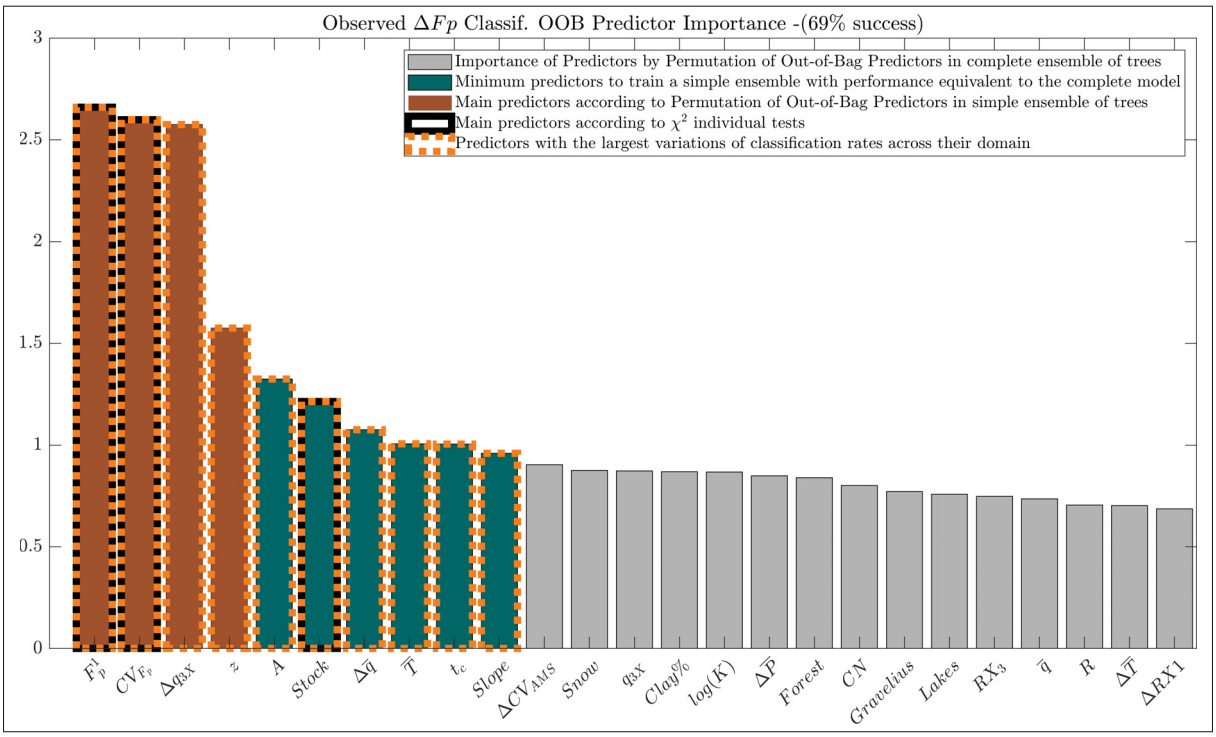


FIGURE 5.12 Importance des prédicteurs dans la classification du comportement de Φ_{F_p} entre périodes climatiques contrastées du passé récent (prédiction 4.8.1D.). Est considéré stable un facteur de pointe de variation absolue inférieure à $0,05$. Le succès en prédiction sur un échantillon test (1 - erreur de généralisation) est indiqué dans le titre.

La figure 5.13 montre la dépendance partielle de la stabilité du facteur de pointe entre périodes climatiques aux trois prédicteurs hydrologiques, calculée sur les échantillons hors sac. Tout d'abord, la stabilité du facteur de pointe dépend du changement hydrologique : le facteur de pointe a tendance à rester stable entre périodes climatiques contrastées lorsque le débit

maximal annuel saisonnier normalisé q_{3X} varie peu. Le taux de bassins-saisons associés à une augmentation de F_p augmente linéairement avec Δq_{3X}, jusqu'à un seuil d'environ $\Delta q_{3X} = 60\,\%$. Cette dépendance est en cohérence avec la dépendance constatée à la figure 5.2 entre le facteur de pointe d'un bassin donné et la valeur de q_{3X}. Rappelons que q_{3X} était l'unique prédicteur hydrologique nécessaire à la récession permettant de calculer le facteur de pointe d'un bassin-saison, les autres prédicteurs étant géophysiques. On constate aussi que les faibles facteurs de pointe sont beaucoup plus enclins à rester stables entre deux périodes contrastées, de même que ceux qui ont un faible coefficient de variation : 65 % des facteurs de pointe inférieurs à 1,2 ou d'un coefficient de variation inférieur à 0,1 restent stables d'une période climatique à l'autre. Ce constat fait écho à la stabilité des faibles facteurs de pointe vis-à-vis de la magnitude de crue, démontrée précédemment à la section 5.2.

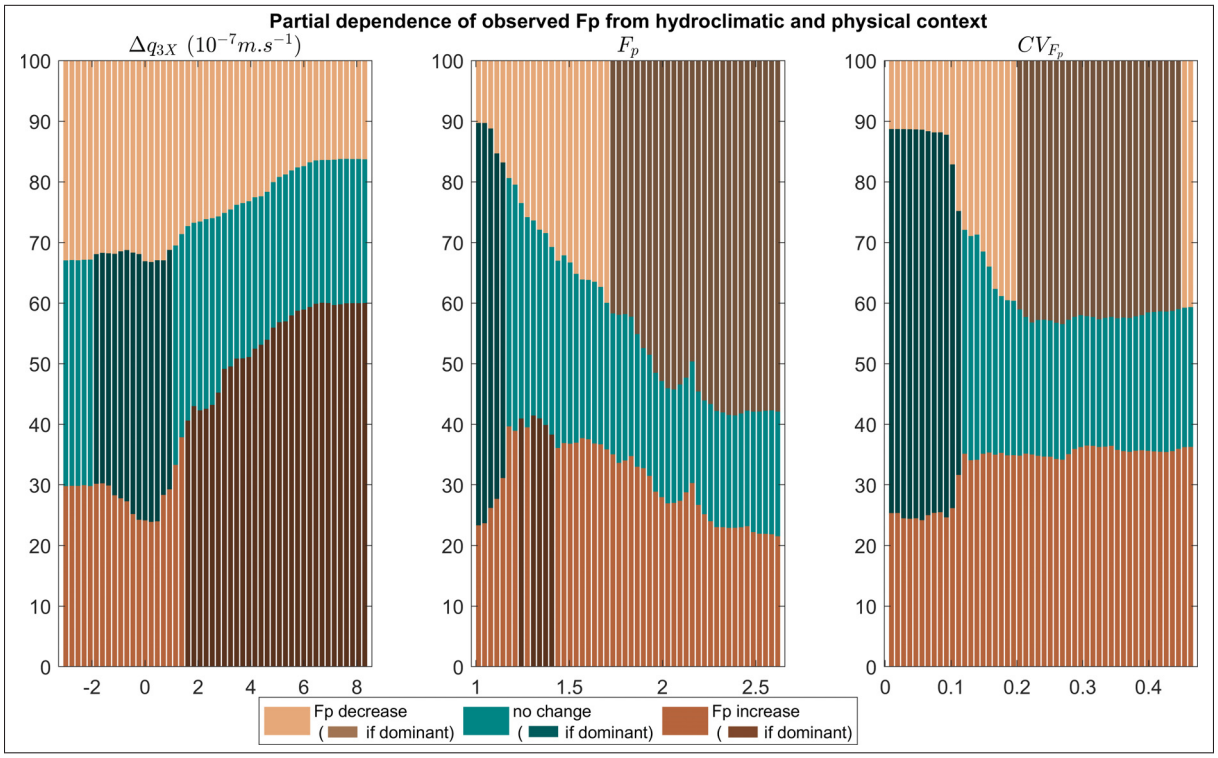


FIGURE 5.13 Dépendance partielle du comportement de Φ_{F_p} entre deux périodes climatiques contrastées aux facteurs hydroclimatiques les plus déterminants, selon l'ensemble compact d'arbres de classification

Néanmoins, la stabilité du facteur de pointe ne dépend pas seulement des caractéristiques hydrologiques des périodes climatiques concernées, mais aussi des prédicteurs géophysiques déterminés dans la figure 5.12. Ceux-ci étant considérés comme stationnaires quel que soit le climat, il est peu pertinent de tracer leur dépendance à la stabilité du facteur de pointe tous climats confondus comme on l'a fait dans la figure précédente pour les prédicteurs hydrologiques. Cette dépendance est donc étudiée indépendamment pour chaque type de contraste dans la figure 5.14. On constate d'abord que plusieurs prédicteurs géophysiques nécessaires à la régression permettant de calculer le facteur de pointe (figure 5.2) apparaissent aussi importants pour prédire la stabilité de celui-ci lorsque le climat change. Il s'agit de la superficie en milieux humides $Stock$, du temps de concentration t_c et de l'aire A. Cependant, pente ($Slope$) et élévation (z) apparaissent comme prédicteurs de la stabilité du facteur de pointe alors qu'ils ne faisaient pas partie des prédicteurs nécessaires à la prédiction de F_p, et le coefficient de ruissellement CN à l'inverse n'est pas présent. Par ailleurs, la stabilité de F_p dépend de certains prédicteurs géophysiques indépendamment du contraste climatique, alors que les interactions entre contraste climatique et prédicteurs géophysiques déterminent la croissance ou décroissance du facteur de pointe entre deux périodes climatiques. Ainsi, les bassins dont le facteur de pointe est stable, toutes saisons et tout type de contraste compris, ont tendance à présenter des valeurs de pente et altitude plus basses que la médiane des bassins de l'échantillon, un temps de concentration plus long, et à comprendre plus de milieux humides. Ces bassins n'ont par contre pas une superficie médiane différente de celle de l'échantillon complet. Ces observations sont cohérentes avec ce qui a déjà été montré précédemment : les bassins dans lesquels les milieux humides sont importants ou le temps de concentration long, sujets à des crues amorties, ont un faible facteur de pointe (figure 5.2), et sont par conséquent enclins à la stabilité de ce dernier. La seule interaction entre type de contrastes climatiques et prédicteur géophysique qui semble influencer la stabilité du facteur de pointe est justement celle entre taux de milieux humides et type de contraste. Lorsque c'est la variation du volume de précipitations moyen $\overline{P}$ qui détermine le contraste climatique, ce sont seulement les bassins comprenant les plus hauts taux de milieux humides qui conservent un facteur de pointe stable. Cette interaction est logique : lorsque le volume de précipitations augmente, la capacité de stockage des milieux humides finit par être atteinte, et

les processus de génération des crues changent. Plus le bassin comprend de milieux humides, plus le volume de précipitations doit être important pour parvenir à cette saturation. On observe de la même façon que les bassins dont le facteur de pointe reste stable lors d'un changement de l'intensité maximale de pluie sont des bassins comprenant plus de milieux humides.

Par contre, si l'interaction contraste-*Stock* est la seule à avoir un impact sur la stabilité ou non de F_p, presque toutes les interrelations entre contexte climatique et prédicteurs géophysiques de la figure 5.14 jouent sur la répartition entre croissance et décroissance pour les facteurs de pointe non stables. Seule l'interaction Climat-*Stock* n'a cette fois pas d'influence : les bassins dont le facteur de pointe change avec le climat contiennent pour la plupart peu de milieux humides, sans que l'on observe de différence entre le pourcentage de milieux humides des bassins dont F_p augmente ou diminue, ou qui sont soumis à différents types de contrastes. L'influence de l'aire est aussi relativement homogène, quel que soit le contraste climatique appliqué : les bassins dont le facteur de pointe augmente ont tendance à être plus petits, particulièrement lorsque le volume de précipitations ou de précipitations extrêmes augmente. Pour ce type de contraste, il est très rare qu'un bassin de plus de 1 600 km^2 voie son facteur de pointe augmenter (moins de 1 % des cas). L'aire des bassins dont le facteur de pointe diminue est par contre peu distinguables de celle des bassins dont le facteur de pointe reste stable, malgré une légère tendance des bassins les plus grands ($>$ 1 200 km^2) à voir leur facteur de pointe diminuer. L'influence du temps de concentration quant à lui dépend du type de contraste. Lorsqu'un indice de précipitation augmente ($\overline{P}$, RX_3 ou $R99$), les bassins sur lesquels le facteur de pointe augmente ont généralement un temps de concentration plus court (21 h en médiane), alors que ceux sur lesquels le facteur de pointe diminue ont un temps de concentration plus long (29 heures en médiane). Par contre, lorsque la durée des périodes de sécheresse augmente, les bassins pour lesquels le facteur de pointe change ont un temps de concentration légèrement plus court en médiane (23 h) que ceux pour lesquels le facteur de pointe reste stable, sans distinction claire entre les bassins sur lesquels ce dernier augmente ou diminue. Enfin, la stabilité du facteur de pointe ne semble pas reliée au temps de concentration lors d'un changement de température. Ce résultat peu intuitif cache de grandes différences entre régions que l'on explorera à la figure

suivante (5.15). Il faut souligner aussi que les contrastes de température observés en passé récent sont faibles par rapport aux contrastes de précipitation en raison de la plus grande variabilité climatique de la précipitation (*Voir* figure 4.3). Pente et élévation ont finalement une influence semblable, sans surprise étant donné leur forte corrélation (0,74 sur l'échantillon). De façon générale, les bassins sur lesquels le facteur de pointe n'est pas stable sont plus élevés et plus abrupts. Les bassins dont le facteur de pointe augmente lors d'une augmentation d'un indice de précipitation ($\overline{P}$, RX_3 ou $R99$) ont tendance à être plus élevés (468 m d'altitude médiane) et plus abrupts (10 % de pente médiane). Pente et élévation des bassins de facteur de pointe stable ou décroissant sont au contraire inférieures à celles de l'échantillon complet en médiane. La distinction entre bassins de facteur de pointe stationnaire ou décroissant est un peu plus marquée lorsque c'est l'intensité maximale de précipitation RX_3 qui augmente : pente et élévation des bassins aux F_p décroissants sont légèrement plus élevées que pour les bassins de F_p stable.

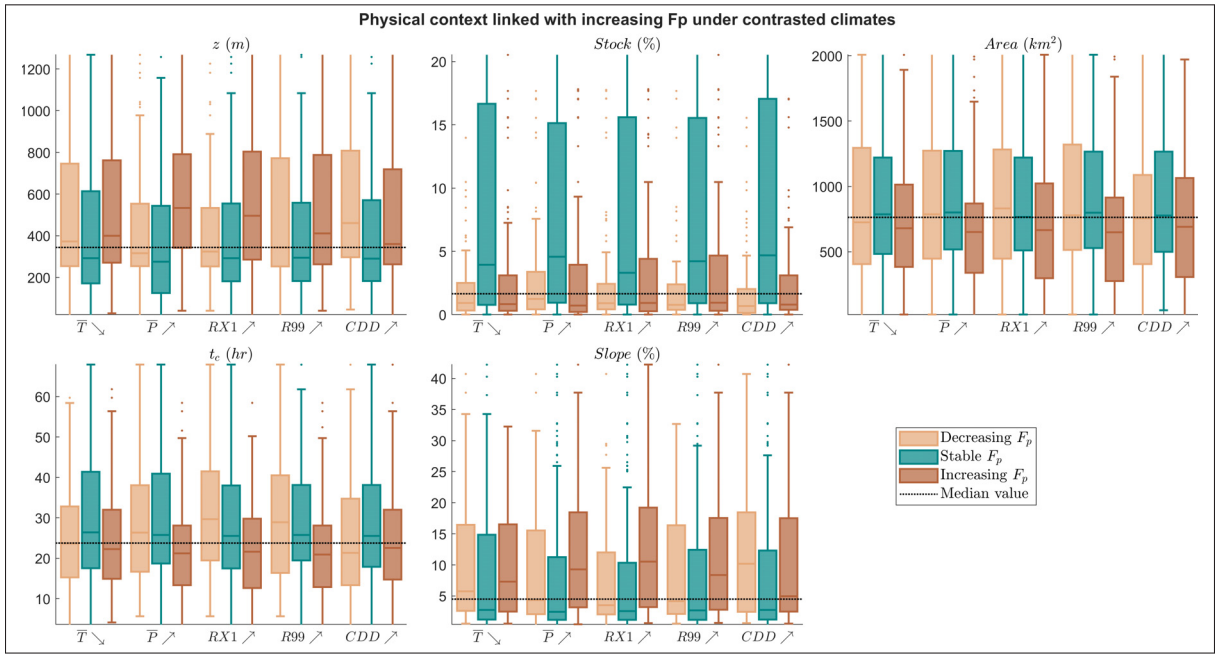


FIGURE 5.14 Dépendance partielle du comportement de F_p entre deux périodes climatiques contrastées aux prédicteurs géophysiques les plus déterminants. Pour chaque facteur, les boîtes d'allumettes représentent les valeurs du prédicteur pour les bassins pour lesquels le F_p diminue, reste stable ou augmente en passant d'un climat à son climat contrasté

La figure 5.15 explore de son côté les comportements régionaux de la stabilité du facteur de pointe entre climats contrastés et complète les figures précédentes. Deux régions sont beaucoup plus enclines à la stabilité du facteur de pointe, quel que soit le contraste climatique appliqué : les Grands Lacs (77 % de facteurs de pointe stables) et les Rocheuses (72 %). Le Sud est également légèrement plus stable que la médiane des autres régions (55 %). Les Grands Lacs et le Sud sont caractérisés par leurs importantes superficies en milieux humides, ce qui peut expliquer cette stabilité. Les caractéristiques géophysiques des Rocheuses cependant n'expliquent pas leur stabilité : altitude et pente élevée, court temps de concentration, sont plutôt associés à un changement du facteur de pointe selon la figure 5.14. Par contre, les facteurs de pointe y sont plus faibles que dans les autres régions (1,14 contre 1,33 en médiane), tout comme leur coefficient de variation (0,08 contre 0,17) et comme le changement sur le débit maximal saisonnier normalisé entre les climats contrastés ($1{,}3 \times 10^{-6}$ m s^{-1} contre $4{,}5 \times 10^{-6}$ m s^{-1}). Toutes ces caractéristiques hydrologiques correspondent à une stabilité du facteur de pointe comme vu dans la figure 5.13. Elles sont expliquées par le fait que les crues dans les Rocheuses sont majoritairement des fontes, même sur les années les plus chaudes du passé récent, plus influencées par la dynamique de la température au moment de la fonte que par les contrastes climatiques appliqués ici. Ces caractéristiques hydrologiques marquées, prédominantes dans le modèle de prédiction de la stabilité du facteur de pointe (figure 5.12), suffisent à prédire la stabilité des facteurs de pointe dans les Rocheuses sans faire appel aux prédicteurs géophysiques de moindre importance dans le modèle de prédiction. Par conséquent, les régions des Rocheuses et des Grands Lacs ont tendance à avoir un facteur de pointe stable à la fois lorsqu'on s'intéresse à sa valeur moyenne lors d'un changement de climat, et pour différentes magnitudes de crue sur un climat donné (comme vu à la section 5.2). Ce n'est pas le cas des bassins du Sud, dont le facteur de pointe moyen a tendance à être stable sous différents contextes climatiques, mais qui est plus enclin à croître avec la rareté des crues sur une période donnée.

Une autre région particulière de la figure 5.15 est la région Pacifique, qui s'illustre par un pourcentage élevé de facteurs de pointe croissants lorsque les indices de précipitation augmentent (56 %), particulièrement les indices d'extrêmes $R99$ et RX_3 (70 %). Les bassins du Pacifique

sont particulièrement abrupts (pente de 32 % contre 4 % pour les autres), une caractéristique liée à la croissance du facteur de pointe. Comme on l'a vu à la figure 5.14, les bassins de pente supérieure à 30 % ont tous un facteur de pointe croissant lors de l'augmentation des indices de précipitations extrêmes. Cette tendance à la croissance des facteurs de pointe moyens avec les extrêmes de précipitations fait écho à la tendance de croissance très marquée qui avait été remarquée pour cette région en fonction des magnitudes de crue à la section 5.2. Par contre, la stabilité prédomine sur les bassins du Pacifique lorsque la température diminue ou que les périodes de sécheresse sont plus longues.

Le Mexique est aussi une région peu encline à la stabilité lors d'un changement de climat (62 % de facteurs instables), mais contrairement à la région Pacifique qui est surtout sensible à la variation des indices de précipitation, le Mexique voit un nombre important de bassins-saisons instables pour tous les contrastes. C'est la région la plus encline à une diminution du facteur de pointe sur les contrastes étudiés (32 %). Ces diminutions ont lieu en particulier avec l'allongement des périodes de sécheresse (43 %) et l'augmentation du taux de précipitations extrêmes (37 %). Elles sont cohérentes avec le fait que les facteurs de pointe et leurs coefficients de variation sont très élevés au Mexique, des caractéristiques liées à une décroissance plus probable des facteurs de pointe (figure 5.13). Les pentes très abruptes des bassins mènent à une décroissance particulièrement corrélée à l'allongement des périodes sèches (figure 5.14). L'augmentation des facteurs de pointe reste fréquente lors de l'augmentation des indices de précipitations.

Enfin, on observe aussi une diminution des facteurs de pointe plus importante que la moyenne lors de l'augmentation des volumes de précipitation dans le Nord-Est des États-Unis (Plaines, Appalaches, Atlantique), les régions dans lesquelles les temps de concentration sont les plus longs (32 h contre 23 h en médiane pour les autres régions), en cohérence avec la figure 5.14.

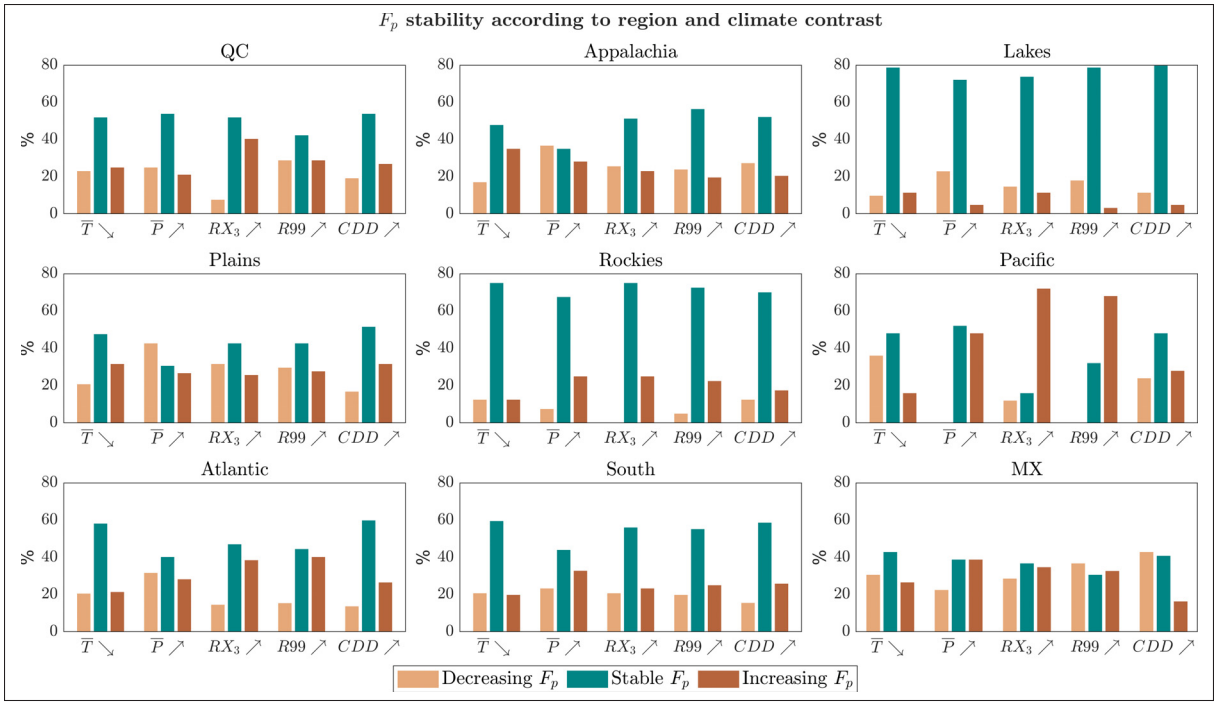


FIGURE 5.15 Stabilité de F_p entre deux périodes climatiques contrastées de huit ans, explicitée par région. Chaque graphe correspond à un type de contrastes climatiques. Toutes les saisons sont comprises

5.4 Synthèse et discussion

Ce chapitre a d'abord permis d'établir un modèle d'ensemble d'arbres de régression performant pour prédire la valeur d'un facteur de pointe moyen observé sur un bassin pour un climat donné. L'intensité des précipitations RX_3 est un des prédicteurs les plus importants, ce qui montre que les formules empiriques usuelles établies à l'échelle d'une région qui ne prennent en compte que les caractéristiques physiques du bassin (Fuller, 1914; Ellis et Gray, 1966; Salajegheh et Dastorani, 2006), ne sont pas suffisantes pour être généralisées à une diversité de régions hydroclimatiques. Elles doivent être complétées par de l'information climatique, comme proposé déjà par Taguas *et al.* (2008) au sujet de bassins arides espagnols. On montre ici que dans l'information climatique, c'est la caractérisation des extrêmes qui est nécessaire à la détermination des facteurs de pointe, un résultat d'ailleurs plutôt intuitif. Le corollaire de ce résultat est bien sûr que le facteur de pointe dépend du climat. Par ailleurs, parmi les

prédicteurs géophysiques du facteur de pointe moyen, le prédicteur le plus important est le taux de superficies humides sur le bassin, un paramètre qui n'a pas été pris en compte dans les formules établies précédemment sans l'apport des modèles d'apprentissage automatique. Les autres prédicteurs d'importance sont les caractéristiques géophysiques qui déterminent la séparation des écoulements entre ruissellement et infiltration, tels que le coefficient de ruissellement ou la porosité, contrôlant ainsi la transformation de la pluie nette en pluie efficace. Par conséquent, la définition du facteur de pointe ici construite est une combinaison d'informations caractérisant le débit de base, la pointe de crue, et l'éventuel stockage à long terme par les milieux humides.

On a ensuite montré que le facteur de pointe observé variait effectivement entre climats contrastés, cette variation étant plus importante lorsque le contraste portait sur une variation des extrêmes de précipitation représentés par les indices $R99$ et RX_3. Ce résultat est cohérent avec les prédicteurs proposés par le modèle d'ensembles d'arbres de régression utilisé pour prédire le facteur de pointe. Sur les périodes contrastées du passé récent, 48 % des facteurs de pointe varient entre périodes climatiques, pour des variations de 14 % en moyenne, allant jusqu'à 83 %. Les facteurs de pointe non stationnaires sont plus probables sur les bassins de haut facteur de pointe et de haut coefficient de variation de ce dernier. Plusieurs indicateurs tendent vers un facteur de pointe stable : un fort taux de superficies humides, de faibles pentes et altitudes, un long temps de concentration. L'aire du bassin n'apparaît pas reliée à la stabilité de F_p.

On a aussi déterminé que le facteur de pointe observé variait avec la rareté des crues dans 60 % des bassins-saisons en calculant les facteurs de pointe des crues *POT* classées aux 3 h, dans 55 % des cas en calculant un facteur de pointe « élargi » considéré comme le rapport entre les débits de récurrence $[5 \ldots 100]$ ans issus des séries 3 h et 324. 55 % des séries de facteurs de pointe calculés sur les crues *POT* classées présentent également un point de rupture entre deux blocs de crues de comportement différent (stable, croissant, décroissant), c'est-à-dire la majorité des bassins sur lesquels le facteur de pointe varie avec la magnitude des crues. Les tendances observées pour un bassin-saison sont généralement les mêmes sur les crues *POT* observées et sur les crues plus rares calculées par AFC : des facteurs de pointe plus souvent stables sur les saisons de fonte ; des tendances croissantes plus fréquentes sur les bassins côtiers

et du Sud. Cependant, on observe aussi des différences entre les tendances sur les deux types d'extrêmes : une tendance à la diminution des facteurs de pointe sur les crues de récurrence pour les saisons convectives alors qu'ils sont plus généralement stables sur les crues *POT* ; des tendances sur les facteurs de pointe du Pacifique toujours croissantes pour les crues *POT*, mais stables pour les crues de récurrence. Ainsi, 16 % des bassins-saisons présentent des tendances opposées lorsque la stabilité du facteur de pointe est étudiée à partir des séries observées *POT* ou des crues de récurrence, cette proportion montant à 20 % pour les saisons convectives mais chutant à 8 % pour les saisons de fonte. 50 % des bassins-saisons du Pacifique montrent une tendance croissante sur les crues *POT* puis décroissante sur les crues de récurrence, 24 % des bassins-saisons des Grandes Plaines ont également des tendances opposées sur les crues *POT* et de récurrence, dans un sens ou dans l'autre. Le Québec par contre est très peu touché par ces oppositions (5 % des bassins-saisons).

Bien sûr, reprendre cette étude avec des séries *POT* observées plus longues sur un climat stationnaire contenant des extrêmes plus rares devrait en théorie faire converger les résultats obtenus sur les crues *POT* et sur les crues de récurrence. Pour des bassins pour lesquels ce ne serait pas le cas, il faudrait en conclure que l'AFC menée sur les séries journalières n'est pas adaptée pour étudier les crues de ces bassins. En effet, lorsque l'analyse est menée à partir des crues *POT*, les pics de crue sont déterminés à partir des séries 3 h et les facteurs de pointe de la série sont calculés en identifiant les pointes 324 associées à chaque crue 3 h. Cependant, dans le cas de l'AFC, les calculs des crues de récurrence 3 h et 324 sont faits de façon indépendante, chaque série de crues 3 h ou 324 (crues *POT* ou *AMS*) étant ajustée à une distribution statistique spécifique. Si les séries de crues 324 sont composées des mêmes événements que les séries 3 h, les facteurs de pointe devraient suivre les mêmes tendances, que l'on calcule ces dernières sur la série *POT* ou sur les débits de récurrence. Cependant, il arrive que les événements saisonniers maxima ne soient pas les mêmes aux 3 h et aux 324, notamment pour les saisons convectives, et on peut dans ce cas obtenir des courbes des débits de récurrence 324 différentes de celles obtenues à partir des pointes 324 associées aux crues 3 h. Dans ce cas, les tendances sur les facteurs de pointe peuvent être différentes pour les deux méthodes *POT* et AFC. Cette

différence indique une différence de comportement entre séries des volumes de crue et série des pics de crue, ces derniers ne pouvant alors être correctement représentés que par la série sous-journalière.

On a finalement identifié deux types de raisons au comportement non homogène des séries de facteurs de pointe des crues classées : dans le cas des bassins rapides où l'infiltration est faible, pointes de crues et intensité des précipitations sont bien corrélées, et inversement corrélées au temps de pointe ; le facteur de pointe augmente avec l'intensité de pluie et la pointe de crue. C'est le cas des bassins du Pacifique par exemple. Dans le cas des bassins aux processus hydrologiques complexes, les crues classées correspondent à différents processus générateurs de crues. Sur certains bassins, les crues les plus rares correspondent à des événements mixtes combinant haut débit de base et tempête, de facteur de pointe plutôt plus bas que les événements simples en raison du haut débit de base et éventuellement de la longue durée de l'événement. Sur d'autres bassins, les pointes de crues les plus rares sont des événements convectifs de haut facteur de pointe par rapport aux averses habituelles. On peut ainsi observer une croissance ou une décroissance du facteur de pointe avec la magnitude de crue en fonction des processus hydrologiques caractéristiques du bassin.

Si l'homogénéité des séries de facteurs de pointe observés n'est pas assurée, la stationnarité des facteurs de pointe moyens ne l'est pas non plus, comme l'a montré l'étude de leur variation entre périodes climatiques contrastées du passé récent. Les facteurs de pointe moyens restent stables d'une période climatique à l'autre dans 52 % des bassins-saisons. Les changements observés sur les autres bassins-saisons sont relativement modérés, de l'ordre de 14 % en moyenne, donc moins importants que les variations observées sur le facteur de pointe en fonction de la rareté des crues. Ils sont tout de même supérieurs à 25 % pour 11 % des bassins et vont jusqu'à 83 %, ce qui montre la nécessité de s'intéresser à la stabilité du facteur de pointe sur un bassin avant d'appliquer le facteur historique à des crues journalières pour des calculs d'ingénierie en climat futur.

Par ailleurs, les deltas sur les indices climatiques entre périodes contrastées sont du même ordre de grandeur que ceux attendus entre le passé récent et la fin du 21e siècle dans les projections CMIP5 corrigées pour trois indices seulement : les volumes de précipitation, la part de précipitations extrêmes et la durée des périodes sèches. On attend par contre dans le futur des variations plus importantes que celles observées entre périodes contrastées du passé récent pour les deltas de température moyenne et d'intensité maximale saisonnière de précipitation (figure 4.3). L'étude menée ici ne donne pas d'information sur l'éventuelle corrélation entre deltas sur les indices climatiques et deltas sur le facteur de pointe moyen, il n'est donc pas possible d'inférer que ces deltas climatiques plus importants mèneront à des deltas plus importants sur les facteurs de pointe, mais cela reste une hypothèse raisonnable. Par ailleurs, les contrastes existant entre les périodes du passé récent sont structurellement différents de ceux attendus comme conséquence du changement climatique : les contrastes du passé récent représentent différentes phases des cycles de la variabilité naturelle interannuelle ou décennale et non des tendances à long terme. Par exemple, les corrélations entre les deltas des différents indices climatiques ne sont pas toujours les mêmes sur les périodes contrastées du passé et entre les simulations de référence et futures. La différence la plus marquée concerne la corrélation entre deltas futurs de précipitation moyenne ($\Delta\overline{P}$) et extrême (ΔRX_3, $\Delta R99$) sur tout l'Est des États-Unis et au Québec. On constate une forte corrélation négative entre $\Delta\overline{P}$ et $\Delta R99$ calculés à partir des simulations de référence et futures (diminution de la précipitation moyenne et augmentation de la part des extrêmes). Sur les périodes contrastées du passé récent, les deux deltas sont au contraire corrélés positivement. Cette différence est bien sûr liée au fait que les deltas de température attendus dans le futur sont bien plus importants que ceux observés dans le passé récent. Ces conclusions orientent vers une grande prudence dans l'utilisation de facteurs de pointe moyens stationnaires pour le climat futur.

CHAPITRE 6

SIMULATION DES FACTEURS DE POINTE PAR LES MODÈLES HYDROLOGIQUES

Le constat de la dépendance du facteur de pointe à la magnitude de crue (section 5.2) et au climat (section 5.3) rend incertaine son utilisation pour estimer des débits de pointe sous-journaliers futurs dans un grand nombre de contextes climatiques. Une question vient alors à l'esprit : les MH globaux sont-ils capables de reproduire cette variabilité des facteurs de pointe ? Le chapitre précédent a montré que la diversité de processus générateurs de crues sur un bassin était une cause majeure de cette variabilité, en sus des caractéristiques géophysiques des bassins. Si un MH a été calibré sur des périodes assez longues pour couvrir les différents types de crues, on pourrait supposer qu'il saura s'adapter à un climat différent dans lequel tel ou tel type de crues déjà présentes dans le passé devient prépondérant [1]. En réalité, la capacité d'un MH global à reproduire un facteur de pointe et sa variabilité serait un bon indicateur de la capacité de ce modèle à reproduire correctement la réponse du bassin aux événements hydroclimatiques, puisqu'il assurerait une bonne représentation du rapport entre volumes et pics de crue. Cette capacité limiterait donc une part de l'incertitude sur les débits futurs liée aux possibilités que le MH soit bon pour de mauvaises raisons en calibration, c'est-à-dire qu'il fournisse de bonnes performances en termes statistiques (KGE par exemple), mais avec un fonctionnement interne loin des processus réels.

La section 6.1 s'intéresse donc d'abord à la capacité des modèles hydrologiques aux 3 h à simuler les facteurs de pointe moyens, leur variabilité, et leur évolution entre périodes climatiques contrastées du passé récent. On constatera une performance acceptable des modèles pour la représentation des facteurs de pointe moyens à l'échelle globale de l'échantillon, mais une plus grande difficulté dans la représentation de leur variabilité et de leur non-stationnarité. Les sections suivantes s'intéresseront par conséquent aux causes de la variabilité inter-crues du facteur de pointe simulé. La section 6.2 s'intéresse à la variabilité associée à l'intensité

[1] Si les processus futurs n'ont pas été rencontrés dans le passé, par exemple pour un bassin qui deviendrait aride, c'est une autre histoire !

des averses, alors que la section 6.3 explore l'impact de l'heure de crue au sein de la fenêtre journalière de moyennage. La dernière section (6.4) ramène à l'échelle climatique les résultats observés à l'échelle de l'hydrogramme, en recherchant un lien entre le facteur des pointe calculé sur les hydrogrammes unitaires calibrés par les modèles hydrologiques, et celui calculé sur les crues simulées. Une synthèse est finalement proposée à la section 6.5.

6.1 Capacité des modèles hydrologiques à simuler les facteurs de pointe moyens et leur variabilité

La figure 6.1 illustre la capacité des MH aux 3 h à reproduire le facteur de pointe moyen observé et son coefficient de variation. La comparaison est faite sur les périodes contrastées du passé récent, de façon à observer également la capacité des modèles à représenter l'évolution des facteurs de pointe d'un climat à l'autre. On observe une corrélation importante de 0,76 entre facteurs de pointe observés et simulés (graphe [a]) pour les deux MH et les deux grilles observationnelles, en calibration, et en validation sur les climats contrastés par rapport au climat de calibration. Cependant, les facteurs de pointe moyens simulés sont sous-estimés dans 79 % des cas, de 9 % en moyenne. Cette sous-estimation augmente en réalité avec le facteur de pointe observé : les facteurs observés supérieurs à 2 sont sous-estimés de 26 % en moyenne. Une analyse de variance pour déterminer les configurations des simulations impactant l'erreur sur le facteur de pointe montre que le choix de la GC est responsable de 41 % de la variance de la corrélation entre facteurs observés et simulés, suivi du choix de la période de calibration (17 %). Le MH et le type de seuil utilisé pour définir les séries *POT* sur lesquelles F_p est calculé n'ont pas d'impact sur la valeur de la corrélation entre F_p observés et simulés. Ainsi, ERA5 a tendance à sous-estimer les facteurs de pointe de façon plus marquée. C'est un constat peu étonnant : il est concomitant à la sous-estimation des débits de crue, plus marquée pour ERA5 que MSWEP2 (*Voir* annexe AIII.3), car les événements de pluie ERA5 sont plus « lissés » que ceux de MSWEP2. Leurs intensités sont plus faibles et ils sont plus longs, menant à des facteurs de pointe plus faibles. Par ailleurs, sur les périodes de validation aux climats contrastés, la corrélation entre facteurs de pointe observés et simulés varie très peu par rapport à celle de calibration, de 1 à 4 centièmes seulement. En fonction de la combinaison MH-GC, elle s'améliore

ou se détériore légèrement par rapport à la période de calibration. Un examen des données montre que l'amélioration en validation se produit en réalité lorsque les modèles sont calibrés sur une période sèche et validés sur une période humide, particulièrement avec MSWEP2. Elle est due à une augmentation du facteur de pointe entre les deux périodes plus importante sur les simulations que sur les observations : le facteur de pointe simulé, généralement sous-estimé, se rapproche alors des valeurs observées. Pourtant, de façon générale, les MH ne sont pas capables de reproduire le changement sur les facteurs de pointe moyens entre les périodes contrastées, comme le montrent les graphes de la dernière ligne de la figure 6.1, dans lesquels la corrélation entre les changements sur les facteurs observés et simulés est presque nulle. L'examen détaillé des données montre que la grille MSWEP2 offre tout de même une corrélation ($> 0,3$) entre les changements sur les facteurs de pointe observés et simulés pour 18 % des combinaisons de régions et contrastes climatiques. Cette corrélation, atteignant 0,86 au meilleur cas, se rencontre particulièrement pour les contrastes portant sur les extrêmes de précipitation ($R99$, RX_3), et sur la côte Pacifique sur laquelle les variations de facteur de pointe moyen sont plus importantes que dans les autres régions, et sont surtout directement corrélées à la variation des extrêmes de précipitation.

Pour sa part, la performance des modèles à simuler le coefficient de variation du facteur de pointe CV_{F_p} sur une période donnée est illustrée dans les graphes (b) de la figure 6.1. Elle est généralement moins bonne que la performance pour simuler le facteur de pointe, avec une corrélation de 0,56 entre les séries CV_{F_p} observées et simulées, contre 0,76 en moyenne pour les séries F_p. CV_{F_p} est également sous-estimé dans la plupart des cas, notamment pour les plus hauts coefficients de variation (>0,3). Cette fois, une analyse de variance de cette performance montre que le principal facteur qui l'influence n'est pas la GC mais le MH, GR4H étant sensiblement meilleur que MOHYSEH. Alors que MOHYSEH peine à reproduire le coefficient de variation quelle que soit la GC, GR4H se comporte de même avec ERA5, mais fait mieux lorsqu'il est combiné à MSWEP2. De nouveau, comme observé sur le facteur de pointe, la corrélation entre coefficients de variation observés et simulés par la combinaison GR4H-MSWEP2 est meilleure en validation lors du contraste vers des précipitations plus extrêmes (augmentation de $R99$, RX_3),

en raison d'une plus forte augmentation du CV_{F_p} simulé. Ainsi, tout comme pour le facteur de pointe, on n'observe pas de perte importante de la performance sur les périodes de validation contrastées par rapport aux périodes de calibration, mais les deux MH sont incapables de simuler le changement sur le coefficient de variation entre périodes contrastées. Une corrélation (>0,3) est observée entre les deltas des coefficients de variation observés et simulés dans seulement 11 % des configurations, correspondant en particulier au contraste plus marqué d'augmentation des précipitations extrêmes dans différentes régions.

Enfin, dans cette analyse, toutes les simulations ont été incluses, y compris celles pour lesquelles le KGE était mauvais (<0,5), de façon à conserver un échantillon dans lequel le nombre de simulations par combinaison MH-GC reste équilibré dans chaque région. Lorsqu'on ne conserve que les simulations pour lesquelles le KGE est acceptable (>0,5), les valeurs des corrélations entre observations et simulations augmentent bien sûr : 0,81 entre facteurs de pointe observés et simulés (calibration ou validation) ; 0,62 entre coefficients de variation observés et simulés (idem). Cependant, les MH ne restent capables de simuler le changement sur les facteurs de pointe ou leurs coefficients de variation que sur quelques combinaisons Région-Contraste, les corrélations entre observations et simulations restant inexistantes sur l'échantillon complet (0,19 pour la variation du facteur de pointe et 0,1 pour celle du coefficient de variation). La meilleure performance de MSWEP2 pour la simulation du facteur de pointe est alors moins visible que lorsqu'on considère l'échantillon complet, sans doute parce que les simulations pour lesquelles le KGE est bas en raison d'une piètre performance régionale d'ERA5 sont retirées (Plaines, Sud, Mexique). La meilleure capacité de GR4H à simuler le coefficient de variation par rapport à MOHYSEH reste par contre valable sur cet échantillon restreint (non montré).

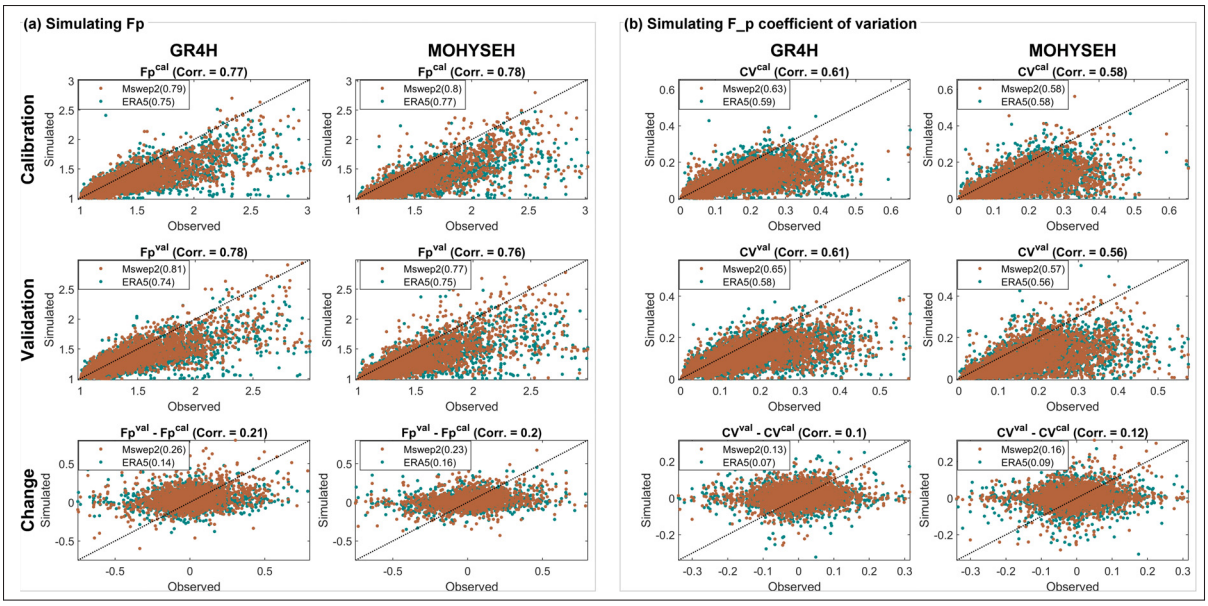


FIGURE 6.1 Capacité des MH à simuler le facteur de pointe moyen. (a) : Les facteurs de pointe moyens simulés calculés sur les séries POT sont tracés en fonction des observés correspondants, pour les deux MH, les deux grilles observationnelles, les deux méthodes de seuil POT, en calibration et en validation. La dernière ligne trace le Δ entre périodes de calibration et de validation. Les calibrations sont faites sur des périodes de huit ans du passé récent, et les validations sur les huit années du climat contrasté correspondant. Sont incluses toutes les simulations, quelle que soit la valeur du KGE. (b) : idem pour les coefficients de variation des facteurs de pointe

La figure suivante (6.2) s'intéresse aux caractéristiques régionales de la performance des MH pour la simulation des facteurs de pointe et de leurs coefficients de variation, en fonction du MH et de la GC (toutes valeurs de KGE comprises). Tout d'abord, indépendamment du MH et de la GC, on observe de claires disparités régionales : les indicateurs des quatre graphes ($F_p, CV_{F_p}, \Phi_{F_p} = F_p^v - F_p^c, \Delta CV_{F_p} = CV_{F_p}^v - CV_{F_p}^c$) ne sont jamais bien simulés dans les Rocheuses et au Mexique, avec des corrélations médianes aux valeurs observées inférieures à 0,6 dans les quatre cas. Si le Mexique est aussi la région dans laquelle le KGE de calibration est le plus bas (0,6 en médiane), ce n'est pas le cas des Rocheuses. La piètre performance de la simulation des facteurs de pointe sur les Rocheuses n'est pas non plus due au fait que les facteurs de pointe dans les Rocheuses sont parmi les plus faibles (1,15 en médiane), car c'est le cas aussi pour les Grandes Plaines dans lesquelles les MH simulent pourtant correctement les facteurs

de pointe. Cette mauvaise performance s'observe sur toutes les périodes climatiques, tant en calibration qu'en validation, quels que soient le MH et la GC, et la méthode utilisée pour le choix du seuil définissant les événements. Un examen détaillé des séries de débits simulés serait nécessaire pour comprendre pourquoi les MH ne sont pas capables de reproduire les facteurs de pointe dans cette région dans laquelle les événements sont en majorité des épisodes de fonte.

Par ailleurs, on observe sur le graphe (a) que la meilleure corrélation globale obtenue avec MSWEP2 s'observe à l'échelle de chaque région, sa plus-value étant plus importante au Mexique particulièrement (corrélation médiane supérieure de 0,11 point par rapport à ERA5), et dans une moindre mesure au Québec et dans les Plaines (+0,04). L'annexe AIII.2 montre que MSWEP2 est également meilleur en termes de KGE à l'échelle de chaque région, et l'importante plus-value de MSWEP2 au Mexique pour la simulation des facteurs de pointe est aussi visible sur les valeurs de KGE en calibration (+0,18). Cependant, la plus-value de MSWEP2 en termes de KGE est aussi grande dans les Plaines (+0,22) et le Sud (+0,19), un avantage qui n'est pas aussi marqué sur la simulation des facteurs de pointe. À l'inverse, l'avantage de MSWEP2 en termes de KGE au Québec est faible (+0,03), mais plus clair sur les facteurs de pointe. Cela montre que dans cette dernière région en particulier, même si les deux jeux climatiques ont sensiblement la même performance pour représenter les caractéristiques statistiques des séries de débits, MSWEP2 est plus adéquat pour la représentation des hydrogrammes des événements et des rapports entre volumes et pics de crue.

Le graphe (c) montre que si l'une des grilles climatiques, MSWEP2, prévaut sur l'autre en termes de performance quelle que soit la région, aucun des deux MH n'est meilleur de façon globale pour simuler le facteur de pointe, chacun étant mieux adapté à l'une ou l'autre région. GR4H est meilleur particulièrement sur la côte Pacifique (corrélation entre F_p observés et simulés supérieure de 0,17 point par rapport à MOHYSEH), mais aussi légèrement dans les Grandes Plaines et au Mexique. MOHYSEH offre une meilleure performance dans les six autres régions, particulièrement dans les Rocheuses et au Québec (+0,10 dans chaque cas). C'est un constat très différent de la meilleure performance observée pour GR4H en termes de KGE en calibration pour toutes les régions excepté le Québec. Il illustre la meilleure capacité de MOHYSEH à

représenter les hydrogrammes des événements, en particulier au Québec, région pour laquelle il a été développé initialement.

Enfin, les graphes (b) et (d) illustrent également les performances comparées des grilles climatiques et des modèles hydrologiques, mais cette fois pour la simulation des coefficients de variation des facteurs de pointe. Les grandes tendances sont les mêmes que pour les facteurs de pointe : performance supérieure de MSWEP2 ; incapacité de l'ensemble des MH et GC à représenter le coefficient de variation dans les Rocheuses et au Mexique ; meilleure performance de l'ensemble des modèles aussi sur les bassins Atlantique et dans le Sud, que dans les autres régions. Les différences suivantes apparaissent : les coefficients de variation d'ERA5 sont cette fois mieux corrélés aux observations que ceux de MSWEP2 sur la côte Pacifique et surtout dans les Rocheuses (+0,07) ; ceux simulés par GR4H sont mieux corrélés aux observations que ceux de MOHYSEH dans les Grands Lacs, sur la côte Atlantique. La meilleure performance de GR4H par rapport à MOHYSEH est plus marquée au Mexique qu'elle ne l'était sur les facteurs de pointe. Ces caractéristiques régionales mènent au constat global qui avait été fait pour la simulation des coefficients de variation sur l'échantillon complet à la figure 6.1 : une meilleure performance de GR4H plus fréquente, et des aptitudes régionales des grilles climatiques qui ne permettent pas de faire ressortir une GC comme globalement plus performante pour la représentation de CV_{F_p}.

Pour terminer, cette même figure 6.2 a été tracée en ne prenant en compte que les simulations pour lesquelles le KGE était acceptable (>0,5). Les tendances sont semblables excepté au Mexique : le facteur de pointe et son coefficient de variation sont mieux représentés par ERA5 que MSWEP2 lorsqu'on ne tient compte que des « bonnes » calibrations (corrélation meilleure de 0,10 avec ERA5 pour les facteurs de pointe observés/simulés ; de 0,14 pour les coefficients de variation, non montré).

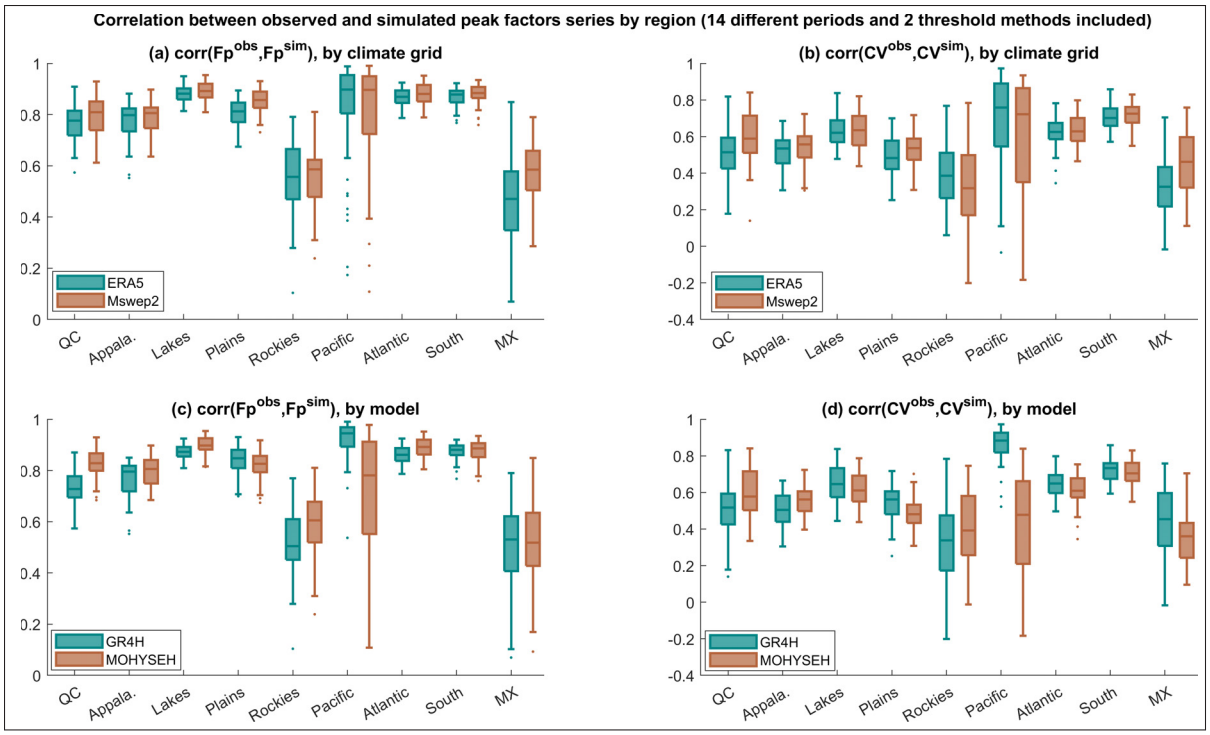


FIGURE 6.2 Capacité des MH à simuler le facteur de pointe par région. Configuration identique à celle de la figure 6.1. (a) : Performance de simulation en termes de corrélation entre la série des facteurs de pointe moyens des bassins-saisons observés et simulés, par région et GC. 56 points dans chaque barre = 2 MH × 7 périodes de calibration × 2 méthodes de calcul du seuil POT × 2 évaluations, *c.-à-d.* en calibration et validation. Sont incluses toutes les simulations, quelle que soit la valeur du KGE. (b) : idem pour les coefficients de variation des facteurs de pointe. (c) et (d) : idem, par région et MH

6.2 Un facteur de pointe dépendant de l'intensité de l'averse

Dans cette section, on descend à l'échelle de l'hydrogramme de crue pour évaluer les causes de la variabilité des facteurs de pointe inter-crues. Pour cela, un hydrogramme unitaire instantané de Nash (HUI), du type de ceux utilisés par MOHYSEH, est calculé aux 15 minutes en utilisant sa formulation géomorphologique (Rosso, 1984), qui a l'avantage d'associer une signification physique aux paramètres de l'hydrogramme. La formulation de cet HUI est explicitée à la section 4.7.1 de la méthodologie. Les crues simulées sur un bassin sont construites par superposition linéaire de cet hydrogramme unitaire multiplié par les quantités de pluie de chaque pas de temps

de l'averse, à laquelle on ajoute le débit de base. On peut donc calculer un facteur de pointe pour l'HUI, comme le rapport entre la pointe de l'HUI aux 15 minutes (ou aux3 h dans le cas pratique des simulations ici menées) et la pointe de l'HUI moyenné aux 24 h, en supposant par exemple que l'HUI démarre à l'heure 0 h. Le facteur de pointe de chacune des crues simulées sera différent bien sûr, car il sera affecté par trois données dont la combinaison est propre à chaque averse : le temps de pointe de la crue dépendant du temps de pointe de l'averse ; l'heure de pointe de la crue par rapport à la fenêtre journalière de moyennage : et le débit de base sous la crue. Il sera bien sûr aussi modulé par la forme spécifique de l'averse qui ne suit une distribution normale que dans les exemples théoriques. L'impact du débit de base ne sera pas étudié ici, mais la section 8.1 montrera son importance notamment dans les divergences de calcul de l'impact du changement climatique sur les crues aux 3 h ou aux 324. La présente section s'intéresse à l'impact du temps de pointe de l'averse et la prochaine sera consacrée à l'heure de pointe. On considérera ici des averses de distribution normale, dont les crues correspondantes peuvent alors être représentées directement par des hydrogrammes de type HUI de différents temps de pointe. On compare alors les facteurs de pointe de ces différents HUI pour analyser l'impact de la durée de l'averse sur le facteur de pointe. Cette comparaison est rendue possible par le fait que le facteur de pointe dépend du temps de pointe mais ne dépend pas de l'intensité de l'averse : une crue répondant à une averse d'un millimètre de pluie sur un pas de temps aura le même facteur de pointe qu'une crue répondant à deux millimètres de pluie sur ce même pas de temps.

La figure 6.3 présente donc les valeurs des facteurs de pointe des HUI aux 15 min en fonction du temps de pointe de ces derniers (graphe [a]), sur toute la plage naturelle de valeurs des paramètres géomorphologiques de l'hydrogramme, telle que définie à la section 4.7.1. Des points d'inflexion t_A, t_B, t_C, t_D sont mis en évidence sur le graphique. Le facteur de pointe décroît très rapidement de 6 à 1,35 pour des temps de pointe allant de 2 h jusqu'au point d'inflexion $t_A \simeq 14$ h [2]. Le facteur de pointe croît de nouveau jusqu'à 1,5 au point d'inflexion $t_B \simeq 20$ h. Au-delà du troisième point d'inflexion $t_C \simeq 36{,}25$ h, les valeurs de F_p ne dépassent plus 1,1.

[2] La limite maximale théorique du facteur de pointe pour un temps de pointe tendant vers 0 dépend du pas de temps de discrétisation Δt exprimé ici en heures : $F^{max}_{p,t\to 0} = \frac{24}{\Delta t}$. C'est-à-dire $F^{max}_{p,t\to 0} = 96$ ici pour un pas de temps de 15 minutes, et $F^{max}_{p,t\to 0} = 8$ pour le pas de discrétisation de 3 h utilisé dans cette étude en général.

Le dernier point d'inflexion, $t_D \simeq 46{,}25$ h, donne lieu à $F_p = 1,08$. L'utilisation de différentes valeurs des paramètres géomorphologiques R_a, R_b, R_L [3] et de la vitesse de pointe v constitue une enveloppe relativement mince autour de cette courbe de décroissance, les valeurs des temps d'inflexion t_A, t_B, t_C, t_D étant très peu influencées par ces paramètres. t_A par exemple varie entre 13,75 h et 14,58 h pour toute la plage de valeurs des paramètres géomorphologiques. Le temps de pointe $t = t_A = 14$ h est le temps de pointe autour duquel les facteurs de pointe sont les plus sensibles aux paramètres géomorphologiques : il varie alors entre 1,32 et 1,43 en fonction de la morphologie du bassin. Les valeurs des points d'inflexion t_A, t_B, t_C, t_D peuvent être calculées analytiquement, et elles augmentent linéairement, en pente douce, avec le pas de temps de discrétisation choisi. Par exemple, pour une discrétisation aux 15 min, 1 h, 3 h et 6 h, on trouve respectivement $t_B \simeq 20$ h, 20,5 h; 21,5 h; 23,3 h, en médiane sur toutes les valeurs des paramètres géomorphologiques (*Voir* annexe AI.4.3). Les points d'inflexion sont liés à la position de la pointe de crue dans l'intervalle de moyennage. Les graphes (b) à (e) représentent les HUI aux 15 minutes et leurs moyennes journalières, aux quatre points d'inflexion, pour différentes valeurs des paramètres géomorphologiques. Les facteurs de pointe qui sont maxima relatifs (en t_B, graphe [c] et t_D, graphe [e]) correspondent au passage de la pointe de l'HUI vers le centre de la fenêtre de 24 h utilisée pour la moyenne, lorsque l'aire sous la courbe dans la fenêtre de 24 h est maximale. Les facteurs de pointe qui sont minima relatifs (en t_A, graphe [b] et et t_C, graphe [d]) correspondent au passage de la pointe de l'HUI vers le bord de la fenêtre. Pour un HUI triangulaire symétrique par exemple, les points d'inflexion seraient exactement $t_A = 12$ h, $t_B = 24$ h, $t_C = 36$ h. D'autre part, ces valeurs des temps d'inflexion ne sont valables que lorsqu'on considère que la fenêtre journalière commence à $t = 0$ h en même temps que l'HUI.

Pour un HUI qui démarrerait à l'heure $t_0 \neq 0$ h, la moyenne aux 24 h de l'HUI pour le premier jour comprendrait tous les points $h(t) = 0, \forall\, t \in [0; t_0]$. On peut montrer que les temps d'inflexion diminuent linéairement avec l'heure de démarrage de la crue. Par exemple pour un pas de temps de discrétisation $\Delta t = 15$ min, t_B diminue de 20 h à 4,6 h, lorsque t_0 augmente de 0 à 18 h. Les

[3] R_a, R_b, R_L : rapports de surface, confluence, longueur de Horton (1945)

facteurs de pointe correspondants F_p^B augmentent consécutivement de façon exponentielle de 1,5 à 5,4. L'influence de l'heure de démarrage de l'HUI sur F_p est donc considérable, et est étudiée en détail à la section 6.3. Quoi qu'il en soit, le facteur de pointe théorique de l'HUI est aussi fortement dépendant du temps de pointe, et une faible variation de t_p a un fort impact sur F_p pour les temps de pointe inférieurs au premier temps d'inflexion t_A, et aux abords du temps d'inflexion t_B.

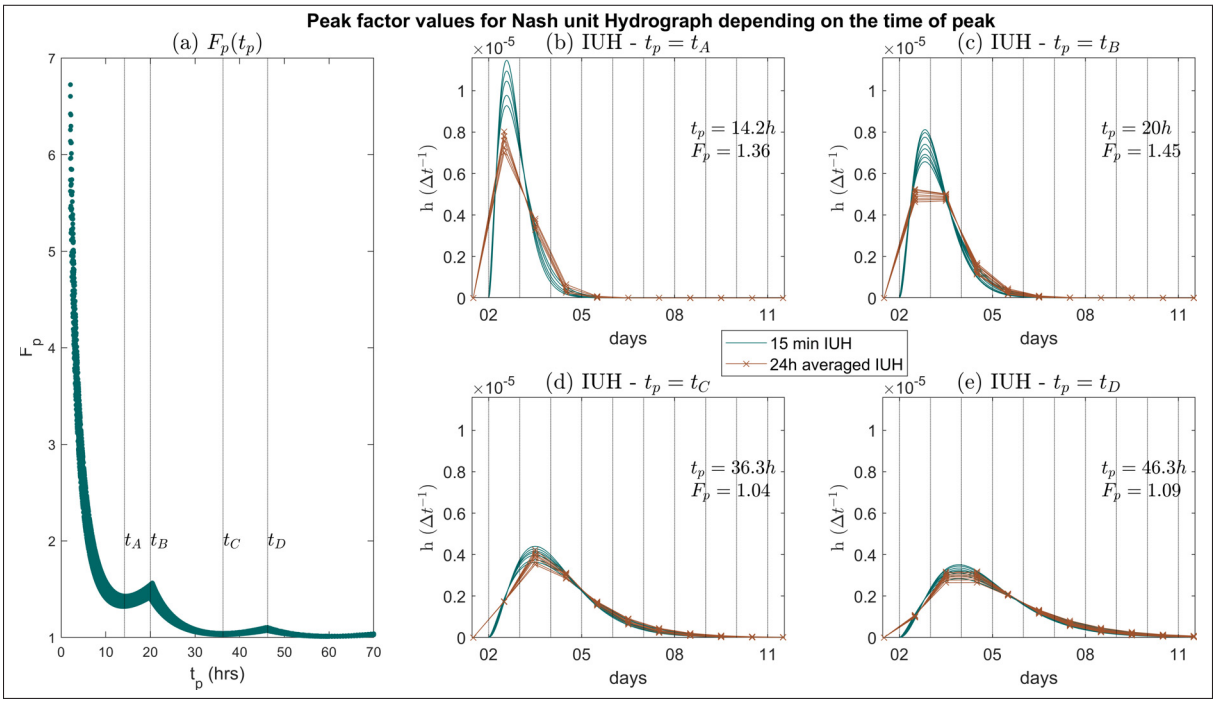


FIGURE 6.3 Évolution du facteur de pointe F_p en fonction du temps de pointe, calculé à partir de l'hydrogramme unitaire instantané géomorphologique (HUI). (a) : valeurs de F_p pour différentes combinaisons des paramètres R_a, R_b, R_l et L_s de l'HUI sur leurs plages de valeurs courantes. t_A, t_B, t_C, t_D sont les points d'inflexions de la courbe pour $t < 50$ h. Les HUI de temps de pointe $t_p = t_A, t_B, t_C, t_D$ sont tracés sur les graphes (b) à (e) pour toutes les valeurs des paramètres géomorphologiques

Si la réponse d'un bassin à un événement pluvieux est effectivement une superposition linéaire d'HUI, on devrait donc observer une variabilité du facteur de pointe d'un événement à l'autre liée à la variabilité des temps de pointe des hydrogrammes de crue, c'est-à-dire de la forme des hyétogrammes et surtout de la durée des pluies. Cette variabilité viendrait s'ajouter à une valeur de

base du facteur de pointe associée à ses caractéristiques morphométriques. Les facteurs de pointe les plus élevés se retrouveront sur les événements les plus courts aux hydrogrammes pointus. Ainsi, on peut s'attendre à une plus grande variabilité des facteurs de pointe sur des bassins caractérisés par une diversité d'événements climatiques, tant convectifs que synoptiques, comme au Mexique par exemple, où la variabilité des facteurs de pointe observés est particulièrement élevée dans notre échantillon. Cependant, il faut noter aussi que contrairement à l'HUI, les hydrogrammes de crue s'ajoutent au débit de base de la rivière, qui amortit d'autant plus le facteur de pointe et sa variabilité qu'il est élevé.

La théorie de l'HUI suppose que ce dernier dépende uniquement des caractéristiques géophysiques du bassin, et est donc stationnaire. On ne peut donc pas étudier l'impact du CC sur les facteurs de pointe à partir de ce dernier, bien que cette hypothèse puisse sans doute être questionnée (Langridge *et al.*, 2020, par exemple). Par contre, on peut proposer l'expérience théorique suivante, détaillée à la section 4.7 de la méthodologie : admettons qu'un bassin soit typiquement soumis à des événements de pluie d'un volume unitaire sur une durée unitaire, et ce, sur un débit de base nul. L'hydrogramme de crue est alors exactement l'HUI. Supposons alors que le CC sur ce bassin mène à des précipitations plus intenses, c'est-à-dire que la même quantité de pluie tombe dans un intervalle plus court. Le débit de pointe est alors plus élevé, l'aire sous l'hydrogramme reste égale à 1, et le temps de pointe est raccourci. On se demande alors comment évolue le facteur de pointe de l'événement, entre l'hydrogramme de crue original et l'hydrogramme répondant à une pluie plus intense, que l'on appellera hydrogrammes de « référence » et « futur » par simplicité d'écriture. Des tests sont menés ici pour huit valeurs d'intensification ou d'amortissement de la pluie, correspondant à des débits de pointe aux 15 min entre -60 % et +140 % par rapport au débit de pointe de « référence ». Ces valeurs couvrent la plage de valeurs de $\Delta\overline{AMS^{(3)}}$ calculées pour l'ensemble des simulations de l'échantillon de cette étude, du premier au 99,7^{e} percentile. La figure 6.4 illustre le rapport entre les facteurs de pointe « futur » et de « référence » ($\Phi_{F_p} = F_p^f / F_p^r$), en fonction du temps de pointe de « référence » et du temps de pointe « futur ». On remarque que Φ_{F_p} n'évolue de façon linéaire ni avec le changement sur le débit de pointe, ni avec le temps de pointe. Il est maximal pour des

temps de pointe de « référence » très courts. Il est alors équivalent au changement sur les débits de pointe aux 15 min (graphe [a]). Les temps caractéristiques définis précédemment, t_A à t_D, apparaissent également ici comme points d'inflexion. Pour un temps de pointe de « référence » $t_B \simeq 20$ h, le facteur de pointe varie particulièrement peu lorsque le débit de pointe aux 15 min augmente, quelle que soit cette augmentation : Φ_{F_p} est compris entre 0,94 et 1,14. De plus, pour ce même point d'inflexion $t = t_B$, on peut observer une diminution du facteur de pointe alors que le débit de pointe augmente et que la pluie s'intensifie, et ce même pour des augmentations importantes du débit de pointe de 100 %. De nouveau, cela est dû à la position de la pointe aux 15 min dans la fenêtre de 24 h utilisée pour la moyenne. Avec un temps de pointe de 20 h en « référence » et une journée débutant en même temps que l'hydrogramme, le gros du volume de la crue est réparti sur deux journées, donnant lieu à un hydrogramme moyenné aux 24 h aplati et un facteur de pointe de « référence » particulièrement élevé. À moins que l'intensification des pluies soit assez élevée pour que le temps de pointe « futur » passe en dessous de 10 h (*Voir* figure 6.3), le facteur de pointe « futur » sera inférieur au facteur de pointe de « référence ». De la même manière, lorsque le temps de pointe « futur » est égal à $t_B = 20$ h, on peut observer une augmentation du facteur de pointe alors que l'intensité de l'événement diminue, pour des diminutions du débit de pointe qui ne dépassent pas 40 % (graphe [b]). Ces remarques montrent à quel point la valeur de F_p et Φ_{F_p} sont tributaires d'artifices mathématiques. De même, si les valeurs de débit moyennées à la journée ont toute leur pertinence pour représenter les volumes de crue, elles ne sauraient être utiles à l'étude des pics de crue que sous certaines conditions. En particulier, elles devraient être utilisées avec prudence pour des bassins dont le temps de pointe des crues est inférieur à 2 jours, ou sur lesquels on observe une diversité de processus générateurs de crues associée à une importante variabilité des heures de crue et des temps de pointe de crue. Enfin, cette partie de l'étude montre l'absence d'auto-similarité de l'impact du changement climatique sur les crues à travers différentes échelles temporelles.

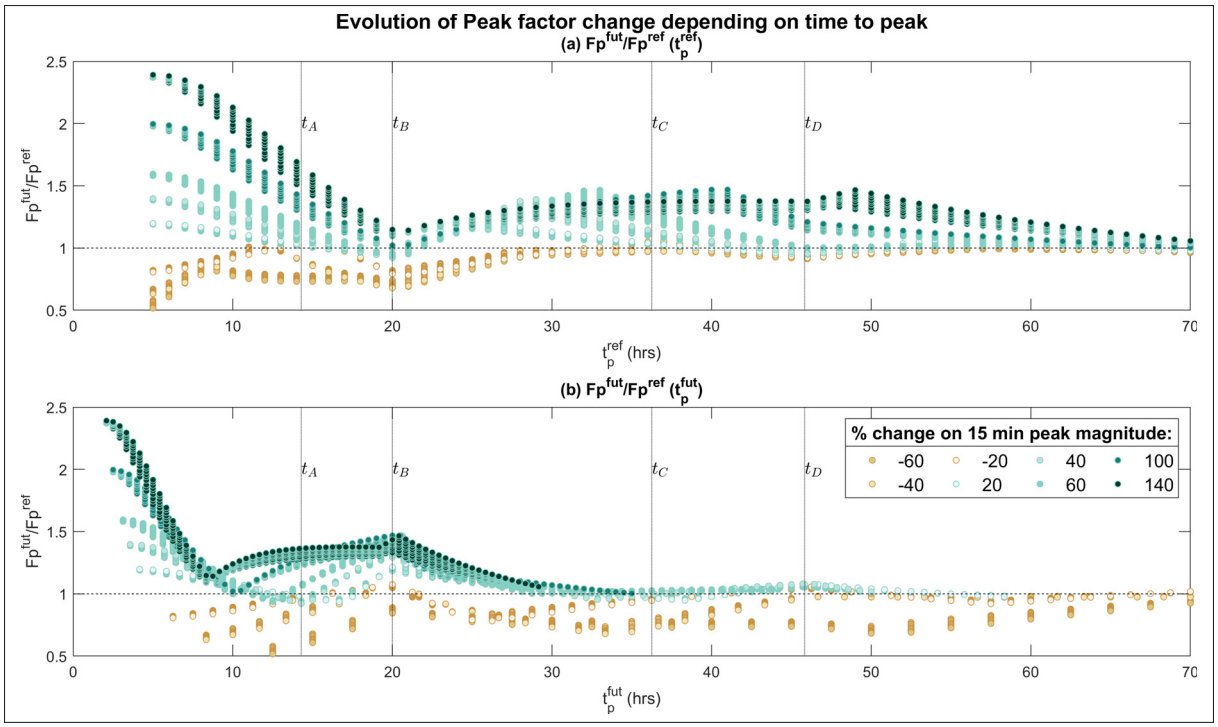


FIGURE 6.4 Évolution du facteur de pointe d'un hydrogramme de crue lors du changement de l'intensité de l'averse, en fonction du temps de pointe de « référence » (a) et « futur » (b). Les points correspondent aux différentes combinaisons des valeurs courantes des paramètres de l'HUI, pour 8 changements du débit de pointe aux 15 min de -60 à +140 %. t_A, t_B, t_C, t_D sont définis dans la figure 6.3. Les termes « référence » et « futur » sont utilisés par simplicité

En conclusion, cette expérience théorique d'analyse du facteur de pointe d'un hydrogramme de crue simple assimilé à un HUI de Nash montre bien sûr que les valeurs des facteurs de pointe pour un événement sur un débit de base nul dépendent fortement du temps de pointe. Les facteurs de pointe très élevés ne se présentent que pour les crues les plus courtes, de temps de pointe $t_p \leq 10$ h environ, et se rapprochent de 1 pour les événements de temps de pointe supérieur à 2 jours. Ce constat fait écho à l'importance du temps de concentration et du débit de pointe dans le modèle de régression construit pour déterminer les valeurs moyennes de facteur de pointe observées à la section 5.1.

Cependant, l'expérience de l'HUI rappelle aussi que le débit moyenné à la journée ne représente exactement que les volumes de crue, et non leurs pointes. L'approximation pratique selon

laquelle les débits de pointe instantanés peuvent être déduits des débits de pointe journaliers par une relation linéaire ne serait exacte que si les crues avaient une durée exactement multiple de 24 h, et commençaient à l'heure $t = 0$. L'information contenue dans la crue instantanée est altérée dans la crue moyennée, en particulier pour des événements très courts (quelques heures), pour lesquels la moyenne sur 24 h comprend une période sans crue. Dans ces cas, les facteurs de pointe sont très élevés comme vu dans la figure 6.3. Le deuxième cas dans lequel l'information contenue dans la crue instantanée est particulièrement altérée par la moyenne journalière, est lorsque la pointe de crue est proche de l'heure $t = 0$, et qu'elle est alors aplatie sur deux jours. De nouveau, le facteur de pointe est très élevé dans ce cas. Au point critique t_B déterminé précédemment, la valeur du facteur de pointe est instable et une faible variation du temps de pointe conduit à une forte variation du facteur de pointe. Sur cet exemple théorique fait à partir d'un HUI de Nash commençant à $t = 0$, on a trouvé une valeur $t_B \simeq 21{,}5$ h pour un pas de discrétisation de 3 h, justement proche de la médiane des temps de concentration des bassins de l'échantillon de l'étude (23 h). Répéter l'expérience sur d'autres types d'HUI (triangulaire, Clark, etc.), ou avec des heures de démarrage de la crue différentes donnerait des valeurs critiques des temps de pointe différentes, mais ne changerait pas les conclusions. Ces dernières interrogent l'utilisation sans précaution de facteur de pointe pour déterminer des débits de pointe instantanés de conception à partir de débits extrêmes journaliers, particulièrement en cas de climat non stationnaire dans lequel l'heure et la durée des crues peuvent changer et avoir un impact important sur le facteur de pointe comme on vient de le montrer.

6.3 Un facteur de pointe fortement dépendant de l'heure de la crue

Dans cette section, on s'intéresse maintenant à l'impact quantitatif de l'heure de pointe sur le facteur de pointe. La figure 6.5 montre à quel point le facteur de pointe sur un événement dépend de la position de l'heure de pointe par rapport à l'intervalle de 24 h sur lequel se fait la moyenne de l'événement instantané. Ici, on a choisi de ne pas faire l'expérience sur l'HUI géomorphologique de Nash, mais directement sur les HUI de MOHYSEH et GR4H, avec un pas de temps de discrétisation de 3 h, pour pouvoir comparer plus directement l'influence de l'heure

de pointe à la variabilité du facteur de pointe sur les crues simulées par les MH. On observe donc sur la figure plusieurs exemples d'HUI calibrés par les MH. On observe que la variabilité du facteur de pointe de l'HUI en fonction de l'heure de pointe de l'HUI dépend à la fois de la forme de l'hydrogramme (différences entre les colonnes), et du temps de pointe (différences entre les lignes). La variabilité du facteur de pointe avec l'heure de pointe diminue lorsque le temps de pointe augmente. Plus l'hydrogramme unitaire est large et symétrique, plus court sera le temps de pointe nécessaire à assurer la stabilité du facteur de pointe, quelle que soit l'heure de pointe. Ainsi, l'hydrogramme HU_2, le plus symétrique, est celui qui atteint le premier la stabilité de F_p quelle que soit l'heure de la crue, pour des temps de pointe de l'HUI d'au moins 40 h environ. Les HUI de Nash de MOHYSEH atteignent la stabilité pour des temps de pointe d'au moins 50 h environ, et ceux d'HU_1, les plus asymétriques, pour des temps de pointe d'au moins 60 h environ. On parle donc de crues qui s'étendent sur plusieurs jours, l'impact de l'heure de pointe ne touche pas seulement les crues rapides de quelques heures. De plus, la variabilité du facteur de pointe est considérable particulièrement pour les temps de pointe inférieurs à la journée : pour les crues rapides de temps de pointe de l'ordre de 10 h (graphes [d] à [f]), le facteur de pointe varie sur des intervalles larges d'environ 1,5 point. La crue du bassin (d) par exemple, d'un temps de pointe de 11,8 h, présente un facteur de pointe entre la simulation 3 h et sa moyenne aux 24 h qui varie entre 2,5 et 4,11 selon l'heure de la crue. Pour des crues un peu plus longues, de temps de pointe de l'ordre d'une vingtaine d'heures (graphes [g] à [i]), le facteur de pointe varie sur un intervalle d'une largeur de 0,4 (HU_2, MOHYSEH) à 1,3 (HU_1) point. Pour les temps de pointe de l'ordre d'une trentaine d'heures (graphes [j] à [l]), le facteur de pointe varie sur un intervalle large de 0 (HU_2) à 0,9 (HU_1) point. Ces valeurs sont proposées à titre d'exemples, cette figure permettant une appréciation visuelle de la variabilité du facteur de pointe, mais on calculera analytiquement l'intervalle de variabilité en fonction du temps de pointe pour chacun des hydrogrammes dans la prochaine figure.

Par ailleurs, le cas des temps de pointe inférieurs au pas de temps de discrétisation, comme dans la ligne (1) de la figure, est un cas particulier : la crue n'occupe qu'un pas de temps sur les huit

pas de temps de la journée, et le facteur de pointe est toujours de 8. Le cas se présente pour 1 % des 221 bassins de l'étude, c'est-à-dire sur trois bassins du Mexique.

Ce constat de forte dépendance du facteur de pointe à l'heure de pointe implique que les facteurs de pointe calculés sur une série de débits, qu'elle soit observée ou simulée, ne seront pas les mêmes si on travaille avec des séries en heure locale ou en heures UTC. Sur les 221 bassins étudiés par exemple, on constate un écart moyen de 12 % entre les facteurs de pointe moyens calculés à partir des séries *POT* observées aux 3 h, selon que les séries de débits 3 h sont conservées en heure locale, ou translatées en heure UTC. Cet écart monte jusqu'à des valeurs considérables de 50 à 70 % pour certains bassins parmi les plus rapides de l'échantillon (temps de concentration, selon la formule de Bransby–Williams, entre 8 et 13 h). Il varie selon les régions, étant plus marqué pour les Rocheuses, l'Atlantique, le Mexique. Seuls la côte Pacifique et le Québec présentent des écarts entre les facteurs de pointe moyens calculés à partir des séries en heure locale ou en heure UTC généralement inférieurs à 10 %. Un examen approfondi des données pour comprendre ces particularités régionales n'a pas été mené mais en vaudrait la peine.

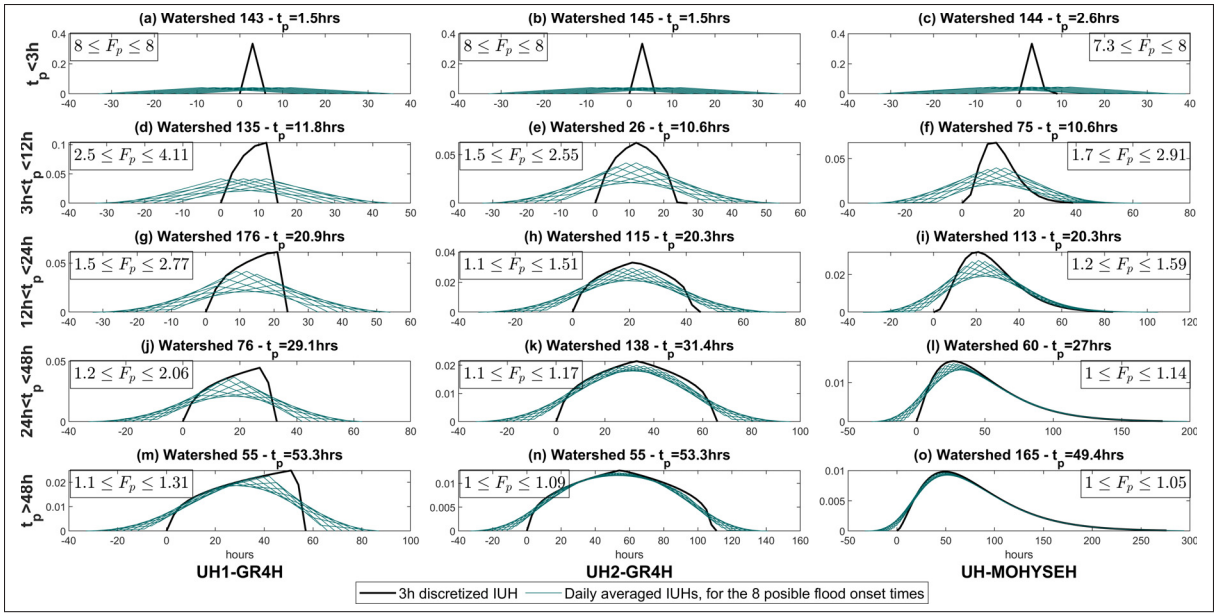


FIGURE 6.5 HUI discrétisés aux 3 h des MH aux 3 h, moyennés aux 24 h pour différentes heures de pointe. Les colonnes représentent les deux HUI de GR4H, HU_1 et HU_2, et celui de MOHYSEH. Les lignes sont des exemples pris aléatoirement parmi les 221 basins calibrés de façon à obtenir un exemple dans chaque intervalle de temps de pointe 0-3 h, 3 h-12 h, 12 h-24 h, 24 h-48 h, 48 h-72 h. Sur chaque graphe sont représentés l'HUI aux 3 h (noir), et les 8 HUI moyennés aux 24 h possibles, lorsqu'on fait glisser l'intervalle de 24 h par tranche de 3 h (vert)

L'évolution de l'impact de l'heure de pointe sur le calcul du facteur de pointe est précisée sur la figure 6.6. Quel que soit l'hydrogramme unitaire utilisé, le facteur de pointe calculé dépend très fortement de l'heure de pointe pour de courts temps de pointe (<10 h), l'intervalle de variation de F_p représentant alors entre 50 et 90 % de sa valeur moyenne. Or, on verra dans la figure 6.7 que le facteur de pointe simulé par un MH, ainsi que son coefficient de variation, sont corrélés de façon significative au facteur de pointe de l'HUI et à son coefficient de variation. Cela soulève donc des questions sur la méthode de calcul du facteur de pointe à utiliser pour déterminer des débits de crues instantanés à partir d'extrêmes journaliers, même en l'absence de changement climatique. Sur un bassin-saison pour lequel le cycle journalier est très marqué, par exemple lorsque les pluies convectives dominent, on peut s'attendre à une heure de crue privilégiée, en soirée. Dans ce cas, le facteur de pointe calculé pour le bassin en prenant la moyenne des

facteurs de pointe de tous les événements observés sera associé à une faible participation de l'heure de pointe dans le coefficient de variation de F_p. Ce facteur de pointe moyen pourra alors être appliqué aux extrêmes journaliers pour représenter la crue instantanée avec une faible incertitude issue de l'heure de pointe. Cependant, sur un bassin pour lequel le cycle journalier est peu marqué, le facteur de pointe moyen calculé sera associé à une forte participation de l'heure de pointe dans le coefficient de variation. Son utilisation sous-estimera la valeur réelle de la pointe de crue instantanée pour les événements dont l'heure de pointe correspond à un facteur de pointe maximal.

On remarque également sur la figure 6.6 que pour des temps de pointe de l'ordre de la journée ou plus, la variation du facteur de pointe en fonction de l'heure de pointe est beaucoup plus raisonnable (moins de 20 %) lorsque l'asymétrie de l'hydrogramme est nulle ou positive (symétrique comme GR4H-HU_2, ou encore Nash à faible coefficient de forme). Dans ces cas, l'utilisation du facteur de pointe moyen pour le calcul de crues instantanées ne pose pas problème, même si les événements utilisés pour le calcul correspondent à des processus hydrologiques et des heures de pointe différents. Ce facteur de pointe est d'ailleurs faible dans ces cas, comme illustré par les deux derniers hydrogrammes de la figure 6.5. Cependant, pour des hydrogrammes d'asymétrie négative (type GR4H-HU_1) ou très pointus (fort kurtosis, de type Nash à haut coefficient de forme), la variabilité du facteur de pointe avec l'heure de pointe reste élevée même pour des temps de pointe supérieurs à la journée. Par exemple, cette variabilité ne passe en dessous de 20 % du facteur de pointe moyen que pour des temps de pointe supérieurs à 48 h pour un hydrogramme de Nash de paramètre de forme moyen ($\alpha = 8$).

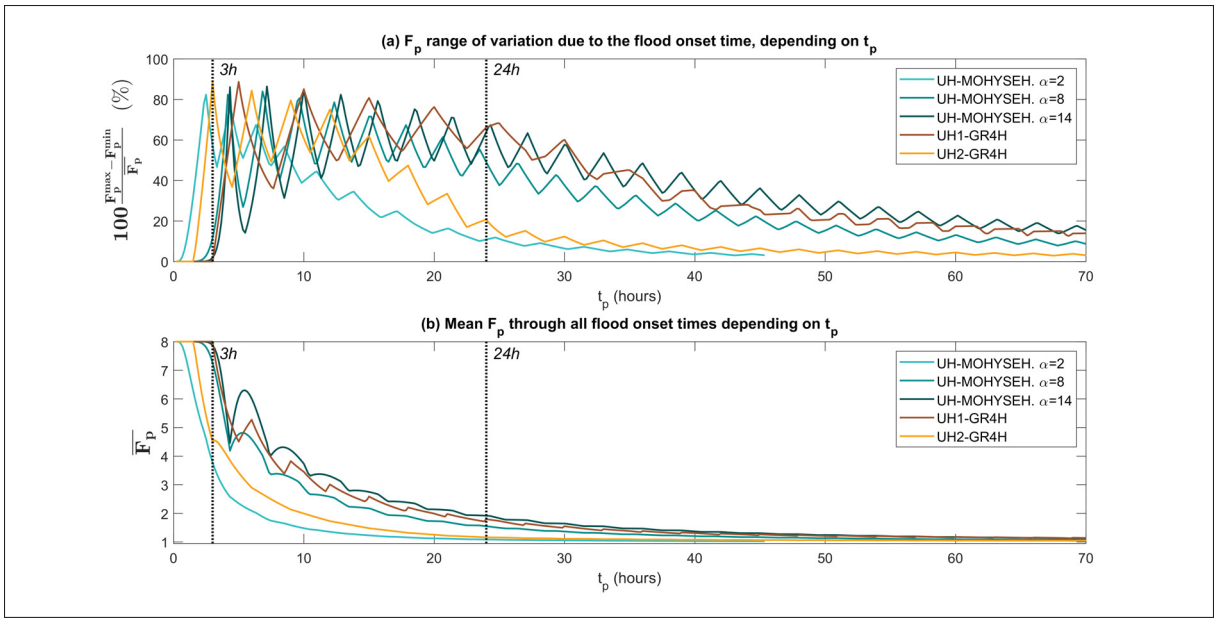


FIGURE 6.6 Variabilité du facteur de pointe des HUI des MH avec l'heure de pointe. Les HUI des MH sont calculés pour des temps de pointe de 10 min à 3 jours (chaque 10 minutes). L'HUI de MOHYSEH dépend aussi du paramètre de forme α et est calculé pour trois valeurs de ce dernier, réparties sur la plage habituelle de 1 à 15. Chaque HUI est moyenné aux 24 h pour les 8 positions possibles du temps de pointe par rapport au début de la journée. (a) : intervalle de variation relatif de F_p sur ces 8 possibilités. (b) : valeur moyenne de F_p.

6.4 Corrélation entre facteur de pointe de l'hydrogramme unitaire d'un modèle, et facteur de pointe des séries simulées

Les deux sections précédentes ont montré que le facteur de pointe calculé sur un hydrogramme unitaire était fortement dépendant du temps de pointe et de l'heure de pointe. Cependant, même dans un modèle simple comme MOHYSEH qui n'utilise qu'un seul hydrogramme de transfert des écoulements, la relation entre hydrogramme unitaire et débit à l'exutoire n'est ni linéaire ni constante : entrent également en jeu les transferts entre les différents réservoirs qui modifient la valeur du débit de base auquel s'ajoute l'événement, ainsi que la durée de l'orage qui définit la forme de l'hydrogramme de crue. On a remarqué par exemple à la section 5.1 que les facteurs de pointe simulés à l'exutoire dépendaient de la saison, alors que l'HUI des modèles est bien sûr calibré indépendamment de la saison. On s'attend de façon générale à ce que le facteur de pointe

d'un événement diminue par rapport au facteur de pointe de l'HUI lorsque le débit de base augmente, et lorsque la durée de pluie augmente. Cette section a donc pour but de s'intéresser à une éventuelle corrélation entre le facteur de pointe des HUI des modèles globaux GR4H et MOHYSEH (HU_1, HU_2, HU-MOHYSEH, définis à l'annexe AI.1), et celui calculé sur les séries de débits à l'exutoire.

Pour cela, les facteurs de pointe des HUI et leur variation avec l'heure de pointe sont calculés pour les HUI calibrés de chaque combinaison *bassin – GC – MH*. Dans la figure 6.7, ils sont comparés aux facteurs de pointe moyens annuels calculés sur les débits simulés sur les périodes de calibration d'une part, et sur les périodes d'évaluation d'autre part (validation dans le passé récent, référence et futur compris). Pour chaque simulation, le facteur de pointe est calculé selon la méthode habituelle présentée à la section 4.4.3, c'est-à-dire par moyenne des facteurs de pointe de tous les événements extraits des séries *POT* annuelles simulées. L'influence des saisons n'est pas prise en compte ici.

Les graphes (a) à (c) montrent qu'il existe une corrélation entre les facteurs de pointe sur les débits (F_p^{sim}) et ceux sur les HUI (F_p^{iuh}), bien qu'elle reste assez faible (entre 0,5 et 0,64). Comme on s'y attendait, la forme de l'HUI ne suffit donc pas à expliquer les valeurs des facteurs de pointe simulés sur les débits à l'exutoire. La dispersion des F_p^{sim} pour un même F_p^{iuh} augmente avec ce dernier (c'est-à-dire pour les temps de pointe courts, comme montré sur les graphes [d] à [f]). On remarque aussi qu'une forte variabilité de F_p^{sim} avec les données climatiques d'entrée est principalement associée à des HUI de haut facteur de pointe (temps de pointe courts). Autrement dit, plus l'HUI est pointu, plus le facteur de pointe sur les débits simulés sera dépendant des conditions climatiques et physiques influençant le débit de base et la durée des hydrogrammes de crue. Pour les plus petits F_p^{iuh} (F_p^{iuh}<2, correspondant à la moitié des bassins calibrés environ), une régression linéaire entre $F_p^{iuh} - 1$ et $F_p^{sim} - 1$ donne de bons résultats ($R^2 > 0,8$ pour chacun des trois HUI) pour une pente respective de 0,47 ; 2,01 et 0,52 pour HU_1, HU_2 et HU-MOHYSEH).

Les graphes (d) à (f) de la figure précisent la dépendance entre le rapport $\frac{F_p^{iuh}}{F_p^{sim}}$, et le temps de pointe de l'HUI. Pour les trois HUI, le rapport $\frac{F_p^{iuh}}{F_p^{sim}}$ est une exponentielle décroissante du temps de pointe, tendant vers l'unité quand le temps de pointe de l'HUI dépasse la journée (pour HU-MOHYSEH et HU_2) ou les 2 jours (HU_1). Pour les bassins les plus réactifs, F_p^{iuh} est jusqu'à environ 5 fois plus élevé que F_p^{sim} pour des temps de pointe de l'ordre du pas de temps de 3 h, et jusqu'à 8 fois pour les temps de pointe inférieurs au pas de temps de la modélisation (borne théorique supérieure pour $t_p \rightarrow 0$, non montrée sur la figure). Une régression non linéaire performante peut être établie entre le temps de pointe de l'HUI et le rapport $\frac{F_p^{iuh}}{F_p^{sim}}$, et permettre ainsi une estimation du facteur de pointe sur les débits simulés à partir des paramètres calibrés du MH, associée à un intervalle d'incertitude correspondant à la largeur verticale du nuage de points. Cette incertitude diminue avec le temps de pointe. Elle est plus élevée pour MOHYSEH que pour GR4H (HU_1/HU_2) pour les temps de pointe inférieurs au pas de temps 3 h, puis inférieure pour les temps de pointe supérieurs au pas de temps. Autrement dit, le facteur de pointe à l'exutoire est plus associé à l'HUI pour MOHYSEH que pour GR4H, autorisant une variabilité de F_p d'un événement à l'autre moindre, tant que le temps de pointe de l'HUI reste supérieur au pas de temps du MH. Un calcul simple montre que cette incertitude passe en dessous de 10 % pour des temps de pointe supérieurs à 12 h (HU-MOHYSEH), 20 h (HU_1) et 26 h (HU_2). Notons cependant que les temps de pointe des HUI calibrés avec GR4H sont en moyenne 50 % plus élevés que ceux de MOHYSEH pour un même bassin, ce qui peut participer à l'explication de ces différences. Quoi qu'il en soit, si la calibration d'un bassin conduit à un temps de pointe supérieur à ces valeurs, on peut en déduire immédiatement que la valeur du facteur de pointe simulé sur les débits restera stationnaire à travers différents climats, et égale au facteur de pointe de l'HUI.

Les graphes 6.7g à 6.7l illustrent de leur côté la relation entre les coefficients de variation du facteur de pointe calculés sur les débits simulés et sur l'HUI. La variation de F_p^{iuh} est issue de l'heure de pointe, alors que celle de F_p^{sim} est issue des événements POT simulés. Cette fois-ci, la relation la plus claire est la corrélation entre ces coefficients de variation, relativement forte puisqu'elle atteint 0,63 pour les deux HUI de GR4H et 0,69 pour HU-MOHYSEH. Encore une

fois, les coefficients de variation de F_p^{sim} sont inférieurs à ceux de F_p^{iuh} pour HU-MOHYSEH et HU_1-GR4H (l'HUI transférant la majorité de la pluie nette), résultant du fait que l'hydrogramme de crue est moins pointu que l'HUI. Cependant, les nuages de points sont très dispersés, et si l'on peut dire que le coefficient de variation sur F_p^{sim} augmente clairement avec celui sur F_p^{iuh}, de nombreux autres facteurs entrent en jeu. Ainsi, il n'est pas possible d'estimer $CV_{F_p}^{sim}$ à partir de $CV_{F_p}^{iuh}$ pour des coefficients de variation supérieurs à $0,07$ environ. En dessous de $0,07$, $CV_{F_p}^{sim}$ est sensiblement égal à $CV_{F_p}^{iuh}$ de HU-MOHYSEH ou HU_1-GR4H (seulement 25 % des bassins sont dans ce cas). Par ailleurs, les graphes (j) à (l) ne montrent pas de relation claire entre le rapport $\frac{CV_{F_p}^{iuh}}{CV_{F_p}^{sim}}$ et le temps de pointe de l'HUI, excepté le fait que $CV_{F_p}^{iuh}$ est supérieur à $CV_{F_p}^{sim}$ principalement pour les temps de pointe inférieurs à la journée. Enfin, on observe une variation de $CV_{F_p}^{sim}$ en fonction du climat d'entrée des modèles tant pour les courts que pour les longs temps de pointe, notamment avec MOHYSEH.

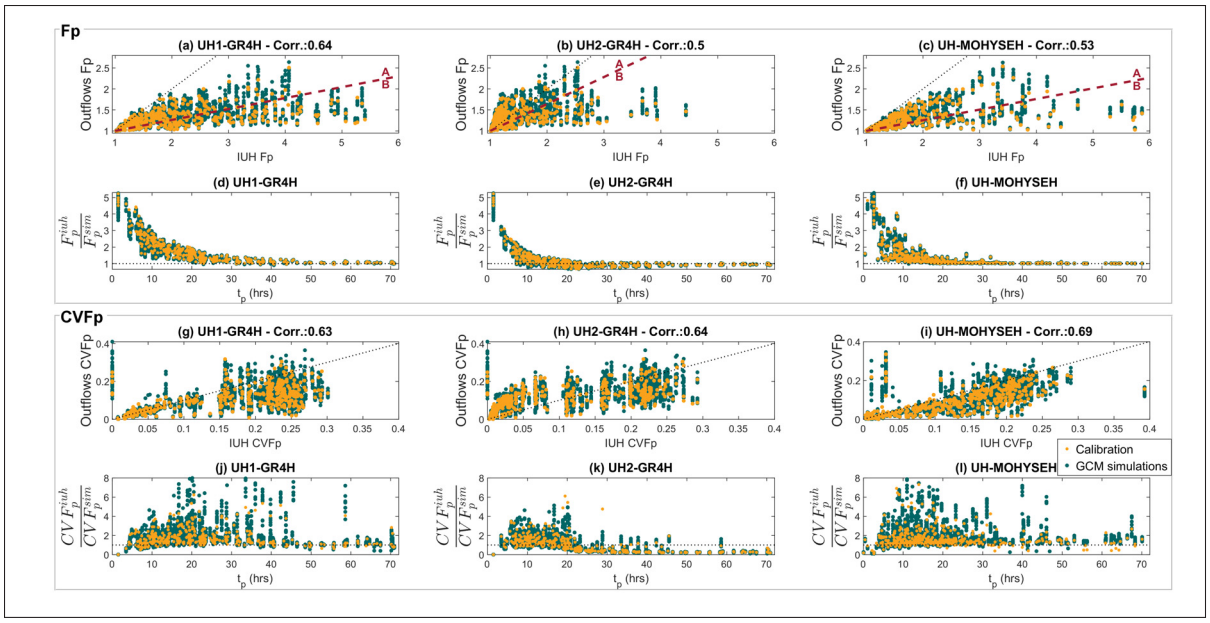


FIGURE 6.7 Relations entre facteur de pointe de l'HUI des MH, et facteur de pointe des séries simulées. Les facteurs de pointe simulés, F_p^{sim}, sont calculés comme moyenne des facteurs de pointe de tous les événements des séries *POT* pour chacun des 221 bassins, sur les périodes calibrées aux 3 h et sur chacune des simulations des périodes de référence et futures. Les facteurs de pointe des HUI de chaque calibration aux 3 h, F_p^{iuh}, sont aussi calculés, comme moyenne des facteurs obtenus en déplaçant la pointe sur les 8 pas de temps de la journée. (a) à (c) : corrélation entre F_p^{sim} et F_p^{iuh}. Les lignes rouges séparent deux groupes de bassins *A* et *B* qui seront décrits dans le texte. (d) à (f) : F_p^{iuh}/F_p^{sim} en fonction du temps de pointe de l'HUI. (g) à (i) : corrélation entre $CV_{F_p^{sim}}$ et $CV_{F_p^{iuh}}$. (j) à (l) : $CV_{F_p^{sim}}$ / $CV_{F_p^{iuh}}$ en fonction du temps de pointe de l'HUI

Après avoir établi qu'il existe une relation exponentielle décroissante entre le rapport $\frac{F_p^{iuh}}{F_p^{sim}}$ et le temps de pointe de l'HUI, et une relation linéaire entre les coefficients de variation F_p^{iuh} et F_p^{sim}, toutes deux accompagnées d'un important intervalle d'incertitude, on peut se demander quels facteurs physiques et climatiques peuvent justement moduler ces relations. Les calibrations sont donc séparées en deux groupes A et B (*Voir* graphes 6.7a à 6.7c) pour lesquels les facteurs de pointe des débits simulés sont plus (B) ou moins (A) amortis par rapport au facteur de pointe de l'HUI. Les descripteurs géophysiques et hydroclimatiques des bassins des deux groupes sont représentés dans les figures 6.8 et 6.9, ainsi que les valeurs des paramètres calibrés, pour les deux MH.

Parmi tous les descripteurs géophysiques et hydroclimatiques utilisés dans cette étude, ne sont mentionnés ici que ceux pour lesquels une différence significative (au sens du test de Kolmogorov-Smirnov) est remarquée entre les groupes A et B pour au moins l'un des deux MH. On remarque d'abord que les différences de caractéristiques géophysiques entre les deux groupes vont dans le même sens pour les deux MH pour tous les paramètres représentés (excepté la couverture forestière). Elles sont cependant plus marquées pour GR4H que pour MOHYSEH, même si les groupes A et B sont plus distincts pour MOHYSEH en termes de relation entre F_p^{iuh} et F_p^{sim}. Ainsi, les seules caractéristiques géophysiques significativement différentes pour A et B pour MOHYSEH sont : le temps de concentration t_c, et le pourcentage de zones humides $Stock$. Alors que pour GR4H, les bassins des groupes A et B sont significativement différents aussi en termes de pente, et de paramètres liés à la capacité d'infiltration (Porosité, coefficient de ruissellement, et taux de forêts). Les différences observées correspondent aux attentes théoriques : les bassins du groupe B (F_p^{sim} plus amorti) ont un débit moyen spécifique moyen $\overline{q}$ plus important, ce dernier étant associé à un débit de base également important (haut BFI%). Un haut pourcentage de terres forestières est aussi corrélé dans l'échantillon de cette étude à un débit de base plus important (corrélation 0,53), grâce à la recharge des nappes qu'elle facilite. Au niveau climatique, des températures maximales plus basses du groupe B correspondent à la fois à une plus forte possibilité d'être un bassin à fonte (ces dernières ayant de faibles facteurs de pointe), à une moindre évapotranspiration, et donc une meilleure recharge des nappes menant de nouveau à un débit de base plus important, et à une plus faible probabilité d'événements convectifs intenses associés à des hydrogrammes pointus. La durée des événements de pluie n'a pas été calculée dans cette étude, mais on peut supposer que le nombre annuel de jours de pluie plus important pour les bassins B est associé à des événements plus longs et donc moins pointus.

Une autre cause possible d'un fort amortissement de F_p^{sim} par rapport à F_p^{iuh} est un temps de pointe court de l'HUI. Ainsi, les bassins B ont un temps de concentration généralement plus faible. Cependant, les caractéristiques géophysiques fortement corrélées au temps de concentration (Aire, coefficient de Gravelius, longueur du thalweg principal) ne sont pas significativement différentes dans les groupes A et B, ni pour MOHYSEH, ni pour GR4H-HU_1, ce qui montre

qu'elles ne sont pas suffisantes à elles seules pour caractériser les relations entre extrêmes journaliers et sous-journaliers. En particulier, le fait que l'aire du bassin n'influe pas sur l'amortissement de F_p^{iuh} nous intéresse, car comme dans les sections précédentes, ce paramètre toujours utilisé comme l'une des premières caractéristiques des processus hydrologiques d'un bassin étudié classiquement en séries journalières, s'avère peu utile pour discriminer les résultats sous-journaliers. Notons cependant que les diagrammes à moustaches tracés ici pour GR4H correspondent à la séparation A/B pour l'hydrogramme HU_1 uniquement. Les diagrammes pour HU_2 sont tous identiques à ceux pour HU_1 (non montré), excepté que la longueur du plus long thalweg et la densité du réseau hydrographique apparaissent significativement différents pour les groupes A et B. Pour HU_2, les bassins du groupe B y ont un plus court thalweg principal (court temps de pointe) et n'ont jamais de réseau dense.

Deux autres paramètres apparaissent intéressants. D'abord, le pourcentage de milieux humides dans les bassins : les bassins possédant une plus grande capacité de stockage ont plus de chance de faire partie du groupe B, et donc d'avoir un facteur de pointe simulé plus amorti (les surfaces de lacs importantes sont principalement dans la région des Grands Lacs, les milieux humides dans la région des Grands Lacs et le Sud). Cependant, la différence entre groupes A et B est peu marquée, excepté pour MOHYSEH qui amortit significativement plus les facteurs de pointe d'HUI des zones humides. D'ailleurs, de toutes les caractéristiques géophysiques et hydroclimatiques utilisées dans cette étude, le facteur de pointe (observé ou simulé) est la seule à être corrélée (négativement) à la superficie en milieux humides, aucun bassin comportant plus de 5 % de milieux humides (ou 1,2 % de lacs) ne présentant de facteur de pointe à l'exutoire supérieur à 1,5.

En conclusion, ce lien entre stockage et amortissement de l'HUI semble mieux représenté par MOHYSEH, alors que GR4H représente plus distinctement le lien entre part du débit de base et amortissement. L'annexe AII.2.2 montre d'ailleurs que les indices BFI simulés par MOHYSEH sont largement inférieurs à ceux de MOHYSEH. Le lien entre l'amortissement de F_p^{iuh} et le temps de concentration, ou entre F_p^{iuh} et le type d'événements de pluie (synoptique/convectif) sont aussi bien représentés par les deux MH. Le seul désaccord réel entre les deux MH se note

dans le rapport entre couverture forestière et amortissement de F_p^{iuh}. GR4H amortit plus les bassins forestiers, alors que MOHYSEH amortit plutôt les bassins non-forestiers. Une analyse par région montre que la différence est particulièrement marquée pour le Québec, la côte Pacifique des États-Unis et les Rocheuses : les bassins comportant au moins 20 % de couverture végétale font tous partie du groupe B pour GR4H, alors que la couverture forestière joue peu sur l'amortissement de F_p^{iuh} avec MOHYSEH dans ces régions. Pour MOHYSEH, la répartition A/B est en effet relativement homogène quelle que soit la couverture forestière. Ce constat montre de nouveau que GR4H est plus sensible aux caractéristiques géophysiques du bassin que MOHYSEH.

Les différences entre les deux MH se traduisent clairement sur les valeurs des paramètres calibrés (graphes 6.8b et 6.9b, *Voir* les définitions des paramètres en annexe AI.1). En effet, les bassins du groupe B (F_p^{sim} amorti) ont un temps de pointe des HUI plus court (x_4 et β plus faibles dans GR4H et MOHYSEH respectivement). La participation des eaux souterraines y est aussi plus importante (capacités du réservoir de production x_1 et de la zone vadose V_{max} plus élevées pour GR4H et MOHYSEH respectivement). Les bassins B de MOHYSEH sont aussi calibrés avec un coefficient d'évapotranspiration plus important. La section 7.2 montrera sur un cas d'étude d'un bassin sujet au stockage que MOHYSEH a tendance à utiliser l'évapotranspiration comme un moyen d'évacuer les volumes d'eau excédentaires pour parvenir à l'équilibre hydrologique et aux débits attendus à l'exutoire.

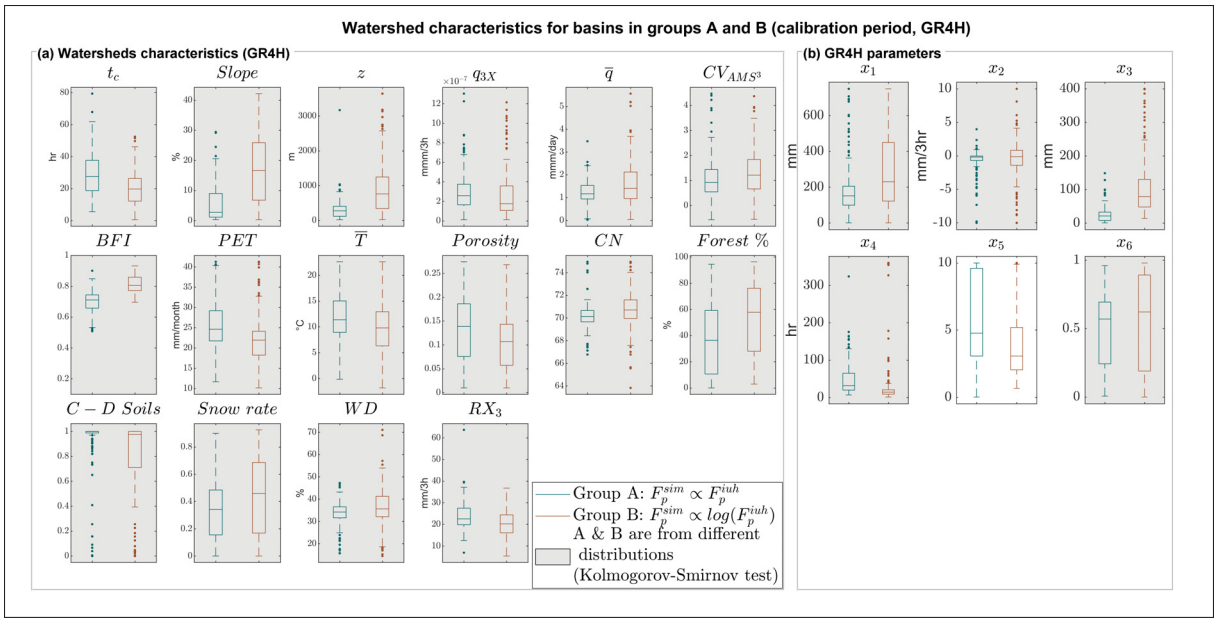


FIGURE 6.8 Caractéristiques des bassins en fonction de F_p^{iuh}/F_p^{sim} (GR4H). Les bassins sont divisés en deux groupes A et B selon la séparation indiquée à la figure 6.7, représentant une relation plutôt linéaire (A) ou plutôt logarithmique (B) entre F_p^{iuh} calculé sur GR4H-HU_1, et et F_p^{sim}. Les cases grisées indiquent des distributions A et B des caractéristiques des bassins différentes selon le test de Kolmogorov-Smirnov

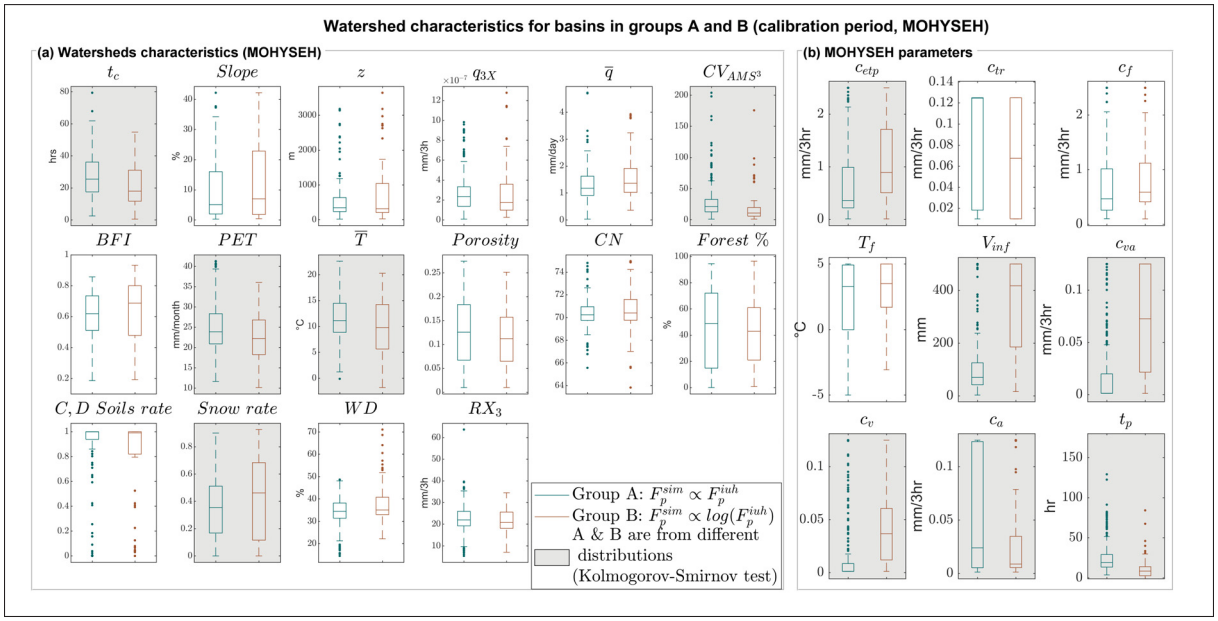


FIGURE 6.9 Caractéristiques des bassins en fonction de F_p^{iuh}/F_p^{sim} (MOHYSEH). Identique à 6.8, pour MOHYSEH

6.5 Synthèse et discussion

Ce chapitre a été consacré à l'étude de facteurs de pointe simulés par les MH. On a tout d'abord analysé la capacité des MH à reproduire les facteurs de pointe observés. Tout comme pour la simulation des débits extrêmes, les MH et GC simulent des facteurs de pointe moyens correctement corrélés aux observations (0,81) mais de niveau inférieur (-9 % en moyenne). MSWEP2 est clairement supérieur pour simuler F_p en termes de corrélation entre observations et simulations, mais le meilleur MH dépend de la région. MOHYSEH est meilleur que GR4H dans la plupart des cas, excepté sur les bassins du Pacifique (ceux qui présentent la plus forte corrélation entre intensité de pluie et pointes de crues), des Plaines et du Mexique. Ce constat est important, car cette performance de MOHYSEH n'est pas indiquée par les valeurs de KGE de calibration, qui sont meilleures pour GR4H à l'échelle de chaque région (*Voir* annexe AIII.2). Par contre, GR4H est meilleur que MOHYSEH pour représenter la variabilité des facteurs de pointe entre événements. L'impact de la GC est par ailleurs plus important sur la simulation du facteur de pointe moyen, ERA5 sous-estimant plus que MSWEP2, alors que celui du MH est plus important sur le coefficient de variation, MOHYSEH sous-estimant plus que GR4H. Enfin, les MH ont beaucoup plus de mal à simuler la variation des facteurs de pointe moyens d'un climat à l'autre, variation qu'ils sous-estiment largement par rapport aux observations. Ils parviennent tout de même à représenter correctement le changement dans le cas des contrastes les plus marqués : sur la côte Pacifique, où la variabilité est forte, ou encore lorsque les précipitations extrêmes varient fortement entre les périodes climatiques contrastées. Une approche complémentaire pourrait être d'utiliser des modèles d'ensembles d'arbres à la place des MH pour prédire les deltas des facteurs de pointe observés entre périodes contrastées du passé récent. On pourrait ainsi comparer la performance des MH à celle de l'apprentissage automatique pour la détermination de facteurs de pointe et surtout de leurs deltas entre périodes contrastées.

Ensuite, l'étude théorique des facteurs de pointe d'hydrogrammes simples de type hydrogrammes unitaires de Nash a montré qu'une grande partie de la variabilité des facteurs de pointe, plutôt apparentée à de l'incertitude, est liée à des artifices mathématiques introduits par la place de l'heure de pointe au sein de la fenêtre utilisée pour la moyenne journalière. À l'échelle des crues,

le facteur de pointe peut ainsi varier de plus de 60 % par exemple sur les séries de crues *POT* observées en fonction du format d'heure choisie, UTC ou LST, la différence moyenne étant de 10 %. L'impact de l'heure de crue sur la valeur du facteur de pointe est d'autant plus important que le temps de pointe de la crue est court, excepté dans deux cas : d'une part, pour des temps de pointe inférieurs au pas de discrétisation Δt, pour lesquels le facteur de pointe est stable à travers les heures de crue et égal à $24/\Delta t$; d'autre part, pour des temps de pointe de la crue plus longs que 1,5 à 2 jours en fonction de la forme de l'hydrogramme, pour lesquels les facteurs de pointe tendent vers 1 et ne sont plus nécessaires. Par ailleurs, le facteur de pointe est fortement dépendant du temps de pointe, mais cette dépendance n'est pas régulière, toujours en raison de l'importance de la position relative de l'heure de pointe et du début de la journée. Ainsi, le facteur de pointe est fortement instable pour des temps de pointe proches de Δt, le pas de temps de discrétisation, et d'un temps critique que l'on a appelé ici t_B, et qui est situé entre 20 et 24 h en fonction de la forme de l'hydrogramme et de Δt.

Un dernier point important de ce chapitre concerne le lien entre facteurs de pointe des HUI et des crues simulées par les MH. Les facteurs de pointe moyens des événements simulés par les MH sont seulement légèrement corrélés aux facteurs de pointe de leurs HUI (corrélation de 0,5 à 0,6), en raison de la variabilité de l'amortissement qu'ils subissent selon la durée des pluies et l'importance du débit de base. Par contre, la corrélation entre la variabilité des facteurs de pointe de l'HUI (définie par les valeurs possibles en fonction de l'heure de pointe) et celle des facteurs de pointe des crues à l'exutoire est plus importante, particulièrement pour MOHYSEH (corrélation de 0,74). Or, la section 6.1 a montré que MOHYSEH représentait généralement mieux les facteurs de pointe moyens observés à l'exutoire, et GR4H leur variabilité. L'étude du fonctionnement interne des MH nous en donne les raisons et montre la complémentarité des deux modèles. Les facteurs de pointe des événements simulés par MOHYSEH sont plus contrôlés par son hydrogramme unitaire, plus réaliste que celui de GR4H grâce à son temps de pointe proche des temps caractéristiques des bassins (*Voir* annexe AII.2.1). Ceux de GR4H présentent une plus grande variabilité, grâce à la meilleure représentation du débit de base par GR4H que MOHYSEH, qui le sous-estime fortement (*Voir* annexe AII.2.2). L'impact du débit

de base sur le facteur de pointe est donc bien mieux représenté par GR4H, alors que MOHYSEH représente mieux l'impact de l'heure de pointe.

Enfin, cette étude, en sus des conclusions énumérées ci-dessus, montre que de s'intéresser aux facteurs de pointe peut être utile en hydrologie dans différentes situations :

- L'analyse de la capacité d'un MH à simuler les facteurs de pointe d'un bassin est un bon indicateur de sa performance à représenter le rapport entre volumes et pics de crue, et donc d'un fonctionnement interne réaliste quant à la séparation des écoulements. Sa capacité à représenter la variabilité des facteurs de pointe est un bon indice de confiance en sa capacité à simuler les crues lors d'un changement climatique, moyennant bien sûr que ce changement ne mène pas à des processus générateurs de crues qui n'étaient pas observés sur le bassin dans le passé.
- L'annexe AIII.3 compare en particulier les performances des simulations 3 h pour représenter les indices de crues sous-journaliers sur des périodes contrastées du passé récent, et de l'application d'un facteur de pointe observé stationnaire aux observations ou simulations journalières. Malgré les faiblesses des MH constatées ici dans la simulation des facteurs de pointe, particulièrement au Mexique et dans les Rocheuses, ces derniers paraissent dans tous les cas une meilleure option que l'application d'un facteur de pointe stationnaire à des crues journalières pour la détermination de débits de conception sous-journaliers en climat futur.

Cette partie de l'étude pourrait être améliorée de plusieurs façons :

- On souhaiterait en premier lieu analyser la performance d'autres MH pour représenter les facteurs de pointe, notamment des modèles distribués et à base physique, qui prennent en compte explicitement les milieux humides, étant donné l'importance qu'ils semblent avoir sur les facteurs de pointe.
- On a tenté de simuler la modification du facteur de pointe entre périodes contrastées du passé récent. Cependant, comme dans les autres chapitres de ce document, les périodes de climats contrastés disponibles donnent lieu à plusieurs limitations. D'une part, elles ne sont en aucun cas une simulation du changement climatique attendu puisque les deltas de température attendus au courant du siècle ne sont aucunement observés dans le passé. D'autre

part, ces périodes définies par rapport à des indices climatiques précis ne sont pas non plus représentatives d'un climat réel et de sa variabilité naturelle. Une alternative serait peut-être de forcer les modèles avec des générateurs synthétiques de climat pour représenter des périodes climatiques comprenant toute la variabilité naturelle, et suffisamment contrastées au niveau des températures pour donner une meilleure indication du comportement des MH pour la simulation de facteurs de pointe en changement climatique.

- On ne peut que souhaiter étoffer la base de données de bassins en veillant à tenir compte de la diversité interne à chaque région. Aussi, les piètres performances des modèles pour représenter les facteurs de pointe au Mexique sont frustrantes, c'est une région dans laquelle on aimerait avoir des résultats exploitables à l'échelle sous-journalière en raison de l'importance des phénomènes convectifs en zone tropicale. Les séries de débits utilisées étant entachées d'incertitude, une approche complémentaire serait de se concentrer sur un cas d'étude restreint à un ou deux bassins pour lesquels on possède des données fiables.

Se concentrer sur l'étude détaillée de quelques bassins, c'est justement ce que propose le chapitre suivant, au Mexique et ailleurs. En effet, l'annexe AIII.3 démontre très clairement l'avantage de la simulation 3 h, tous contextes hydroclimatiques confondus, sur l'application d'un facteur de pointe moyen observé aux indices de crues journaliers observés de la période de calibration, pour le calcul d'indices de crues sous-journaliers sur des climats différents du climat de calibration. Ce résultat est une conséquence de la non-stationnarité et de la non-homogénéité des facteurs de pointe observés qui viennent d'être démontrées dans le présent chapitre. Cependant, l'annexe AIII.3 expose aussi que la plus-value de la simulation 3 h n'est par contre pas systématique, lorsque ce même facteur de pointe moyen observé est appliqué aux indices de crue simulés de la période contrastée $Q_{Ts}^{(24)}$ (expérience $e3s$). Elle montre aussi que la simulation 324 n'est pas non plus systématiquement meilleure que la simulation 24 h pour représenter les indices de crue journaliers sur les climats différents de la calibration. Tant entre climats contrastés du passé récent (annexe AIII.3) qu'entre périodes de référence et future (annexe AIV.1.2), les simulations 3 h et 24 h divergent souvent dans leurs projections d'indices de crue journaliers (expérience $e24s$) et sous-journaliers (expérience $e3s$). 31 % des projections de delta des indices de crue

entre référence et futur différent de plus de 20 % à partir des deux pas de temps, et 11 % sont directement de sens opposé. Si le présent chapitre a donc montré pourquoi la simulation 3 h était avantageuse par rapport à la méthode du facteur de pointe observé pour les climats différents de la calibration, il convient de s'intéresser aux raisons pour lesquelles elle ne l'est pas toujours par rapport à la simulation 24 h. Les trois chapitres suivants s'intéressent donc aux causes des divergences entre simulations 3 h et 24 h, à partir de différents angles d'approche.

CHAPITRE 7

ÉTUDES DE CAS DE PROJECTIONS OPPOSÉES AUX 3 h ET AUX 24 h DANS DIFFÉRENTS CONTEXTES

Ce chapitre propose quatre études de cas dans lesquelles les méthodes 324 et 24 h projettent des deltas opposés sur les indices de crues ou des évolutions différentes des hydrogrammes annuels. Le premier cas (7.1) simulé par GR4H montre comment le fonctionnement interne différent de modèles aux 3 h et aux 24 h peut mener à des hydrogrammes futurs différents. Le cas (7.2 simulé par MOHYSEH s'intéresse aux liens entre pas de discrétisation et divergences dans la réponse aux orages. Le cas 7.3 traite de divergences observées sur la simulation de la fonte par MOHYSEH. Enfin, le cas 7.4 montre que les divergences ne proviennent pas seulement du fonctionnement interne des MH, mais aussi des caractéristiques des événements de pluie intenses des séries climatiques, dont l'intensité aux 3 h ne peut être représentée par les séries climatiques 24 h. Ce chapitre fait l'objet d'un article compagnon (Destuynder *et al.*, 2025).

7.1 Cas d'étude 1 (GR4H) : adaptation différente des méthodes 3 h / 24 h à une modification de la saisonnalité des précipitations

La figure 7.1 présente un premier cas d'opposition entre les projections de changement sur les crues aux 24 h (a) et aux 324 (b), sur Zahuapan, un bassin d'altitude élevée au centre du Mexique. La simulation climatique projette une diminution des volumes de pluie de la première saison des pluies en juin, et une augmentation pour de la 2^{e} saison des pluies, la principale, en septembre-octobre. L'hydrogramme projeté de GR4H-324 (graphe 7.1b) suit le hyétogramme résultant (corrélation de 0,8), et le maximum annuel $\overline{AMS^{(324)}}$ augmente de 18 %. Au contraire, l'hydrogramme projeté par GR4H-24 h ne répond pas à l'augmentation des volumes de précipitations du hyétogramme futur (corrélation de 0,67) et le maximum annuel futur diminue de 32 %, en forte opposition avec la projection 324. La figure 7.2 illustre les deux causes en jeu :

- À chaque itération t de GR4H, la première étape est de déterminer si le bassin reçoit une lame de précipitation P_{n_t} ($P_{n_t} = P_t - E_t$, si $P_t > E_t$), ou s'il perd une lame d'évapotranspiration E_{n_t} ($E_{n_t} = E_t - P_t$, si $E_t > P_t$) [1]. Cependant, cette équation logique est non linéaire et donne lieu à un bilan journalier d'évapotranspiration et de précipitation nettes qui dépend de la durée du pas de temps de discrétisation par rapport à la durée des averses. Supposons qu'un jour u soit divisé en un ensemble D de pas de temps de 3 h secs ($P_t^{(3)} < E_t^{(3)}$), et un ensemble R de pas de temps de 3 h humides ($P_t^{(3)} > E_t^{(3)}$). Le comportement relatif des simulations 3 h et 24 h dépend du signe de $(P_u^{(24)} - E_u^{(24)})$:

  Durant un jour humide $(P_u^{(24)} > E_u^{(24)})$:

$$\text{Aux 324 :} \begin{cases} E_{n_u}^{(324)} = \sum_{t \in D} \left(E_t^{(3)} - P_t^{(3)}\right) \\ P_{n_u}^{(324)} = \sum_{t \in R} \left(P_t^{(3)} - E_t^{(3)}\right) \end{cases} \tag{7.1}$$

$$\text{Aux 24-h :} \begin{cases} E_{n_u}^{(24)} = 0 & < E_{n_u}^{(324)} \text{ si } D \neq \varnothing \\ P_{n_u}^{(24)} = \sum_{t \in \{R,D\}} \left(P_t^{(3)} - E_t^{(3)}\right) & \\ P_{n_u}^{(24)} = P_{n_u}^{(324)} - E_{n_u}^{(324)} & < P_{n_u}^{(324)} \text{ si } D \neq \varnothing \end{cases} \tag{7.2}$$

  Durant un jour sec $(P_u^{(24)} < E_u^{(24)})$:

$$\text{Aux 324 :} \begin{cases} E_{n_u}^{(324)} = \sum_{t \in D} \left(E_t^{(3)} - P_t^{(3)}\right) \\ P_{n_u}^{(324)} = \sum_{t \in R} \left(P_t^{(3)} - E_t^{(3)}\right) \end{cases} \tag{7.3}$$

$$\text{Aux 24-h :} \begin{cases} E_{n_u}^{(24)} = \sum_{t \in \{R,D\}} \left(E_t^{(3)} - P_t^{(3)}\right) & \\ E_{n_u}^{(24)} = E_{n_u}^{(324)} - P_{n_u}^{(324)} & < E_{n_u}^{(324)} \text{ si } R \neq \varnothing \\ P_{n_u}^{(24)} = 0 & < P_{n_u}^{(324)} \text{ si } R \neq \varnothing \end{cases} \tag{7.4}$$

[1] *Voir* la définition des notations et l'algorithme de GR4H en annexe AI.1.2.

L'évapotranspiration et la précipitation nettes journalières aux 324 h sont donc supérieures à celles aux 24 h dès que la journée est composée de pas de 3 h secs et humides. Pour de faibles précipitations ou de la bruine artificielle issue des produits climatiques, il est alors probable que l'évapotranspiration potentielle E_t journalière soit plus élevée que la précipitation journalière, c'est-à-dire que le pas de temps de 24 h soit couvert par un processus d'évapotranspiration $E_{n_t}^{(24)}$ strictement positif ; aux 3 h, la journée correspondante sera divisée en une succession de pas d'évapotranspiration $E_{n_t}^{(3)} > 0$ et de précipitation $P_{n_t}^{(3)} > 0$. On constate en effet que l'intensité journalière $P_{n_t}^{(324)}$ est strictement supérieure à $P_{n_t}^{(24)}$ pour 89 % des jours de la période future ; de même, $E_{n_t}^{(324)}$ est supérieure à $E_{n_t}^{(24)}$ pour 73 % des jours [2]. Il en résulte des diagrammes annuels des intensités P_n et E_n plus élevés aux 324 qu'aux 24 h (graphes [a] et [b]), et un cycle saisonnier de la différence entre les diagrammes 324 et 24 h. Les différences s'estompent durant les saisons caractérisées par des pluies synoptiques longues et se renforcent durant les saisons convectives aux pluies courtes. Les différences sont importantes : le volume total de précipitation nette annuelle simulé aux 24 h vaut, selon l'année, entre 42 % et 68 % de celui aux 324, pour une moyenne de 60 %. L'évapotranspiration nette annuelle simulée aux 24 h vaut en moyenne 69% de celle aux 324. Il serait intéressant de répéter ces calculs des variables internes sur l'ensemble des simulations pour appréhender la plage de valeurs complète que peut prendre le rapport entre les valeurs de $P_n^{(324)}$ et $P_n^{(24)}$ en fonction du type de climat.

- La deuxième étape, pour chaque itération de GR4H, consiste à répartir la précipitation nette entre infiltration et ruissellement. Il s'agit d'abord calculer E_{s_t} (respectivement P_{s_t}), l'évaporation réelle (respectivement précipitation) qui sort (respectivement entre) du réservoir de production. P_{s_t} est une fonction décroissante de son niveau de remplissage S_t/x_1 (équation A I-23), et E_{s_t} en est une fonction croissante (équation A I-24). Or, la capacité de production x_1 calibrée aux 24 h est plus de 4 fois plus élevée qu'aux 3 h dans notre exemple. Les courbes d'hystérèse que suivent les niveaux de remplissage du réservoir impliquent donc une dynamique plus importante aux 324, c'est-à-dire une vidange et un remplissage plus

[2] Le bilan global journalier d'eau reçue par le bassin $P_{n_t} - E_{n_t}$ reste le même qu'il soit calculé aux 324 ou aux 24 h.

importants et une moindre inertie (graphe 7.2c et équation A I-25). Le cumul de l'apport $P_{n_t}^{(324)}$ plus élevé que $P_{n_t}^{(24)}$ et de la dynamique différente des réservoirs 3 h et 24 h implique donc une infiltration aux 324 $P_{s_t}^{(324)}$ généralement plus importante que $P_{s_t}^{(24)}$, excepté en fin de saison pluvieuse (septembre-octobre) lorsque le réservoir 324 est plein et qu'il limite l'infiltration (7.2d). De même, l'évaporation hors du réservoir aux 324 $E_{s_t}^{(324)}$ est généralement plus importante que $E_{s_t}^{(24)}$, excepté en fin de saison sèche (mars-avril) lorsque le très bas niveau du réservoir 324 limite cette évaporation (7.2e). Dans le futur, le contraste renforcé entre une première saison de pluies plus modérée et une deuxième saison des pluies plus généreuse renforce la dynamique du niveau de réservoir aux 324 qui attend des niveaux encore plus élevés qu'en référence en fin de saison des pluies malgré une diminution globale en moyenne annuelle. L'infiltration $P_{s_t}^{(324)}$ en septembre-octobre est alors encore plus limitée par rapport à $P_{s_t}^{(24)}$, malgré une précipitation nette $P_{n_t}^{(324)}$ plus importante.

- Finalement, la troisième étape de chaque itération de GR4H consiste à calculer la lame de ruissellement disponible P_{r_t} (graphe [f]) une fois retirées l'évapotranspiration réelle et la part de précipitation acheminée vers le réservoir, et ajoutée la percolation ($P_{r_t} = Perc_t + P_{n_t} - P_{s_t}$). Les effets des valeurs plus élevées de P_{n_t} et plus basses de P_{s_t} aux 324 en septembre-octobre sont alors cumulés pour donner lieu à une lame de ruissellement $P_{r_t}^{(324)}$ qui augmente dans le futur aux 324, alors qu'elle diminue aux 24 h.

Les étapes suivantes de GR4H (routage et échanges souterrains) ne changent pas la teneur de ce résultat, le débit à l'exutoire en septembre-octobre augmente également aux 324 alors qu'il diminue aux 24 h. L'analyse des différences de routage expliquent cependant pourquoi le réservoir aux 24 h doit nécessairement être plus important que le réservoir aux 3 h, faute de quoi les débits à l'exutoire seraient trop importants (non montré). Des tentatives répétées de calibration ont mené à des valeurs similaires de la capacité x_1, éliminant l'hypothèse d'équifinalité sur ce paramètre. La contradiction entre les projections de crue 324 et 24 h identifiée sur la figure 7.1 s'explique finalement d'une part par le contexte climatique (des averses courtes par rapport au pas de temps journalier), et d'autre part la différence de calibration du réservoir de production aux 324 et aux 24 h. Ce réservoir de production plus grand permet de compenser l'erreur aux

24 h liée à un pas de temps trop long par rapport aux durées des averses (non montré), et ainsi d'obtenir un KGE en calibration aussi performant qu'aux 3 h. La simulation future de notre étude de cas présente un changement structurel important des précipitations, comprenant un décalage temporel de la saison des pluies (figure 7.1). Ce changement fait apparaître les différences internes des modèles 24 h et 324 en simulant des hydrogrammes futurs différents. Les raisons invoquées pour ces différences poussent à croire que les projections 3 h sont plus réalistes dans ce cas d'étude (temps caractéristiques du bassin trop courts pour une simulation aux 24 h [3]).

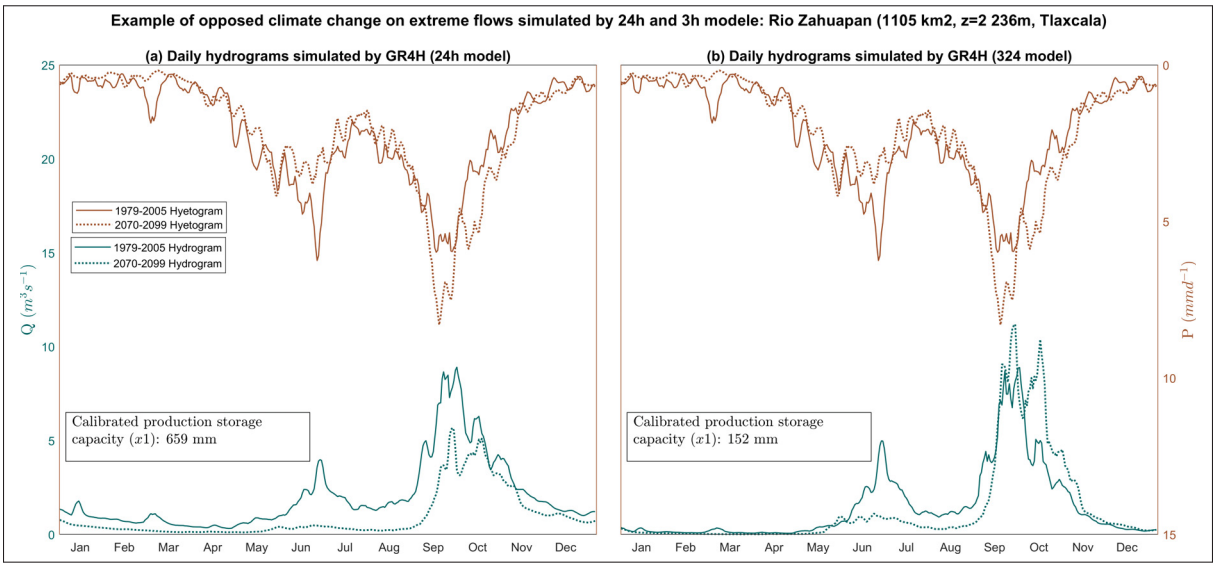


FIGURE 7.1 Exemple de CC opposé sur les débits extrêmes d'un bassin. L'exemple est pris sur un bassin subtropical d'altitude du Mexique, près de Puebla. Les hydrogrammes et hyétogrammes moyens des périodes de référence et future (climat CNRCM-CRCM-CA) sont tracés à partir des simulations GR4H aux 24 h (a) et aux 324 (b). La calibration de GR4H et la correction de biais des simulations climatiques sont effectuées avec MSWEP2. Les hydrogrammes et hyétogrammes annuels sont lissés par une moyenne glissante sur 5 jours

[3] Temps de concentration de Bransby–Williams : 21,7 h. Les temps de concentration calibrés sont de 18 h et 24 h pour GR4H-3 h et GR4H-24 h.

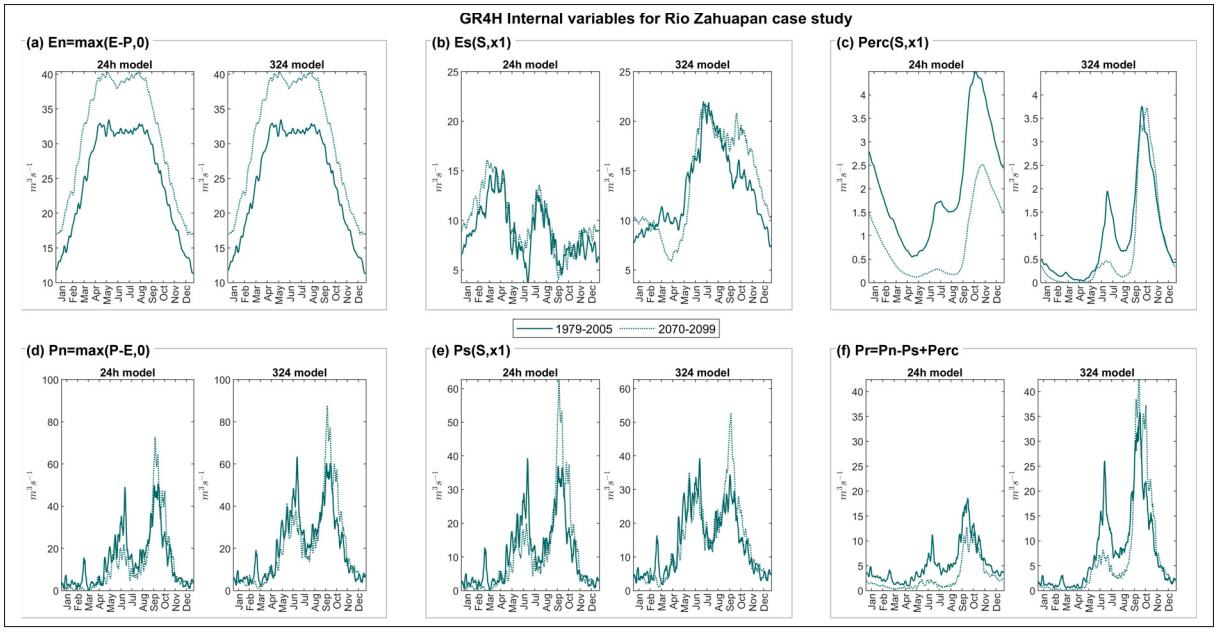


FIGURE 7.2 Rio Zahuapan : variables internes. Les graphes (a) à (f) représentent les diagrammes annuels des variables internes de GR4H pour l'exemple de la figure 7.1 aux 3 h et aux 24 h, en référence et futur. (a) : P_n, précipitation nette. (b) : E_n, Capacité d'évapotranspiration nette. (c) : Taux de remplissage du réservoir de production. (d) : P_s, précipitation acheminée au réservoir de production.(e) : E_s, Évaporation sortant du réservoir de production. (f) : P_r, ruissellement disponible. *Voir* annexe AI.1.2 pour plus de détail. Les variables sont exprimées en intensité moyenne journalière en $m^3\ s^{-1}$ pour faciliter la comparaison entre les graphiques

7.2 Cas d'étude 2 (MOHYSEH) : instabilité de la simulation des crues rares aux 24 h

7.2.1 Un impact du changement climatique sur les débits de récurrence opposé aux 24 h et aux 324

Le deuxième cas étudié est un petit bassin du Sud des États-Unis présenté à la figure 7.3. Pour la saison convective *SA-LF*, MOHYSEH y projette une augmentation importante des débits de récurrence aux 324 (graphe 7.3b, $\Delta Q_{100}^{(324)} = +69\,\%$ avec l'AFC-AMS [4]), mais une légère diminution à partir des simulations 24 h ($\Delta Q_{100}^{(24)} = -4\,\%$ avec les 2 méthodes d'AFC). Les simulations aux 324 et aux 24 h ont une performance similaire en calibration ($KGE = 0,71$),

[4] $\Delta Q_{100}^{(324)} = +46\,\%$ avec AFC-POT, non montré sur la figure

malgré des différences sur les valeurs calibrées de plusieurs paramètres (niveau maximal de la zone vadose V_{max}, temps de pointe t_p de l'hydrogramme unitaire (HU), coefficients d'ajustement de l'évapotranspiration c_{etp} et c_{tr}), comme indiqué au tableau 7.1. En effet, la capacité de la zone vadose V_{max} est faible pour les deux pas de temps, mais surtout deux fois plus faible aux 24 h qu'aux 3 h. Le temps de pointe est deux fois plus important aux 24 h ($t_p^{3\text{ h}} = 17{,}1$ h aux 3 h, soit un temps de concentration compatible avec le temps de concentration empirique de Bransby–Williams ; $t_p^{24\text{ h}} = 33{,}8$ h). Le coefficient d'évapotranspiration potentielle c_{ETP} est 1,5 fois plus élevé aux 24 h qu'aux 3 h une fois ramené à la même échelle, mais celui de transpiration potentielle c_{TR} 10 fois plus petit. Ces fonctionnements internes différents mènent toutefois à des hydrogrammes annuels très semblables aux 324 et aux 24 h, tant en référence qu'en futur (graphe 7.3a). Durant la saison convective *SA-LF*, la simulation projette une intensification des précipitations aux 3 h ($\Delta RX_3 = +14\,\%$) et une atténuation des intensités journalières ($\Delta RX_{24} = -6\,\%$) et des volumes saisonniers ($-16\,\%$). Autrement dit, on s'attend à des averses plus intenses mais de moindre volume, et à un assèchement du bassin. Ce dernier est effectivement simulé de façon similaire aux 324 et aux 24 h ($\Delta\overline{Q} = -36\,\%$). L'opposition entre 324 et 24 h concerne plutôt la projection des crues : l'AFC du graphe (b) montre que les crues futures aux 24 h sont plus basses que les crues 24 h de référence pour tous les quantiles (excepté pour la crue la plus rare). Aux 324, les crues les plus fréquentes ont des valeurs proches des valeurs 24 h pour les périodes de référence et future, avec un léger décalage positif de moins de 10 %. Par contre, les crues les plus rares (2 en référence et 5 en futur) sont simulées différemment aux 2 pas de temps : les crues rares de référence sont plus faibles en 324 qu'aux 24 h, alors que les crues rares futures sont beaucoup plus élevées aux 324 qu'aux 24 h. Ce sont ces différences sur les crues rares qui influencent l'asymétrie des distributions de crue, menant à des deltas opposés. Le graphe (c) montre que l'on obtient le même constat entre deux périodes du passé récent opposées par un contraste de type $RX_3 \nearrow$ pour ce bassin : une augmentation des débits de crues rares simulés aux 324 et une diminution de ceux simulés aux 24 h[5]. La comparaison aux débits de récurrence calculés sur les séries observées journalières,

[5] Les jeux de paramètres sont alors calibrés sur la période caractérisée par les huit années de plus faibles RX_3 du passé récent, et les débits sont évalués sur les huit années de RX_3 les plus élevés, voir section 4.2.3.1 de la méthodologie.

en noir, montre que ces derniers répondent à l'intensification des extrêmes par une augmentation des débits de crues rares, comme la simulation 324. La simulation 24 h n'est pas capable de reproduire cette intensification (erreur de -44 % sur $\Delta Q_{100}^{(24)}$, contre +6 % pour la simulation 324). On est donc dans un cas typique de surestimation de MOHYSEH-324 et de sous-estimation de MOHYSEH-24 h lors de l'intensification des pluies, un comportement fréquent pour ce modèle, comme identifié à l'annexe AIV.4.

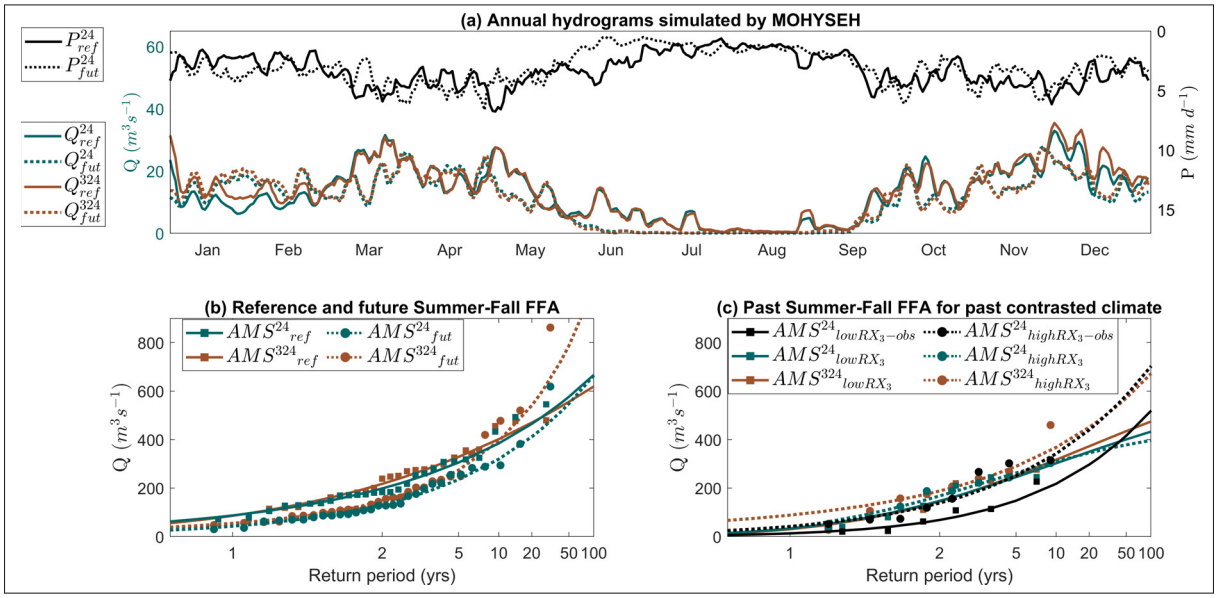


FIGURE 7.3 Exemple de CC opposé sur les débits extrêmes journaliers d'un bassin. L'exemple est pris sur un petit bassin subtropical de l'Arkansas, près de Fayetteville, pour la saison *SA-LF* (juin à octobre). (a) : hydrogrammes et hyétogrammes moyens des périodes de référence et future à partir des simulations MOHYSEH aux 24 h et aux 324 (simulation CanESM-CRCM-CA, grille ERA5). (b) AFC-AMS pour climats simulés de référence / futur. (c) AFC-AMS de climats contrastés du passé récent aux 24 h et aux 324 (contraste de type RX_3 ↗). Les marges d'incertitude liées aux débits de récurrence n'ont pas été indiquées pour améliorer la lisibilité

7.2.2 Des comportements opposés sur les crues rares aux 24 h et aux 324

Le plus court temps de pointe de MOHYSEH-3 h permet un transfert rapide de l'averse et une pointe de crue élevée, alors que cette dernière est amortie avec le temps de pointe plus long de la simulation 24 h. Par exemple, la crue la plus rare de la période future a une magnitude

	c_{etp} (mmd^{-1})	c_{tr} (mmd^{-1})	c_f (mm °C^{-1} d^{-1})	T_f (°C)	V_{max} (mm)	
$x^{(t3)}$	1.61	1.00	19.99	-5.0	49.82	
$x^{(24)}$	2.29	0.09	0.07	-5.0	27.15	
	c_{va} (d^{-1})	c_v (d^{-1})	c_a (d^{-1})	α	β	t_p (d)
$x^{(t3)}$	0.01	0.01	1.00	5.27	1.33	0.71
$x^{(24)}$	0.01	0.01	1.00	14.99	0.10	1.41

TABLEAU 7.1 Paramètres calibrés de la simulation sur War Eagle Creek (MOHYSEH). Les paramètres calibrés aux 3 h sont transférés aux 24 h pour permettre la comparaison entre les jeux 3 h et 24 h, selon la procédure 1.2.3.4

de pointe de 953 m^3 s^{-1} aux 3 h, 862 m^3 s^{-1} aux 324 et 618 m^3 s^{-1} aux 24 h. L'hydrogramme de cet événement est présenté pour différentes configurations de simulation sur les graphes (e) à (h) de la figure 7.4. (e) représente l'événement aux 3 h. On y a aussi tracé en amont de la crue la lame de ruissellement disponible pour la crue, H_t, composée de la précipitation nette et des apports de la zone vadose et de l'aquifère ($H_t = H_{t,1} + H_{t,2} + H_{t,3}$ dans MOHYSEH, *Voir* annexe AI.1.1). La crue en jaune est la réponse au même événement de pluie, mais pour un jeu de paramètres dont β est modifié pour obtenir un temps de pointe de l'HU de t_p = 33,8 h (soit le temps de pointe calibré aux 24 h, voir tableau 7.1), au lieu du temps de pointe calibré aux 3 h, t_p = 17,1 h. On constate bien sûr que la crue jaune est amortie et décalée dans le temps. Le graphe (f) montre la simulation de l'événement aux 324, également avec les deux temps de pointe $t_p^{3\text{ h}}$ = 17,1 h et $t_p^{3\text{ h}}$ = 33,8 h. La pointe simulée par le 324 original est de 39 % supérieure à la pointe simulée par le modèle 24 h du graphe (g), mais la crue jaune simulée avec un temps de pointe $t_p^{3\text{ h}}$ = 33,8 h l'est de 12 % seulement. Elle est aussi retardée d'un jour par rapport à la crue 324 originale et la crue 24 h. De même, si on fait tourner la simulation 24 h en modifiant le paramètre β pour obtenir un temps de pointe de l'HU de 17,1 h (celui de la calibration 3 h), on obtient la crue jaune du graphe (g), de débit de pointe proche de celui modélisé aux 324. Sur cette crue, c'est donc principalement le temps de pointe qui est responsable de la différence entre les projections des pointes de crue 24 h et 324, la lame de ruissellement H_t étant à peine plus importante aux 324 qu'aux 24 h. Enfin, le graphe (h) montre l'hydrogramme de l'événement

simulé aux 24 h avec le jeu de paramètres 3 h transféré aux 24 h selon l'annexe AI.1.4. On l'appelle le jeu 24 h-équivalent dans la suite du texte par opposition à 24 h-calibré, abrégé en $(24t)$ dans les équations. La crue obtenue est sensiblement égale à la lame disponible H_t, non amortie en raison du temps de pointe plus court que le pas de discrétisation. Mais cette lame H_t est largement inférieure à celle du 324 (-30 % en son pic), en raison d'une infiltration 2,5 fois plus importante de la précipitation, malgré des paramètres d'infiltration équivalents. On a également tenté de recalibrer complètement le modèle 24 h hormis le temps de pointe, pour lequel on a imposé une valeur $t_p^{24\text{ h}} = 17{,}1$ h. Cette recalibration a mené à une infiltration encore plus importante du modèle 24 h sur l'événement analysé malgré un bon KGE de calibration, et en conséquence une lame H_t encore plus sous-estimée (non montré). Alors que l'on aurait tendance à croire que les différences entre 3 h et 24 h seraient plus manifestes sur des événements très courts, cet exemple montre que les différences apparaissent également sur des événements longs et volumineux (ici, 210 mm, 36 h de pluie). Le désaccord provient soit de la simulation de l'infiltration et donc de la lame de ruissellement (simulation 24h-équivalent, graphe 7.4h), soit du transfert de cette dernière à travers l'HU (simulation 24h-calibré, graphe 7.4g). La calibration permet un accord des versions 3 h et 24 h sur l'infiltration mais pas sur le transfert, mais si l'on force un accord sur le transfert, il engendre un désaccord sur l'infiltration. Des tentatives répétées de calibration ont mené à des valeurs similaires des paramètres V_{max} et t_p, éliminant l'hypothèse d'équifinalité sur ces paramètres.

Le transfert à travers l'HU n'est pas linéaire, et moyenner aux 24 h la lame de ruissellement 3 h disponible avant de la transférer n'est donc pas équivalent à transférer la lame aux 3 h avant de la moyenner. Sur l'événement étudié par exemple, la lame moyennée devrait être transférée à travers un HU de $t_p^{(324)} = 26{,}8$ h pour obtenir un débit de pointe égal aux 861 $\text{m}^3\ \text{s}^{-1}$ obtenus lorsqu'on moyenne le débit aux 3 h obtenu par transfert d'un HU de $t_p^{3\text{ h}} = 17{,}1$ h. De même, les discrétisations journalières a) de l'HU-3 h moyenné aux 24 h et b) de l'HU-24 h de même temps de pointe sont différentes. Par exemple, l'HU-3 h de $t_p^{3\text{ h}} = 17{,}1$ h conduit à un transfert de 73 % de la lame le premier jour pour un HU démarrant à minuit, alors que le HU-24 h de même t_p transfère l'entièreté de la crue le premier jour. Il devrait être de 31,4 h pour présenter la même

répartition journalière du transfert que l'HU-3 h. On comprend donc que pour établir un jeu de paramètres aux 24 h réellement équivalent au jeu 3 h, il ne suffit pas de mettre les coefficients d'ETP et de transferts verticaux à l'échelle comme on l'a fait ici, mais il faut également mettre le temps de pointe à l'échelle pour que les hydrogrammes unitaires discrétisés 324 et 24 h soient identiques. Un calcul détaillé pour les différentes combinaisons de (α, β) tenant compte de l'influence possible de l'heure de crue devrait permettre d'établir une relation caractérisant le transfert des paramètres de l'HU d'un pas de temps à l'autre, comme cela a été fait pour d'autres modèles globaux (Mathevet, 2005). Une autre méthode plus expérimentale serait de recalibrer simplement le temps de pointe du modèle 24 h en fixant ses autres paramètres aux valeurs des paramètres 3 h mis à l'échelle. À titre indicatif, on observe pour les 221 bassins de cette étude dans laquelle les 10 paramètres sont calibrés complètement indépendamment aux 3 h et aux 24 h, une relation puissance : $t_p^{24\text{ h}} = 14(t_p^{3\text{ h}})^{0.15}$. Par exemple, $t_p^{3\text{ h}} = 3$ h correspond à $t_p^{24\text{ h}} = 16{,}5$ h, et $t_p^{24\text{ h}}$ reste supérieur à $t_p^{3\text{ h}}$ tant que $t_p^{3\text{ h}}$ est inférieur à 22 h (*Voir* l'ajustement sur la figure -A II-1 de l'annexe II).

Les graphes (a) à (d) de la figure 7.4 présentent le même type de comparaisons entre les différentes simulations, mais cette fois pour l'événement le plus rare de la période de référence. Il s'agit également d'un événement long (54 h, 162 mm). Le débit de crue le plus élevé est maintenant généré par le modèle 24 h (546 $m^3\ s^{-1}$ versus 480 $m^3\ s^{-1}$ pour le 324), en raison de la forme du hyétogramme. En effet, ce dernier implique d'abord une lame de ruissellement H_t plus importante aux 24 h de 11 % : la pluie commence le 8 octobre et il tombe un volume suffisant pour saturer la zone vadose du modèle 24 h mais pas celle du modèle 3 h qui est plus spacieuse. Le 9 octobre, le jour où tombe la majorité de la précipitation, cette dernière est donc entièrement dirigée vers H_t dans le modèle 24 h, contrairement au modèle 3 h qui en infiltre une partie. Par ailleurs, la forme du hyétogramme mène à une pointe du débit aux 3 h survenant durant la tranche $[0-3]h_{UTC}$. Lors du moyennage, le volume de crue est donc séparé sur deux jours, le 9 et 10 octobre, ce qui conduit à une pointe aux 324 très aplatie. Le facteur de pointe calculé est en effet de 1,46 entre la pointe de l'événement aux 3 h et celle de l'événement aux 324, contre 1,10 pour l'événement précédemment étudié. La pointe de crue 324 est alors

inférieure à la pointe de crue simulée aux 24 h pour ces deux raisons. Si on déplace la fenêtre de moyennage autour de la pointe de crue 3 h, la pointe moyennée varie ainsi de 451 à 610 $m^3\ s^{-1}$, c'est-à-dire qu'elle peut être inférieure ou supérieure à la pointe 24 h en fonction de l'heure de pointe. L'intervalle de variation est important, la pointe 24 h étant de -10 % à +21 % de la pointe 324 ainsi calculée [6]. Cet aspect des différences entre simulations 3 h et 324, c'est-à-dire l'impact de l'heure de pointe sur la pointe 324, a été détaillé à la section 6.3.

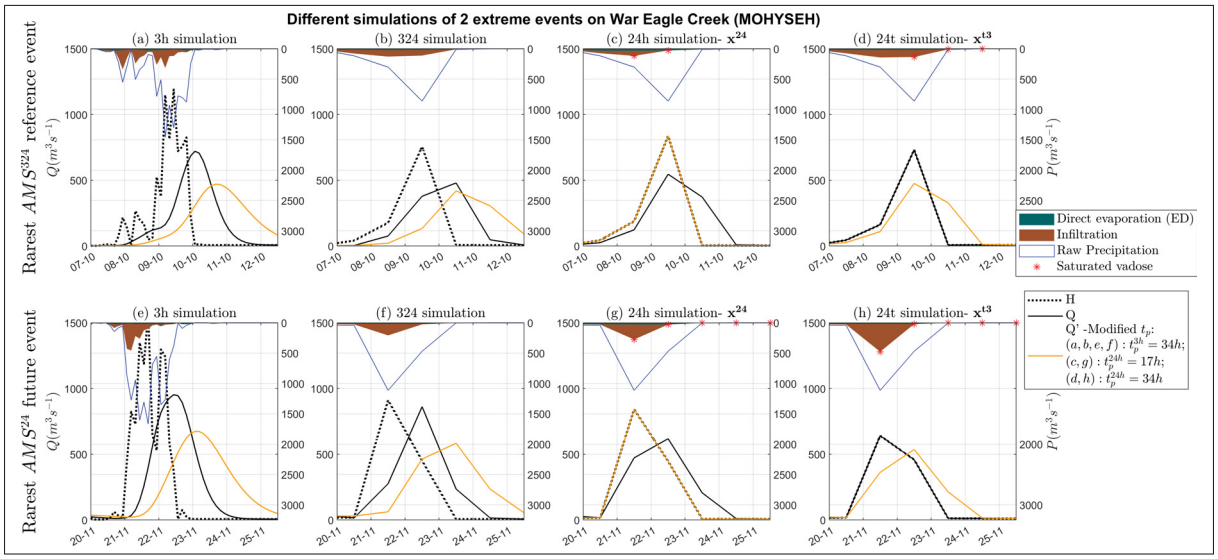


FIGURE 7.4 War Eagle Creek : simulation des crues rares aux différents pas de temps. Les deux crues les plus extrêmes des séries de référence et future sont simulées : aux 3 h (a, e) ; aux 324 (b, f) ; aux 24 h (c, g) ; aux 24 h-équivalent en utilisant $x^{(t3)}$, le jeu de paramètres calibré aux 3 h, transféré aux 24 h (d, h, *Voir* annexe AI.1.4). Sur l'axe supérieur de chaque graphe, la précipitation brute entrante est séparée en évaporation directe, infiltration, et précipitation nette. Il n'y a pas de fonte significative sur ce bassin. *H* est la lame d'eau disponible pour le ruissellement avant transfert dans l'HU (précipitation nette et apports de la zone vadose et de l'aquifère). Toutes les variables sont en $m^3\ s^{-1}$ à des fins de comparaison. Les séries en jaune indiquent des simulations faites à partir des mêmes paramètres sans recalibration, excepté le temps de pointe qui est retardé manuellement à 33,8 h pour les graphes (a, b, e, f, d, h), et devancé à 17,1 h pour les graphes (c, g)

[6] Pour plus d'exactitude, il faudrait cependant refaire la simulation 24 h à partir de cumuls de précipitations journalières réalisés à partir de séries de précipitations 3 h également décalées.

7.2.3 Résolution des conditions logiques de l'algorithme de MOHYSEH aux différents pas de temps

On a détecté à partir des deux événements de la section précédente trois raisons qui mènent à des différences entre pointes 324 et 24 h : l'heure de la pointe de crue 3 h ; la forme du hyétogramme ; les différences de calibration entre 3 h et 24 h au niveau du temps de pointe de l'HU et de la capacité d'infiltration de la zone vadose, ces deux dernières étant liées. Or la configuration de ce bassin n'est pas isolée : 72 % des bassins calibrés aux 3 h ont une capacité d'infiltration supérieure à celle du modèle 24 h, et 70 % ont un temps de pointe inférieur. La capacité de la zone vadose 24 h est en médiane 0,67 fois celle de la zone vadose 3 h. On propose donc à la figure 7.5 une analyse des différences entre les variables internes simulées aux 324 et aux 24 h sur le bassin de War Eagle Creek pour comprendre ces différences.

Les graphes (a) à (c) montrent la décomposition de la précipitation en évaporation directe ED_t, infiltration I_t et ruissellement disponible H_t, moyennés à l'échelle annuelle, sur la période de référence[7]. ED_t est clairement inférieure lorsqu'elle est calculée aux 3 h : elle représente 15 % de la précipitation totale annuelle aux 324 (graphe [a]), mais 24 % quand elle est calculée aux 24 h-équivalents (graphe [b]). La simulation calibrée aux 24 h (graphe [c]) produit une ED_t encore plus importante en raison d'un coefficient d'ajustement plus élevé ($c_{etp}^{(24)}$ =2,3 mm d^{-1} contre $c_{etp}^{(24t)}$ =1,6 mm d^{-1}). Comme pour GR4H à la section 7.1, cette différence entre les fonctionnements internes 3 h et 24 h est issue de l'utilisation de conditions logiques pour déterminer s'il y a évaporation directe à chaque pas de temps. À la première étape de chaque itération, MOHYSEH définit en effet l'évaporation directe ED_t comme le minimum entre la précipitation P_t et l'évapotranspiration potentielle calibrée ETP_t. Avec une ETP_t équivalente pour les deux pas de temps et des averses plus courtes que la journée, il en résulte une évaporation directe plus importante aux 24 h qu'aux 3 h. En effet, un jour d'averse courte, l'évaporation directe totale de la journée sera environ égale : a) aux 3 h, à l'ETP_t de la durée de l'averse ; b) aux 24 h, à l'ETP_t de la journée complète – moyennant qu'il s'agisse d'une averse franche et non

[7] La fonte est peu significative sur ce bassin et ne sera pas citée dans les équations qui suivront pour faciliter la lecture.

d'une bruine dont le volume journalier pourrait être inférieur à l'évapotranspiration journalière. Ainsi, plus les averses sont courtes, plus la différence entre les valeurs d'ED_t calculée aux 24 h et aux 324 est importante.

Cette différence est cependant compensée en grande partie par la transpiration TR_t, de façon à fermer le cycle hydrologique. En effet, la transpiration est extraite de la zone vadose et calculée comme le minimum entre l'eau disponible dans la zone vadose, et l'ETP_t disponible restante une fois retirée ED_t. L'ETP_t restante est bien sûr plus importante aux 3 h qu'aux 24 h puisque ED_t est plus petite, et TR_t est donc aussi plus importante comme on le vérifie sur les graphes (d) et (f). TR_t représente à l'échelle annuelle 32 % de la précipitation aux 3 h, et 24 % aux 24 h. L'évapotranspiration réelle totale ($ED_t + TR_t$) est finalement légèrement inférieure aux 3 h, représentant 47 % de la précipitation totale à l'échelle annuelle (49 % pour le 24 h). Autrement dit, l'évapotranspiration réelle est plutôt directement extraite des précipitations aux 24 h, mais transite plutôt d'abord par la zone vadose aux 3 h. Cette différence implique des réactions différentes du 324 et du 24 h-équivalent sur les averses de quelques heures, les tempêtes synoptiques plus longues, et les périodes de récession :

- Durant les **tempêtes de plus d'une journée**, la précipitation est généralement plus importante que l'évapotranspiration potentielle pour tous les pas de temps de 3 h de la journée t, et l'évaporation directe journalière est généralement l'ETP_t, tant aux 324 qu'aux 24 h-équivalent (équation A I-4) :

$$ED_t^{(24t)} = min(P_t^{(24t)}, ETP_t^{(24t)}) \qquad = ETP_t^{(24t)} \qquad (7.5)$$

$$ED_t^{(324)} = \sum_{u \in t} \left(min(P_u^{(3)}, ETP_u^{(3)})\right) = \sum_{u \in t} \left(ETP_u^{(3)}\right) \qquad = ETP_t^{(24t)} \qquad (7.6)$$

  La transpiration est alors nulle pour le 324 et le 24 h-équivalent puisque toute l'ETP_t a déjà été évaporée. Les flux transférés vers l'aquifère et le cours d'eau sont très faibles par rapport aux volumes de pluie dans cette étude de cas, et le niveau de la zone vadose augmente

simplement de l'infiltration, que ce soit aux 324 ou aux 24 h-équivalent (équation A I-13) :

$$V_t^{(24t)} = V_{t-1}^{(24t)} + I_t^{(24t)} - TR_t^{(24t)} - q_t^{(24t)} - H_{2,t}^{(24t)} \quad \simeq V_{t-1}^{(24t)} + I_t^{(24t)} \tag{7.7}$$

$$V_t^{(324)} = V_{max(u\in(t-1))}^{(3)} + \sum_{u\in t}\left(I_u^{(3)} - TR_u^{(3)} - q_u^{(3)} - H_{2,u}^{(3)}\right) \quad \simeq V_{max(u\in(t-1))}^{(3)} + I_t^{(324)} \tag{7.8}$$

Dans ce cas, le volume disponible pour l'infiltration pour la journée t est le même aux 324 et aux 24 h :

$$P_t^{(24t)} - ED_t^{(24t)} \quad = P_t^{(24t)} - ETP_t^{(24t)} \tag{7.9}$$

$$P_t^{(324)} - ED_t^{(324)} = \sum_{u\in t}\left(P_u^{(3)} - ETP_u^{(3)}\right) \quad = P_t^{(324)} - ETP_t^{(324)} = P_t^{(24t)} - ETP_t^{(24t)} \tag{7.10}$$

Mais la capacité d'infiltration est différente. En effet, la capacité d'infiltration dépend du volume disponible dans la zone vadose au pas de temps précédent (équation A I-8) :

$$I_t^{(24t)} = (1 - V_{t-1}^{(24t)}/V_{max})(P_t^{(24t)} - ED_t^{(24t)}) \quad = (1 - V_{t-1}^{(24t)}/V_{max})(P_t^{(24t)} - ETP_t^{(24t)}) \tag{7.11}$$

$$I_t^{(324)} = \sum_{u\in t}\left((1 - V_{u-1}^{(3)}/V_{max})(P_u^{(3)} - ED_u^{(3)})\right) \quad \neq (1 - V_{max(t\in(u-1))}^{(324)}/V_{max})(P_t^{(324)} - ETP_t^{(324)}) \tag{7.12}$$

Au premier jour de la tempête par exemple, sur un bassin asséché ($V_{t-1}^{(24t)} \simeq V_{t-1}^{(324)} \simeq 0$), l'infiltration aux 24 h-équivalent est exactement l'infiltration disponible : $I_t^{(24t)} = P_t^{(24t)} - ETP_t^{(24t)}$. Cependant aux 3 h, ce n'est vrai que pour le premier pas de temps de la journée ; au fur et à mesure des pas de temps, la zone vadose se remplit et la capacité d'infiltration diminue. À la fin de la journée, la capacité réelle infiltrée aux 3 h durant la journée est alors inférieure à celle infiltrée aux 24 h-équivalent ($I_t^{(324)} < I_t^{(24t)}$). Plus le pas de temps de la simulation est court, plus grande sera la différence entre l'eau infiltrée par les modèles journaliers et sous-journaliers. En conséquence, le remplissage de la zone vadose est aussi plus important aux 24 h-équivalent qu'aux 324. On constate effectivement en effectuant un diagramme annuel des niveaux de zone vadose que cette dernière est plus élevée de 7 % en

moyenne aux 24 h-équivalent pour les jours pluvieux de la période courant d'octobre à juin, comprenant les tempêtes automnales et printanières. La différence est d'autant plus grande que le volume de précipitation journalière est important : elle est de 23 % en médiane pour les jours de précipitation supérieure à 30 mm. Ce biais systématique sur la capacité d'infiltration dépendant du pas de discrétisation explique que le niveau de remplissage de la zone vadose soit plus élevé aux 24 h-équivalent qu'aux 324, malgré des volumes d'infiltration journalière potentielle égaux ou supérieurs aux 324 : $V_t^{(24t)}$ est supérieur à $V_t^{(324)}$ pour 80 % des jours où $I_t^{(324)}$ est supérieur à $I_t^{(24t)}$. De plus, ce biais a d'autres conséquences sur des précipitations longues de plusieurs jours comme les événements rares précédemment décrits à la figure 7.4. La saturation de la zone vadose est atteinte plus rapidement aux 24 h-équivalent, et la lame de précipitation peut être redirigée vers le ruissellement direct les jours suivants, donnant lieu à des débits de pointe aux 24 h-équivalent plus importants. C'est exactement ce qui a été observé pour l'événement du haut de la figure 7.4. Toutes ces différences entre les variables internes 324 et 24 h-équivalent sont exacerbées avec le modèle calibré aux 24 h, dont le volume de la zone vadose est plus petit (27 mm au lieu de 49 mm). Par exemple, le niveau moyen de la zone vadose est de 46 % plus élevé aux 24 h qu'aux 324 pour les jours dont la précipitation journalière est supérieure à 30 mm. Ces lames plus importantes aux 24 h sont alors compensées par un temps de pointe de l'HU plus long qui permet de les amortir.

- Durant les **averses courtes** de moins de 24 h, la situation est différente. Comme on l'a vu plus haut, ED_t est alors plus importante aux 24 h-équivalent qu'aux 324 :

$$ED_t^{(24t)} = ETP_t^{(24t)}, \tag{7.13}$$

$$ED_t^{(324)} < ETP_t^{(24)} \tag{7.14}$$

Par conséquent, la pluie nette, $(P_t - ED_t)$, est plus importante aux 324. On observe alors des volumes infiltrés, un remplissage de la zone vadose et une lame de ruissellement tous supérieurs aux 324 par rapport aux 24 h. La hauteur de la lame de ruissellement dépend bien sûr de l'intensité et de la durée de l'averse par rapport aux conditions initiales de la zone vadose. Pour le premier pas de temps de l'averse, si la zone vadose est sèche comme c'est le

cas sur 51 % des pas de temps estivaux (juillet-septembre) [8] en période de référence sur le bassin étudié, il n'y aura pas de ruissellement disponible :

$$H_{t,1}^{(3)} = P_t^{(3)} - ED_t^{(3)} - I_t^{(3)} = P_t^{(3)} - ED_t^{(3)} - (P_t^{(3)} - ED_t^{(3)})(1 - V_{t-1}^{(3)}/V_{max}) = 0 \quad (7.15)$$

La lame de ruissellement donnant lieu à la crue aura lieu à partir du deuxième pas de temps, après remplissage d'une partie de la zone vadose ($V_{t-1}^{(3)} > 0$). Aux 24 h-équivalent et aux 24 h, le ruissellement disponible sera également nul le jour de l'averse. Il n'y aura pas de deuxième pas de temps cependant pour ces averses de quelques heures, et la crue sera entièrement filtrée, et ce quel que soit le volume de l'averse. On observe effectivement souvent ce phénomène sur les simulations estivales journalières de MOHYSEH.

- Durant les périodes de **récession**, la précipitation est nulle et par conséquent ED_t également. La transpiration est non nulle dès lors que la zone vadose n'est pas vide, et est limitée soit par ETP_t, soit par le volume disponible dans la zone vadose et la vitesse de transpiration :

$$TR_t = min(ETP_t - ED_t, c_{tr}V_{t-1}) = min(ETP_t, c_{tr}V_{t-1}) \quad (7.16)$$

L'examen des données sur ce bassin montre que c'est la zone vadose qui limite en général sur la période de référence, mais dans des proportions différentes aux 3 h et aux 24 h : la zone vadose est limitante pour 95 % des pas de temps de référence aux 24 h-équivalent, et 75 % aux 3 h. L'ETP_t n'est limitante que lorsqu'elle est la plus faible, au mois de janvier, aux 24 h, alors qu'elle peut être limitante à tout moment de l'année aux 3 h, avec une préférence pour les mois d'octobre à avril, lorsque la zone vadose est mieux remplie. La différence entre le 3 h et le 24 h est bien sûr liée au pas de discrétisation de nouveau, le montant d'ETP_t étant environ huit fois plus petit sur un pas de temps de 3 h que sur un pas de temps de 24 h, et donc plus souvent limitant. Puisque c'est généralement la zone vadose qui limite la transpiration, cette dernière est aussi plus faible durant les mois d'été lorsque le bassin est sec, et plus importante au printemps et à l'automne lorsque le débit de base est plus important (*Voir* graphes (d) et (e) de la figure 7.5). Cependant, si les différences de répartition entre ED_t et

[8] On considère la zone vadose sèche pour un remplissage inférieur à 1 mm.

TR_t sont importantes pour la modélisation des crues comme on vient de le voir, l'impact est faible sur la modélisation des diagrammes de transpiration annuels : la différence journalière entre les diagrammes aux 24 h et aux 324 ne dépasse jamais 6 m^3 s^{-1} (0,8 mm). Elle reste importante en termes de bilan, représentant 188 mm annuels en médiane sur la période de référence pour ce bassin.

7.2.4 Impact des conditions logiques de MOHYSEH sur les diagrammes annuels des variables internes

Outre les différences de répartition entre TR_t et ED_t, la figure 7.5 nous montre aussi que l'infiltration moyenne est plus importante aux 324 qu'aux 24 h-équivalent (graphes [a] et [b]). C'est vrai toute l'année, mais particulièrement en juin et en septembre, lorsque l'ED_t est plus importante selon les graphiques. Ces deux périodes sont des charnières entre les périodes de déficit et d'excédent hydriques : le bassin est déficitaire du 20 mai au 15 septembre selon le diagramme annuel de $P_t - ETP_t$ (non montré). L'infiltration est alors plus importante aux 324 puisqu'elle s'applique à une lame $P_t - ED_t$ plus importante qu'aux 24 h-équivalent en raison des valeurs plus faibles de ED_t qu'elle génère, et de son niveau de zone vadose plus bas. On vérifie ainsi sur les graphes (a) et (b) que l'infiltration I_t représente annuellement 42 % de la précipitation aux 3 h, et 36 % aux 24 h. Cependant, dans MOHYSEH, l'infiltration I_t se fait avant de retirer la transpiration TR_t. En raison de la transpiration plus importante aux 324 qu'aux 24 h-équivalent, l'infiltration « nette » après avoir retiré la transpiration est finalement plus importante aux 24 h-équivalent : elle représente respectivement 9 % (aux 324) et 11 % (aux 24 h-équivalent) de la précipitation. Cela explique aussi que la zone vadose du 24 h-équivalent soit plus remplie que celle du 324 malgré une infiltration I_t inférieure.

Sur les diagrammes annuels, le modèle 24 h-calibré (graphes [c] et [f]) présente le même type de différences avec le modèle 324 que le modèle 24 h-équivalent, mais ces différences sont encore plus marquées. L'ED_t y est encore plus importante, représentant 30 % de la précipitation ($c_{ETP}^{(24)}$ = 2,28 mm d^{-1} au lieu de $c_{ETP}^{(24t)}$ = 1,6 mm d^{-1}) ; l'infiltration I_t encore plus faible (28 % de la précipitation, capacité de la zone vadose de 27 mm au lieu de 49 mm) ; la transpiration

également ($c_{tr}^{(24)}$=0,09 mm d^{-1} au lieu de $c_{tr}^{(24t)}$=1 mm d^{-1}). Les pertes totales ($ED_t^{(24)} + TR_t^{(24)}$) sont alors un peu plus importantes avec le modèle 24 h calibré qu'avec les modèles 324 et 24 h-équivalent (51 % au lieu de 47 %, soit une différence de 41 mm par an). Les lames moyennes disponibles pour le ruissellement sont par contre équivalentes pour les trois versions. Enfin, les transferts vers l'aquifère et le cours d'eau, importants de novembre à avril avec les modèles 3 h et 24 h-équivalent, sont beaucoup plus faibles avec le modèle calibré aux 24 h malgré des coefficients de transferts équivalents. En effet, ils sont proportionnels au niveau de la zone vadose, qui a un taux de remplissage supérieur de 11 % en moyenne aux 24 h-calibré, mais est moins remplie de 4,5 mm en valeur absolue en raison de sa plus faible capacité. Alors que l'infiltration dépend du taux de remplissage de la zone vadose, les transferts souterrains dépendent de son niveau absolu.

Ces différences internes n'empêchent pas le modèle calibré aux 24 h d'être aussi performant que le modèle 324 en termes de KGE de calibration, tout comme le modèle 24 h-équivalent lorsqu'il est utilisé avec un temps de pointe de l'HU de t_p = 33,8 h (tous ont un KGE de 0,66). Le modèle 24 h-équivalent avec un temps de pointe de l'HU égal à celui du modèle 3 h ($t_p^{(24t)}$ = 17,1 h) est moins bon ($KGE = 0,58$) car il surestime les crues, comme on l'a expliqué plus haut. Tous fournissent des hydrogrammes globalement semblables sur la période de calibration (*Voir* figure -A II-5), malgré quelques différences liées à leurs séparations des écoulements spécifiques : la version 24 h-calibré simule un débit hivernal moyen inférieur aux observations, alors que le 324 et 24 h-équivalent sont en accord, légèrement au-dessus des observations. Le modèle 24 h-calibré surestime aussi plus le débit moyen des périodes de hautes eaux (printemps, automne) que les versions 324 et 24 h-équivalent. Le 24 h-équivalent fournit un débit estival plus inférieur aux observations que les autres versions, mais est quand même celui qui fournit la meilleure performance pour la représentation globale de l'hydrogramme.

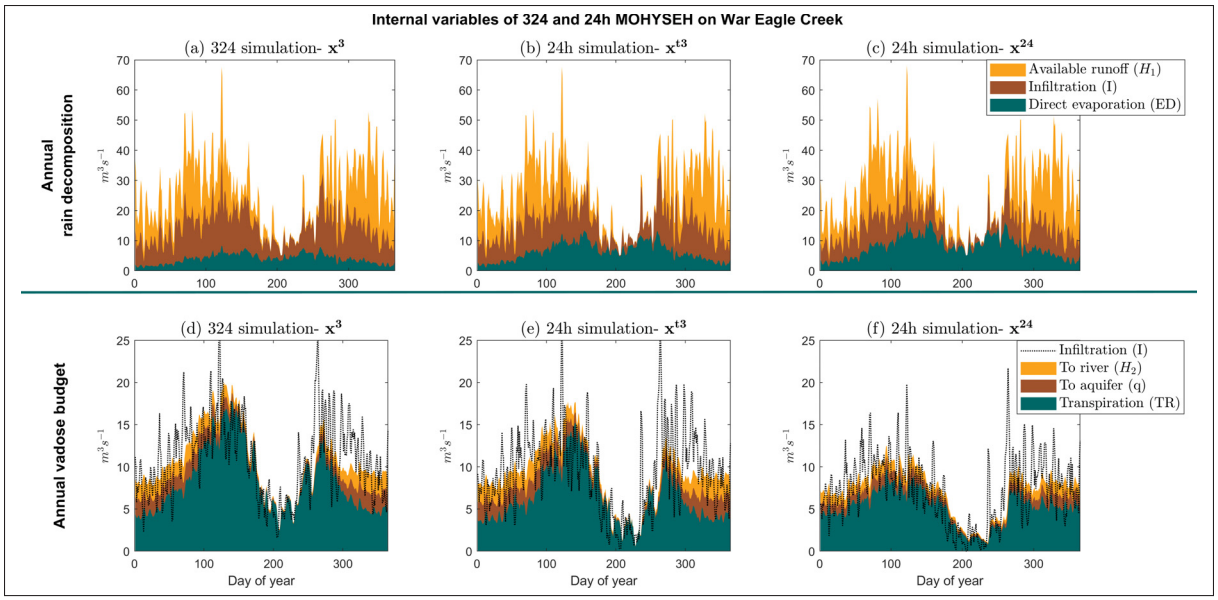


FIGURE 7.5 War Eagle Creek : Fonctionnement interne annuel moyen de MOHYSEH aux 324 et 24 h pour différents jeux de paramètres. (a) et (d) : simulation 324. (b) et (e) : simulation 24 h-équivalent, jeu équivalent au jeu 3 h (*Voir* annexe AI.1.4) ; (c) et (f) : simulation 24 h, jeu calibré aux 24 h. Haut : la pluie est décomposée en évaporation directe ED_t, infiltration I_t et lame disponible $H_{t,1}$. Bas : entrées (I_t) et sorties ($H_{t,2}$, q_t) au niveau de la zone vadose. Note : le bilan de l'aquifère (entrée q_t et sortie $H_{t,3}$) n'est pas présenté mais les flux en jeu ne dépassent pas 2 m^3 s^{-1} sur ce bassin. La lame totale disponible pour être transférée par l'HU est $H_t = H_{t,1} + H_{t,2} + H_{t,3}$

7.2.5 Des événements de crue de caractéristiques hétérogènes

Comme le montre la figure 7.6, les versions 24 h-équivalent ou 24 h-calibré mènent à un calcul des indices de crue en référence (graphes [a], [b], [c]) et en futur (graphes [d], [e], [f]) assez similaire. Quelle que soit la période, les crues de la série $AMS^{(24t)}$ triée du 24 h-équivalent, en vert, ont tendance à être légèrement supérieures à celles de la série $AMS^{(324)}$, en marron (graphes [a] et [d]). En effet, on a vu que le 24 h-équivalent produisait des lames de ruissellement H_t proches de celles du 324, mais que ces dernières n'étaient pas amorties lors du transfert par HU en raison de son temps de pointe de 17,1 h inférieur au pas de temps. Avec le même jeu de paramètre $x^{(t3)}$, excepté un temps de pointe modifié de 31,4 h (graphes [b] et [e]), les crues $AMS^{(24t)}$ (vert) deviennent légèrement inférieures aux crues $AMS^{(324)}$ (marron), et équivalentes

à celles du modèle 24 h-calibré ([c] et [f])[9]. Toutes les versions 24 h présentent la même caractéristique sur les crues les plus rares : elles surestiment les crues les plus rares en référence par rapport au 324, et les sous-estiment en futur. Elles mènent ainsi toutes au même constat d'opposition entre changement climatique sur les crues de récurrence aux 324 et aux 24 h. Il semble donc que le jeu de paramètre choisi influence moins les divergences de crues entre 24 h et 324 que les erreurs de discrétisation liées aux équations logiques décrites précédemment.

D'autre part, les courbes jaunes indiquent sur chaque graphe les valeurs des pics 24 h correspondant aux événements de la série $AMS^{(324)}$. Le fait qu'elles coïncident peu avec les courbes $AMS^{(24)}$ et $AMS^{(24t)}$ (vertes) montre que les crues maximales de chaque année sont rarement les mêmes aux 324 et aux 24 h sur ce bassin, même à jeu de paramètres équivalent[10]. En effet, l'analyse des séries montre qu'en référence, 66 % seulement des maxima de la série $AMS^{(324)}$ sont aussi les maxima annuels de la série aux 24 h-équivalent $AMS^{(24t)}$. 63 % de maxima de la série aux 324 sont aussi maxima de la série aux 24h-calibré. En futur, 63 % et 73 % des maxima de $AMS^{(324)}$ sont aussi maxima respectivement des séries $AMS^{(24t)}$ et $AMS^{(24)}$. La correspondance entre séries $AMS^{(324)}$ et $AMS^{(24t)}$ est donc plus importante en futur.[11]. C'est un bon exemple de l'importance des différences de saisonnalité des extrêmes entre les simulations 3 h et 24 h. L'annexe AIV.2.4 montre que cette dépendance de la saisonnalité des extrêmes au pas de temps n'est pas un cas isolé et se retrouve souvent dans les autres bassins du Sud, notamment avec MOHYSEH. On y montre qu'elle se retrouve aussi souvent sur les bassins de régime hydrologique mixte, mais pour des raisons différentes, liées au devenir de la fonte. Ces dernières seront explorées à la section 7.3.

---

[9] Le temps de pointe de 31,4 h est choisi car c'est celui qui permet une discrétisation de l'HU équivalente à celle du 324 (73 % transféré le premier jour et 27 % transféré le deuxième jour).

[10] Le jeu de paramètres aux 3 h est transféré en un jeu de paramètres équivalent aux 24 h en adaptant les paramètres qui expriment des lames d'eau par pas de temps, voir section 1.2.3.4.

[11] Même si on s'intéresse uniquement aux différences entre séries $AMS^{(324)}$ et $AMS^{(24t)}$ ici, il faut noter que les maxima $AMS^{(3)}$ et $AMS^{(324)}$ ne correspondent pas tous non plus : seuls 78 % des maxima $AMS^{(324)}$ sont aussi des maxima $AMS^{(3)}$ en référence, et 80 % en futur.

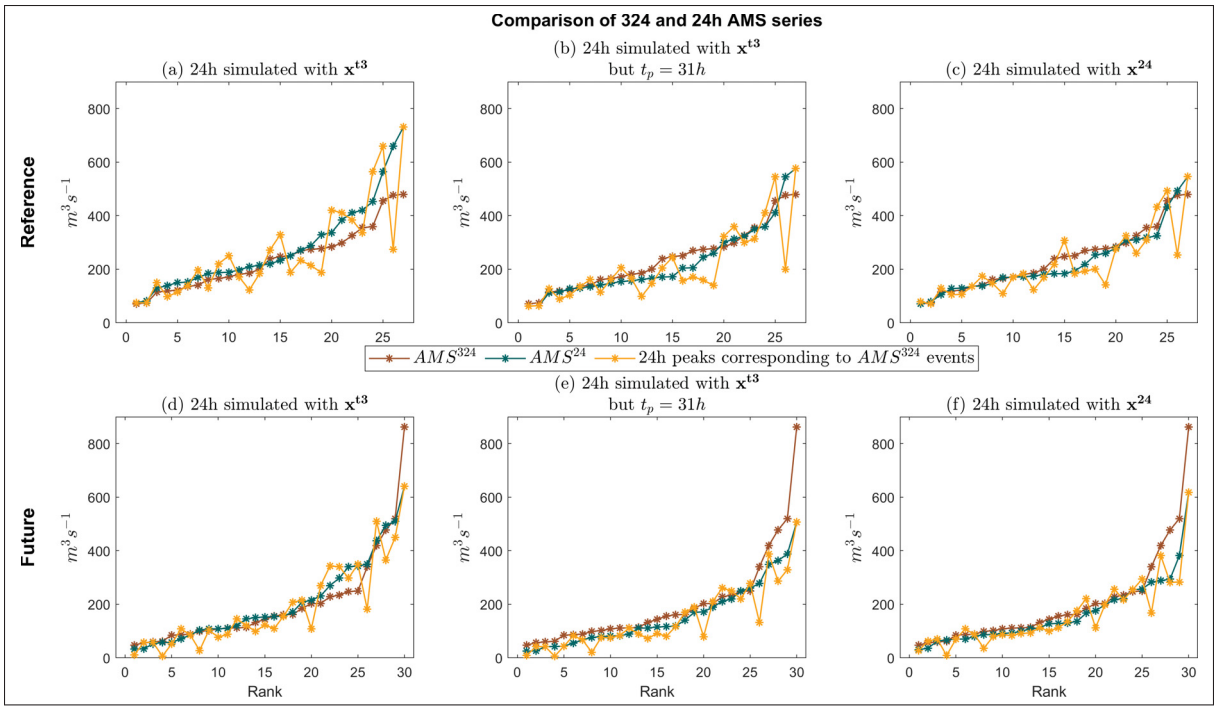


FIGURE 7.6 War Eagle Creek : Comparaison des séries $AMS^{(324)}$ et $AMS^{(24)}$ obtenues avec différents jeux de paramètres pour la saison *SA-LF*. La série 324 (marron) est simulée avec le jeu $x^{(3)}$ sur tous les graphes. La série 24 h (vert) est simulée avec : (a) et (d) : jeu 3 h transféré aux 24 h ($x^{(t3)}$) ; (b) et (e), idem, mais (α, β) tels que t_p = 31,4 h ; (c) et (f) : jeu calibré aux 24 h ($x^{(24)}$). Les séries jaunes représentent les maxima de la série 24 h correspondant aux événements de la série $AMS^{(324)}$

Finalement, pour comprendre comment les différences entre le fonctionnement interne des simulations 3 h et 24 h expliquées précédemment se manifestent sur les différents types de crue, la figure 7.7 représente l'écart relatif entre les pointes 324 et 24 h-calibré des crues en fonction : 1) de différentes caractéristiques des événements de pluie correspondants sur les graphes (a) à (d), et 2) des différences entre variables internes 324 et 24 h pour ces événements, sur les graphes (e) à (h). Tous les événements de la série $POT^{(324)}$ au-dessus du minima de la série $AMS^{(324)}$ sont utilisés, mais les quatre crues les plus rares sont mises en valeur par des carrés jaunes (référence) et verts (futur). Les graphes (a) à (c) montrent que ces pics de crues plus rares correspondent tant en référence qu'en futur aux averses les plus volumineuses (a), et non aux plus intenses (b). Il s'agit de tempêtes d'automne de 36 à 72 h (c), sans doute cycloniques, comme celles décortiquées précédemment au graphique 7.4. De nombreuses autres crues des

séries *POT* sont aussi longues, mais moins volumineuses. On ne remarque graphiquement aucune corrélation entre les caractéristiques des pluies (volume, intensité, durée), et la différence relative entre les pointes de crues 324 et 24 h. On ne remarque pas non plus de différence claire entre les caractéristiques des événements de pluie des périodes de référence (jaune) et future (vert). Il faudrait peut-être ajouter un indice caractérisant la forme des hyétogrammes (pointe de l'averse ayant lieu le premier ou le deuxième jour), car on a vu précédemment que cette dernière jouait un rôle dans la différence entre pointes 324 et 24 h.

Des liens sont par contre constatés entre 1) la différence relative entre pointes 324 et pointes 24 h, $(\Delta Q^{(324)} - \Delta Q^{(24)})/\Delta Q^{(324)}$ et 2) :

- L'heure de la pointe de crue aux 3 h (graphe [d]). Les événements dont la pointe de crue aux 3 h a lieu en fin de journée (selon l'échelle de temps utilisée pour le moyennage aux 24 h, temps UTC ici) ont des pointes 24 h généralement plus élevées qu'aux 324, avec des différences importantes allant jusqu'à +45 %. Ce cas a déjà été observé pour l'événement du haut de la figure 7.4, et correspond à des événements dont le 324 représente mal la pointe de crue, car il divise le volume de crue sur deux journées.
- La différence de simulation de l'infiltration sur les crues longues, liée au pas de discrétisation, comme expliqué précédemment (graphes [f] à [h]) : sur des événements de plus d'un jour, l'infiltration réelle (graphe [g]) et l'augmentation du niveau de la zone vadose (graphe [h]) sont beaucoup plus importantes aux 24 h qu'aux 324 en raison de la mise à jour du coefficient d'infiltration inversement au niveau de la zone vadose à chaque pas de temps. C'est d'autant plus vrai lorsque le niveau de la zone vadose 24 h au commencement de l'événement est plus bas, puisque le coefficient multiplicatif de l'infiltration aux 24 h sera alors maximal. On observe effectivement sur le graphe (f) que les différences $(\Delta Q^{(324)} - \Delta Q^{(24)})/\Delta Q^{(324)}$ les plus élevées correspondent à des niveaux initiaux de la zone vadose aux 24 h équivalents ou inférieurs à ceux aux 324. Au contraire, lorsque la zone vadose 24 h initiale est plus élevée que celle aux 324, elle mène à une saturation rapide au premier jour de pluie (événements encerclés), une infiltration moindre, et des débits de pointe 24 h plus élevés qu'aux 324. La différence entre les crues rares en référence et en futur semble se trouver justement là :

les crues rares de référence ont une zone vadose initiale 24 h plus élevée, qui va saturer au premier jour avant le gros de la pluie (carrés jaunes encerclés, graphe [f]), entraînant le jour suivant une infiltration nulle, et un ruissellement disponible élevé (carrés jaunes encerclés, graphe [e]). Pour les crues futures au contraire, la saturation de la zone vadose 24 h a lieu plus tard, le jour de précipitation maximale, donnant lieu à une infiltration très importante ce jour-là (carrés verts, graphe [g]) qui amène le niveau de la zone vadose bien au-dessus de 100 % (carrés verts, graphe [h]) et limite le ruissellement (carrés verts, graphe [e]). Ces deux types de comportements ont des chances de se retrouver sur la plupart des bassins sujets à la fois à de fréquentes crues convectives et à de plus rares événements cycloniques de forts volumes. La question est cependant si le fait de les retrouver l'un à la période future et l'autre à la période de référence est un hasard. L'écart entre les niveaux de remplissage des zones vadoses initiaux 24 h et 324 sont effectivement moins élevés en futur qu'en référence en médiane (différence de 14 % en médiane sur tous les événements, au lieu de 21 % en référence, graphe [f]).

Enfin, il est possible que les deux causes de grandes différences entre les crues rares 324 et 24 h citées ci-dessus, à savoir l'heure de pointe de la crue et le comportement différent des zones vadoses 324 et 24 h, soient liées. Avec un temps de pointe de l'HU de 17,1 h, l'heure de pointe de la crue en fin de journée entre 18 h et minuit correspond à une pointe du ruissellement disponible H_t en début de journée entre minuit et 6 h du matin. Cette heure de pointe du ruissellement correspond sûrement dans de nombreux cas à des hyétogrammes qui s'étendent avant et après minuit, et donc à une possible saturation de la zone vadose 24 h au premier ou au 2^{e} jour de pluie en fonction de l'état initial de la zone vadose. Il faudrait examiner si les séries de précipitation présentent des cycles diurnes particuliers en référence et en futur pour s'assurer de ce lien éventuel entre cycles diurnes et différences de comportement aux 324 et aux 24 h.

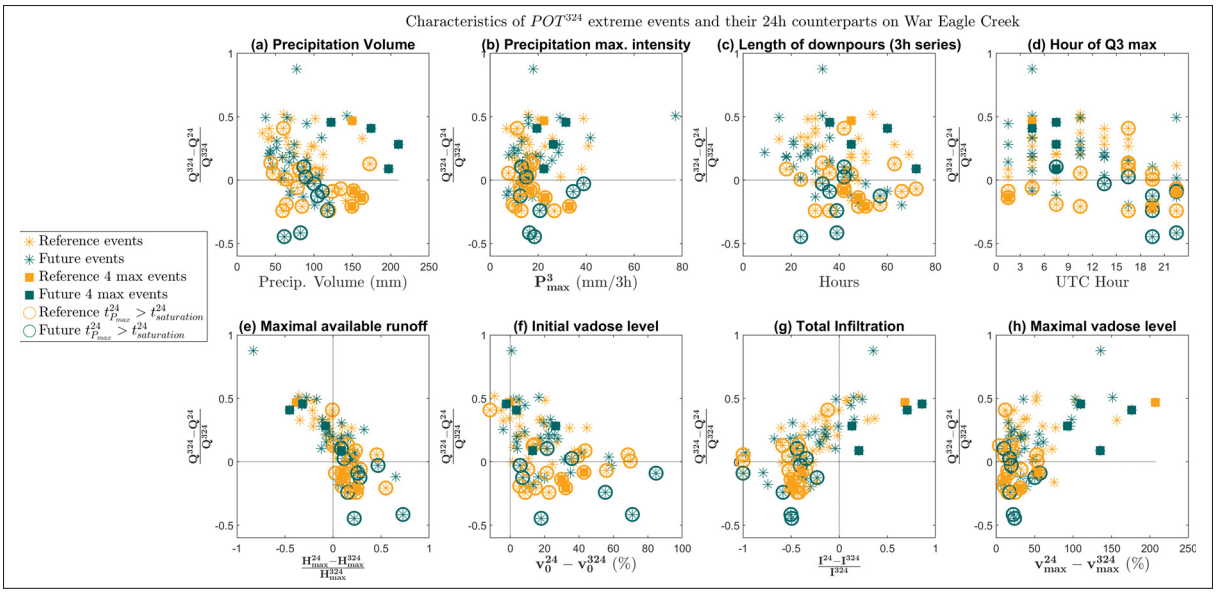


FIGURE 7.7 War Eagle Creek : caractéristiques des événements de la série $POT^{(324)}$. Dépendance de la différence relative entre les pointes de crues $POT^{(324)}$ et les pointes de crues 24 h correspondantes à : (a) à (d) aux caractéristiques des événements de pluie calculées sur la série 3 h ; (e) à l'heure de pointe de la crue 3 h, c'est-à-dire à la fenêtre de moyennage ; (f) à (h) aux différences de simulation sur les variables internes de MOHYSEH entre 24 h et 324. Les quatre événements les plus intenses de $POT^{(324)}$ en référence et futur sont indiqués en carrés. Les extrêmes pour lesquels la zone vadose de la simulation 24 h est saturée avant la pointe de pluie sont entourés

7.3 Cas d'étude 3 (MOHYSEH) : compensation du cycle diurne de fonte aux 24 h et conséquences

Cet exemple concerne un petit bassin mixte du Québec (94 km^2), simulé avec MOHYSEH. Il fournit l'occasion d'examiner les différences de simulation de la fonte et du stock de neige occasionnées par le pas de discrétisation avec MOHYSEH. Sur ce bassin, les versions 3 h et 24 h sont de performance équivalente en calibration ($KGE^{(3)} = 0,73, KGE^{(24)} = 0,71$), et simulent une fonte similaire autour du mois de mars (figure 7.8). À paramètres équivalents en période de référence, le stock de neige simulé par le modèle 24 h-équivalent est plus élevé que celui du modèle 324 (graphes [a] et [c] de la figure 7.9). En effet, les stocks des deux simulations sont alimentés par la même quantité de neige, mais le modèle 3 h reproduit le cycle journalier des températures et produit de la fonte durant les heures les plus chaudes de la journée, ce que le

modèle 24 h ne fait pas puisqu'il n'utilise que les moyennes journalières de température. En conséquence, lorsque le stock est le plus haut, à la mi-février en période de référence, il atteint en moyenne 113 mm aux 324 et 167 mm aux 24 h-équivalent. Les fontes de fin de saison, vers fin mars-avril, lorsque la température passe durablement au-dessus du seuil de fonte, ont tendance à être plus importantes aux 24 h, car le stock de neige restant est plus important. Les crues de fonte 3 h de leur côté sont plus précoces, plus nombreuses, et moins élevées : on rencontre en moyenne 42 jours de fonte par an en période de référence aux 24 h-équivalent, et 68 jours aux 324. Le fonctionnement du modèle 3 h tenant compte du cycle journalier est évidemment plus proche des processus physiques réels. Pour compenser l'erreur engendrée par l'absence de cycle journalier et faciliter la fonte, la calibration 24 h aboutit à une température seuil de fonte inférieure à celle aux 3 h ($T_f^{24\text{ h}} = -5$ °C versus $T_f^{3\text{ h}} = 0{,}6$ °C). On retrouve ce comportement sur tous les bassins à neige. Sur l'ensemble des bassins du Québec par exemple, le seuil de fonte est 2,1 °C inférieur aux 24 h par rapport à la calibration 3 h.

Avec ce seuil de fonte inférieur, le niveau du stock de neige maximal pour cette étude de cas, en février, devient équivalent à celui calculé aux 3 h (118 mm en moyenne en référence, graphe (b) de la figure 7.9). En contrepartie, le modèle 24 h présente un plus grand nombre de jours de fonte (81 jours par an en moyenne). Pour rester performant et ne pas créer de crues non observées lorsque la température est entre −5 °C et 0 °C, le modèle 24 h doit alors aussi calibrer un coefficient de fonte plus faible que le modèle 3 h. C'est particulièrement marqué sur ce bassin avec un coefficient de fonte 15 fois plus élevé aux 3 h, mais on observe des coefficients de fonte plus faibles aux 24 h sur tous les bassins à neige. Sur les bassins du Québec de façon générale, le coefficient de fonte 24 h est en médiane 0,6 fois le coefficient du jeu de paramètre 3 h transféré aux 24 h. Les crues de fonte sont ainsi plus amorties aux 24 h qu'aux 324 (graphe [c], figure 7.8), et il arrive beaucoup plus fréquemment que le maximum annuel ait lieu durant la saison de fonte aux 324 qu'aux 24 h, particulièrement en période future (graphe [b], figure 7.8) [12]. L'amortissement des fontes aux 24 h, bien visible sur l'AFC du graphe 7.8c, n'empêche pas

[12] Cet amortissement est particulier à ce bassin avec son paramètre de fonte aux 24 h très bas : l'annexe AIV.2.4 montre que les séries 24 h donnent généralement plus facilement des maxima annuels de fonte que les séries 324.

le modèle d'avoir une bonne performance en termes de KGE de calibration, sans doute car il concerne peu de données de la série (essentiellement la fonte finale en fin mars-avril). D'autre part, la période pluvieuse est bien simulée par le modèle 24 h avec la même adaptation que celle expliquée sur l'exemple précédent 7.2 (capacité d'infiltration plus petite et temps de pointe plus long).

Ce fonctionnement interne de la fonte différent aux 324 et aux 24 h est accompagné d'une adaptation différente des deux versions au changement climatique : le modèle 324 projette une augmentation de 89 % des crues de récurrence 100 ans pour la saison de fonte, contrairement au modèle 24 h qui voit une diminution de 24 % (graphe [c], figure 7.8). En effet, le changement climatique est caractérisé sur ce bassin par une augmentation importante des températures bien sûr, mais aussi une augmentation des volumes de précipitations hivernaux, avec cette simulation du moins ($\Delta\overline{P}$ = +24 %). Les crues rares projetées pour le futur répondent donc à des volumes de précipitations hivernales, et donc un stock de neige, non observés dans le passé, comme le montrent les graphes (d) à (f) de la figure 7.9. En fin de saison, le coefficient de fonte élevé du 324 produit une fonte rapide de cet important stock de neige (graphes 7.9d et 7.9f) induisant des volumes et pointes de crue plus élevés que dans le passé. Le plus faible coefficient de fonte aux 24 h amortit quant à lui la fonte sur plusieurs jours (graphe 7.9e) et ne produit pas ces pointes élevées. L'examen des séries de précipitation montre que ces années exceptionnelles sont dues à une intensité plus importante des précipitations hivernales futures, et non à un nombre de jours de neige plus important (non montré).

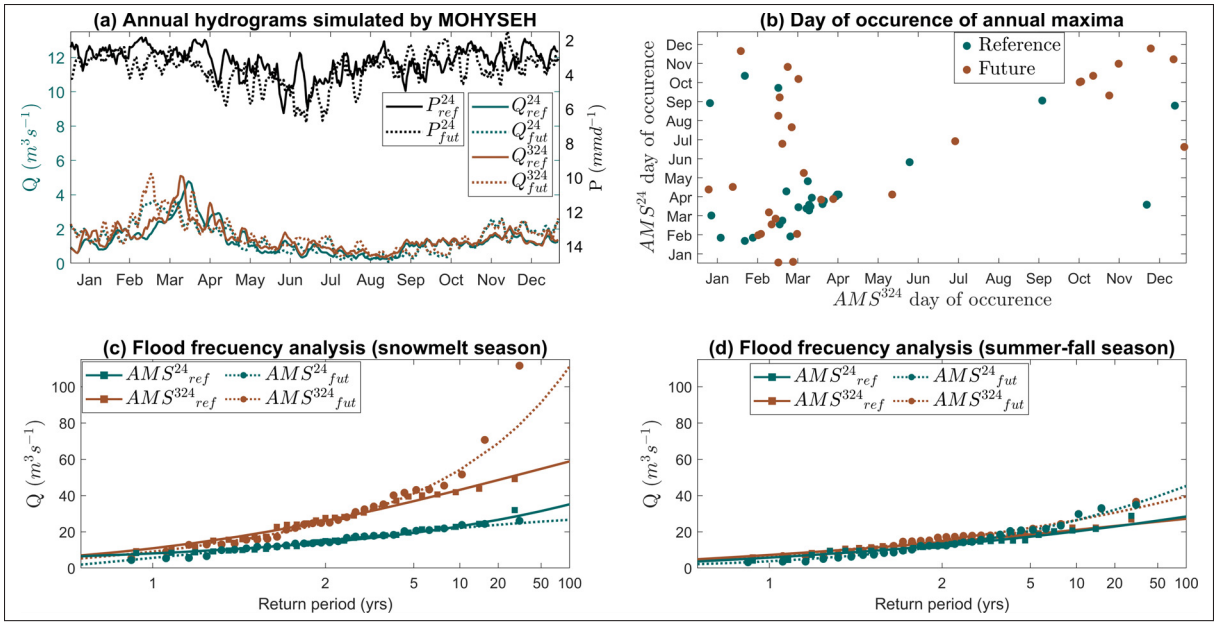


FIGURE 7.8 Exemple de CC opposé sur les débits de récurrence d'un bassin à neige avec MOHYSEH. L'exemple est pris sur Morpions, un petit bassin de plaine de régime mixte de la Brome-Missisquoi au Québec. (a) : les hydrogrammes et hyétogrammes moyens des périodes de référence et future (simulation MPI-RegCM4-NA, grille ERA5) sont tracés à partir des simulations MOHYSEH aux 24 h et aux 324. (b) : Jour d'occurrence des maxima annuels. (c) : AFC-AMS des climats de référence / futur pour les mois de fonte, janvier à avril. (d) : idem, mai à décembre. Les marges d'incertitude liées aux débits de récurrence n'ont pas été indiquées pour améliorer la lisibilité

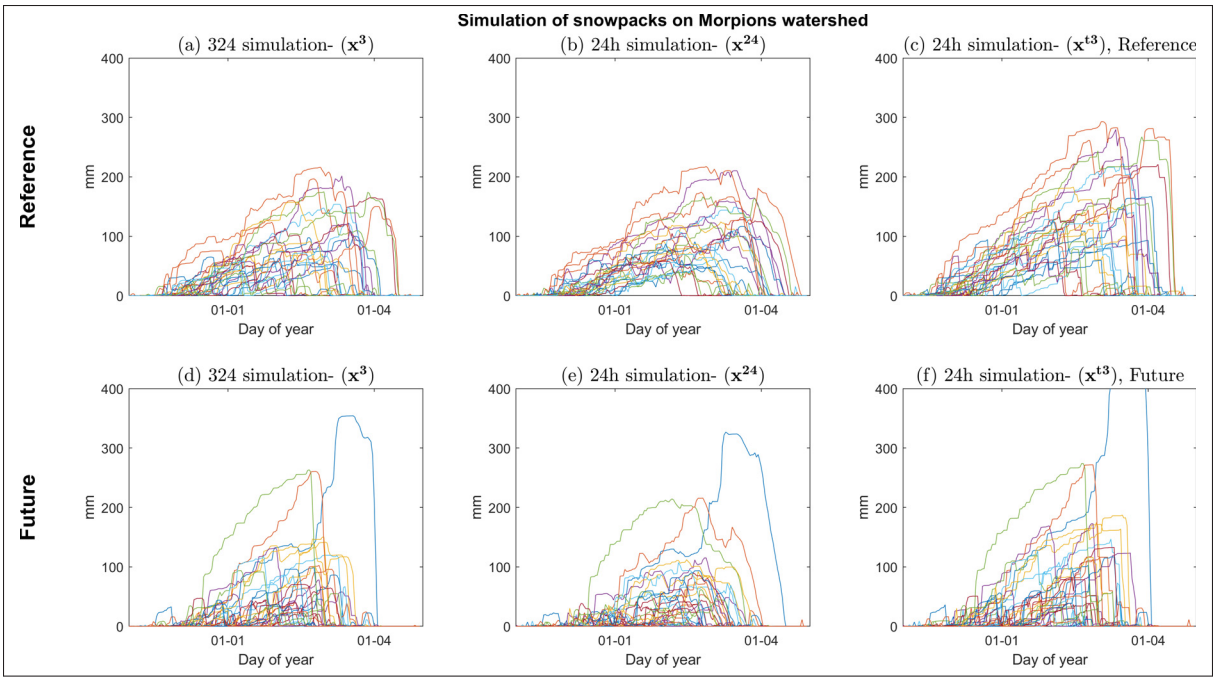


FIGURE 7.9 bassin Morpions : Simulation du stock de neige par MOHYSEH aux 324 ([a] et [d]), aux 24 h-calibré ([b] et [e]), et aux 24 h-équivalent ([c] et [f]). Chaque ligne tracée représente une année de la série de référence (haut) ou future (bas)

Les différences entre les versions 324, 24 h-calibré et 24 h-équivalent peuvent être observées à la figure 7.10, qui représente la crue la plus rare de la série $AMS^{(24)}$ en référence (haut), et la crue la plus rare de la série $AMS^{(324)}$ en période future (bas). On y observe les processus qui viennent d'être décrits : le cycle journalier de la fonte simulé aux 3 h (graphes [a], [e]) ; le gonflement du stock de neige lorsqu'il est simulé aux 24 h-équivalent (graphes [d] et [h]) ; les hauteurs de stock similaires aux 324 et aux 24 h-calibré (graphes [b] et [c]) ; l'amortissement de la fonte aux 24 h-calibré par rapport au 324 (graphes [c] et [g]). On remarque que les crues les plus rares en référence et en futur correspondent toutes les deux à la dernière crue de fonte au printemps, et que l'amortissement de la fonte aux 24 h-calibré peut tout aussi bien causer des crues 24 h plus hautes que les crues 324 (haut), que des crues 324 plus hautes que les crues 24 h (bas). Dans l'événement du haut, la crue plus élevée aux 24 h (32 m^3 s^{-1} le 28 mars) est due au fait que la fonte n'est pas encore terminée aux 24 h lorsque se déroule l'averse, et la crue aux 24 h est alors la somme de la fonte et du ruissellement lié à l'averse. Aux 324, le stock de neige

finit de fondre le 23 mars, et la crue (2 m^3 s^{-1}) est uniquement pluvieuse. Sur l'événement du bas, c'est la simulation 324 qui produit un événement mixte de pluie et dernière fonte printanière (112 m^3 s^{-1} le 3 avril), alors que la fonte n'est pas terminée aux 24 h (19 m^3 s^{-1}). On avait observé sur le cas d'étude précédent 7.2 que la saturation plus fréquente de la zone vadose aux 24 h qu'aux 324 pouvait mener tant à des crues plus basses que plus élevées aux 24 h qu'aux 324, en fonction des caractéristiques des événements de pluie. Le présent cas montre que la fonte amortie aux 24 h par rapport aux 324 peut, elle aussi, mener à des divergences tant positives que négatives en fonction du contexte.

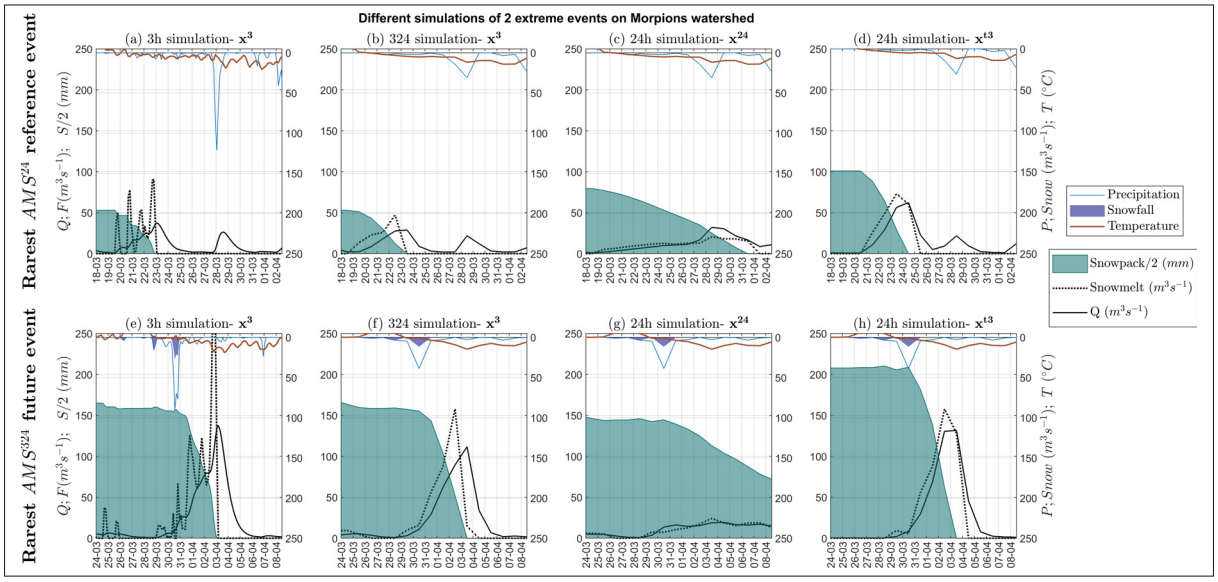


FIGURE 7.10 Morpions : Simulation de deux crues rares en référence et futur. Semblable à la figure 7.4, mais pour le bassin Morpions. On a ajouté le stock de neige et la fonte

7.4 Cas d'étude 4 (MSWEP2) : Impact de la correction de biais sur les débits de récurrence

Les trois cas précédents concernaient des divergences liées au fonctionnement interne des MH. Dans les cas 7.2 et 7.3, la divergence entre projections des indices de crues 324 et 24 h provenait en partie du fonctionnement différent des MH aux deux pas de temps pour la simulation de longues crues rares. Cependant, la divergence des projections sur les crues rares peut également

provenir directement d'événements de pluie courts et intenses. La figure 7.11 représente un cas caractéristique, pour lequel les MH projettent une diminution des débits de récurrence 3 h et une augmentation des débits de récurrence 324 et 24 h. L'exemple est pris avec GR4H, mais le raisonnement est également valable pour MOHYSEH. On observe sur le bassin Tzimbas du Chiapas au Mexique que la série de référence présente une crue rare dont la pointe est beaucoup plus marquée aux 3 h qu'aux 324 (graphe [a]). Le zoom du graphe (b) montre que cette différence est liée au fait que la moyenne sur 24 h coupe l'événement en deux, et que la pointe 24 h obtenue est donc inférieure à celle que l'on obtiendrait si la moyenne était centrée sur la pointe de l'événement. Ce horsain présent dans la série de référence 3 h influence la valeur du débit maximal annuel $\overline{AMS^{(3)}}$ en menant à une moyenne des débits maxima annuels sensiblement plus élevée que leur médiane (graphe [c]). Il influence également les débits de récurrence en inclinant à un ajustement d'une distribution statistique à queue lourde (graphe [d]). Puisque la série future ne présente pas de crue aussi rare, ce horsain seul suffit à mener à une diminution des indices de crues de récurrence 100 ans aux 3 h, alors que les séries de crues passées et futures sont en réalité relativement semblables si on l'omet, malgré une légère augmentation dans le futur. C'est à cette augmentation légère que correspondent les deltas calculés aux 324 et aux 24 h, le horsain de référence n'apparaissant pas dans leurs séries. L'examen des séries de référence montre que le horsain est lié à la présence d'une pluie particulièrement intense sur le bassin dans la série du passé récent du jeu de référence MSWEP2. La correction de biais des simulations climatiques sur la période de référence à partir de MSWEP2 augmente donc significativement la magnitude du plus extrême des événements de chaque simulation climatique sur ce bassin, et les simulations 3 h projettent un delta fortement négatif, quels que soient le MH et la simulation climatique utilisée. Même si on ne dispose pas de données de précipitation sous-journalière aux stations pour ce bassin montagneux du Chiapas pour vérifier la plausibilité de l'événement produit par MSWEP2, sa magnitude reste dans l'ordre des orages rares intenses rencontrés dans la région sur d'autres stations. Le horsain hydrologique constaté peut donc correspondre effectivement à une crue rare, et non à une donnée aberrante.

Finalement, ce cas conduit à trois constats :

- Les simulations à fine résolution temporelle 3 h sont plus fiables que les moyennes journalières 324 pour représenter les crues bien sûr, mais particulièrement les crues de récurrence. Lorsqu'une crue horsaine est présente dans la série aux 3 h, elle mène à une distribution statistique à fort kurtosis qui peut ne pas être détectée dans la série aux 324. On constate alors de fortes divergences entre les crues de récurrence 3 h et 324. L'application d'un facteur de pointe aux crues de récurrence 324 sous estime largement les crues de récurrence 3 h, car la crue horsaine compte peu dans le calcul du facteur de pointe moyenné sur l'ensemble des crues *POT*.
- Le jeu climatique de référence utilisé pour la correction de biais peut avoir un impact important sur les indices de crues rares. Si, en médiane sur toutes les simulations de l'échantillon, le choix de ERA5 ou MSWEP2 importe peu, ce n'est pas le cas pour ce bassin réactif. L'analyse d'incertitude de l'impact hydrologique du CC à la figure -A IV-16 montre d'ailleurs que la grille climatique peut compter pour plus de 40 % de l'incertitude sur le CC pour les bassins pour lesquels elle est la plus influente. On suppose que MSWEP2, qui représente mieux les intensités extrêmes et la réaction subséquente des bassins selon les tests de performance sur le passé récent de l'annexe III, est plus indiqué que ERA5 pour une correction de biais réaliste. Il est clair en tout état de cause que le traitement des extrêmes est un point qui ne doit pas être négligé dans le choix de la méthode de correction de biais pour l'étude du changement climatique en sous-journalier.
- Cependant, la diminution future des débits extrêmes modélisés aux 3 h peut aussi être un artifice lié au hasard d'avoir rencontré une crue historique sur la période de référence, mais pas sur la période future. Pour le confirmer, il faudrait vérifier plus en détail les processus ayant mené à l'événement extrême passé représenté dans MSWEP2, et les projections de précipitations, afin d'estimer si ce type d'événement est effectivement moins probable dans le futur.

Quoi qu'il en soit, la détection d'un signal de CC opposé sur les crues 3 h et 324 permet de signaler un bassin particulier sur lequel une analyse en profondeur est nécessaire avant de se prononcer sur les projections de crue.

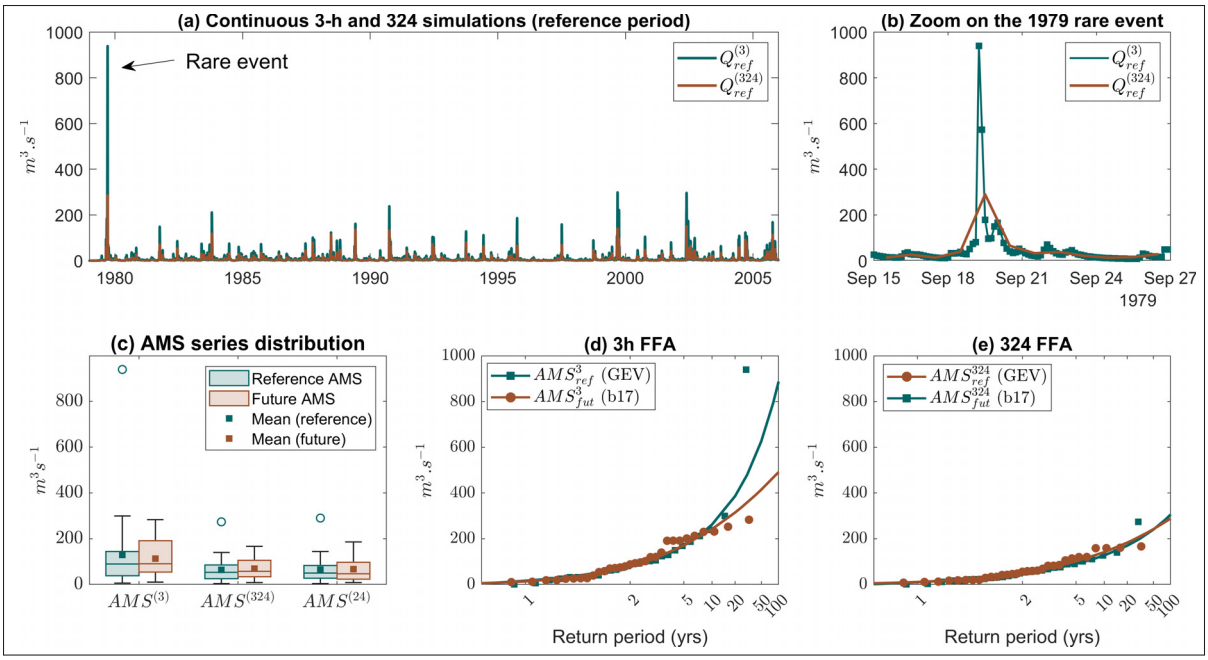


FIGURE 7.11 Étude de cas caractéristique pour $\Delta Q_{100}^{(3)} < 0$ & $\Delta Q_{100}^{(324)} > 0$. Les graphes sont établis sur le bassin Tzimbas (MX) pour la simulation aux 3 h GR4H pilotée par le climat HadGEM-RegCM-NA dont le biais est corrigé avec MSWEP2. (a) représente la simulation continue aux 3 h et aux 324 sur toute la période de référence, et (b) pour l'événement le plus rare, en 1979. (c) : Diagramme à moustaches des maxima annuels 3 h et 324, par période. Les valeurs moyennes des séries, $\overline{AMS}$, sont indiquées par des carrés. (d) et (e) : AFC-AMS des séries 3 h et 324

Sont-ce les mêmes raisons qui conduisent à une diminution de la magnitude des crues 3 h malgré une augmentation des crues 324 sur d'autres bassins que ce bassin du Chiapas pris en exemple ? La section 6.3 a montré l'impact important de l'heure de crue sur le facteur de pointe d'une crue, en lien avec le temps de pointe et la forme de la crue. Les réponses des modèles au changement climatique aux 3 h et aux 324 en termes d'indices de crue peuvent donc être décorrélées non seulement par la présence d'un seul événement particulièrement intense comme dans le présent cas d'étude, mais aussi par une modification du cycle diurne des précipitations et donc l'apparition, la disparition, ou le décalage d'heures de crue privilégiées. Dans ce deuxième cas, un plus grand nombre de crues des séries AMS peuvent contribuer à l'opposition entre deltas sur les indices de crue aux 3 h et aux 324. Cette dernière traduit alors un processus physique important à identifier. Cependant, la figure 7.12 montre que comme pour ce bassin du Chiapas,

les bassins sur lesquels on rencontre $\Delta Q_{100}^{(3)} > 0$ et $\Delta Q_{100}^{(324)} < 0$ voient en règle générale une diminution du kurtosis des séries $\overline{AMS^{(3)}}$ entre le passé et le futur à la fois plus importante et plus fréquente que les autres bassins et simulations. Ce constat plaide pour une opposition entre les projections d'indices de crue 3 h et 324 souvent associée à un nombre restreint de horsains mal représentés par la moyenne aux 24 h.

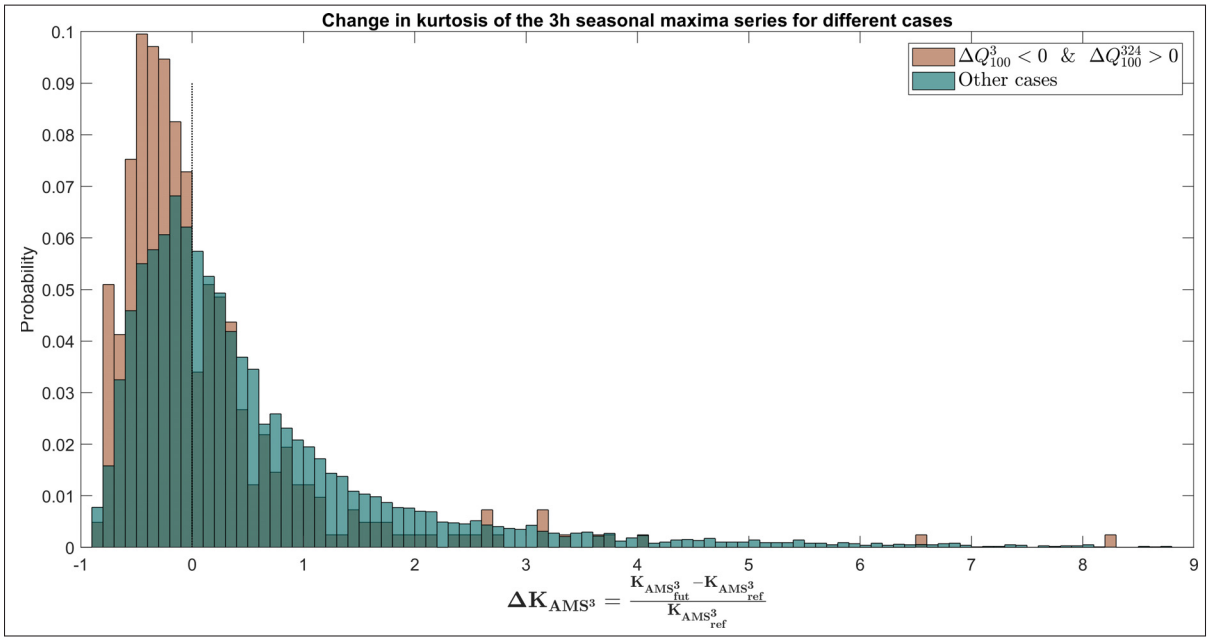


FIGURE 7.12 Histogrammes des deltas relatifs du coefficient de kurtosis Ks entre les séries $AMS^{(3)}$ de référence et future. Toutes les simulations d l'échantillon sont comprises. L'histogramme marron comprend les cas similaires à la figure 7.11 pour lesquels les deltas sur les crues de récurrence 100 ans aux 3 h et aux 324 sont opposés. L'histogramme vert tous les autres cas, soit : $\Delta Q_{100}^{(3)} > 0$; et $\Delta Q_{100}^{(3)} < 0$ & $\Delta Q_{100}^{(324)} < 0$

7.5 Synthèse et discussion

Les désaccords entre les simulations 3 h, et 24 h, ont été étudiées à partir de cas d'étude les plus divergents possibles, c'est-à-dire sur lesquels les simulations 3 h ou 324, et 24 h, menaient à des projections de sens opposé. Ces expériences ont permis de mieux comprendre, pour certains contextes climatiques, les différences dans les jeux de paramètres calibrés aux deux pas de temps. Ainsi, on a montré qu'une différence systématique apparaissait entre GR4H-324 et GR4H-24 h

dès le calcul de la précipitation nette P_{n_t}, indépendamment des valeurs des paramètres calibrés. Elle provient de la description non linéaire de P_{n_t} ($P_{nt} = P_t - E_t$ si $P_t > E_t$, $P_{n_t} = 0$ sinon). Elle implique que la précipitation nette soit plus élevée aux 324 à chaque pas de temps. Plus le contexte climatique est chaud générant une forte évaporation et de courtes averses, plus il est commun d'obtenir une précipitation journalière nette nulle à partir de la simulation 24 h, mais non nulle en 324. La bruine artificielle générée par les simulations climatiques pourra aussi être reçue par le bassin comme une précipitation nette aux 324, mais être filtrée aux 24 h. De même l'évaporation nette $E_{n_t}^{(324)}$ est supérieure à $E_{n_t}^{(24)}$ à chaque pas de temps. On peut montrer que cette différence est essentielle dans l'explication des divergences de projection du delta sur les débits moyens annuels, $\Delta\overline{Q}$. Ce dernier est en effet plus élevé lorsque calculé aux 324 qu'aux 24 h dans 71 % des cas (annexe AIV.2.2). Le cas d'étude 7.1 sur GR4H a aussi montré que le réservoir de production était plus dynamique aux 324 qu'aux 24 h et 24 h-équivalent, ce qui pouvait amener à des divergences entre les hydrogrammes projetés aux 324 et 24 h, lors de changement de la saisonnalité des pluies. Enfin, bien que la démonstration ne soit pas présentée ici, les crues sont simulées différemment aux 324 et aux 24 h-équivalent en raison du fonctionnement en deux temps du réservoir de routage. Dans le cas de coefficients d'échange x_2 négatifs par exemple (70 % des cas de l'échantillon aux 3 h), les pertes associées à une lame d'eau entrant dans le réservoir de routage sont retirées du réservoir au pas de temps suivant, impliquant des pointes de crue plus élevées et une récession plus rapide aux 24 h-équivalent qu'aux 324. Ces différences sont compensées lors de la calibration par une capacité du réservoir de production $x_1^{(24)}$ plus élevée que $x_1^{(t3)}$, et des échanges $x_1^{(24)}$ moins importants que le paramètre transféré à la même échelle $x_1^{(t3)}$, afin de produire une lame atteignant le réservoir de routage moins élevée mais aussi moins affectée par les pertes.

Le deuxième cas d'étude a montré que la formulation des précipitations et évapotranspirations nettes de MOHYSEH conduisait également à des différences systématiques entre simulations 324 et 24 h, étant également basée sur une équation de type condition logique. Les conséquences sont différentes en raison de la formulation différente des modèles : l'évaporation directe est cette fois plus importante aux 24 h-équivalent dès que le climat est propice à des averses d'une

durée inférieure à la journée. La durée typique des pluies est donc de nouveau apparue comme un facteur critique dans l'impact du pas de temps sur les simulations. Aux 324, une lame plus importante atteint la zone vadose, mais est reperdue par transpiration, cette dernière étant plus importante aux 324. L'évapotranspiration totale (évaporation directe+transpiration) reste plus importante aux 24 h-équivalent. Par ailleurs, MOHYSEH comporte une non-linéarité à la saturation de la zone vadose qui n'existe pas dans GR4H. Elle peut conduire pour les crues les plus volumineuses à des pointes soit beaucoup plus importantes aux 324 (si la saturation intervient le jour le plus pluvieux de l'événement) ou aux 24 h-équivalent (si elle intervient avant). En touchant les crues volumineuses, donc les plus rares des séries AMS, ce comportement de la zone vadose a un impact important sur l'AFC. Sur cet exemple, on a aussi observé l'impact du pas de discrétisation sur le calcul de l'infiltration. Lors d'événements longs, l'équation séquentielle $I_t = (P_t - ED_t)(1 - V_{t-1}/V_{max})$ mène à un volume d'infiltration total de l'averse plus important aux 24 h-équivalent, impliquant une zone vadose plus remplie aux 24 h-équivalent tout au long de l'année, mais particulièrement en saison de hautes eaux. Le modèle 24 h-calibré s'est adapté à cette différence touchant au bilan d'eau en calibrant une capacité de la zone vadose V_{max} plus petite que celle du 3 h et en permettant ainsi un ruissellement plus important. Cependant, les cas de saturation lors d'averses volumineuses en sont plus fréquents qu'aux 24 h-équivalent, et c'est ce qui conduit aux oppositions de deltas entre 324 et 24 h-calibré constatées sur ce bassin.

Le troisième cas d'étude sur la simulation de la fonte par MOHYSEH a présenté des points communs avec le cas précédent :

- L'opposition entre 324 et 24 h concerne principalement les crues rares, mais l'écart généré est suffisamment important pour influencer dramatiquement l'AFC future.
- Dans le futur, ces crues rares sont générées par des volumes (de pluie dans le cas précédent, de neige dans ce cas-ci) qui n'ont pas été observés dans le passé.
- Les paramètres aux 24 h sont calibrés dans le passé pour compenser des processus sous-journaliers que le 24 h ne peut modéliser : le cycle diurne de la fonte ici, l'évolution de la capacité d'infiltration des sols au cours de la crue dans l'exemple précédent. Ces adaptations aux 24 h fonctionnent généralement bien en calibration, mais fournissent des réponses

divergentes de celles du modèle 324 dans des conditions climatiques peu observées ou non observées en calibration, autrement dit lorsque le modèle sort du domaine de validité pour lequel il a été calibré.

- La compensation effectuée par le 24 h peut mener, dans ces conditions extrêmes, tant à des pointes 24 h plus élevées que les pointes 324, qu'à des pointes 324 plus élevées que les pointes 24 h.

Finalement, le dernier cas présentant l'impact d'un horsain présent dans la grille climatique de référence MSWEP2 est un peu différent : il ne montre pas de divergence entre les simulations 324 et 24 h, mais entre les simulations 3 h et 324. Il correspond sans doute au cas de divergence auquel on s'attend le plus, c'est-à-dire le filtrage d'averses de courte durée, tant par la simulation 324 que par la simulation 24 h. Pour l'un ou l'autre, le pas de temps journalier n'est pas adapté pour représenter des processus de temps caractéristiques de l'ordre de quelques heures.

Ces différentes études de cas nous ont permis d'examiner en détail le comportement aux 324 et aux 24 h des MH pour les processus de fonte, d'évaporation, d'infiltration, de transfert de la lame. Cependant, le comportement de l'aquifère, dont les vitesses de transfert sont déterminées par les paramètres c_{va} et c_a dans MOHYSEH, n'a pas été étudié, car il était très peu utilisé dans les cas d'étude présentés. Le paramètre c_{va} apparaît souvent comme un prédicteur important dans les ensembles d'arbres de classification des divergences entre 324 et 24 h (*Voir* 9), il serait donc intéressant d'observer un comportement divergent de l'aquifère entre simulations 324 et 24 h sur un autre cas d'étude.

Enfin, les cas d'études qui ont été proposés expliquent les résultats de l'analyse d'incertitude sur les projections hydrologiques menée par type de changement climatique à l'annexe AIV.3.4. En effet, on y a montré que le pas de temps était une source plus importante d'incertitude dans trois types de changement climatique prédominant, à savoir lorsque le changement climatique le plus visible sur les indices climatiques était un changement de saisonnalité des précipitations – en particulier une augmentation, un changement de régime des bassins à neige, ou une intensification des précipitations sous-journalières. Les cas d'études proposés expliquent effectivement ce qui

peut se passer dans ces trois cas : réponses différentes des réservoirs de production de GR4H, de tailles distinctes aux 3 h et aux 24 h, au changement de saisonnalité (bassin Zahuapan) ; désynchronisation des événements mixtes de pluie et fonte avec MOHYSEH (bassin Morpions) ; filtrage des orages de courte durée (bassin Tzimbas).

CHAPITRE 8

DIVERGENCES ENTRE LE CHANGEMENT SUR LES POINTES 3 h ET 324, À L'ÉCHELLE D'UN HYDROGRAMME

Les études de cas du chapitre précédent se sont principalement intéressées aux différences de calibration des modèles aux 3 h et aux 24 h menant à des projections sur les crues 324 et 24 h différentes. Dans le présent chapitre, on s'intéresse maintenant aux différences entre le changement sur des crues 3 h et 324, à l'échelle d'un hydrogramme (*Voir* méthodologie en section 4.7). La section 8.1 interroge le rôle du débit de base dans les différences constatées entre $\Delta Q_T^{(3)}$ et $\Delta Q_T^{(324)}$, alors que la section 8.2 s'intéresse à l'impact du changement du temps de pointe de crue sur un bassin sur lequel la structure des averses typiques serait modifiée. La première section utilise des hydrogrammes symétriques triangulaires, plus proches de l'hydrogramme HU_1 de GR4H, dont les débits de base sont plus importants que ceux de MOHYSEH (*Voir* annexe AII.2.2), et donc plus susceptibles d'avoir un impact. La deuxième se base sur des hydrogrammes de Nash asymétriques comme pour MOHYSEH, dont les temps de pointe calibrés des HU sont plus courts que ceux de GR4H (*Voir* annexe AII.2.1), et donc les crues plus susceptibles d'être fortement influencées par l'opération de moyennage. Une synthèse est finalement proposée à la section 8.3.

8.1 Des différences entre $\Delta Q_T^{(3)}$ et $\Delta Q_T^{(324)}$ liées à la simulation du débit de base

Indépendamment du pas de temps de simulation, les MH GR4H et MOHYSEH présentent entre eux des différences de fonctionnement interne importantes qui touchent tant le fonctionnement moyen des bassins que la représentation des événements de crue. Notamment, l'indice de débit de base BFI est beaucoup plus élevé pour GR4H que pour MOHYSEH durant toute l'année, mais particulièrement pour les saisons *SA-LF* et *AW-HF* (*Voir* annexe AII.2.2). Or, les valeurs du débit de base et de ses variations ont un impact crucial sur le calcul des différences $\Delta Q_T^{(3)}$ et $\Delta Q_T^{(324)}$.

On peut illustrer cette importance du débit de base sur un hydrogramme de crue simplifié, triangulaire, de temps de pointe t_p inférieur à 12 h (exprimé en jours). Prenons une crue commençant à l'heure 0 h de la journée, dont le débit de pointe Q_p est composé d'un débit de base Q_b supposé constant durant la crue, et d'une pointe de ruissellement Q_r issu de cet hydrogramme triangulaire : $Q_p = Q_r + Q_b$. Le débit de pointe de la crue moyennée aux 24 h est alors : $Q_p^{(24)} = Q_r t_p + Q_b$. On suppose que cette crue théorique représente les crues typiques ayant lieu sur un bassin en période de référence, et que le changement climatique aura un impact sur la forme de ces crues typiques en raison de variation sur les quantités de pluie reçues par le bassin et sur la forme des averses typiques du bassin. Supposons que le changement climatique ait comme impact une variation du débit de base δb, et du débit de ruissellement δr, sans changement du temps de pointe de crue. Les débits de pointe « futurs » sont alors, en continu et moyennés aux 24 h :

$$Q_p^f = Q_r + \delta r + Q_b + \delta b \tag{8.1}$$

$$Q_p^{(24)f} = Q_r t_p + \delta r t_p + Q_b + \delta b \tag{8.2}$$

Les deltas relatifs sur les débits de pointe sont donc :

$$\Delta Q_p = \frac{\delta r + \delta b}{Q_r + Q_b} \tag{8.3}$$

$$\Delta Q_p^{(24)} = \frac{\delta b + \delta r t_p}{t_p Q_r + Q_b} \tag{8.4}$$

Le rapport entre les deltas sur la série continue et aux 24 h, s'exprime par :

$$R = \frac{\Delta Q_p}{\Delta Q_p^{(24)}} = \left(\frac{1 + \delta b/\delta r}{t_p + \delta b/\delta r}\right)\left(\frac{t_p + Q_b/Q_r}{1 + Q_b/Q_r}\right) \tag{8.5}$$

Pour identifier facilement les cas dans lesquels le changement climatique sur la pointe de crue est plus grand lorsque calculé aux 24 h ou en instantané, on peut aussi écrire :

$$R - 1 = (1 - t_p)\frac{(Q_b/Q_r - \delta b/\delta r)}{(t_p + \delta b/\delta r)(1 + Q_b/Q_r)}, \forall\, t_p \leq 0{,}5 \text{ d} \tag{8.6}$$

La formule peut être étendue pour un temps de pointe $t_p > 0{,}5$ d, compris entre deux entiers n et $n+1$:

$$R - 1 = (1 - X)\frac{(Q_b/Q_r - \delta b/\delta r)}{(X + \delta b/\delta r)(1 + Q_b/Q_r)} \tag{8.7}$$

$$X = \begin{cases} t_p, & \forall\, t_p \leq 0{,}5 \text{ d} \\ \frac{1}{t_p}[n{+}1/2 - (n{+}1 - t_p)^2], & \forall\, t_p > 0,5, t_p \in [n\ n{+}1[, n \in \mathbb{N} \end{cases} \tag{8.8}$$

On peut vérifier que $X \in [0\ 1[$, et par suite que $1 - X$ est toujours strictement positif. On constate que R ne dépend pas que du temps de pointe de la crue, mais aussi de l'importance relative des variations des débits de base et de ruissellement composant la crue. Pour un hydrogramme de référence donné (t_p, Q_b, Q_r), la fonction $R(\delta b/\delta r)$ offre deux points d'intérêts qui sont $\delta b/\delta r \in \{-X, Q_b/Q_r\}$.

- $\underline{\delta b/\delta r = Q_b/Q_r \implies R = 1}$: lorsque les débits de base et de ruissellement varient dans les mêmes proportions avec le changement climatique ($\delta b/\delta r = Q_b/Q_r$ ou encore $\delta b/Q_b = \delta r/Q_r$), on obtient $R = 1$, quel que soit le temps de pointe. L'impact du changement climatique, calculé comme delta relatif sur les pointes de crues instantanées et sur les pointes de crues moyennées à la journée, est alors le même.
- $\underline{\delta b/\delta r > Q_b/Q_r \implies R < 1}$: dans ce cas, $\delta b/\delta r$ est alors nécessairement positif, et $X + \delta b/\delta r$ également. Dans ces situations, Q_b varie plus « intensément » que Q_r, dans l'une des deux directions suivantes :
  - $\delta_b/Q_b > \delta_r/Q_r,\ \delta_b > 0, \delta_r > 0$: le débit de base augmente proportionnellement plus que le débit de ruissellement,
  - $\delta_b/Q_b < \delta_r/Q_r,\ \delta_b < 0, \delta_r < 0$: le débit de base diminue proportionnellement plus que le débit de ruissellement.

  On se retrouve dans un cas contre-intuitif : le changement calculé sur les crues moyennées aux 24 h est plus important que celui sur les crues instantanées, qu'il s'agisse d'une augmentation ou d'une diminution.

- $\underline{\delta b/\delta r < -X \implies R < 0}$: R n'est pas défini dans le cas où $\delta b/\delta r = -X$, pour lequel $\Delta Q_p^{(24)}$ est alors nul, quels que soient les débits Q_b et Q_r de référence. $\delta b/\delta r$ peut tendre vers $-X$ lorsque le débit de base diminue alors que le débit de ruissellement augmente, ou vice-versa. Proche de ce point critique, lorsque $\delta b/\delta r > -X$, R tend vers des valeurs très élevées ; au contraire, lorsque $\delta b/\delta r < -X$, R devient négatif, c'est-à-dire que la pointe de crue instantanée augmente alors que la pointe de crue moyennée aux 24 h diminue (le cas inverse n'est pas réaliste). Dans ce cas, les séries journalières ne peuvent donc absolument pas être utilisées pour inférer des débits futurs instantanés, puisque ΔQ_p et $\Delta Q_p^{(24)}$ sont alors opposés. Plus X est petit (proche de 0), plus facilement le point critique est atteint, c'est-à-dire plus ces cas sont fréquents. Or les valeurs les plus faibles de X se retrouvent pour de courts temps de pointe. Pour un temps de pointe de 3 h par exemple, $X = t_p = 0,125$: lorsque la diminution absolue du débit de base $|\delta b|$ vaut au moins 12,5 % de l'augmentation du ruissellement δr, R est négatif. Il s'agit ici de cas dans lesquels le bassin s'assèche alors que les averses s'intensifient.

Pour se faire une idée des ordres de grandeur des différentes variables $\delta b/\delta r, Q_b/Q_r, t_p$ dans le cadre du changement climatique, et donc de la probabilité des cas particuliers mentionnés ($R > 1, R < 0$), on s'intéresse aux valeurs rencontrées sur les crues maximales saisonnières simulées de l'échantillon, la justification méthodologique étant présentée à l'annexe AII.4.1. Ces valeurs sont utilisées pour calculer un rapport théorique R pour chaque simulation, illustré sur les graphes (a) et (d) de la figure 8.1. Les rapports simulés entre les changements climatiques sur les crues maximales saisonnières aux 3 h et aux 324 sont indiqués en comparaison sur les graphes (b) et (e) pour GR4H ([c] et [f] pour MOHYSEH). Sur notre échantillon, tous temps de pointe compris, 99 % des valeurs de Q_b/Q_r sont comprises entre 0 et 0,66 (0,10 en moyenne) ; 99 % des valeurs de $\delta b/\delta r$ sont comprises entre -2,0 et 2,6 (0,06 en moyenne). On note donc que la variation du débit de base peut être plus importante que celle du débit de ruissellement. Ça peut être le cas par exemple sur des saisons de fonte pour lesquelles l'augmentation de température mène à une disparition du couvert de neige pendant une grande partie de l'hiver ($\delta b \gg 0$), ou encore durant les saisons convectives soumises à une forte évapotranspiration et

une diminution des volumes de précipitations ($\delta b \ll 0$). Ces cas restent des cas marginaux (2 % des simulations), $|\delta r|$ étant généralement plus élevé que $|\delta b|$. Le calcul de ces variables sur des séries de débit observées entre périodes contrastées du passé récent donne des valeurs du même ordre de grandeur, et une plage plus restreinte pour $\delta b/\delta r$ en raison des changements de température moins importants observés sur le passé (99 % des valeurs sont entre -0,6 et 1,4, *Voir* annexe AII.4.1, figure -A II-6).

Le cas $\delta b/\delta r > Q_b/Q_r$ menant à un rapport R inférieur à 1 se retrouve dans 14 % des simulations. On vérifie sur le graphe (a) que R est effectivement toujours inférieur à 1 dans ce cas-là, par définition. (b) et (c) montrent que les rapports simulés $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}}$ sont aussi fréquemment inférieurs à 1 dans ces conditions : pour 72 % des simulations GR4H et 66 % des simulations MOHYSEH, malgré le fait que les hypothèses de calcul théorique de R détaillées à l'annexe AII.4.1 soient assez éloignées des crues simulées concrètement. Notons qu'en pratique il s'agit majoritairement de cas dans lesquels Q_b et Q_r décroissent et non le contraire (73 % des cas). Ils sont issus de toutes les saisons et régions, mais plus particulièrement de la saison convective *SA-LF* des bassins de la région Mexique/Sud/Atlantique/Appalaches. Les 27 % de cas $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}} < 1$ correspondant à des débits de base et de ruissellement croissants simultanément ($\delta b > 0, \delta r > 0$) sont quant à eux principalement issus des saisons de fonte des Grands Lacs et des Plaines. Il s'agit donc de deux cas de figure très différents dans lesquels le changement climatique a un impact important sur le débit de base (assèchement en période/région chaude, ou au contraire augmentation des niveaux d'eau hivernaux associée à l'intermittence du stock de neige). Ils mènent tous deux à un impact du changement climatique plus important sur les crues maxima saisonnières 324 que sur les crues 3 h.

Le cas $\delta b/\delta r < 0$ menant à des valeurs de R négatives se rencontre plus souvent, soit dans 36 % des simulations. Il correspond à une diminution du débit de base et une augmentation du ruissellement dans 94 % des cas de notre échantillon : une augmentation du débit de base associée à une diminution du ruissellement est rare. On observe sur le graphe (d) des rapports R qui atteignent des valeurs extrêmes ($|R| > 100$) aux abords de la ligne critique $\delta b/\delta r = -X$. La médiane du $|R|$ calculé pour les points de l'échantillon présents dans une bande

de ±10 % autour de la ligne critique est de 3,6. De nouveau, cette ligne critique est également cohérente pour les simulations GR4H et MOHYSEH, mais particulièrement pour GR4H : 91 % des rapports $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}}$ en dessous de la ligne sont inférieurs à 1 pour GR4H, et 59 % pour MOHYSEH. On observe également, lorsque $\delta b/\delta r$ devient négatif, des rapports $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}}$ d'abord très supérieurs à 1 puis très inférieurs à 1, au passage d'une ligne critique. Cependant, cette ligne critique pour les simulations est beaucoup plus haute sur les graphes que la ligne $\delta b/\delta r = -X$ représentée en rouge et correspondant au cas théorique : les premiers rapports négatifs apparaissent déjà pour des valeurs de $\delta b/\delta r$ autour de -5 %. En effet, le calcul de X est fait ici pour une crue « typique » qui serait sous la forme d'un hydrogramme triangulaire, les temps de pointe des crues typiques en période de référence et future ne variant pas. C'est bien sûr loin de la réalité de la diversité des crues participant du calcul de $\overline{AMS^{(3)}}$ et $\overline{AMS^{(324)}}$. De plus R compare la pointe 24 h à la pointe de crue instantanée, et non à la pointe 3 h. Ces différences font qu'on ne s'attend pas à ce que les graphes (b) et (c) reproduisent le graphe (a), mais il est intéressant de noter que les différents cas de figure de R se retrouvent malgré tout sur les graphes (b) et (c).

En conclusion, les hypothèses de calcul du R théorique, différentes de la réalité des simulations mènent à des valeurs de R différentes de celles de $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}}$, mais on observe tout de même une corrélation de Spearman entre les deux. Cependant, les deux rapports se comportent de la même façon dans des zones critiques définies par l'importance de la variation du débit de base par rapport à celle du débit de ruissellement. Dans ces zones représentant en tout 50 % des simulations dont le temps de pointe calibré est inférieur à la journée (GR4H et MOHYSEH compris), les rapports $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}}$ ont des valeurs inférieures à 1, voire négatives. Le facteur de pointe n'y est clairement pas stationnaire. On peut en conclure qu'il ne doit pas être utilisé sur des bassins sur lesquels on s'attend à des variations importantes du débit de base. Il s'agit d'un premier exemple de la non-linéarité de la relation entre $\Delta\overline{AMS^{(3)}}$ et $\Delta\overline{AMS^{(324)}}$, et du fait que si la moyenne journalière conserve les volumes, elle ne conserve pas les propriétés des pointes de crue. Les sections suivantes en constitueront d'autres exemples.

Bien sûr, ces calculs ne sont pas nécessaires pour se douter qu'un bassin de temps de pointe inférieur à 24 h, comme ceux utilisés dans cette section de l'étude, sera piètrement modélisé aux 24 h. Cependant, l'observation des caractéristiques géophysiques des bassins concernés par des valeurs $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}} < 1$ montre que ce sous-échantillon comprend aussi des bassins de taille « moyenne » fréquemment modélisés aux 24 h : ils ont une aire médiane de 524 km^2, et certains font plus de 1 500 km^2. Cela rappelle ainsi que l'aire n'est sans doute pas le meilleur *proxy* pour définir si un bassin sera mieux modélisé en sous-journalier, malgré la tentation fréquente d'associer petits bassins, à bassins rapides, à modélisation sous-journalière. Le temps de concentration est un paramètre sans doute plus judicieux en ce sens. Le chapitre 9 qui s'intéresse aux prédicteurs géophysiques de différences entre les simulations de crue aux 3 h et aux 24 h montrera d'ailleurs que l'aire apparaît très rarement comme un prédicteur d'importance, contrairement à l'indice BFI par exemple, dont on vient de montrer l'importance.

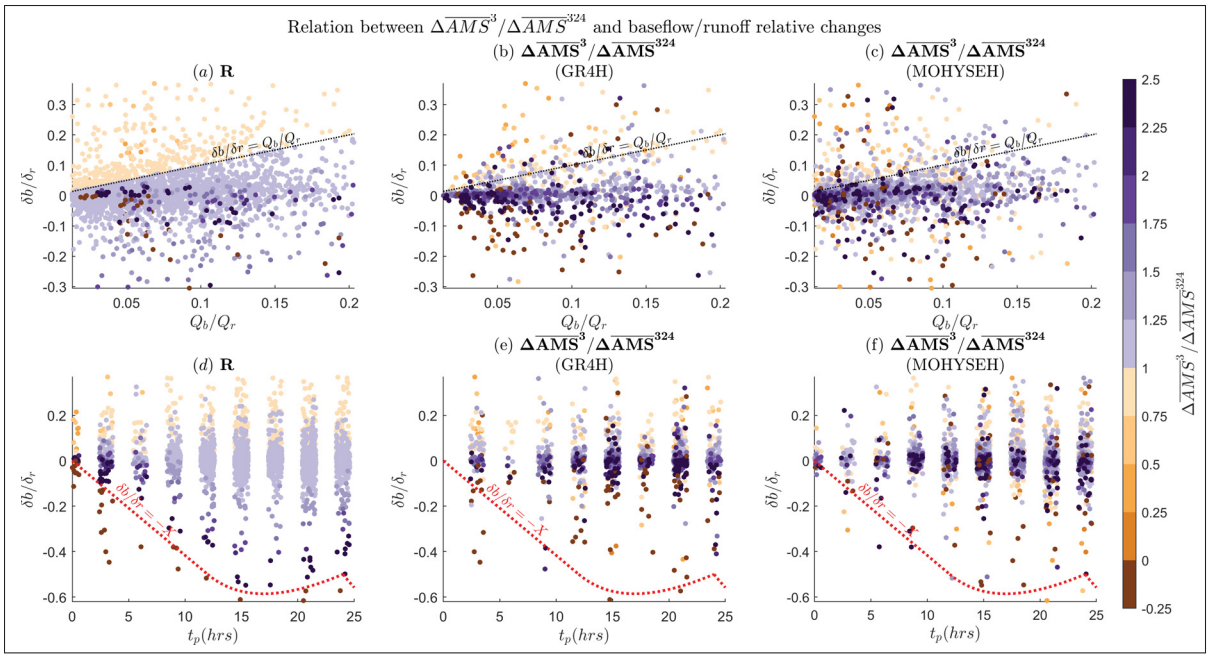


FIGURE 8.1 Relation entre $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}}$ et les changements relatifs sur le débit de base et de ruissellement d'une crue moyenne de la série AMS. Les valeurs de $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}}$ sont exprimées pour GR4H (b) et MOHYSEH (c) en fonction des rapports entre débits de base et de ruissellement de la crue saisonnière typique de référence (Q_b/Q_r), et du rapport de leurs variations entre référence et futur (δ_b/δ_r), voir AII.4.1 pour les détails. Les graphes (e) et (f) reprennent les mêmes valeurs, mais en fonction du temps de pointe des HU calibrés par les MH (t_p). Seuls les temps de pointe $t_p < 24$ h sont représentés. (a) et (d) présentent en comparaison les valeurs théoriques de R pour un hydrogramme triangulaire de mêmes caractéristiques (Q_b, Q_r, t_p) qui deviendrait $(Q_b + \delta b, Q_r + \Delta r, t_p)$ suite à un changement climatique. En raison de la discrétisation aux 3 h des séries, t_p est toujours un multiple de 3 h. Dans les graphes (d) à (f), les points associés à un temps t_p sont donc répartis aléatoirement dans une colonne de largeur 1 h autour de t_p, pour faciliter la lecture

8.2 Un signal de changement climatique sur les crues lié au temps de pointe des hydrogrammes

La section précédente a montré que l'impact du débit de base et de ses variations était moins clair avec MOHYSEH qu'avec GR4H. Les débits de base sont en effet beaucoup plus faibles avec MOHYSEH. Par contre, MOHYSEH se base sur des hydrogrammes unitaires dont les temps de pointe sont plus courts que ceux de GR4H (*Voir* annexe AII.2.1). Le temps de pointe

des HU calibrés par MOHYSEH correspond mieux aux temps caractéristiques de bassins alors que ceux de GR4H sont généralement même plus élevés que le temps de concentration de ces derniers. Ces temps de pointe plus courts permettent à MOHYSEH de mieux simuler aux 3 h les pics de crue des saisons convectives composées d'orages intenses que GR4H (*Voir* AIII.3). Cependant, ils impliquent aussi des différences plus importantes entre les changements sur les crues $\Delta Q_T^{(3)}$ et $\Delta Q_T^{(324)}$. Pour l'expérience de la présente section, qui s'intéresse au cas où le temps de pointe des crues annuelles typiques varierait entre référence et futur, on se basera donc cette fois sur les hydrogrammes de Nash qu'utilise MOHSYEH.

L'expérience théorique est présentée à la figure 8.2. Une crue « typique » de la période de référence est représentée par une pluie d'un millimètre sur une unité de temps, transférée par un hydrogramme de Nash, calculé aux 15 minutes à l'aide de sa formule géomorphologique pour une vitesse d'écoulement de pointe de 1 m s^{-1}. (*Voir* section 4.7.1). L'intensification des précipitations dans le futur est symbolisée par un hydrogramme « typique » dans le futur correspondant à une pluie de même volume (1 mm) sur une durée plus courte ($5/6^{eme}$ d'unité de temps) [1]. Ces crues typiques des périodes de référence et future sont discrétisées en les moyennant pour des pas de temps variant de 30 minutes à 45 h sur le graphe (a), en vert pour la crue de référence, et en marron pour la crue future. Elles ont respectivement un temps de pointe de 12,6 h et 10,5 h. On peut observer sur le graphique comment l'incrémentation du pas de temps de discrétisation diminue et déplace dans le temps la pointe des hydrogrammes discrétisés. La diminution et le déplacement ne sont cependant pas linéaires par rapport au pas de temps de discrétisation. En effet, les courbes discrétisées s'accumulent autour de deux tracés : l'hydrogramme de Nash aux 15 minutes d'une part (les tracés noirs), et d'autre part une courbe dont le temps de pointe et la pointe valent environ 75 % du temps de pointe et de la pointe la courbe aux 15 minutes. Les graphes (b) et (c) expliquent ce phénomène : lorsqu'on augmente le pas de discrétisation de 30 minutes en 30 minutes jusqu'à ce qu'il atteigne 13 h, la pointe de l'hydrogramme moyenné futur est progressivement retardée et déplacée vers la droite de la pointe initiale, en raison de l'asymétrie de l'hydrogramme initial (graphe [b]).

[1] Cette modification revient à calculer un hydrogramme de Nash pour une vitesse d'écoulement de pointe de 1,2 m s^{-1}.

Lorsque le pas de temps de discrétisation dépasse ensuite 13 h, un volume plus grand de l'hydrogramme futur initial se retrouve dans le premier pas de temps [0, 13 h], qui devient la pointe de l'hydrogramme discrétisé (graphe [c]). Ce pas de temps critique de 13 h est légèrement supérieur au temps de pointe de l'hydrogramme initial en raison de l'asymétrie de ce dernier. Le volume de ruissellement est alors réparti à parts environ égales entre deux pas de temps, et le facteur de pointe entre hydrogramme initial et hydrogramme moyenné est très élevé : 1,54 au plus haut, pour un pas de discrétisation de 13 h. L'hydrogramme moyenné représente alors mal la pointe initiale. Bien sûr, le même raisonnement s'applique lorsqu'on moyenne l'hydrogramme de référence, le temps de discrétisation critique étant dans ce cas de 15 h, et le facteur de pointe maximal de 1,26. On peut observer sur le graphe (d) l'évolution du débit de pointe de l'hydrogramme moyenné, pour les courbes de référence (vert plein) et future (vert pointillé), en fonction du pas de discrétisation. On y remarque les minima locaux des débits de pointe moyennés que l'on vient de mentionner, à 13 h (futur) et 15 h (référence), ainsi que d'autres moins marqués entre 0 h et 7 h, qui correspondent à des passages successifs de la pointe des hydrogrammes moyennés à gauche et à droite de la pointe de l'hydrogramme initial. En noir, on a tracé le changement relatif entre les pointes des hydrogrammes moyennés de référence et futur, en fonction du pas de discrétisation. Ce changement reste environ constant pour des pas de temps inférieur à 3 h, et égal au changement entre les pointes des hydrogrammes de référence et futur aux 15 minutes, c'est-à-dire +20 %. Il oscille ensuite fortement entre -2 % et +28 % pour des pas de discrétisation compris entre 3 h et 15 h, avant de décroître exponentiellement. Les valeurs minimales et maximales de -2 % et +28 % sont obtenues respectivement pour les temps critiques de 13 h et 15 h précédemment mentionnées. Il s'agit d'un deuxième exemple de la non-linéarité de la relation entre deltas sur les pointes des crues instantanées et les pointes des crues moyennées.

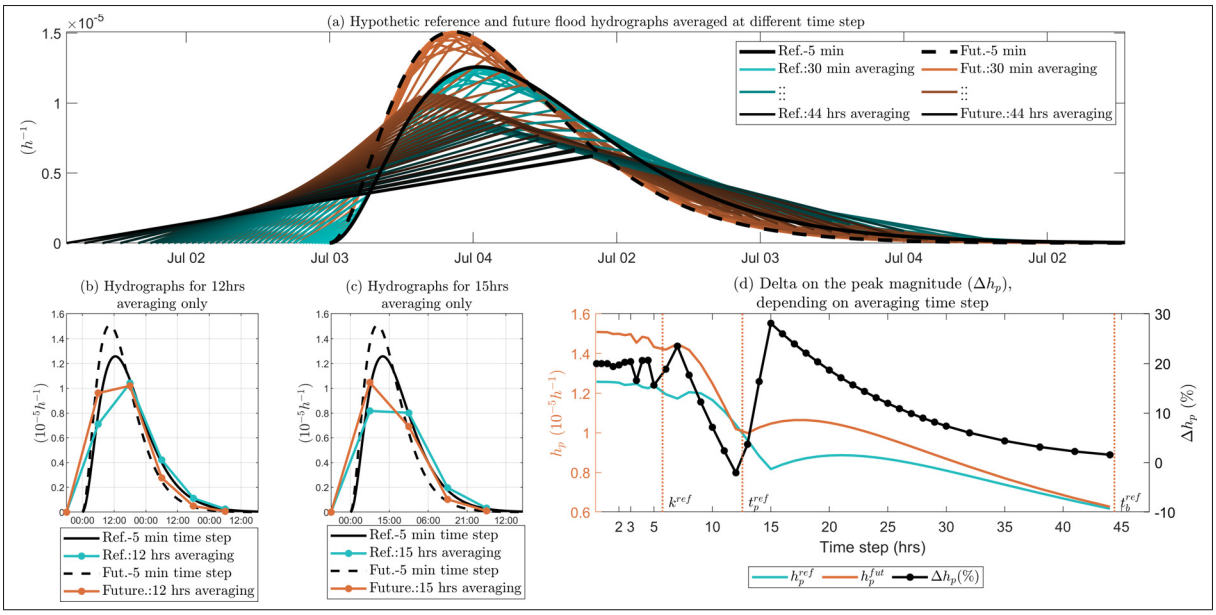


FIGURE 8.2 Exemple de non-linéarité du CC sur les pics de crue en fonction du pas de temps de discrétisation. (a) Un hydrogramme de crue théorique est tracé pour représenter une averse d'un mm transféré par un hydrogramme unitaire instantané (HUI) de Nash (Rosso, 1984), pour deux vitesses d'écoulement de pointe différentes : 1 m s^{-1} en noir et 1,2 m s^{-1} en noir pointillé, les autres paramètres restants invariants, pour représenter une intensification fictive d'une crues typique dans le futur. Les deux crues sont moyennées à différents pas de temps allant de 1 h à 45 h. (b) reprend le graphe (a) pour une moyenne aux 12 h seulement et (c) aux et 15 h. (d) représente les pointes de crue en « référence » h_p^{ref} et en « futur » h_p^{fut}, et le delta relatif entre les deux ($\Delta h_p = (h_p^{fut} - h_p^{ref})/h_p^{ref}$, en fonction du pas de temps de moyennage.$k^{ref}, t_p^{ref}, t_b^{ref}$ sont le paramètre d'échelle, le temps de pointe et le temps de base de l'hydrogramme de « référence »

On a ensuite cherché les plages de valeurs courantes des points critiques entourant l'instabilité des valeurs de $\Delta h_p(\Delta t)$, le delta sur les pointes des hydrogrammes moyennés, pour des hydrogrammes couramment rencontrés dans la réalité. La figure 8.3 définit pour cela quatre points critiques t_A, t_B, t_C, t_D, qui sont respectivement :

- t_A : le plus court pas de discrétisation conduisant à un extremum de la courbe $\Delta h_p(\Delta t)$ différent d'au moins 1 % du delta sur les hydrogrammes aux 15 minutes,
- t_B : le plus long pas de discrétisation correspondant à un extremum de $\Delta h_p(\Delta t)$,
- t_C : le pas de discrétisation menant à un delta égal au delta sur l'hydrogramme aux 15 minutes ($\Delta h_p(t_C) = \Delta h_p(15min)$, avec $t_C > t_B$.

- t_D : le pas de discrétisation menant à un delta considéré nul ($\Delta h_p(t_D) < \Delta h_p(15min)/100$).

Notons que ces points d'inflexion t_A, t_B, t_C, t_D sont les mêmes que ceux observés dans l'étude de la valeur du facteur de pointe en fonction du temps de pointe, à la section 6.2. On peut montrer que lorsque la vitesse de pointe de l'hydrogramme « typique » diminue dans le futur, $\Delta h_p(t_B)$ est toujours inférieur à $\Delta h_p(15min)$, quels que soient les paramètres des hydrogrammes unitaires (graphe [a]) ; la diminution la plus importante du débit de pointe est obtenue lorsqu'elle est calculée avec un pas de discrétisation t_B. Inversement, lorsque la vitesse de pointe de l'hydrogramme « typique » augmente dans le futur, $\Delta h_p(t_B)$ est supérieur à $\Delta h_p(15min)$ (graphe [b]) ; l'augmentation la plus importante du débit de pointe est obtenue lorsqu'elle est calculée avec un pas de discrétisation t_B. On avait montré à la section 8.1 que les valeurs des débits de base pouvaient conduire à des amplitudes du changement climatique sur les pointes plus importantes avec les hydrogrammes moyennés. De même, on voit ici que certaines valeurs de l'intensification ou de l'atténuation des crues typiques aussi peuvent mener à des amplitudes du CC plus importantes pour les hydrogrammes moyennés que pour les hydrogrammes instantanés. Ces cas sont de nouveau contraires à la pensée intuitive qui voudrait que les amplitudes de changement soient plus importantes sur les hydrogrammes instantanés.

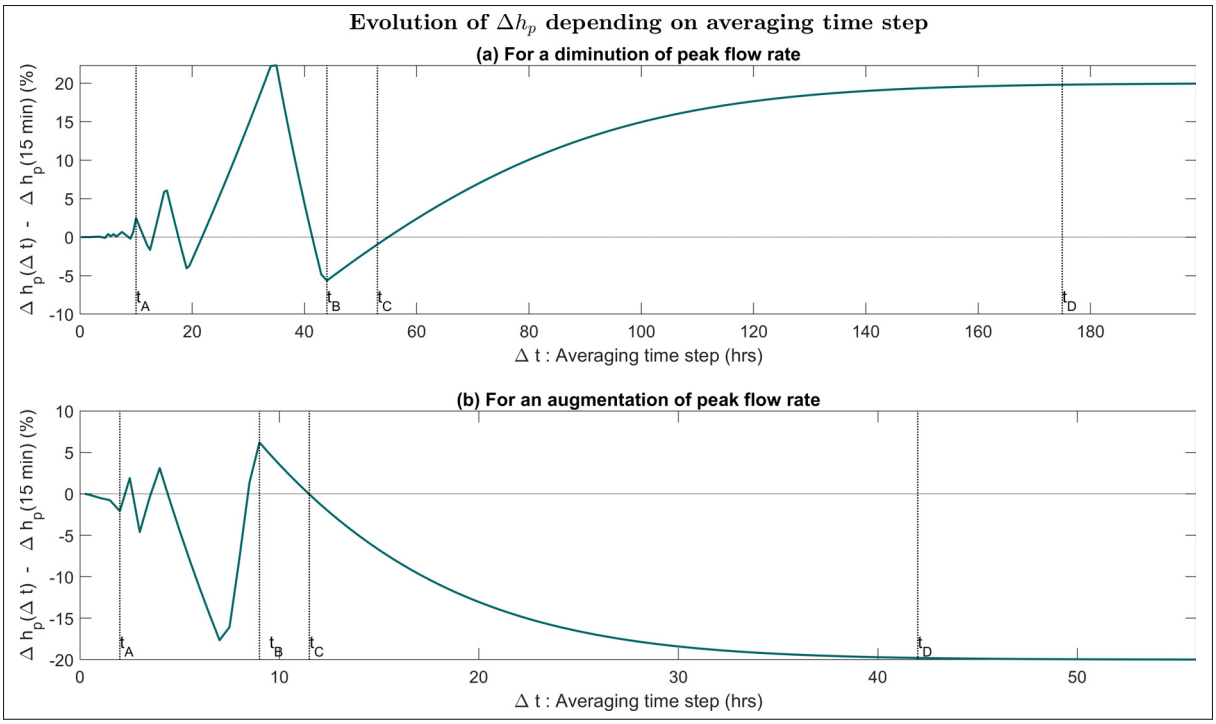


FIGURE 8.3 Exemple d'évolution du delta entre deux crues typiques en fonction du pas de temps utilisé, $\Delta h_p(\Delta t)$, à travers deux types de changement : lorsque l'intensité de la pluie (c'est-à-dire la vitesse de pointe) diminue (a), ou augmente (b)

La figure 8.4 montre ensuite comment les valeurs de t_A, t_B, t_C, t_D évoluent lorsque les temps de pointe des hydrogrammes de référence et futur varient, pour un ensemble de formes d'hydrogrammes couvrant les valeurs usuellement observées dans la réalité (*Voir* définitions à la section 4.7.1). On peut faire plusieurs remarques :

- t_A est toujours inférieur à 24 h, ou, dit autrement, le pas de discrétisation 24 h n'est jamais dans l'intervalle $[0, t_A]$. On ne peut donc espérer que le changement climatique sur la pointe de l'hydrogramme moyenné aux 24 h, $\Delta h_p(24\text{ h})$, soit sensiblement égal au changement aux 15 min $\Delta h_p(15min)$, même pour des hydrogrammes dont les temps de pointe sont largement supérieurs à la journée.
- Pour des temps de pointe de référence inférieurs à 8 h, t_B sera toujours plus petit que 24 h, quel que soit le changement appliqué à la pointe aux 15 min. Autrement dit, 24 h sera toujours dans l'intervalle $[t_B, \infty]$ pour les courts temps de pointe en référence. Au contraire,

pour des temps de pointe de référence supérieurs à 22 h, t_B sera toujours plus grand que 24 h, qui sera donc dans l'intervalle $[t_A, t_B]$. Par conséquent, pour des temps de pointe de référence entre 8 et 22 h, le pas de discrétisation 24 h peut être plus ou moins proche de t_B en fonction des valeurs de l'intensification ou de l'atténuation en jeu. $\Delta h_p(24\text{ h})$ présente une forte variabilité pour de faibles variations de $\Delta h_p(15min)$ dans cette zone d'instabilité, en fonction des positions respectives des temps de pointe de référence et futur dans l'intervalle de moyennage de 24 h.

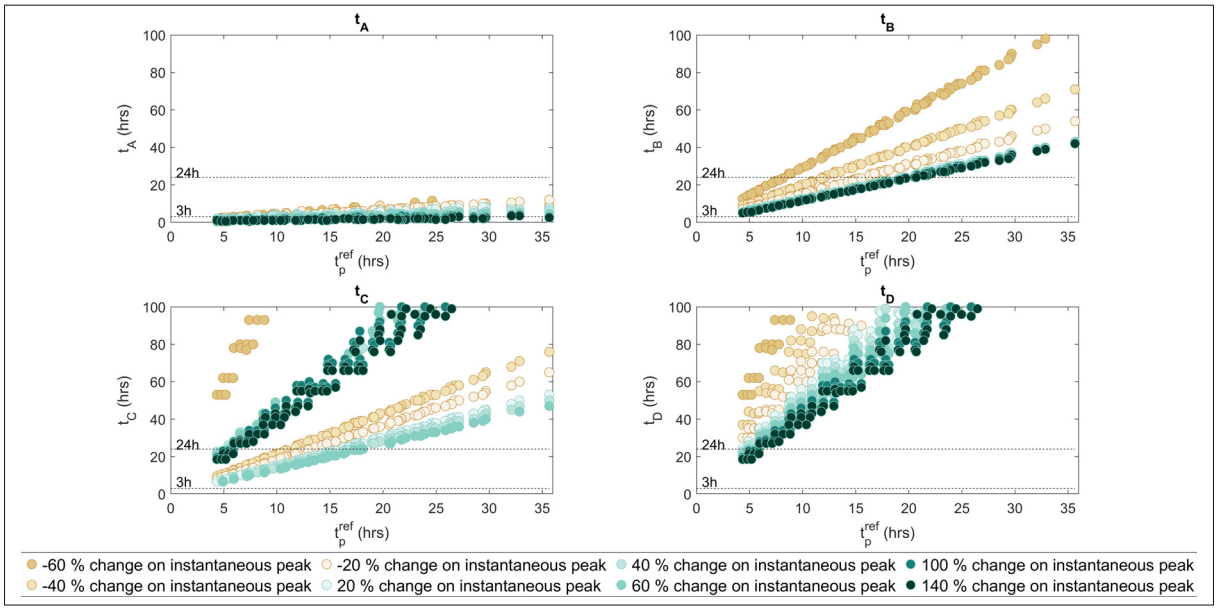


FIGURE 8.4 Évolution des temps caractéristiques t_A, t_B, t_c, t_D de la courbe $\Delta h_p(\Delta t)$ en fonction du temps de pointe de référence t_p^{ref} pour différentes valeurs de changement sur la vitesse de pointe de l'hydrogramme de référence. Les définitions des temps caractéristiques sont illustrées dans la figure 8.3. Les points correspondent à différentes géométries de bassin sur les plages de valeur habituelles des paramètres de l'hydrogramme géomorphologique de Nash

Cette instabilité de $\Delta h_p(24\text{ h})$ pour les temps de pointe de référence compris entre 8 h et 22 h est bien visible sur la figure 8.5, qui cette fois ne s'intéresse qu'à une discrétisation aux 24 h d'hydrogrammes de différents paramètres pour différentes valeurs d'intensification et d'atténuation de l'averse. Pour les temps de pointe de référence entre 8 h et 22 h et pour des changements sur la pointe 15 min compris entre -40 % et +60 %, le changement aux 24 h peut être

supérieur à celui calculé aux 15 minutes : jusqu'à 1,35 fois supérieur pour des temps de pointe de référence de 20 h lors d'une intensification. Ce temps critique de 20 h est un invariant pour une intensification : quel que soit le changement positif appliqué, c'est-à-dire quel que soit le temps de pointe futur, le temps t_B est égal à 20 h, ce que l'on peut démontrer analytiquement. Un temps de pointe de référence de 20 h est ainsi celui qui voit les changements sur les hydrogrammes moyennés aux 24 h les plus élevés, et souvent supérieurs aux changements calculés aux 15 minutes. Deux autres extrema menant à $\Delta h_p(24\text{ h}) > \Delta h_p(15min)$ sont également observés sur la figure : pour un temps de pointe de référence de 36 h et un changement aux 15 minutes de -20 %, ainsi que pour un temps de référence de 46 h et un changement aux 15 minutes de 40 à 60 %.

Au contraire, pour des temps de pointe de référence entre 20 h et 40 h environ, et des changements aux 15 minutes entre -40 % et +40 %, $\Delta h_p(24\text{ h})$ peut être bien inférieur au changement aux 15 minutes, jusqu'à être opposé pour des temps de pointe de référence entre 20 et 28 h.

Cette démarche de comparaison des changements sur les hydrogrammes aux 15 minutes et aux 24 h peut aussi être menée entre des hydrogrammes aux 3 h et des hydrogrammes aux 24 h. Les résultats sont similaires, avec des temps critiques légèrement différents. Ainsi, le temps de pointe de référence menant au $\Delta h_p(24\text{ h})$ le plus important est de 21,7 h au lieu de 20 h, et le $\Delta h_p(24\text{ h})$ peut y être jusqu'à 1,4 fois supérieur à celui aux 3 h. Les $\Delta h_p(24\text{ h})$ opposés au $\Delta h_p(3\text{ h})$ sont un peu plus rares, et se retrouvent pour des temps de pointe de référence entre 23 et 31 h (*Voir* figure -A II-7 en annexe).

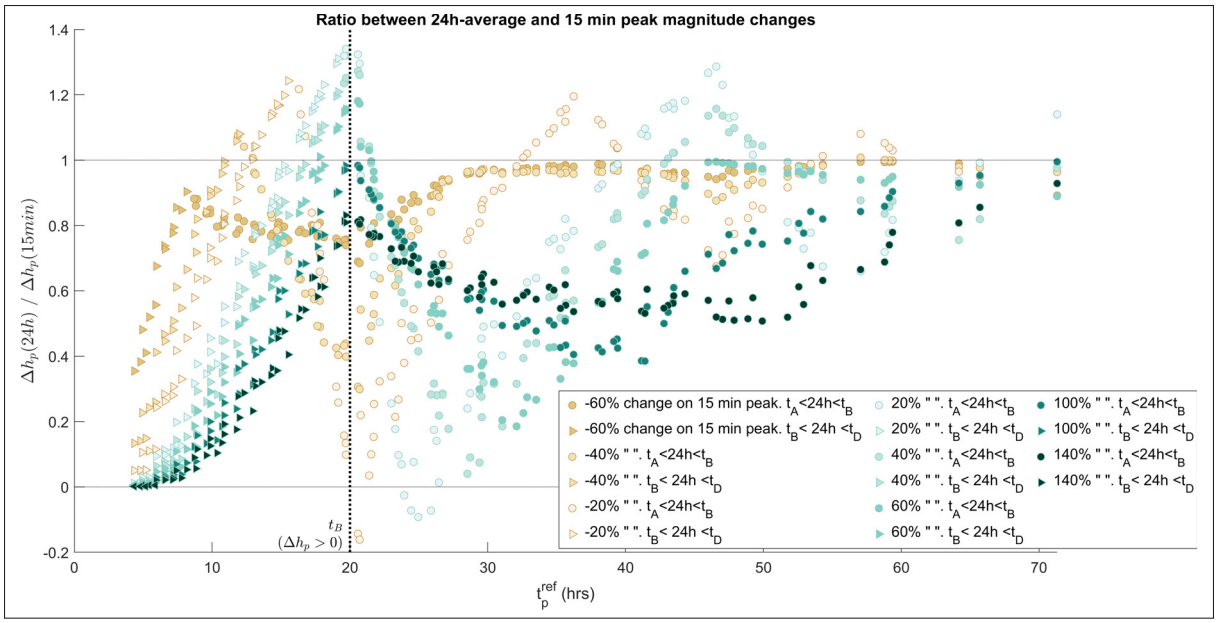


FIGURE 8.5 Ratio entre changement sur les pointes discrétisées aux 15 min et aux 24 h en fonction du temps de pointe de référence. Les couleurs correspondent à différentes valeurs du changement sur la vitesse de pointe 15 min (négatif en marron et positif en vert). Les symboles signalent si le pas de temps est inclus dans l'intervalle d'instabilité défini à la figure 8.4 (*ronds*) ou dans l'intervalle subséquent de (dé)croissance exponentielle (*triangles*. Toute la plage de valeurs courantes des paramètres de Rosso est de nouveau incluse comme dans la figure 8.4

8.3 Synthèse et discussion

Le CC n'a pas seulement un impact sur le débit de pointe des hydrogrammes de crue caractéristiques du bassin, mais aussi sur leur forme (heure de pointe, temps de pointe, débit de base). On a montré ici que la différence de changement climatique aux 3 h et aux 324, à l'échelle d'un hydrogramme de crue théorique simple qui s'intensifierait ou s'atténuerait sans variation du temps de pointe, était liée à l'importance relative des variations du débit de base et du débit de ruissellement qui composent l'hydrogramme. Cette différence est d'autant plus importante que le temps de pointe est court, et elle peut mener à des changements climatiques sur le débit de pointe calculé aux 3 h entre -3 et +5 fois le changement sur le débit de pointe calculé aux 324. Les valeurs les plus élevées de R (le rapport entre les 2) apparaissent lorsque la variation du

débit de base est importante comparativement à celle du débit de ruissellement. Elles peuvent conduire à des changements climatiques de sens opposé lorsque calculés aux 3 h ou aux 324, questionnant la pratique courante d'utilisation de simulations journalières pour la projection de débits sous-journaliers. On a comparé ces résultats théoriques au rapport $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}}$ simulé entre périodes de référence et future par les MH pour les bassins caractérisés par de courts temps de pointe des HU calibrés. Les points critiques définissant les valeurs du rapport théorique R sont apparus également importants pour ce dernier ($\delta b/\delta r \in \{Q_b/Q_r, -X\}$ [2]). En particulier, des rapports $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}}$ négatifs apparaissent clairement sur les saisons de fonte marquées par une forte augmentation des débits de base, et sur les saisons convectives marquées par une forte diminution du débit de base. Par ailleurs, on trouve une corrélation de Spearman de 0,4 entre le rapport théorique R et le rapport simulé $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}}$ pour les courts temps de pointe ($t_p \leq 12$ h). Cette corrélation est plus marquée pour le Mexique, les saisons *SA-LF* et *AW-HF* avec les deux MH, et pour la saison de fonte avec MOHYSEH seulement. Ces résultats ne constituent cependant qu'une ébauche de réflexion, car il faudrait remplacer les premières approximations faites ici par des valeurs plus exactes, en extrayant les valeurs de Q_b, Q_r, t_p de chaque crue maximale saisonnière. On pourrait alors travailler avec les premiers moments de leurs distributions, au lieu de se baser sur les valeurs très approximatives utilisées ici (un débit de base défini par l'indice BFI saisonnier, et un temps de pointe de crue défini par le temps de concentration du bassin). Ces approximations suffisent malgré tout à justifier que les différences entre $\Delta Q^{(3)}$ et $\Delta Q^{(324)}$ soient plus importantes avec GR4H que MOHYSEH, GR4H produisant des variations plus importantes des débits de base. Cela montre que l'on ne peut espérer des projections fiables du changement climatique sur les crues sans avoir également une bonne représentation des débits de base. Cela montre aussi l'importance d'utiliser des fonctions-objectifs visant l'ensemble de la distribution des débits lors de la calibration. Par ailleurs, ces considérations mathématiques sur les causes de la non-linéarité de la relation entre $\Delta Q^{(3)}$ et $\Delta Q^{(324)}$, à savoir le comportement indépendant des débits de base et de ruissellement qui composent les crues, entrent aussi en jeu dans la non-stationnarité du facteur de pointe. Elles

[2] *Voir* définitions à la section 8.1.

montrent bien le risque d'utiliser un facteur de pointe stationnaire calculé sur les données du passé récent pour estimer des débits de conception futurs.

On a ensuite étudié l'impact du pas de temps de discrétisation sur les deltas sur les pics de crue dans le cas d'une intensification (ou d'un aplatissement) des hydrogrammes de crue typiques, c'est-à-dire de raccourcissement (ou rallongement) des temps de pointe de crue. Cette étude a été faite sur un hydrogramme de type Nash aux 15 minutes cette fois. On a constaté que le changement sur les pointes de ces hydrogrammes moyennés aux 24 h ne dépendait pas linéairement du changement sur les pointes aux 15 minutes. Leur rapport dépend en effet de la position relative des pointes de crue de référence et future par rapport à la fenêtre de moyennage. Lorsque l'une des pointes est située peu avant la fin de la fenêtre de moyennage, le volume de la crue est réparti également sur deux pas de temps et la pointe moyennée est beaucoup plus faible que la pointe aux 15 min, menant à une grande instabilité de la différence entre variation de la pointe aux 15 minutes et variation de la crue moyennée. Des valeurs critiques de ces temps de pointe ont pu être déterminées : ainsi, 20 h est un temps de pointe critique pour des crues de référence typiques aux 15 minutes moyennées aux 24 h, ou 21,7 h pour des crues 324.

Ces temps de pointe de crue sont très communs dans les hydrogrammes de crue des bassins de notre échantillon avec MOHYSEH : le temps de pointe médian des hydrogrammes unitaires de Nash de MOHYSEH-3 h est de 16,5 h, correspondant à un temps de concentration de 27,6 h. Ce temps de concentration donne un ordre de grandeur du temps de pointe des hydrogrammes de crue habituels sur les bassins simulés. On comprend donc que la variation du temps de pointe des crues typiques entre référence et futur conduit à un changement climatique calculé sur les hydrogrammes moyennés qui est fortement influencé par la place relative de ces temps de pointe par rapport à la fenêtre de moyennage. On peut bien sûr établir les mêmes graphiques à partir des hydrogrammes unitaires de GR4H. On constate de nouveau le même type d'instabilité, et des temps critiques un peu différents en raison de la forme différente des hydrogrammes.

CHAPITRE 9

PRÉDICTEURS GÉOPHYSIQUES ET CLIMATIQUES DE DIVERGENCES DE MAGNITUDE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE ENTRE MÉTHODES 3 h ET 24 h

Les chapitres 7 et 8 ont montré comment les divergences entre les changements climatiques sur les crues simulées aux 3 h et aux 24 h étaient liées au fonctionnement interne des MH, et s'exprimaient en particulier à travers une simulation différente des crues les plus rares. L'annexe AIV.3.4 démontre également que certains types de changements climatiques projetés par les simulations climatiques sont plus propices à ces divergences, comme les changements de saisonnalité des précipitations, le changement de régime dans les bassins à neige, l'intensification des précipitations sous-journalières. De grandes tendances statistiques y sont observées, comme la tendance des changements climatiques simulés aux 3 h ou aux 324 à être supérieurs à ceux simulés aux 24 h, en particulier sur les saisons *SA-LF* et dans les régions Atlantique-Appalaches-Québec. Cependant, une grande hétérogénéité a été constatée dans les résultats, en raison des fortes interactions entre climats, configuration des simulations, et caractéristiques géophysiques des bassins. On a donc cherché à déterminer l'importance relative des différents types de prédicteurs (indices de changement climatique, caractéristiques géophysiques des bassins, paramètres des MH) sur les divergences entre méthodes pour différentes configurations. Pour cela, on a entraîné des ensembles d'arbres de classification par ensachage pour déterminer s'il était possible de prédire une divergence de simulations 3 h et 24 h à partir de facteurs climatiques et géophysiques. La méthodologie de prédiction est détaillée à la section 4.8. Les cas d'étude du chapitre 7 ayant montré des fonctionnements internes de GR4H et MOHYSEH très différents, l'entraînement a été fait séparément pour chaque MH. Le fonctionnement de l'algorithme d'apprentissage fait qu'il n'est pas nécessaire de séparer les MH pour obtenir une prédiction performante, mais l'objectif ici n'est pas tant la performance que l'identification des prédicteurs importants, que l'on souhaite discriminer par MH. Les processus spécifiques liés à l'évolution future des fontes nous ont aussi amenés à traiter séparément les bassins actuellement soumis à des fontes, ou entièrement pluvieux. Enfin, les ensembles d'arbres ont été entraînés avec uniquement les prédicteurs climatiques et géophysiques, puis en leur ajoutant les différences

entre paramètres des MH calibrés aux 3 h et 24 h, le but étant de vérifier si les paramètres des MH apportaient une information supplémentaire pertinente pour prédire la divergence. Deux expériences ont été menées : peut-on prédire s'il y aura une divergence entre les méthodes 3 h et 24 h (prédiction 4.8.1A., résultats à la section 9.1) ? Si oui, peut-on prédire si la magnitude du CC sera plus élevée aux 3 h ou aux 24 h (prédiction 4.8.1B., résultats à la section 9.2) ?

9.1 Prédiction de l'existence d'une divergence

Le pouvoir de prédiction des ensembles d'arbres construits pour présager une divergence de projection entre les méthodes 3 h et 24 h est modéré mais très stable à travers les différentes configurations (GR4H ou MOHYSEH, bassins avec ou sans fonte, crues annuelles ou de récurrence). Il dépend surtout de si on intéresse aux divergences ECC_T^{e3m} (entre métriques 3 h et 324) ou ECC_T^{e24s} (entre métriques 324 et 24 h). Ainsi, les ensembles d'arbres prédisent correctement l'existence d'une divergence ECC_T^{e3m} sur un bassin dans 72 % des cas sur un échantillon hors sac, et dans 66 % des cas pour une divergence ECC_T^{e24s}.

Les figures 9.1 et 9.2 illustrent les résultats de ces prédictions, en indiquant pour chaque ensemble d'arbres entraîné (chaque ligne) les prédicteurs nécessaires à construire un ensemble d'arbres compact de même performance que l'ensemble construit à partir de tous les prédicteurs. Seules deux classes sont prédites ici, pour déterminer s'il y a divergence ou non entre les méthodes 3 h et 24 h : $|ECC_T^e| \leq 10\,\%$ ou $|ECC_T^e| > 10\,\%$. On fait les remarques suivantes :

DivergenceECC_T^{e3m} (graphes 9.1b et 9.2b) :

- Un petit nombre de prédicteurs sont clairement prépondérants pour la prédiction d'une possible divergence ECC_T^{e3m}, tant avec GR4H et MOHYSEH (graphes 9.1b et 9.2b). Il s'agit de l'intensification des précipitations sous-journalières ΔRX_3 en premier lieu, primordiale quelle que soit la configuration ; celle des précipitations journalières ΔRX_{24}, presque aussi importante ; et, si les paramètres du MH sont pris en compte parmi les prédicteurs, le temps de pointe calibré (t_p ou x_4). La présence quasi systématique des deux prédicteurs ΔRX_3 et ΔRX_{24} montre qu'ils apportent chacun une information pertinente nécessaire, qu'ils sont

complémentaires. Apparaissent aussi, comme prédicteurs secondaires, les paramètres des MH liés à la production du débit de base (x_3 et V_{max}, c_V, c_A), mais uniquement pour la prédiction des crues annuelles (pas les débits de récurrence). Lorsque les paramètres du MH ne sont pas pris en compte, le modèle de prédiction pour GR4H utilise très fréquemment l'indice de débit de base BFI, qui est significativement corrélé au paramètre x_3 (*Voir* annexe AII.5.2). Interviennent également, bien que moins fréquemment, le taux de milieux humides $Stock$ (contrôlant aussi le débit de base), ainsi que l'aire A et l'altitude moyenne z (contrôlant tous deux le temps de pointe, mais aussi la possibilité que le bassin soit soumis à des fontes pour z). MOHYSEH n'utilise pas de prédicteur géophysique qui remplacerait clairement l'utilisation des paramètres calibrés. Cependant, il utilise fréquemment trois autres prédicteurs, que les paramètres calibrés fassent partie du modèle de prédiction ou non : le taux de milieux humides $Stock$, le changement de saisonnalité $\Delta Seas$, et celui du taux de précipitation extrêmes $\Delta R99$.

- Le graphe des dépendances partielles des classes de divergence à chaque prédicteur (annexe AII.5.1, figure -A II-8) montre que le taux de simulations $\Delta\overline{AMS}^{(3)}$ et $\Delta\overline{AMS}^{(324)}$ divergentes (expérience $e3m$) devient majoritaire pour des deltas ΔRX_{24} de plus de 30 % (graphes -A II-9a et -A II-9q) ; des deltas ΔRX_1 de plus de 50 % (graphes -A II-9d et -A II-9s) ; des temps de pointe calibrés aux 3 h des HU de moins de 7 h pour GR4H (graphe -A II-9g). $\Delta Q_{100}^{(3)}$ et $\Delta Q_{100}^{(324)}$ divergent pour des taux de milieux humides de plus de 20 % (graphe -A II-9i), qui se rencontrent seulement dans le Sud et les Plaines.

Divergence ECC_T^{e24s} (graphes 9.1a et 9.2a) : Le paramètre ΔRX_{24} est aussi clairement prépondérant pour déterminer s'il y aura divergence entre $\Delta Q_T^{(324)}$ et $\Delta Q_T^{(24)}$ (expérience $e24s$, graphes 9.1a et 9.2a), pour GR4H et MOHYSEH, dans la quasi-totalité des configurations. Les autres prédicteurs nécessaires à la prédiction pour $e24s$ sont différents pour les deux MH, et dépendent aussi plus des configurations que ce que l'on a observé pour la prédiction de la divergence de ECC_T^{e3m}. Pour GR4H, tous les prédicteurs climatiques sont utilisés pour l'une ou l'autre des configurations, que l'on intègre les paramètres calibrés du MH ou non, sans qu'aucun n'apparaisse plus important de façon générale. Les paramètres du MH sont beaucoup moins

utilisés que pour la prédiction de la divergence de ECC_T^{e3m}, avec l'apparition seulement des différences entre valeurs calibrées aux 3 h et aux 24 h des paramètres liés aux transferts et stockages souterrains, Δx_1, Δx_2, Δx_3, et uniquement pour les crues annuelles simulées sur les bassins pluvieux. Les prédicteurs géophysiques sont peu utilisés, ou du moins aucun n'est utilisé de façon récurrente pour un grand nombre de configurations. Pour MOHYSEH, les paramètres calibrés du MH ne sont pas utilisés lorsqu'on les inclut dans l'ensemble des prédicteurs, et les prédicteurs géophysiques très peu. Par contre, le facteur de pointe et surtout son coefficient de variation, F_p et CV_{F_p} [1], sont présents dans la majorité des modèles de prédiction de ECC_T^{e24s}. Par exemple, le taux de simulations $\Delta\overline{AMS}^{(324)}$ et $\Delta\overline{AMS}^{(24)}$ divergentes avec MOHYSEH devient prépondérant pour des valeurs de F_p supérieures à $1,2$ (graphe -A II-9p), et des valeurs de CV_{F_p} supérieures à 0,07 (graphe -A II-9l), bassins avec et sans fonte compris. Les prédicteurs climatiques sont moins utilisés qu'avec GR4H, mais deux d'entre eux fournissent une information pertinente pour un grand nombre de configurations : $\Delta R99$ et de nouveau ΔRX_3. Ce sont donc de façon générale les variations sur les indices extrêmes qui apportent le plus d'information sur la possibilité de divergence des simulations aux 324 et aux 24 h pour MOHYSEH, alors que GR4H utilise tout type d'indices climatiques.

[1] calculés sur les simulations de la période de référence

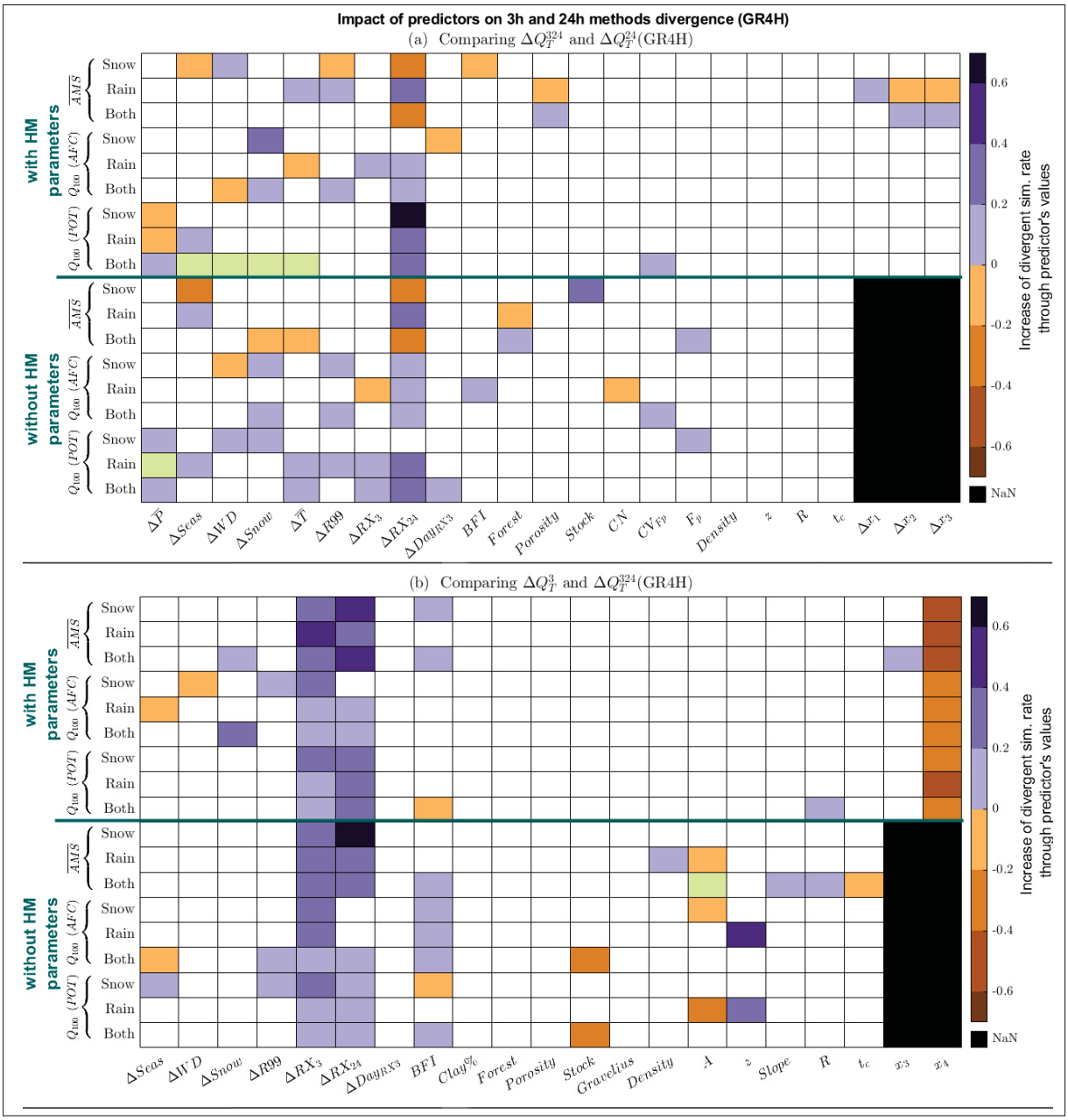


FIGURE 9.1 Influence des prédicteurs sur la présence d'une divergence entre méthodes 3 h et 24 h (GR4H). Chaque ligne correspond à un ensemble d'arbres de classification construit pour un sous-échantillon (indices $\overline{AMS}$, Q_{100}-POT ou Q_{100}-AMS ; bassins de régime mixte, pluvial ; inclusion des paramètres des MH comme prédicteurs). On calcule la dépendance partielle des classes de divergence à chaque prédicteur (*Voir* section 4.8.6). Soit $\rho(p)$, le taux de simulations divergentes, fonction de la valeur d'un prédicteur p. L'échelle de couleurs représente la pente de $\rho(p)$ sur la plage de valeurs de p. Vert : pente de $\rho(p)$ peu marquée. Exemple : le taux de $\overline{AMS}^{(3)}$ et $\overline{AMS}^{(324)}$ divergents augmente de 54 % sur l'intervalle couvert par ΔRX_3 pour les bassins pluvieux (ensemble utilisant les paramètres MH, graphe [b]-ligne [2])

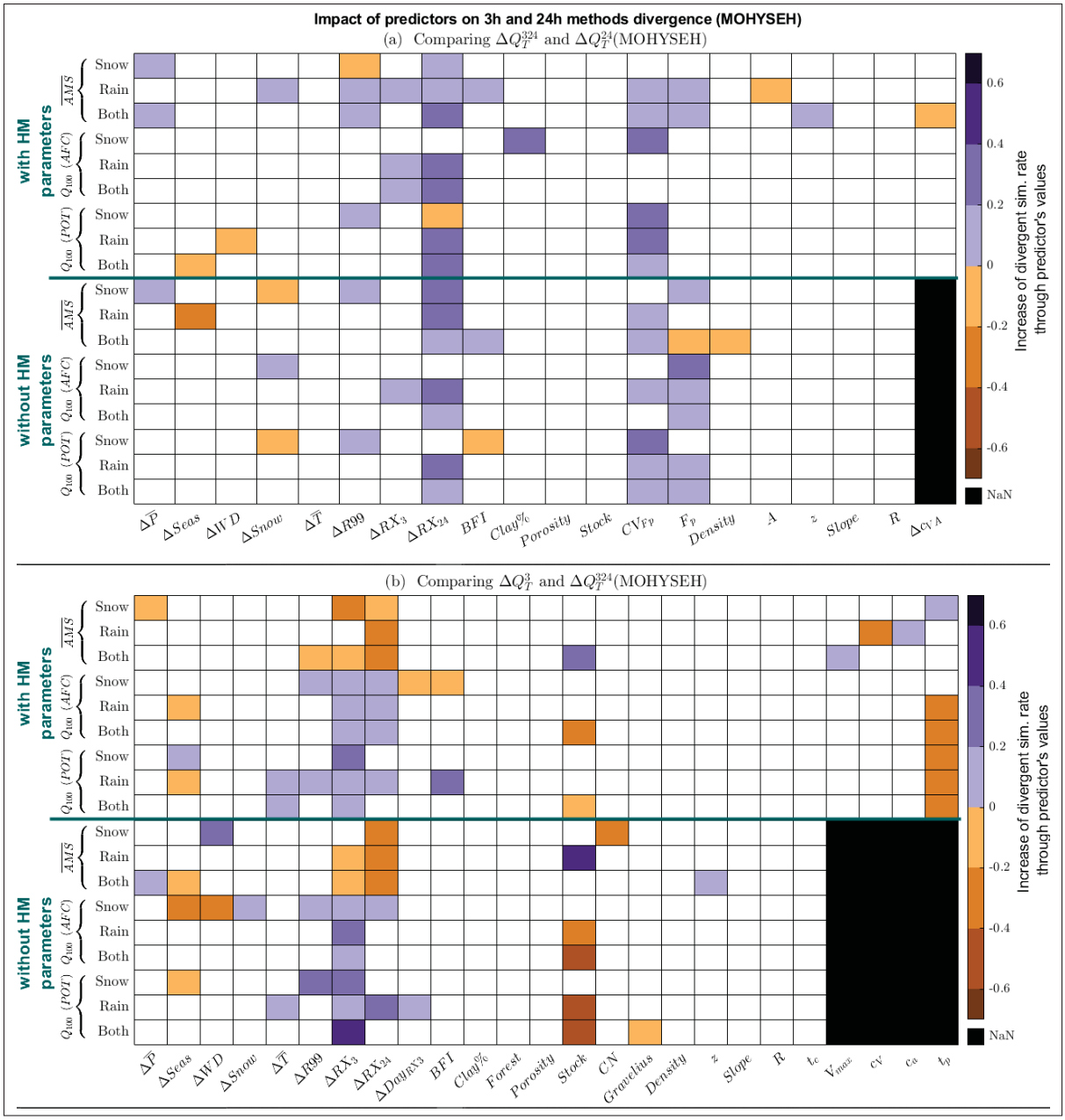


FIGURE 9.2 Influence des prédicteurs sur la présence d'une divergence entre méthodes 3 h et 24 h (MOHYSEH). Identique à 9.1, pour MOHYSEH

9.2 Prédiction du signe de la divergence

Dans cette deuxième expérience, les ensembles d'arbres prédisent le pas de temps qui produit le changement climatique le plus élevé. Les deux classes de divergence prédites sont donc : $ECC_T^e < 0\,\%$ ou $ECC_T^e > 0\,\%$. La performance des modèles de prédiction des classes de divergence est très bonne pour les extrêmes de type $\Delta\overline{AMS}$, avec 81 % de prédictions correctes sur un échantillon hors sac, en médiane pour les deux MH. La prédiction est moins bonne pour les classes de divergence du CC sur les débits de récurrence ΔQ_{100} (71 % et 66 % pour GR4H et MOHYSEH), que l'on utilise la méthode AFC-AMS ou la méthode AFC-POT. Les prédicteurs utilisés ne suffisent donc pas à rendre compte de la sensibilité des queues des distributions aux événements très rares en cause dans les divergences entre AFC aux 3 h et aux 24 h. L'ajout de prédicteurs hydrologiques tels que les moments des séries AMS ou des distributions ajustées en période de référence, ainsi que leurs variations entre référence et futur, remédie à cette performance mitigée (non montré), mais le modèle de prédiction est alors peu utile puisqu'il faut disposer des simulations futures pour l'entraîner. Des essais pourraient être menés pour tenir compte du comportement extrême des séries climatiques, en utilisant des prédicteurs tels que les moments d'ordre 3 ou 4 des séries climatiques, en sus des indices RX_3 et RX_{24} utilisés ici. La performance des modèles de prédiction est aussi meilleure pour déterminer le signe des divergences ECC_T^{e3m} (75 % de réussite en médiane) que ECC_T^{e24s} (71 % de réussite en médiane). La prédiction du signe des divergences ECC_T^{e3s} n'est pas montrée, mais elle offre 72 % de prédictions correctes, et se base sur une combinaison des prédicteurs déterminés importants pour les divergences ECC_T^{e3m} et ECC_T^{e24s}. Enfin, on constate que l'ajout des paramètres calibrés des MH à l'ensemble de prédicteurs possibles n'améliore pas la performance de prédiction des ensembles d'arbres : ils n'apportent pas de nouvelles informations qui ne soient déjà contenues dans les prédicteurs climatiques et géophysiques. On verra cependant dans les figures à suivre que certains se trouvent souvent parmi les prédicteurs les plus importants, montrant qu'ils agrègent l'information climatique et géophysique du bassin.

Les figures 9.3 et 9.4 illustrent maintenant les résultats des prédictions du signe des divergences, si divergence il y a. On fait les constats suivants :

Divergence du signe de ECC_T^{e24s} (graphes 9.3a et 9.4a) :

- Les prédicteurs ne sont pas les mêmes pour GR4H et MOHYSEH, et leur influence peut être contraire pour les deux MH en fonction de la configuration. Le lien entre le signe de la divergence entre méthodes 3 h et 24 h et les paramètres des MH est clairement plus marqué pour GR4H que pour MOHYSEH. Δx_4, la différence entre les temps de pointe calibrés aux 3 h et aux 24 h, est le prédicteur le plus important, toutes configurations confondues, pour la prédiction du signe de la divergence ECC_T^{e24s} (graphe 9.3a). La magnitude des changements est plus importante aux 324 dans 57 % des simulations pour les plus courts temps de pointe x_4 calibrés aux 3 h, mais 36 % seulement pour les temps de pointe aux 3 h de plus d'un jour (*Voir* le détail de l'influence des prédicteurs en annexe, graphe -A II-10i). Ce n'est pas le cas pour MOHYSEH, pour qui la différence entre les temps de pointe t_p calibrés aux 3 h et aux 24 h n'apparaît jamais comme prédicteur. La corrélation entre les temps de pointe calibrés aux 3 h et aux 24 h est d'ailleurs aussi plus importante pour GR4H (0,86) que pour MOHYSEH (0,67), bien qu'il soit difficile à première vue de relier ces deux informations. Cette importance du paramètre x_4 est détaillée à l'annexe AII.5.2. Pour MOHYSEH, ce sont les paramètres de fonte de neige, ΔT_f et Δc_f, qui apportent le plus d'information nécessaire à la prédiction du signe de la divergence ECC_T^{e24s} : le CC est plus souvent plus élevé aux 24 h lorsque le seuil de fonte est plus haut aux 3 h, ou que le coefficient de fonte 3 h est plus élevé. Comme on l'a montré dans l'étude de cas de la section 7.2, ces conditions permettent une modélisation du stock de neige semblable aux deux pas de temps en référence, mais peuvent donner lieu à des divergences importantes sur les événements mixtes de fin de saison de fonte avec le réchauffement des températures.
- Pour les prédictions sur les bassins pluvieux, les ensembles d'arbres pour les deux MH font aussi appel à la différence entre paramètres calibrés liés au stockage et aux transferts souterrains (Δx_3 pour GR4H, $\Delta V_{max}, \Delta c_{va}$ pour MOHYSEH, graphes 9.3a et 9.4a). Lorsque ces paramètres des MH ne sont pas inclus dans l'ensemble de prédicteurs possibles, les modèles de prédiction utilisent à la place diverses caractéristiques physiques liées à la vitesse de réaction des bassins et à leur capacité d'infiltration : densité du réseau hydrographique $Density$, taux de milieux humides $Stock$ et de forêts $Forest$, coefficient de ruissellement

CN, et porosité $Porosity$, sont ceux qui apparaissent le plus souvent. Dans la majorité des configurations, les CC sur les séries 324 sont plus élevés que les CC aux 24 h pour les bassins dont les caractéristiques géophysiques sont propices à l'infiltration.

- Par ailleurs, le facteur de pointe F_p et son coefficient de variation CV_{F_p} sont des prédicteurs fondamentaux du signe de ECC_T^{e24s} pour GR4H dans la majorité des configurations, que l'on inclue les paramètres des MH ou non (graphes -A II-11f et -A II-11i). Le CC est plus souvent plus élevé avec les séries 24 h que 324 pour les bassins dont le facteur de pointe simulé en période de référence est inférieur à la valeur 1,1. Le CC issu des séries 324 est à l'inverse plus souvent plus élevé pour les facteurs de pointe plus élevés. Les bassins dont le facteur de pointe varie peu d'un événement à l'autre ($CV_{F_p} < 0,05$) n'ont un CC supérieur aux 324 que dans 24 % des simulations. Cependant, F_p et CV_{F_p} n'apparaissent comme prédicteurs pour MOHYSEH que de façon épisodique. Cette remarque est exactement à l'inverse de la situation rencontrée pour la prédiction de l'existence d'une divergence, à la section 9.1, dans laquelle F_p et CV_{F_p} étaient très importants pour MOHYSEH mais pas pour GR4H. Les prédicteurs principaux du signe de la divergence ECC_T^{e24s} pour MOHYSEH sont plutôt climatiques, avec une importance plus fréquente de $\Delta\overline{P}$ et $\Delta Seas$. Avec MOHYSEH, la proportion de CC plus élevés aux 324 qu'aux 24 h est de 71 % pour les bassins s'asséchant le plus ($\Delta\overline{P} \leq -20$ %, graphe -A II-11) et diminue à 59 % pour les bassins dont les précipitations augmentent le plus ($\Delta\overline{P} \geq 20$ %). Il faut noter que les CC sur les crues sont négatifs pour 32 % des bassins s'asséchant ; dans ce cas, des CC plus élevés aux 324 qu'aux 24 h signifient que le débit de crue diminue plus lorsque calculé à partir des simulations 24 h.

Divergence du signe de ECC_T^{e3m} (graphes 9.3b et 9.4b) : Pour la divergence ECC_T^{e3m}, ΔRX_3 apparaît comme un prédicteur très important tant pour GR4H que pour MOHYSEH, que l'on prenne en compte les paramètres du MH ou non. Les CC sont plus importants aux 3 h qu'aux 324 pour des intensifications plus importantes des pluies. À ΔRX_3 s'ajoutent $\Delta\overline{T}$ et de nouveau $\Delta Seas$ pour MOHYSEH ; BFI et $\Delta\overline{P}$ pour GR4H. Le CC est plus souvent plus important aux 324 qu'aux 3 h pour des indices de débit de base BFI plus faibles en référence, conformément au lien démontré à la section 8.1 entre débit de base et divergence du CC aux

3 h et aux 324 sur un hydrogramme théorique. On a vu sur le graphe 9.3a que des prédicteurs géophysiques caractéristiques de l'infiltration et de la vitesse de réaction des bassins remplaçaient les paramètres de GR4H dans le modèle de prédiction quand ces derniers ne faisaient pas partie de l'ensemble des prédicteurs. On voit de même sur le graphe 9.3b que BFI remplace x_3, qui est souvent utilisé lorsque les paramètres des MH sont inclus dans l'ensemble des prédicteurs. Cette remarque est cohérente avec la forte corrélation remarquée entre x_3 et BFI lors de la calibration (*Voir* annexe AII.5.2). L'indice BFI est par contre peu présent parmi les prédicteurs d'importance pour MOHYSEH, mais l'annexe AII.2.2 montre que l'indice de débit de base est très sous-estimé par MOHYSEH. C'est donc normal qu'il ait moins d'influence sur la différence entre crues des séries 3 h et des séries 324. Contrairement à GR4H, les prédicteurs géophysiques et les paramètres du MH importants dépendent beaucoup de la configuration avec MOHYSEH, et on peut observer sur les graphes de dépendance de la figure -A II-10 (annexe AII.5.1) que la relation entre prédicteurs et classes de divergence n'est pas linéaire. Par exemple, l'aire A apparaît comme un prédicteur important, avec des $\Delta Q_{100}^{(324)}$ plus souvent plus élevés que $\Delta Q_{100}^{(3)}$ pour des aires comprises entre 350 et 1 000 km^2 environ, alors que $\Delta Q_{100}^{(3)}$ est plus souvent plus élevé pour les aires inférieures à 350 km^2 ou supérieures à 1 000 km^2 (graphe -A II-10p). Cette plus grande complexité de la relation entre les prédicteurs et la réponse du modèle MOHYSEH pourrait être liée à différentes causes. En premier lieu vient le fait que MOHYSEH est plus complexe que GR4H en raison de ses 10 paramètres. Mais il est aussi plus réactif avec ses temps de pointe plus courts. De nouveau, les modèles flexibles constitueraient un outil intéressant pour déterminer si la complexité de la relation prédicteurs-divergences est associée à la complexité du MH. Par ailleurs, des indices représentant mieux les événements de précipitation donnant lieu aux crues (heures de pointe, durées) pourraient être inclus dans l'ensemble des prédicteurs pour étudier leur potentiel apport aux modèles de prédiction des divergences.

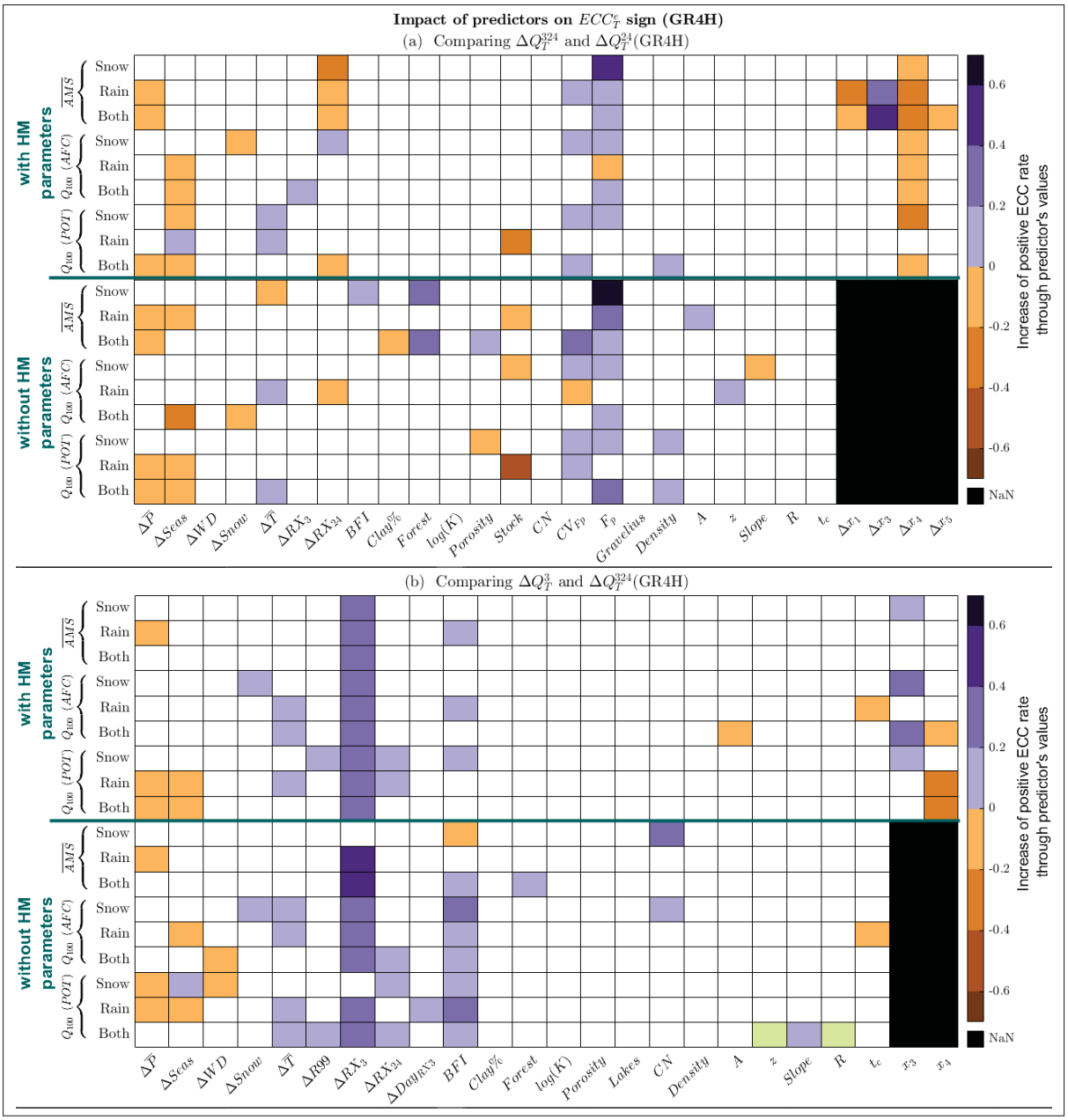


FIGURE 9.3 Influence des prédicteurs sur le signe de ECC_T^{e3m} et ECC_T^{e24s} (GR4H). Identique à 9.1, mais pour les prédictions 4.8.1B.^{e24s} et 4.8.1B.^{e3m}

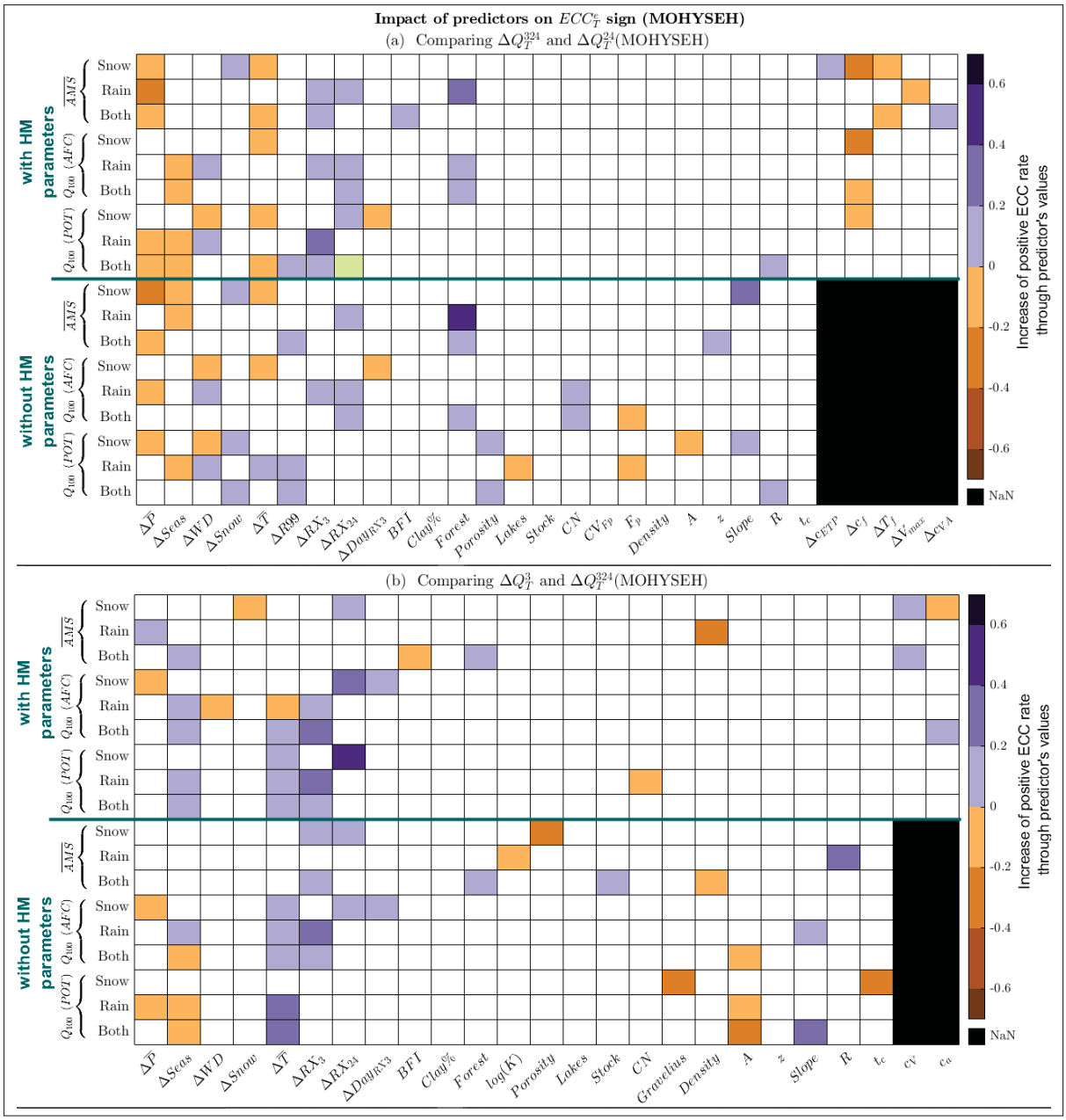


FIGURE 9.4 Influence des prédicteurs sur le signe de ECC_T^{e3m} et ECC_T^{e24s} (MOHYSEH). Identique à 9.3, pour MOHYSEH

9.3 Synthèse et discussion

Dans ce chapitre, on a tenté de généraliser les résultats des études de cas en recherchant des prédicteurs géophysiques et climatiques des divergences entre les changements climatiques simulés sur les crues aux 3 h, aux 324 et aux 24 h. Un ensemble de prédicteurs a été testé indépendamment pour chaque MH, étant donné les grandes différences de fonctionnement interne constatées entre les deux MH. Pour ce faire, on a recherché d'éventuelles relations entre prédicteurs et divergences de magnitude des CC simulés entre les séries 3 h et 324 (ECC_T^{e3m}), et entre les séries 324 et 24 h (ECC_T^{e24s}). Ces relations ont été recherchées en construisant par ensachage des ensembles d'arbres de classification des divergences à partir des informations contenues dans les prédicteurs. On a constaté que les ensembles d'arbres prédisaient avec un bon taux de réussite s'il y aurait divergence ou non entre les deltas sur les crues aux 3 h et aux 324, et un taux correct pour la divergence entre deltas aux 324 et aux 24 h. Le taux de réussite est aussi bon pour prédire le pas de temps qui fournit les deltas sur les maxima saisonniers les plus élevés, pour chacun des MH et chaque expérience. La prédiction est plus incertaine pour les deltas sur les crues de récurrence 100 ans, qui est plus affectée par des horsains dont la simulation est instable et difficile à prévoir, soit en raison du fonctionnement des MH en dehors de leur domaine de calibration, soit en raison de l'impact important de l'heure de l'averse sur les pointes de crues tant aux 324 qu'aux 24 h. Pour les crues de récurrence, une piste d'étude complémentaire serait donc de tenter de prédire une tendance à l'instabilité des divergences, plutôt que de prédire la direction des divergences comme on l'a fait ici.

Les divergences ECC_T^{e3m} sont plus fréquentes si les précipitations s'intensifient à l'échelle journalière et sous-journalière (ΔRX_3, ΔRX_{24}), et sur les bassins de court temps de pointe des HU calibré t_p. C'est aussi l'intensification des précipitations journalières ΔRX_{24} qui guide le plus la prédiction d'une divergence ECC_T^{e24s}. Les autres prédicteurs importants dépendent du MH : F_p et CV_{F_p} sont des prédicteurs très importants pour MOHYSEH pour déterminer s'il y a divergence ECC_T^{e24s}, mais pas pour GR4H. De faibles valeurs de BFI mènent à des divergences ECC_T^{e3m} plus fréquentes pour GR4H. Une haute proportion de milieux humides $Stock$ mène à des divergences plus fréquentes avec MOHYSEH. Ces différences entre MH sont logiques :

d'une part, le débit de base a un impact sur les différences entre CC aux 3 h et aux 324 au niveau de l'hydrogramme (*Voir* section 8.1), il est donc peu surprenant de le retrouver ici sur ECC_T^{e3m} à l'échelle climatique. D'autre part, MOHYSEH modélise des débits de base beaucoup plus faibles (et moins variables) que GR4H (section AII.2.2), ce qui explique que BFI soit un prédicteur important principalement pour GR4H. Enfin, le taux de milieux humides n'est pas réparti de façon homogène géographiquement dans l'échantillon : les valeurs supérieures à 20 % à partir desquelles les divergences deviennent prépondérantes selon les modèles de prédiction se retrouvent exclusivement dans le Sud et une partie des Plaines. Il faudrait donc scruter plus attentivement les données bassin à bassin pour déterminer si la présence très marquée du taux de milieux humides comme prédicteur de divergence avec MOHYSEH n'est pas un *proxy* pour sélectionner une région dans laquelle on a remarqué effectivement des divergences plus fréquentes.

Pour prédire le sens des divergences ECC_T^{e3m} et ECC_T^{e24s} pour GR4H, les ensembles d'arbres de classification s'appuient sur un petit nombre de prédicteurs présentant une relation monotone marquée avec le taux de simulations de chaque classe. Le facteur de pointe F_p et son coefficient de variation CV_{F_p} en période de référence, ainsi que le changement sur la saisonnalité des précipitations $\Delta Seas$, sont des prédicteurs du sens de ECC_T^{e24s} dans toutes les configurations (maxima saisonniers ou débits de récurrence, bassins à neige ou pluvieux). L'intensification des précipitations aux 3 h ΔRX_3 et l'indice de débit de base de référence BFI le sont pour le sens de ECC_T^{e3m}. Les prédicteurs pour MOHYSEH sont plus diversifiés en fonction du type d'extrêmes visé et du régime des bassins, ils sont aussi en majorité représentatifs du changement sur les indices climatiques, tant extrêmes que moyens. Le nombre de prédicteurs du sens de ECC_T^{e3m} est un peu plus restreint : l'augmentation de température $\Delta\overline{T}$, celle de la saisonnalité des précipitations $\Delta Seas$, et leur intensification ΔRX_3, apparaissent dans la majorité des configurations. Par ailleurs, l'ajout des paramètres des MH comme possibles prédicteurs n'améliore en général pas le pouvoir des prédictions des ensembles de classification, mais ils sont alors choisis en lieu d'un certain nombre de prédicteurs géophysiques caractérisant le comportement des bassins en infiltration et la réactivité des bassins, particulièrement pour GR4H.

Les différences entre les paramètres x_4, c_f calibrés aux 3 h et aux 24 h sont déterminantes pour le sens de ECC_T^{e24s}. La valeur de x_3 est quant à elle déterminante pour ECC_T^{e3m}, alors qu'un lien plus tenu est détecté avec les paramètres c_v et c_a pour MOHYSEH. Ils remplacent principalement le taux de milieux humides et de forêts dans les ensembles de prédicteurs. Les différentes configurations (bassins à neige ou pluvieux, extrêmes $\overline{AMS}$ ou Q_{100}) font aussi appel chacune à des prédicteurs spécifiques. De plus, les prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques importants correspondent à ceux qui sont corrélés aux paramètres calibrés des MH (*Voir* figure -A II-12). On retrouve effectivement ici l'indice de débit de base ; le facteur de pointe et son coefficient de variation, le taux de terres humides et de forêt, la pente, l'altitude ; le taux de neige, la saisonnalité et la précipitation moyenne. De nouveau, l'aire n'apparaît que comme un prédicteur secondaire des différences entre les méthodes 3 h et 24 h.

Enfin, on a remarqué que le facteur de pointe et son coefficient de variation apparaissaient comme prédicteurs primordiaux d'une possible divergence ECC_T^{e24s} pour MOHYSEH mais pas GR4H, et du sens de cette divergence le cas échéant pour GR4H mais pas pour MOHYSEH. On retrouve ici l'impact de la simulation différente des facteurs de pointe par GR4H et MOHYSEH qui avait été soulevée à la section 6.1.

Finalement, cette expérience nous permet de confirmer l'importance des changements sur les indices climatiques extrêmes (journaliers ΔRX_{24}, et sous-journaliers ΔRX_3) et sur la saisonnalité des précipitations ($\Delta Seas$), dans la divergence entre méthodes 3 h et 24 h. L'annexe AIV.3.4 montre en complément que l'incertitude liée au pas de temps dépend du type de changement climatique prédominant simulé : l'analyse de l'incertitude sur les projections issue de la chaîne de modélisation y aboutit à une participation plus marquée de la résolution temporelle à l'incertitude pour les bassins sur lesquels les simulations projettent une forte variation des indices de précipitation extrême ou de la saisonnalité des précipitations. Par ailleurs, l'identification de prédicteurs à travers les ensembles d'arbres a permis de retrouver avec GR4H, à l'échelle climatique, les facteurs que l'on avait déterminés comme importants pour la différence entre les CC aux 3 h et aux 324 à l'échelle de l'hydrogramme de crue dans les sections 8.1 et 8.2. Il s'agit du débit de base et de ses variations, représentés par les prédicteurs BFI et $\Delta\overline{P}$ (variation de la

précipitation moyenne influençant le débit de base) ; et de la variation du débit de ruissellement bien sûr, représentée par ΔRX_3. L'influence de la forme des événements de pluie et des heures de pointe n'a pas été incluse dans les prédicteurs, et cette expérience gagnerait à être prolongée en les ajoutant, étant donné le fort impact que ces paramètres ont à l'échelle de l'hydrogramme de crue. Par ailleurs, la construction d'ensembles d'arbres à partir de données observées du passé récent permettrait de déterminer si les prédicteurs pour des débits observés sont plutôt peu nombreux et indépendants de la configuration, comme pour GR4H, ou diversifiés et dépendants de la configuration comme pour MOHYSEH. Il serait en particulier intéressant de vérifier si les différences entre 3 h et 324 sur les débits observés sont liées aux temps caractéristiques des bassins, puisque c'est l'une des différences importantes observées entre les prédicteurs de GR4H et de MOHYSEH. Les temps de pointe des hydrogrammes unitaires constituent un prédicteur prédominant pour GR4H.

Il est d'ailleurs intéressant de remarquer que les principaux prédicteurs de divergence entre les simulations 3 h et 24 h détectés ici se recoupent avec les prédicteurs de CC observé sur les débits maxima annuels depuis 1960 dans l'étude de Kemter *et al.* (2023) : valeurs et tendances de changement des pluies/neiges annuelles et maximales ; changement de la saisonnalité ; imperméabilité ; occupation des sols ; aire. Cependant, le regroupement en grappes des bassins préalable à l'apprentissage permet aussi à Kemter *et al.* (2023) d'identifier des régions spécifiques à l'influence de l'un ou l'autre des prédicteurs. Alors que dans le Sud et en particulier le Sud-Est des États-Unis, les tendances de changement sont contrôlées par les facteurs climatiques uniquement (ΔRX_3, P, ΔP, $Seas$, $\Delta Seas$, $Snow$), les facteurs géophysiques et anthropiques sont tout aussi importants dans le Nord et en particulier le Nord-Est (occupation des sols, aire, imperméabilité).

Dans notre cas, la recherche de prédicteurs importants s'est faite en s'affranchissant des prédicteurs agglomérateurs d'informations que représentent la région et la saison. Ce choix a été motivé par la volonté de généraliser les résultats de l'étude et de déterminer des prédicteurs importants, indépendamment de la région et de la saison. Cependant, Kemter *et al.* (2023) trouvent les ensembles d'arbres plus performants lorsqu'ils sont établis à l'échelle de la région,

ou plus précisément d'une grappe de bassins établie en fonction de la similarité de ces derniers en termes de processus générateurs de crues. Cette classification leur permet de déterminer, pour chaque région des États-Unis, les prédicteurs à l'origine des tendances de CC observées en montrant clairement les différences entre régions. En ce sens, il serait tout de même intéressant de compléter la recherche de prédicteurs faite ici par grappe de bassins également, afin de démêler les interrelations entre prédicteurs de façon plus claire par région hydroclimatique. Cette démarche régionalisée ferait d'autant plus de sens qu'une étude similaire à celle de Kemter *et al.* (2023) mais menée en Europe, (Jiang *et al.*, 2022), identifient des prédicteurs des tendances de CC sur les débits maxima annuels totalement différents de ceux identifiés par Kemter *et al.* (2023). L'un des prédicteurs pour lesquels on aimerait avoir une vision régionalisée de son influence sur la divergence ECC_T^e est l'aire. Il est généralement reconnu que la modélisation sous-journalière est d'autant plus nécessaire qu'un bassin est petit, mais l'importance de l'aire n'est pas toujours confirmée dans les études qui s'y intéressent. Par exemple, Markhali *et al.* (2022a) montrent une influence de l'aire sur l'impact du CC sur les débits extrêmes, confirmée par Kemter *et al.* (2023) uniquement pour l'extrême Nord-Est des États-Unis, aux climats proches de ceux de Markhali *et al.* (2022a). Dans notre étude, l'aire est apparue comme un prédicteur secondaire, de relation complexe à la divergence entre simulations 3 h et 24 h.

CHAPITRE 10

SYNTHÈSE DES RÉSULTATS

Cette étude a comparé le comportement aux 3 h, aux 324, et aux 24 h de simulations hydrologiques de deux modèles hydrologiques globaux conceptuels, calibrés par deux grilles climatiques, et pilotés par sept simulations climatiques régionales sur 221 bassins de 10 km^2 à 2 000 km^2. On a comparé la performance sur des climats contrastés du passé récent, en termes de KGE et de simulations d'indices journaliers et sous-journaliers de débits saisonniers moyens, maxima et de récurrence. On a ensuite analysé l'incertitude issue du pas de temps sur des simulations futures, et recherché des causes et prédicteurs de cette incertitude. Un dernier pan de la recherche s'est intéressé à la stabilité et la stationnarité des facteurs de pointe observés, ainsi qu'à la capacité des modèles hydrologiques à les simuler. On présente ici les principaux résultats de ces expériences, des résumés plus détaillés étant fournis dans les sections finales de chaque chapitre, aux sections 5.4 (facteurs de pointe observés), 6.5 (facteurs de pointe simulés), 7.5 (études de cas), 8.3 (changement climatique à l'échelle de l'hydrogramme de crue), 9.3 (prédicteurs de divergence). Les annexes AIII.4 (performance comparée du 3 h et du 24 h en passé récent) et AIV.5 (incertitude des projections liées à la résolution temporelle) fournissent également les conclusions détaillées des recherches préalables à l'étude.

10.1 Le pas de temps, source d'incertitude majeure de la chaîne de modélisation dans certains contextes hydroclimatiques

L'incertitude liée à la résolution temporelle des simulations hydrologiques, et la définition d'un cadre méthodologique pour la contraindre, ne sont en général pas cités comme des défis importants dans les revues d'état de l'art en simulation hydrologique (Odey et Cho, 2025; Feng *et al.*, 2024; Singh *et al.*, 2025), si ce n'est pour la projection de crues éclairs sur de petits bassins urbains (Brunner *et al.*, 2021, par exemple). Cependant, notre étude montre bien, dans la continuité de Markhali *et al.* (2022a,b) que l'incertitude liée au pas de temps peut toucher l'ensemble des types de crues journalières et sous-journalières, y compris sur des bassins de taille moyenne non urbains. Il s'agit bien d'incertitude. En effet, en s'appuyant sur la théorie, la

résolution temporelle la plus fine devrait fournir la meilleure simulation (Kavetski *et al.*, 2011; Kratzert *et al.*, 2019), et les études récentes disposant de données sous-journalières s'orientent naturellement vers une simulation sous-journalière (Willkofer *et al.*, 2024; Martel *et al.*, 2020). Pourtant, on a constaté sur notre échantillon que la simulation 24 h était plus performante que la simulation 3 h ou 324 d'au moins 10% dans respectivement 9%, 20% et 34% des cas pour la simulation des indices de débit saisonnier moyen, maximum, et de récurrence 100 ans, sur des climats contrastés par rapport à la calibration. De son côté, la simulation 3 h est meilleure d'au moins 10% que la simulation 24 h dans respectivement 6%, 23% et 38% des cas, c'est-à-dire des taux très semblables. Cette apparente similarité englobe en réalité une grande variabilité régionale et saisonnière de la performance comparée des deux pas de temps, interdépendante des indices visés et de la combinaison MH-GC utilisée. Le 3 h est ainsi généralement clairement meilleur : avec MOHYSEH ; avec MSWEP2 ; sur les régions Appalaches, Atlantique et Pacifique ; sur les débits de récurrence ; sur les bassins de temps de concentration inférieur à la journée. Sa plus-value par rapport au 24 h a été observée spécifiquement sur des climats différents du climat de calibration et est beaucoup moins claire en régime stationnaire.

De la même façon, à l'échelle globale d'une analyse d'incertitude sur tout l'échantillon et toutes les expériences de simulations futures, le pas de temps ne semble qu'une source mineure d'incertitude : à lui seul, il est responsable en médiane de seulement 5% environ de la variance sur les projections de $\Delta Q_T^e|_{T\in\{0,1,100\},e\in\{e3s,e24s\}}$, contre environ 50% pour les simulations climatiques et 15 % pour les MH. Il affecte plus les indices $\Delta\overline{AMS}$ que ΔQ_{100}, et l'expérience $e3s$ que $e24s$. Cependant, son impact est en forte dépendance avec les autres choix de modélisation. Ainsi, lorsqu'on tient compte des interactions entre choix de modélisation, le pas de temps et ses interactions couvrent entre 20 et 70 % de l'incertitude, en fonction du bassin-saison, et de l'indice hydrologique visé. Il est donc une source d'incertitude aussi importante que le MH lorsqu'on tient compte des interactions. Des tendances régionales et saisonnières claires apparaissent : le pas de temps est plus souvent la première source d'incertitude pour les saisons *WS-HF* pour les Appalaches, Plaines et Pacifique, et *SA-LF* pour le Québec et la côte Atlantique. Par contre, il n'est jamais la première source d'incertitude pour la saison de fonte, dominée par

le choix du MH, ni pour les régions du Sud et Mexique, dominées par le choix de la simulation climatique. Ces résultats sont cohérents avec l'étude des sources d'incertitude sur les projections de Castaneda-Gonzalez *et al.* (2022), réalisée au pas de temps journalier sur une aire d'étude similaire. Cela ne veut pas dire que le pas de temps n'influence pas les projections pour ces régions et saisons, au contraire, comme le montrent les études de cas du chapitre 7 qui les concernent. L'incertitude issue de la simulation au Sud, et du MH au Nord, est simplement encore plus forte.

Cette incertitude se traduit concrètement par des écarts $ECC_T^e|_{T\in\{0,1,100\},e\in\{e3s,e24s\}}$ entre les projections 3 h et 24 h très raisonnables quand on s'intéresse aux moyennes régionales ou saisonnières : les projections 3 h ont une légère tendance à être supérieures aux projections 24 h quels que soient l'indice hydrologique visé et l'expérience. Les différences médianes sont de 1,3 % pour ECC_0^e, 6,5 % pour ECC_1^e et 8,8 % pour ECC_{100}^e. À l'échelle régionale, les médianes de ECC_{100}^e par exemple vont de 3,0 % pour les régions les moins marquées (Plaines, Grands Lacs) à 13,6 % pour les régions les plus marquées (Atlantique, Mexique, Appalaches, Québec) [1]. Ces médianes de ECC_{100}^e vont de 2,6 % pour la saison de fonte à 13,6 % pour la saison *SA-LF*. Mais les valeurs médianes dissimulent de nouveau de grandes disparités intrarégionales et intrasaisonnières. Il existe par exemple pour chacune des régions presque autant de simulations pour lesquelles les projections 3 h sont plus élevées que de simulations pour lesquelles les projections 24 h sont plus élevées. L'écart entre les projections pris en valeur absolue mène ainsi à des bilans très différents, avec par exemple une médiane de $|ECC_{100}^e|$ de 12,7 % à 26,2 % selon les régions, l'écart le plus faible étant cette fois attribué aux Rocheuses / Pacifique et le plus élevé à la côte Atlantique. Toutes régions et saisons comprises, respectivement 1,5 % ($|ECC_0^e|$), 13,8 % ($|ECC_1^e|$) et 43,4% ($|ECC_{100}^e|$) des simulations présentent des écarts supérieurs à 25 % en valeur absolue. Aussi, environ 10% des simulations aboutissent à des projections directement opposées aux 3 h et aux 324, ou aux 324 et aux 24 h. On a par conséquent conclu que les comportements médians régionaux et saisonniers ne permettaient pas une description adéquate

[1] On remarque donc que le Mexique fait partie des régions pour lesquelles les divergences entre projections 3 h et 24 h sont les plus importantes en termes de valeurs, alors que le pas de temps n'y est jamais une source d'incertitude majoritaire, les différences entre simulations climatiques étant encore plus grandes.

des divergences entre projections 3 h et 24 h : régions et saisons ne présentent pas l'homogénéité de comportement à laquelle on s'attendrait, lorsqu'on pense à la performance des méthodes de régionalisation. On est donc passé à une deuxième phase de la recherche, qui a consisté à se mettre en quête de potentiels prédicteurs des divergences à l'échelle du bassin, tant dans le contexte géophysique et hydroclimatique, que dans le fonctionnement interne des MH.

10.2 Prédicteurs et sources de divergence entre méthodes journalières et sous-journalières

Cette étude s'est basée sur plusieurs approches complémentaires pour définir des causes et des prédicteurs de divergences entre les projections d'indices hydrologiques aux 3 h, aux 324 et aux 24 h : analyse de la divergence entre indices 3 h et 324 à l'échelle de l'hydrogramme ; comparaison du fonctionnement interne des MH sur des cas de divergence ; utilisation de l'apprentissage automatique pour sélectionner des prédicteurs des divergences. Ces approches complémentaires ont permis de détecter des causes analytiques des divergences, et des contextes propices à leur apparition.

10.2.1 Causes de divergence

Les causes détectées sont les suivantes :

- Erreurs liées au pas de discrétisation dans les équations séquentielles non linéaires des MH. Les exemples ont montré que le calcul de l'infiltration et du niveau du réservoir de stockage (MOHYSEH), qui dépend des valeurs des variables calculées au pas de temps précédent, multipliées par des variables du pas de temps courant (équation A I-8), conduisait à des différences importantes des modèles 3 h et 24 h, à paramètres équivalents. L'infiltration est amortie aux 3 h et les niveaux de remplissage du réservoir plus élevés aux 24 h. Il s'ensuit une saturation du réservoir fréquente aux 24 h dans le futur lorsque les volumes d'averse augmentent, menant à des divergences très importantes avec les simulations 3 h et 324. Utiliser des paramètres calibrés aux 24 h au lieu des paramètres équivalents a amplifié la différence en donnant lieu à un réservoir 24 h plus petit.

- Erreurs liées au filtrage des processus sous-journaliers dans les moyennes journalières. Ce cas a été observé sur le cycle de fonte diurne, non détectable aux 24 h. À paramètres équivalents, la fonte est plus fréquente aux 3 h et le stock de neige plus bas, menant à des événements combinés de pluie et fonte plus fréquents aux 24 h en fin de saison, et des divergences importantes. Utiliser des paramètres calibrés aux 24 h au lieu des paramètres équivalents a amplifié la différence en donnant lieu à une fonte encore plus lente aux 24 h [2]. Dans la même catégorie d'erreurs, on trouve aussi les averses intenses de quelques heures dont l'intensité ne peut être représentée aux 24 h et dont les crues sont alors sous-estimées. L'intensification des précipitations entre référence et futur est de même filtrée aux 24 h.
- Erreurs de bilan d'eau liées à la non-linéarité des conditions logiques. Ces différences pourraient aussi être classées dans le point précédent, mais on a choisi de les classer à part en raison de leur particularité. Les deux MH utilisent des conditions logiques pour décider de l'équation à utiliser à chaque pas de temps : y a-t-il plus de précipitation ou d'évapotranspiration potentielle au pas de temps t ? Le réservoir est-il plein ? Etc. La suite de huit équations utilisées pour les huit pas de temps de 3 h d'une journée est alors une composition des différents choix possibles en fonction de l'état du système à chaque moment de la journée. Le bilan journalier aux 324 est donc différent du bilan calculé par l'unique équation choisie au pas de temps journalier. Le sens de la divergence dépend de la formulation des équations dans chaque MH. Sur l'exemple de l'évapotranspiration qui a été étudié ici, MOHYSEH produit, à paramètres équivalents, une évaporation plus importante aux 24 h, une transpiration plus importante aux 3 h, et finalement une évapotranspiration plus importante aux 24 h, alors que GR4H produit une évaporatranspiration plus importante aux 3 h. De nouveau, les paramètres calibrés aux 24 h ont amplifié la différence. Sur la période de calibration, ces différences sont compensées par d'autres processus internes pour parvenir à un bilan d'eau similaire. Il en résulte des différences entre les paramètres 3 h et 24 h des

[2] Pour GR4H, la divergence n'apparaît pas car la fonte 3 h est calculée par désagrégation parabolique d'une fonte journalière calculée à partir de la température moyenne de la journée et des paramètres de fonte calibrés (*Voir* section AI.1.2). À paramètres équivalents, les fontes 3 h et 24 h sont donc égales. On pourrait s'attarder à vérifier si la meilleure représentation de la fonte par MOHYSEH aux 3 h est liée à ce choix, et si la température maximale journalière pourrait être utile à améliorer la fonte de GR4H.

processus utilisés pour la compensation. Comme dans des points précédemment exposés, ces compensations ne fonctionnent plus en régime non stationnaire. Dans le cas de l'ETP par exemple, l'augmentation des températures donnera lieu à des bilans d'eau et des débits moyens différents aux 3 h et aux 24 h dans le futur.

- Des erreurs liées au positionnement de l'heure de pointe des averses et des crues dans la fenêtre de 24 h. Les pointes de crue de la série 324 sont très influencées par la répartition des crues 3 h sur la fenêtre de moyennage, particulièrement pour des crues de temps de pointe de moins de 30 h à 36 h. Une pointe 3 h proche de minuit donne lieu à une pointe 324 très amortie. Les séries de crues POT ou AMS peuvent en conséquence correspondre à des événements différents aux 3 h et aux 324. Ainsi, 9 % des événements des séries de crues 3 h et 324 sont détectés à des mois différents toutes simulations comprises. De même, 21 % des événements 3 h et 24 h sont détectés à des mois différents. Comme toujours, ces moyennes englobent des situations très diverses en fonction des contextes. En particulier, dans le cas de climats présentant un cycle diurne, et en fonction de l'heure privilégiée de crue par rapport à la fenêtre de 24 h, un type de crue particulier peut être entièrement filtré lors du moyennage. On pense bien sûr aux crues convectives courtes pour ce cas. En changement climatique, les éventuelles intensifications des crues et modifications du cycle diurne des précipitations modifient encore les différences entre séries de crues 3 h et 324. Dans ce processus, les crues 324 peuvent être peu cohérentes avec les crues réelles, et en conséquence, l'ajustement statistique de l'AFC également. Il sera tout aussi difficile de comparer les indices 3 h et 324, que les indices 324 et 24 h. Le problème de la fenêtre de moyennage concerne aussi les séries 24 h, mais cette fois en fonction de l'heure de la pointe de l'averse directement. En fonction de leur position par rapport à la fenêtre, on a constaté que les crues 24 h pouvaient être soit totalement filtrées et absorbées par les réservoirs d'infiltration, soit amplifiées lorsque la pointe d'averse apparaît après minuit et que le jour précédent a saturé le réservoir d'infiltration. De nouveau, les séries de crues 3 h et 24 h ne correspondent pas et des divergences importantes peuvent apparaître sur les indices calculés. La délicatesse de ce type de divergence est qu'il est très instable et difficilement prévisible : les bassins

concernés peuvent tout aussi bien donner lieu à des projections 3 h beaucoup plus élevées qu'à des projections 24 h beaucoup plus élevées (idem avec 324).

- Importance cruciale des horsains. Il arrive que les divergences entre projections de crues 3 h et 24 h soient dues à un décalage de l'ensemble des crues de la série de crues utilisées pour calculer les indices de crue. C'est le cas par exemple lorsque le débit de base varie différemment aux 3 h et aux 24 h. Cependant la grande majorité des divergences sur les indices est due à la présence d'un à trois ou quatre horsains dans la série, à l'un des pas de temps seulement, soit en référence, soit en futur. Tant les débits de récurrence que les indices $\overline{AMS}$ sont impactés par leur présence au pas de temps concerné. Ils sont la conséquence en réalité de l'un des points précédemment mentionnés : une pluie courte intense filtrée aux 24 h[3] ; un événement composé particulièrement volumineux (pluie sur neige, succession d'averses, etc.) menant à une crue différente aux 3 h et aux 24 h en raison des compensations mentionnées. Les distributions statistiques ajustées sur ces séries comprenant un ou quelques horsains sont à queue lourde et donnent lieu à des débits de récurrence très élevés causes de divergences impressionnantes : ECC_{100}^{e3s} est de 36 % en médiane sur les bassins-saisons concernés, lorsque la queue de la distribution 3 h s'alourdit entre périodes de référence et futur alors que la 24 h s'allège par exemple. On a constaté sur plusieurs bassins que ces divergences très importantes étaient effectivement le fait d'un seul horsain, les modèles simulant les autres pointes de crue de façon similaire.
- Erreurs artificielles liées à la métrique choisie. La métrique choisie pour exprimer les projections d'impact du changement climatique sur les crues, c'est-à-dire le delta relatif, contribue également aux divergences entre projections 3 h et 24 h (ou 3 h et 324). En effet, la part du débit de base de référence participera du calcul, alors que ce ne serait pas le cas avec une métrique de delta absolu. Or, le débit de base représente une part plus importante du débit de pointe aux 3 h qu'aux 324 ou aux 24 h. On a pu établir sur un exemple théorique d'intensification d'une crue que le delta relatif aux 3 h pouvait être entre -3 et +5 fois

[3] On a d'ailleurs vu que cette dernière pouvait tout aussi bien venir de la simulation climatique brute, que de la grille climatique servant à corriger le biais de la simulation. Dans ce deuxième cas, elle affectera bien sûr toutes les simulations sur le bassin.

plus important qu'aux 324 sur des hydrogrammes de crue usuels pour notre échantillon, en fonction du temps de pointe et de la variation du débit de base.

Les erreurs de discrétisation des MH que l'on vient de citer (issues des équations séquentielles non linéaires, du filtrage de la variabilité sous-journalière, et de l'utilisation de conditions logiques), peuvent finalement toutes mener à des divergences dans le futur pour les mêmes raisons. En effet, elles sont compensées en calibration par les « paramètres d'ajustement » pour parvenir à une calibration des débits de sortie tout aussi performante aux 24 h qu'aux 3 h. Mais ces compensations sont calculées pour fonctionner sur les volumes d'eau habituels en calibration. Si les volumes futurs diffèrent (averses plus volumineuses, composition d'événements, variation des taux et quantités de neige), la simulation sort du domaine de fonctionnement calibré et les compensations ne sont plus valables. Les divergences apparaissent. De plus, les cas d'études présentés illustrent les raisons des divergences pour chacun des types de changement climatique prédominants sur lesquels on a rencontré une incertitude issue du pas de temps sur les projections plus importante : 1) les bassins soumis à un changement de saisonnalité des précipitations sont les plus facilement touchés en raison des calibrations différentes aux 3 h et aux 24 h du réservoir de production (GR4H) et de la zone vadose (MOHYSEH). GR4H est particulièrement sensible en raison du fonctionnement en hystérèse de son réservoir, menant à des divergences tant sur la forme de l'hydrogramme que sur les crues. Les divergences pour MOHYSEH sont apparues uniquement sur les crues pour les études de cas menées, mais les différences de fonctionnement de son aquifère aux 3 h et aux 24 h n'ont pas été abordées ici et peut-être peut il aussi mener à des divergences sur les projections d'hydrogrammes dans certains contexte géoclimatiques. 2) les bassins à neige, sur lesquels on projette de plus fortes augmentations des températures, sont le deuxième cas le plus susceptible de voir une forte incertitude issue de la résolution temporelle, les raisons étant différentes pour GR4H et MOHYSEH. Les deux paramètres de neige de MOHYSEH sont calibrés différemment aux 3 h et aux 24 h pour aboutir à un stock de neige similaire en calibration, mais les saisons de fonte peuvent être différentes dans le futur lors de modifications de la cohérence entre températures et précipitations. Une désynchronisation des saisons de fonte peut mener à des événements mixtes (pluie et fonte, de volume important)

pour un pas de temps et pas l'autre, aboutissant à des distributions des crues différentes. 3) L'augmentation de la fréquence ou de l'intensité des orages de courte durée sera filtrée aux 24 h, indépendamment des valeurs des paramètres calibrés aux deux pas de temps. Cela aboutira également à de distribution des crues différentes.

Ces remarques montrent plusieurs choses :

- Les processus à l'origine de divergences entre projections 3 h et 24 h dépendent intimement du MH et de ses équations. Malgré le socle théorique montrant que les divergences correspondent à des erreurs du pas de temps le plus long, la comparaison des deux pas de temps a permis d'observer une forte instabilité du comportement des pointes de crue lorsque les MH sortent du domaine de fonctionnement pour lequel ils ont été calibrés. Il est difficile de déterminer si une projection est plus pertinente que l'autre sans une connaissance détaillée des processus en jeu sur le bassin et une analyse minutieuse des conditions menant aux divergences à l'échelle de la crue. Ces résultats vont dans le sens de Krysanova *et al.* (2018), qui soulèvent l'importance d'utiliser dans la pratique un petit nombre de MH bien compris plutôt qu'un grand ensemble de MH couvrant toute la plage d'incertitudes possible, mais dont la cohérence avec le fonctionnement du bassin n'a pas été étudiée. L'information pertinente risque en effet d'être noyée dans un ensemble de projections opposées, et l'étendue de la plage d'incertitude est finalement surtout un indicateur de la nécessité d'analyser finement les causes de ces oppositions.
- La divergence des MH sur des conditions climatiques différentes de la calibration est, au moins en partie selon nos résultats, liée au fait que les compensations artificielles de l'erreur de discrétisation ne fonctionnent plus lorsque les processus hydrologiques changent. Par conséquent, les conclusions d'Arsenault *et al.* (2018), selon qui il est essentiel de calibrer les MH sur la plus longue période possible pour tenir compte de la plus grande diversité possible d'événements hydroclimatiques, sont d'autant plus valables que le pas de temps du modèle est long et sujet aux processus compensatoires.
- La comparaison du fonctionnement de MH aux 3 h et aux 24 h sur des climats différents de la calibration ou directement sur le futur est une bonne manière de détecter une modification

des processus générateurs de crues sur un bassin, à travers leurs éventuelles divergences. Ce résultat est un prolongement des travaux de Fenicia *et al.* (2014), qui montrent comment l'utilisation de simulations à partir de plusieurs configurations de modèles adaptables comme SUPERFLEX (Fenicia *et al.*, 2008) apporte à la compréhension des différents types d'écoulements souterrains d'un bassin.

- On peut être tenté de résoudre le problème des compensations aux 24 h en forçant la calibration pas seulement sur le débit de sortie, mais aussi sur d'autres variables internes. C'est d'ailleurs une des perspectives proposées à la section 12.1. Cependant, il faut garder en tête que le modèle 24 h ne sera jamais capable de représenter les processus sous-journaliers et devra toujours compenser ce défaut d'une façon ou d'une autre. Une calibration trop contrainte, ou un modèle trop parcimonieux ne permettra pas ces compensations et pourrait diminuer la performance en calibration. Reste à savoir dans quelles conditions ce prix à payer permettrait d'améliorer la performance sur des climats différents.

10.2.2 Prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques de divergences

Le lien entre divergences et prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques a été recherché tout au long de cette étude. On a d'une part entraîné 149 ensembles d'arbres prédisant, pour les uns, les divergences entre projections aux 3 h, aux 324 et aux 24 h pour différentes configurations (chapitre 9), et pour les autres, la stabilité et la stationnarité du facteur de pointe moyen observé calculé à partir de séries POT et de séries de débits de récurrence (section 5.1). Aussi, de simples tests χ^2 ont été effectués entre les descripteurs géophysiques et certaines variables : les paramètres des MH aux différents pas de temps (annexe AII.5.2), le rapport entre les facteurs de pointes des HUI des MH et les facteurs de pointe moyens des séries de crues simulées (section 6.4). En faisant le bilan de toutes ces expériences, il en ressort que trois prédicteurs hydrologiques et un prédicteur géophysique sont significatifs de façon récurrente dans les différentes situations. Il s'agit pour les prédicteurs hydrologiques de la part du débit de base BFI, du facteur de pointe F_p, et de son coefficient de variation CV_{F_p}, calculés sur la période de référence ou de calibration, sur les observations ou les simulations, selon les situations. Le prédicteur géophysique est le

taux de milieux humides $Stock$. S'ajoute également celui de forêts $Forest$, mais principalement dans le cas de MOHYSEH. Les divergences ont tendance à être plus importantes pour de faibles valeurs de BFI, $Stock$, $Forest$, et de hautes valeurs de F_p, CV_{F_p}. Bien que les trois prédicteurs hydrologiques apparaissent souvent pour les deux MH, BFI est tout particulièrement important pour prédire les divergences de GR4H, et F_p, CV_{F_p} pour celles de MOHYSEH.

De leur côté, les différentes expériences liées aux facteurs de pointe observés et simulés mettent en valeur de nouveau l'importance de BFI, accompagné de l'altitude moyenne z, et du temps de concentration t_c. La relation à z est moins claire que les autres, indiquant un prédicteur en interrelation avec d'autres prédicteurs.

Enfin, le jeu de paramètres des MH est corrélé à BFI de nouveau, ainsi qu'à CV_{F_p}, quel que soit le MH et le pas de temps. z, F_p et la pente $Slope$ apparaissent aussi souvent.

Ajouter les paramètres des MH à l'ensemble des prédicteurs de divergence n'a pas amélioré les modèles de prédiction, montrant que les paramètres reprennent bien l'information géophysique, climatique et hydrologique des bassins. Cependant, deux paramètres des MH sont apparus fréquemment dans les modèles de prédiction dans ce cas, il s'agit du temps de pointe des hydrogrammes unitaires (x_4 pour GR4H et $t_p = (\alpha - 1)\beta$ pour MOHYSEH), et du volume du réservoir de stockage (x_3 pour GR4H et V_{max} pour MOHYSEH). L'association de ces deux paramètres illustre derechef l'importance des deux composantes du débit, souterrain et de ruissellement, dans la divergence entre les projections 3 h, 324 et 24 h.

Les divergences sont aussi fortement associées aux indices de changement climatique, les deltas de précipitations extrêmes étant souvent classés avant les prédicteurs géophysiques et hydrologiques selon l'ordre d'importance des prédicteurs établi. Les deux deltas ΔRX_3 et ΔRX_{24} apparaissent essentiels pour déterminer s'il y aura divergence quels que soient le MH, l'indice hydrologique visé, l'expérience, le type de bassin. Il faut leur ajouter les variations de saisonnalité $\Delta Seas$, de température $\Delta\overline{T}$, et de précipitation $\Delta\overline{P}$, qui sont utilisés par une partie des modèles compacts d'ensembles d'arbres.

Des indices climatiques sont aussi corrélés aux paramètres calibrés des MH. Les quatre jeux de paramètres de chaque MH (deux GC par MH calibré à deux pas de temps) sont ainsi tous corrélés à $\overline{P}$, et trois sur quatre le sont à $\overline{T}$ et au taux de jours humides WD.

Enfin, des indices climatiques apparaissent également de façon récurrente comme prédicteurs des facteurs de pointe observés. Cependant, la part de précipitation neigeuse *Snow* est la seule à faire partie de tous les modèles compacts d'ensembles d'arbres dédiés à la prédiction du facteur de pointe et de sa stabilité. On remarque donc que si les prédicteurs géophysiques et hydrologiques importants sont globalement les mêmes pour les divergences de simulations, les valeurs des facteurs de pointe et celles des paramètres des MH, les prédicteurs climatiques importants sont spécifiques à l'objet d'étude.

L'ensemble de ces prédicteurs géophysiques, hydrologiques et climatiques décrit finalement l'ensemble des contextes pouvant mener à une divergence à travers les processus énumérés à la section 10.2.1. Il permet notamment d'observer que les divergences entre projections 3 h et 24 h ne sont pas seulement le fait d'une intensification future non détectable aux 24 h, mais dépendent aussi de la modélisation des différentes composantes du débit, et donc des processus d'infiltration et de séparation des écoulements. Cela confirme l'importance de calibrer l'ensemble de la distribution des débits, et non pas seulement les pointes de crue, et de s'intéresser plus en détail à la simulation de la part du débit de base BFI. On a aussi observé que les deux MH utilisés, malgré leur caractère global et conceptuel, comportent des paramètres bien identifiables à des caractéristiques réelles des bassins, du moins pour GR4H et pour MOHYSEH-3 h. C'est beaucoup moins le cas pour MOHYSEH-24 h qui compense ses erreurs de discrétisation à travers ses paramètres plus nombreux que ceux de GR4H. C'est un résultat cohérent avec Kavetski *et al.* (2011), qui observent également une identifiabilité des paramètres plus importante sur les modèles les plus parcimonieux à partir de différents modèles conceptuels.

10.3 Des écueils entourant l'utilisation d'un facteur de pointe pour déterminer les crues sous-journalières

Cette étude a montré que l'utilisation d'un facteur de pointe pour déterminer des indices de débits sous-journaliers à partir d'indices journaliers était peu souhaitable. En effet, on a observé une grande variabilité du facteur de pointe observé d'un événement à l'autre. D'un point de vue mathématique, cette variabilité est due d'une part aux grandeurs caractéristiques de l'hydrogramme de crue (temps de pointe, pente de récession, débit de base sur lequel se déroule la crue), et d'autre part au positionnement de la crue par rapport à la fenêtre de moyennage de 24 h. D'un point de vue hydrologique, ces caractéristiques dépendent des processus générant la crue. Les fontes fournissent ainsi un facteur de pointe plus bas, alors que les précipitations courtes convectives fournissent des facteurs de pointe plus élevés, surtout si elles ont lieu sur un faible débit de base. Le facteur de pointe moyen calculé sur une série de crues représente souvent mal les crues d'un bassin-saison, car les crues fréquentes et les crues rares sont souvent dues à des processus différents. Ainsi, environ 60 % des facteurs de pointe observés calculés sur des séries POT classées ou des séries de débits de récurrence estimés par AFC présentent une tendance, et presque autant présentent une rupture sur les séries POT. On observe aussi bien des facteurs de pointe des crues rares plus faibles que ceux des crues fréquentes, que le contraire, en fonction des processus en jeu sur le bassin. Par exemple, des bassins pour lesquels les événements rares sont des événements composés ont généralement un facteur de pointe plus bas sur ces événements, alors que ceux dont les crues sont fortement corrélées aux intensités de précipitation voient des facteurs de pointe des crues qui augmentent avec la magnitude. Dans ce deuxième cas, l'utilisation d'un facteur de pointe moyen sous-estimera les crues de conception sous-journalières.

La dépendance du facteur de pointe au type d'événement n'est pas seulement source d'inhomogénéité sur une période climatique, elle donne aussi lieu à la non-stationnarité du facteur de pointe entre climats différents. Entre climats contrastés du passé, on a ainsi calculé des variations du facteur de pointe observé moyen de 14 à 83 %, particulièrement visibles sur la côte Pacifique et au Mexique, mais plus rares dans les Rocheuses, les Grands Lacs et le Sud.

Le calcul d'indices de débit sous-journaliers sur ces périodes contrastées s'est ainsi révélé meilleur sans aucune commune mesure à partir des simulations sous-journalières, qu'à partir des facteurs de pointe observés appliqués aux indices journaliers observés en calibration (annexe III). Effectivement, les MH se sont montrés capables de reproduire des facteurs de pointe moyens, ainsi que des coefficients de variation bien corrélés aux observations (excepté Mexique et Rocheuses), particulièrement avec MSWEP2, malgré des valeurs sous-estimées (6.1).

Enfin, l'impact du positionnement des crues par rapport à la fenêtre de moyennage a été analysé en détail sur des hydrogrammes unitaires de Nash. Concrètement, il mène par exemple à calculer des facteurs de pointe différents de 10 % en moyenne sur les crues POT observées selon qu'on moyenne les séries de débit 3 h en heures LST ou UTC, cette différence moyenne allant jusqu'à 60 % en fonction des bassins.

Par conséquent, il paraît moins risqué, sur un climat différent du présent et dans l'impossibilité d'utiliser des simulations sous-journalières, d'appliquer aux crues journalières calculées un coefficient sécuritaire, plutôt qu'un facteur de pointe calculé selon les méthodes habituelles. C'est particulièrement vrai pour des climats voués à s'intensifier, des bassins de temps de concentration inférieurs à 30 h à 36 h, ou encore des bassins comportant une saison sur faible débit de base. Une autre possibilité serait de choisir l'estimation la plus haute parmi différentes méthodes de calcul du facteur de pointe, ces dernières devant contenir une information sur l'intensité du climat futur et non pas seulement sur les caractéristiques géophysiques. L'ensemble d'arbres de régression proposé ici à la section 5.1 a montré une bonne performance en ce sens par exemple ($R^2 = 0.94$). Il tient compte en particulier du taux de précipitation extrêmes $R99$ et du taux de milieux humides, ainsi que de la perméabilité, du coefficient de ruissellement, du temps de concentration et du taux de neige. Il n'est par contre pas valide dans des régions non couvertes par cette étude en raison de la possibilité évoquée plus haut que certains prédicteurs soient utilisés comme *proxy* d'une région.

CHAPITRE 11

LIMITATIONS

Deux principales sortes de limitations ont été rencontrées durant la recherche : celles liées à la configuration de la chaîne de modélisation (section 11.1), et celles liées à la définition de saisons et régions homogènes (section 11.2).

11.1 Chaîne de modélisation

11.1.1 Choix du pas de temps

Au commencement de cette étude, le pas de temps de 3 h avait été choisi par défaut, les simulations climatiques disponibles sur la zone d'étude étant aux 3 h. On aurait souhaité pourtant un pas de temps horaire, et on craignait des résultats mitigés face à cet entre-deux. Cependant, il est apparu que 3 h était un pas de temps tout à fait adéquat pour les bassins concernés. En effet, deux temps caractéristiques sont apparus importants dans cette étude : le temps de concentration des bassins et la durée des averses. Seuls deux bassins de notre échantillon ont un temps de concentration inférieur à 3 h, un au Québec (10 km^2) et un dans les Rocheuses (54 km^2). Ils sont trop peu nombreux pour avoir influencé les résultats, et n'ont pas fait l'objet d'une étude spécifique. Quant à la durée des averses, Xue *et al.* (2022) montrent qu'elle est en moyenne de 4 h à 9 h en fonction du type d'événement convectif, à partir de précipitations radars de printemps-été dans le Sud de la Chine. Le pas de temps de 3 h paraît donc suffisant pour représenter ces événements, et cela confirme les résultats de Sabeti (2022) montrant que la plus grande plus-value du pas de temps sous-journalier s'observe pour des simulations d'un pas de temps inférieur à 12 h. Par ailleurs, l'étude des facteurs de pointe d'hydrogrammes unitaires entre séries 1 h moyennées aux 24 h, et séries 3 h moyennées aux 24 h, a montré peu de différences (figure -A I-8), excepté bien sûr pour des temps de pointe inférieurs aux 3 h.

11.1.2 Non prise en compte de l'équifinalité

La calibration des MH a été faite une seule fois pour chaque bassin et chaque combinaison MH - GC - pas de temps - période de calibration. L'équifinalité des MH n'est donc pas prise en compte. C'est pourtant une problématique fondamentale en modélisation hydrologique, notamment pour les modèles plus complexes comme MOHYSEH ici par rapport à GR4H. Bastola et Misra (2013) ont montré que la sensibilité des paramètres hydrologiques, c'est-à-dire l'équifinalité, dépendait du pas de temps des simulations. L'utilisation de simulations couvrant l'entièreté des plages de paramètres menant à une calibration optimale, pour les simulations aux 3 h et aux 24 h, serait donc beaucoup plus robuste. Elle permettrait de mieux interpréter les divergences d'impact du CC entre les simulations 3 h et 24 h en couvrant l'incertitude sur les débits futurs liée à l'équifinalité. Bien que plusieurs analyses des sources d'incertitude sur les débits futurs simulés montrent que l'équifinalité est une faible source d'incertitude comparativement aux modèles climatiques ou même hydrologiques (Meresa *et al.*, 2021, par exemple), ces conclusions dépendent de la métrique à laquelle on s'intéresse. En effet, Zeng *et al.* (2016) montrent que l'équifinalité peut être responsable d'une importante incertitude sur la simulation des débits de récurrence, et Lemaitre-Basset *et al.* (2021) montrent qu'en région méditerranéenne, elle est surtout importante pour la représentation des bas débits futurs.

11.1.3 Périodes contrastées du passé récent très courtes (huit ans)

Il a récemment été montré que toute la série de précipitations ou de débits pouvait être utilisée à travers l'analyse métastatistique des valeurs extrêmes, pour diminuer l'incertitude sur l'extrapolation de pluies et débits extrêmes de longues périodes de récurrence, en particulier lorsque les valeurs extrêmes sont issues de séries simulées (Poschlod, 2021; Hu *et al.*, 2023). Il aurait été intéressant d'utiliser cette approche ici également, pour la comparaison des débits de récurrence simulés et observés sur les si courtes périodes climatiques contrastées du passé récent fortement influencés par les horsains. L'impact de ces extrêmes particuliers est moins marqué lors de l'utilisation de la méthode AFC-POT que de l'AFC-AMS, mais Poschlod (2021) montre que la distribution des valeurs extrêmes métastatistiques mène à une incertitude moindre sur les

pluies extrêmes de haute période de récurrence que la distribution GP utilisée dans la méthode AFC-POT. Il est possible que ce soit le cas également pour le calcul de débits de récurrence.

Par ailleurs, comme on l'a mentionné plusieurs fois dans le document, l'utilisation de périodes contrastées du passé permet d'analyser l'adaptation des MH à des variations des volumes et intensités des précipitations de l'ordre de celles attendues dans le futur, mais pas aux variations de température : les deltas de température projetés pour le futur ne sont pas observés sur la plage de valeurs couverte dans le passé récent, même entre les années les plus contrastées. Ainsi la stratégie visant à déterminer l'éventuelle plus-value du 3 h en utilisant des climats contrastés du passé ne peut pas s'appliquer aux profondes modifications attendues pour les bassins actuellement nivaux ou mixtes. De plus, on a vu que l'utilisation de conditions logiques portant sur le calcul de l'évapotranspiration dans les algorithmes des MH (MOHYSEH) menait à des différences dans le futur sur les bilans hydrologiques simulés aux 3 h ou aux 24 h. Ces différences et leurs conséquences ne peuvent pas non plus être analysées en termes de plus-value de l'un ou l'autre pas de temps sur le passé récent.

Enfin, il ne faut pas oublier que les périodes contrastées ne sont pas représentatives de la diversité des événements d'une période climatique. Elles sont donc utiles pour étudier l'adaptation des MH à des conditions climatiques différentes de la calibration, mais les séries de crues extraites de ces périodes ne peuvent être issues des mêmes distributions que les séries d'une période climatique complète. Toute l'analyse basée sur ces séries, que ce soit en termes de moments des distributions (étude de $\overline{AMS}$ par exemple) ou d'ajustement statistique (AFC) n'est donc pas directement transférable à des séries réelles incluant la diversité d'événements. Ce point est particulièrement important puisqu'on a montré que la non-stationnarité des facteurs de pointe en fonction des crues classées, ainsi que les divergences entre projections 3 h et 24 h, étaient justement dues en particulier à la diversité des processus générant les différentes crues des séries.

11.1.4 Correction de biais

Une seule méthode de correction de biais a été utilisée dans cette étude, la méthode MBCn de Cannon (2018). Cette dernière permet de conserver la cohérence entre températures et précipitations, et est adaptée à tout pas de temps. Cependant, elle ne s'attache pas spécifiquement au traitement des extrêmes qui sont simplement extrapolés. On a vu tout au long de cette étude comment un seul horsain pouvait avoir une influence capitale sur les indices de crues, tant fréquents ($\overline{AMS}$) que plus rares (Q_{100}), et être à la source de divergences conséquentes entre simulations 3 h et 24 h, y compris de projections opposées. Le cas d'étude de la section 7.4 par exemple a montré comment un horsain de la grille climatique de référence MSWEP2, rencontré sur la période utilisée pour calibrer la correction de biais, menait à une différence drastique entre projections de crues aux 3 h et aux 24 h. Il aurait donc été intéressant d'inclure plusieurs méthodes de correction de biais ici, traitant les extrêmes de différentes façons. À défaut de pouvoir déterminer si l'une ou l'autre était plus appropriée, cela aurait permis pour le moins d'inclure la correction de biais comme une source d'incertitude et d'observer ses éventuelles interactions avec le pas de temps des simulations.

11.1.5 Choix des prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques

La forme des hyétogrammes est apparue importante dans la divergence entre pointes de crue simulées aux 3 h et aux 24 h : les cas d'étude du chapitre 7 ont montré que la durée des pluies et leur répartition horaire importaient dans l'atteinte de la saturation du réservoir d'infiltration aux 24 h. On aurait donc souhaité utiliser ces prédicteurs également dans les autres parties de l'étude.

Par ailleurs, l'aridité des bassins est un descripteur primordial en hydrologie, d'une part pour déterminer le type de processus de génération des écoulements prépondérants (Wu *et al.*, 2021), d'autre part comme discriminant de régions humides/sèches comme on l'a fait pour les bassins nivaux/pluviaux, les MH conceptuels ayant des difficultés particulières à représenter les écoulements dans ces dernières (Van Esse *et al.*, 2013; David *et al.*, 2022; Muñoz-Castro

et al., 2023). Il est possible qu'en reproduisant séparément la méthodologie de recherche des prédicteurs des divergences entre les simulations journalières/sous-journalières sur les bassins secs et humides, on puisse mettre en évidence des corrélations plus importantes entre lesdites divergences et certains prédicteurs. Un critère intéressant pour différencier bassins secs et humides serait d'utiliser la courbe de Budyko séparant les bassins limités par l'eau des bassins limités par l'énergie, et d'observer les divergences de projections climatiques entre simulations journalières/sous-journalières sur les bassins passant de l'une à l'autre catégorie. Cela permettrait d'observer les différences dans l'adaptation des deux types de simulations à une modification structurelle de la séparation des précipitations entre l'évaporation et les différents types d'écoulement.

11.2 Définition des régions et saisons

Dans l'objectif d'étudier des bassins de contextes hydroclimatiques les plus diversifiés possibles, on a inclus des bassins d'une région trop grande pour être couverte par un seul domaine de simulation climatique régionale. Il s'ensuit que tous les bassins ne sont pas pilotés par les mêmes simulations climatiques, et ne sont pas comparables *stricto sensu* : il n'est pas possible de distinguer si les comportements régionaux observés sont associés à la région elle-même ou aux spécificités des simulations qui la couvrent. Notamment, on a observé les plus grandes différences entre simulations 3 h et 24 h sur la région Nord-Est (Appalaches-Atlantique-Québec). Mais une grande partie de cette région est aussi couverte par l'unique simulation régionale de résolution 0,11° disponible. Pour déterminer le rôle de cette simulation plus fine dans ces divergences plus marquées, il faudrait l'analyser indépendamment des autres simulations, ce qui n'a pas été fait. Par ailleurs, une seule réalisation de chaque combinaison MCG-MRC était disponible, et on aurait souhaité un plus grand nombre de réalisations pour réellement prendre en compte toute la variabilité climatique.

De la même manière, la recherche de prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques est influencée par le fait que toute la plage de valeurs de chaque prédicteur géophysique ne se retrouve pas dans chaque région climatique. Certaines régions sont associées à des valeurs particulières

de certains prédicteurs géophysiques, et il devient difficile de dire si le prédicteur a été choisi comme important par le modèle de prédiction pour lui-même, ou comme *proxy* pour représenter la région. Deux cas ont ainsi prêté à confusion : 75% des bassins d'altitude supérieure à 2 000 m se trouvent dans les Rocheuses, et il est difficile de dissocier l'influence de l'altitude de celle de la région climatique. Autrement dit, l'interdépendance entre régions et altitude ne permet pas d'assurer que la prédiction serait valable pour un bassin de même altitude situé dans une autre région. De même, 74% des bassins comprenant au moins 25% de milieux humides se trouvent dans le Sud, et il est difficile de s'assurer que l'importance toute particulière du prédicteur *Wetlands* est indépendante du climat spécifique du Sud. On pourrait reconstruire un échantillon en prêtant attention à la répartition des milieux humides dans tout l'échantillon.

Toujours dans la définition de l'échantillon, il serait souhaitable de séparer la région des Plaines en deux en distinguant les bassins soumis à des fontes plus au Nord, de ceux se rapprochant du comportement des bassins du Sud, au Sud. La région actuelle manque effectivement d'homogénéité, et on ne sait jamais si les résultats régionaux sont issus du comportement des bassins du Nord ou de ceux du Sud sans regarder les bassins individuellement. Le Sud quant à lui fait montre de deux comportements distincts entre les bassins proches du Golfe du Mexique, et ceux des États du Sud sur lesquels se déroulent également des fontes. La réorganisation de ces deux régions donnerait donc lieu à une classification semblable à celle obtenue par Kemter *et al.* (2023) par apprentissage automatique. La région du Mexique manque également d'homogénéité entre les bassins de la cordillère du Nord et ceux du Sud-Est, mais il n'y a malheureusement pas assez de bassins mexicains aux données sous-journalières disponibles pour séparer l'échantillon en sous-régions. Une analyse comparative à l'échelle du bassin pourrait être faite entre bassins de la cordillère Nord et bassins du Sud-Est. Cependant, la très forte disparité des températures et précipitations issues des simulations climatiques sur la région fait que la première priorité sur ce territoire est de diminuer l'incertitude climatique.

Un autre manque à gagner dans la méthodologie employée est le fait que les crues sont étudiées en fonction de saisons dont l'homogénéité est déterminée par les observations hydroclimatiques du passé récent. On a vu à plusieurs reprises dans cette étude que les processus hydrologiques

pouvaient être modifiés à l'échelle de la saison dans le futur, pour différentes raisons en fonction des bassins et saisons : diminution des volumes de fonte au profit de l'augmentation d'événements mixtes, augmentation des débits de base limitant proportionnellement la part du ruissellement dans les crues, ou au contraire assèchement des bassins menant à des événements dominés par le ruissellement de pluies intenses de courte durée. On a aussi vu que l'observation de différences importantes entre les projections des deux MH et/ou entre les projections des deux pas de temps permettait souvent de détecter la présence d'une de ces modifications importantes des processus générateurs de crues dans le futur. Cependant, la notion de saison hydrologique telle que définie dans le passé n'est alors plus valable pour les projections, et il devient peu pertinent d'étudier le comportement d'un ensemble de bassins-saisons au sein duquel on trouve tout autant des bassins qui conservent les mêmes processus hydrologiques dominants intensifiés ou atténués dans le futur, que des bassins dont les processus dominants ont radicalement changé. Un autre point de vue utile serait alors de regrouper les crues d'un bassin non pas par saison hydrologique définie selon les métriques du passé, mais par type d'événement. On pense par exemple aux travaux de Tramblay *et al.* (2023) qui ont décomposé les séries de crues de bassins méditerranéens en trois types de crues liés aux événements pluvieux de courte durée, de longue durée, et aux pluies sur sols saturés. Cette décomposition leur a permis de comprendre l'importante modification des processus de crue sur les observations du passé récent malgré une absence de signal sur les indices de crue des séries complètes. Elle permet en effet de travailler avec des séries homogènes sur lesquelles peuvent être étudiés notamment les changements de saisonnalité, de fréquence et d'intensité. Une autre piste serait l'AFC multivariée, qui se fait de plus en plus en hydrologie et se base sur des familles de copules (Khajehali *et al.*, 2025; Gontara et Chebana, 2025). Elle permettrait d'utiliser par exemple à la fois les séries de pointes, volumes et durées des événements dans l'analyse fréquentielle, et de tenir compte ainsi de la diversité des processus à l'origine des crues. On en voit l'intérêt par exemple pour la saison *SA-LF* qui comprend fréquemment deux types d'événements, les crues convectives intenses et courtes, qui composent la majorité de la distribution de crue, et les crues associées à des événements cycloniques longs et volumineux, qui déterminent souvent la queue supérieure de la série et son asymétrie. Il resterait à vérifier

l'interprétabilité physique de ce type de distributions pour que leur comparaison à différents pas de temps soit utile.

CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

Cette étude avait pour objectif d'analyser les sources de divergence entre les projections de modèles hydrologiques globaux conceptuels discrétisés aux 3 h et aux 24 h. En effet, comme le rappellent Blöschl et Montanari (2010), il est difficile d'avoir confiance aux projections d'impact du changement climatique sur les débits et à leurs enveloppes d'incertitude, si on ne peut expliquer les causes physiques de cette incertitude, et ce quel que soit le soin apporté à l'établissement d'une chaîne de modélisation rigoureuse. Analyser les causes des sources d'incertitude identifiées est donc une manière adéquate pour comprendre le comportement des différents modèles (climatiques et hydrologiques) en changement climatique. Cela pourra permettre par la suite de contraindre l'incertitude sur la projection des extrêmes hydrologiques. À l'échelle journalière, plusieurs publications antérieures ont suivi ce chemin et identifié les sources d'incertitude internes aux modèles climatiques et hydrologiques. Thackeray *et al.* (2018) ont ainsi découvert que l'incertitude sur les précipitations extrêmes simulées par des MCG provenait du fait que certains MCG établissaient le bilan hydrologique en compensant une intensification des précipitations extrêmes par une diminution de la fréquence des pluies faibles/moyennes, alors que d'autres simulaient une augmentation des faibles précipitations sans intensification des précipitations extrêmes. Chebbi (2021) a montré que la formulation de l'écoulement est la première source de variance, au sein du MH, pour la projection de maxima annuels. Mackay *et al.* (2019) a identifié le module de fonte comme source d'incertitude majeure pour la projection des extrêmes de printemps sur des bassins en déglaciation. La présente étude s'inscrit dans la lignée de ces publications, mais en s'intéressant aux causes de l'incertitude issue du pas de temps de discrétisation.

Dans une étape préalable proposée en annexe, un portrait des différences entre simulations aux 3 h, 324 et 24 h a été dressé, en termes de performance sur le passé récent, et d'incertitude sur les simulations futures. On a constaté que les interactions entre les différents choix de configuration de la chaîne de modélisation, et le contexte géophysique et hydroclimatique des bassins étaient

si importantes, que l'analyse de l'incertitude ou de l'influence de ces différentes variables de façon indépendante ne permettait souvent pas d'autre conclusion que : il règne une grande incertitude, mais en médiane, les simulations 3 h, 324 et 24 h sont proches. Ces médianes équivalentes ont peu de signification, car elles sont le résultat de comportements contraires au sein de l'échantillon, annulés par la médiane statistique. C'est la raison pour laquelle on s'est proposé de rechercher les causes de divergence dans le fonctionnement interne des modèles, à partir de plusieurs angles d'approche complémentaires.

Ces approches ont visé d'abord la compréhension des différences entre indices 3 h et 324 engendrées par l'opération de moyennage aux 24 h. Ces différences ont été analysées à travers : l'étude des facteurs de pointe observés en passé récent, leur variabilité inter-crues et inter-climats ; la capacité des MH à simuler ces facteurs de pointe et leur variabilité ; des hydrogrammes de crues théoriques et leur adaptation à des changements climatiques simples (variation du débit de base, de l'heure de pointe, de l'intensité de la pluie). Les séries de facteurs de pointe extraits des séries de débit observé se sont montrés non homogènes, et non stationnaires entre périodes de climat contrasté, dans environ la moitié des bassins-saisons. On a aussi montré que le facteur de pointe avait peu de signification physique car il était fortement influencé par l'heure de pointe, c'est-à-dire par la position de la pointe au sein de la fenêtre de moyennage, particulièrement pour des crues de temps de pointe de l'ordre de la journée. Pour toutes ces raisons, la méthode du facteur de pointe n'est donc pas conseillée en changement climatique. Par contre, estimer la capacité des MH sous-journaliers à simuler le facteur de pointe et sa variabilité, à l'échelle de l'hydrogramme unitaire et à l'échelle climatique, est une mesure de performance du MH qui mériterait d'être généralisée car elle informe sur la capacité de ces derniers à simuler les hydrogrammes de crue —le rapport entre pointe et volume de crue– et leur diversité.

D'autre part, on a étudié les différences entre indices hydrologiques simulés aux 324 et 24 h, engendrées par les différences dans les jeux de paramètres calibrés et dans la résolution des

équations des MH. Ces différences ont été analysées à partir de quatre cas de bassins pour lesquels les deltas projetés par les simulations 324 et 24 h étaient opposés. On a montré que les différences étaient issues soit de processus sous-journaliers filtrés par les modèles journaliers, soit de la dépendance de la résolution des équations non linéaires au pas de temps. Pour compenser les différences, les MH calibrent des valeurs différentes de certains paramètres spécifiques aux 3 h et aux 24 h, et ces paramètres utilisés pour la compensation peuvent être identifiés. Les divergences en projection correspondent alors à des cas dans lesquels le climat futur engendre des processus générateurs de crue assez différents de la période de référence pour que les compensations artificielles des modèles 24 h donnent lieu à des débits en sortie de modèle largement différent des versions 324. Par ailleurs, on a constaté une grande instabilité sur la simulation des crues les plus rares aux 24 h par rapport aux crues 324. Elle est due au fort impact de l'heure de pointe de l'averse sur la simulation de la crue 324 et de la crue 24 h, et son impact est notamment très clair lorsque la répartition de l'averse à l'échelle journalière mène à la saturation de la zone-vadose dès le premier jour de pluie. Une seule crue rare concernée (un horsain) peut mener à des projections des indices de crues ($\overline{AMS}$ et Q_T) très différentes aux 324 et aux 24 h. La modélisation 24 h n'est par conséquent pas conseillée dès lors que le climat du bassin comprend, en référence ou en futur, des averses de volume journalier important par rapport à la capacité calibrée des réservoirs souterrains.

Finalement, des prédicteurs géophysiques et hydroclimatiques des divergences entre les projections des deltas aux 3 h et aux 324, et entre les projections des deltas aux 324 et aux 24 h, ont été identifiés grâce à des ensembles d'arbres de classification des divergences. Ces prédicteurs sont cohérents avec les causes des divergences déterminées : il s'agit de prédicteurs liés à la représentation des capacités d'infiltration et de stockage des bassins (taux de milieux humides et de forêts), des hydrogrammes de crue (débit de base, temps de pointe, variabilité du facteur de pointe) et de leur modification en climat futur (intensification des précipitations). L'aire

n'apparaît pas, malgré le fait que ce soit le premier prédicteur auquel on penserait pour définir si une simulation sous-journalière est nécessaire sur un bassin.

12.1 Recommandations

Cette étude pourrait être poursuivie dans plusieurs directions pour continuer à bénéficier des apprentissages issus de la comparaison de l'adaptation des MH 3 h et 24 h à des conditions climatiques différentes de la calibration. On propose ici d'améliorer la stratégie de travail sur des climats contrastés (section 12.1.1) ; de s'intéresser au devenir du cycle diurne de précipitation dans le futur et à sa modélisation aux différents pas de temps (section 12.1.2) ; de classer les différents symptômes, comportements et raisons d'un MH sortant de son domaine de calibration, à partir de modèles hydrologiques flexibles (section 12.1.3) ; d'étudier plus en détail les facteurs d'une représentation adéquate du débit de base dans les simulations (section 12.1.4).

12.1.1 Robustesse de l'étude sur les climats contrastés

L'utilisation de climats contrastés du passé récent a fourni des résultats intéressants, montrant notamment que la plus-value du sous-journalier émergeait sur des climats différents du climat de calibration, et qu'elle était intimement liée au type de changement climatique dominant sur un bassin. Cependant, la courte durée des séries contrastées utilisées n'a pas permis d'étudier avec fiabilité les séries de crues et la simulation des horsains sur des climats observés du passé récent. On pourrait la reprendre sur un moins grand nombre de bassins comprenant les séries les plus longues, ce qui permettrait aussi une calibration une peu plus réaliste, de 10 à 12 ans, sur des événements un peu plus diversifiés. L'analyse se concentrerait alors sur les cas spécifiques de divergence de fonctionnement interne constatés ici entre référence et futur, afin de déterminer le pas de temps le plus performant. Par exemple, un contraste important à modéliser serait basé sur la durée maximale des averses ou leur volume, pour comparer spécifiquement la performance des simulations 3 h et 24 h lors de la saturation des réservoirs d'infiltration.

12.1.2 Cycle diurne des précipitations et impact du pas de temps des simulations hydrologiques

Cette étude a souligné l'influence majeure de l'heure de pointe des averses et crues sur la relation entre pointes 3 h, 324 et 24 h. En conséquence, il serait intéressant de relier cette influence directement au cycle diurne des précipitations : il s'agirait d'analyser le cycle diurne saisonnier des précipitations issues des différentes simulations, son éventuel glissement entre référence et futur, et l'impact sur la divergence entre simulations journalières et sous-journalières des indices de crue. Cette étude serait particulièrement intéressante sur les bassins soumis aux précipitations convectives de fin de journée ou voués à le devenir, et il s'agirait alors d'étudier les relations entre ECC_T^e et l'heure privilégiée de précipitation, le temps de concentration du bassin menant à l'heure de pointe, la place de la fenêtre de moyennage par rapport à ces deux moments caractéristiques. L'expérience pourrait être répétée avec plusieurs échelles de référence temporelles (UTC, locale, choisie par rapport aux temps caractéristiques du bassin). Elle pourrait peut-être permettre de définir une échelle de référence temporelle préférable pour la modélisation journalière du bassin en fonction de ses temps caractéristiques. Par ailleurs, des ensembles d'arbres de classification de la plus-value des simulations 3 h sur les climats contrastés ont été entraînés mais n'ont pas été présentés ici en raison de l'instabilité dont ils ont fait montre sur ces courtes séries. Des séries plus longues permettraient de reprendre l'expérience pour déterminer des prédicteurs non plus seulement de divergences entre simulations 3 h et 24h, mais aussi de performance comparée.

12.1.3 Expérimentation sur des modèles hydrologiques flexibles

L'approfondissement de la recherche le plus souhaité est d'analyser la différence de fonctionnement interne des MH aux deux pas de temps sur un plus grand nombre de modèles. GR4H et MOHYSEH avaient été choisis lors de la conception de l'étude comme deux modèles ayant fait leurs preuves en Amérique du Nord, et notamment au Mexique – du moins à l'échelle de

modélisation journalière –, un territoire dont la modélisation sous-journalière nous intéressait particulièrement en raison de sa dynamique hydroclimatique complexe (pluies tropicales intenses, cyclones, fortes pentes, présence de bassins arides soumis à des crues éclairs, etc.). Par ailleurs, ils présentaient l'avantage d'associer un modèle parcimonieux (GR4H) et un modèle plus complexe (MOHYSEH). Le choix de ces deux modèles a été fait en suivant les habitudes des pairs, comme c'est la majorité du temps le cas en hydrologie (Addor et Melsen, 2019), mais limite la portée des résultats de l'étude. En effet, cette dernière montre clairement la grande importance du MH, tant dans les projections de crues futures, que sur le signal de CC sur les crues en lui-même, que sur l'incertitude liée au pas de temps de simulation choisi. Ce résultat va dans le sens de ceux de Markhali *et al.* (2022a,b) sur deux modèles distribués au Québec. Par conséquent, une prochaine étape serait d'établir les résultats à partir d'un plus grand nombre de MH. Une bonne option serait de tester différentes structures en utilisant des modèles flexibles de type SUPERFLEX (Kavetski *et al.*, 2011), FUSE (Framework for Understanding Structural Errors), (Clark et Kavetski, 2010), ou RAVEN (Craig *et al.*, 2020). Ces modèles flexibles permettraient de généraliser les études de cas du chapitre 7 en analysant les divergences entre projections journalières et sous-journalières issues des équations séquentielles, des conditions logiques présentes dans les équations, et des processus sous-journaliers filtrés, pour un plus grand nombre de formulations décrivant les processus internes des MH. Plusieurs questions pourraient être abordées, par exemple :

- Cette étude a permis de détecter des divergences futures liées aux fonctionnements internes différents aux deux pas de temps pour l'ETP, la fonte, les réservoirs d'infiltration. Peut-on établir une classification des différentes formulations internes pouvant conduire à des divergences dans le futur entre indices projetés en journalier et en sous-journalier ? On pourrait s'intéresser aux types de formulation en jeu (formulation séquentielle, conditions logiques, variabilité climatique sous-journalière) ; aux processus internes concernés (notamment, on n'a pas étudié dans cette étude l'impact des deux hydrogrammes unitaires de GR4H ni celui

de l'aquifère de MOHYSEH) ; aux types de changement climatique associé qui pourrait conduire à des divergences (variation des volumes, durées, ou intensités de précipitation, de température, etc.) ; aux conséquences possibles sur les indices hydrologiques moyens et extrêmes (bilans hydrologiques annuels différents, instabilité de la réponse de l'un ou l'autre pas de temps aux conditions extrêmes, etc.).

- L'utilisation de modèles flexibles est aussi une méthode intéressante pour aborder le lien entre parcimonie, équifinalité et influence du pas de temps dans les différents contextes géophysiques et climatiques. L'utilisation de deux MH seulement dans notre étude n'a pas permis de s'y intéresser. La comparaison du fonctionnement des MH à différents pas de temps peut-elle apporter de nouveaux éléments de compréhension face au lien entre parcimonie d'un MH et capacités d'adaptation à un climat différent du climat de calibration ? Deux raisonnements s'affrontent effectivement : le modèle parcimonieux, comme GR4H, dispose de moins nombreuses options de compensation des erreurs internes pour parvenir à une calibration performante. Ce sont d'autant moins de possibilités d'erreurs sur les projections issues du fonctionnement erroné de ces compensations sous un climat différent. D'un autre côté, le modèle plus complexe, comme MOHYSEH, offre justement un plus grand nombre d'options pour représenter plus finement les différents processus en jeu dans la génération des écoulements, y compris ceux qui sont minoritaires sur la période de calibration mais qui pourraient s'avouer beaucoup plus importants sur un climat différent. Les paramètres sont par contre moins liés aux caractéristiques réelles des bassins . . . du moins aux 24 h (section AII.5.2).
- Enfin, sur les cas d'études proposés dans cette recherche, les divergences observées entre simulations 3 h et 24 h effectuées avec des paramètres équivalents étaient encore amplifiées avec des paramètres calibrés indépendamment pour chaque pas de temps. Par exemple, l'erreur de discrétisation conduit à des niveaux de remplissage du réservoir d'infiltration plus élevés aux 24 h à paramètres équivalents à ceux du 3 h, et la calibration aux 24 h donne lieu

à un réservoir plus petit et des niveaux encore plus hauts. Un constat similaire a été fait sur les paramètres de fonte. La compensation de l'erreur aux 24 h est alors faite sur un autre paramètre qu'on a parfois appelé « paramètre d'ajustement », moins corrélé aux descripteurs géophysiques des bassins aux 3 h (*Voir* annexe AII.5.2). On aimerait vérifier sur un ensemble de modules hydrologiques et de bassins s'il s'agit de cas isolés ou si c'est un cas récurrent, avant de proposer une interprétation à ce comportement.

12.1.4 Simulation des différentes composantes du débit

Notre étude a montré qu'une raison importante des divergences entre projections 3 h et 24 h était l'atteinte de la saturation du réservoir souterrain plus rapide aux 24 h à la suite de volumes de précipitation non observés sur les périodes de calibration. Le sens de la divergence dépend alors de la répartition des pluies par rapport à la fenêtre journalière et est donc instable : il peut être différent en fonction de l'échelle de temps choisie par exemple (UTC ou LST). Cette saturation correspond à un processus naturel, l'écoulement de Dunne, qui a lieu sur des sols saturés. Les débits de ruissellement sont effectivement grandement amplifiés dans la nature lorsque ce type d'écoulement est activé, comme on l'a observé dans les modèles lorsque la saturation avait lieu avant le passage du cœur de l'averse. Il apparaît donc comme un point critique de la calibration d'améliorer la fiabilité des projections de crue dans un contexte d'augmentation des volumes d'averses. Dans le cas d'étude 7.2, la capacité du réservoir d'infiltration calibrée aux 24 h semblait ajustée pour absorber les volumes d'averses observés durant la calibration. La saturation était ainsi rarement atteinte sur la période de référence, mais très souvent sur la période future. Est-ce toujours le cas ? L'amplification des crues consécutive à la saturation du réservoir est-elle réaliste et peut-elle être correctement représentée aux 24 h, qui impose au réservoir d'infiltration de recevoir d'un seul coup toute la précipitation journalière ? Vaut-il mieux raisonner en termes de capacité d'infiltration, donnant lieu à des écoulements hortoniens lorsqu'elle est dépassée, ou de capacité de stockage du sol, donnant lieu à des écoulements de

Dunne lorsqu'elle est dépassée, ou encore les deux ? Le seuil de saturation simulé par les MH correspond-il à une caractéristique réelle du bassin ? Aussi, dans la réalité, seule une partie du bassin donne normalement lieu à des écoulements sur sol saturé. Comment en tenir compte dans un modèle global ? Quelle information disponible lors de la calibration permettrait de s'assurer que le seuil de déclenchement de l'écoulement sur sol saturé est correctement simulé et que le réservoir d'infiltration n'a pas été sous-dimensionné ? Ce type d'écoulement doit-il être explicitement représenté dans les équations de modélisation – du moins dans les régions concernées par ce processus ? Des publications récentes s'intéressent à la modélisation des écoulements d'Horton et de Dunne (Yi *et al.*, 2023; Sinha *et al.*, 2016). Casado-Rodríguez et del Jesus (2022); Talbot *et al.* (2025) proposent aussi une meilleure simulation de la séparation des écoulements, en calibrant un modèle à la fois sur le débit à l'exutoire, et sur le débit de base pour l'un, ou la recharge des eaux souterraines pour l'autre, mais à l'échelle journalière. D'autres études proposent enfin une meilleure définition des paramètres contrôlant l'écoulement sur sol saturé en utilisant des bassins versants expérimentaux (Zhang *et al.*, 2025) ou des relevés satellites du contenu en eau des couches superficielles du sol (Ortenzi *et al.*, 2024). Ces études pourraient servir de base à une réflexion sur les capacités d'adaptation des MH lorsque les volumes de précipitation futurs dépassent les volumes pour lesquels le modèle a été calibré.

ANNEXE I

ANNEXES LIÉES À LA MÉTHODOLOGIE

AI.1 Définition des modèles hydrologiques et de leurs paramètres

Cette section décrit les structures internes de GR4H et MOHYSEH, c'est-à-dire les équations discrétisées représentant les processus hydrologiques, ainsi que les variables, paramètres et constantes qui y interviennent. Au long du document, plusieurs notations sont utilisées pour une variable Y. Y_t est la valeur de la variable au pas de temps t. En cas de confusion possible, le type de série (aux 3 h, aux 24 h) est précisé : $Y_t^{(dt)}$, $dt \in \{3, 324, 24\}$. Y ou $Y^{(dt)}$ représente le vecteur complet de la série.

AI.1.1 Structure de MOHYSEH

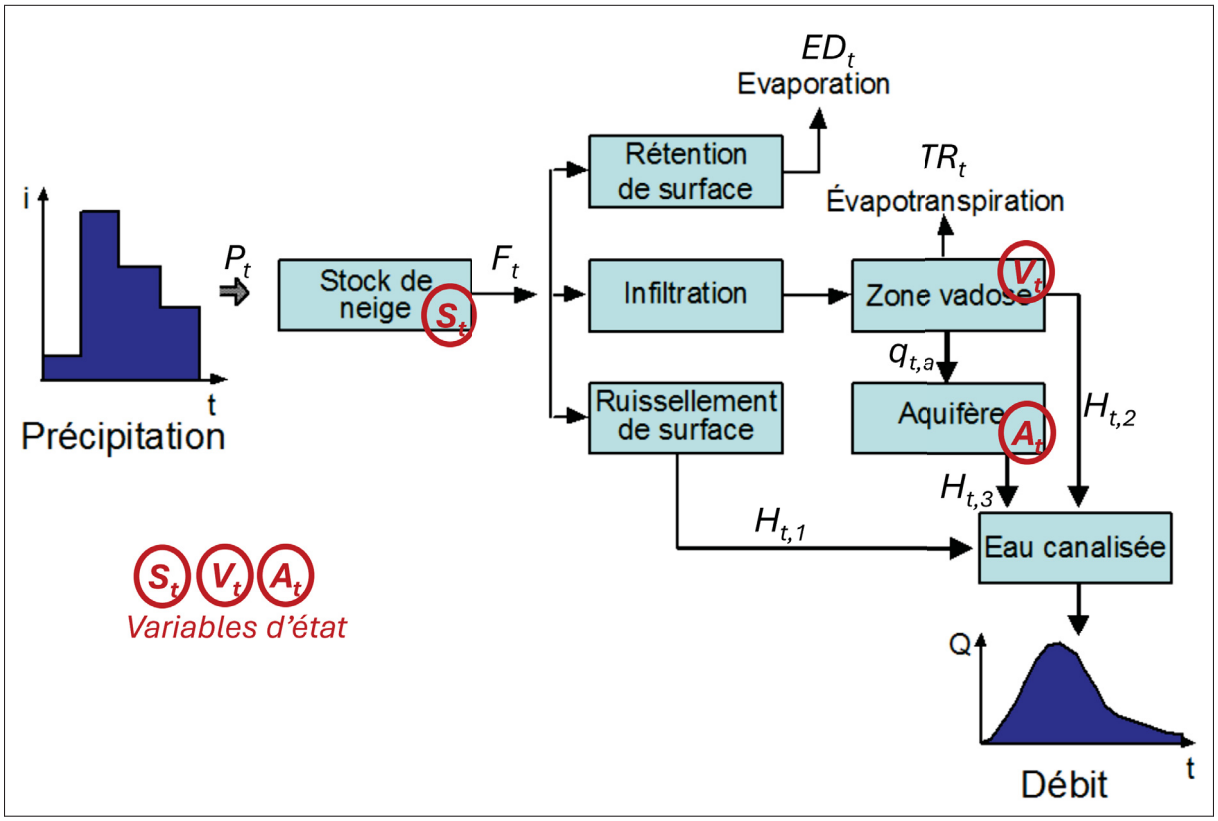


FIGURE -A I-1 Structure de MOHYSEH
Adaptée de Fortier-Filion (2011, p. 42)

Variables d'entrée au pas de temps t :

- T_t, température moyenne pendant le pas de temps t en °C,
- P_t, pluie pendant le pas de temps t en mm Δt^{-1},
- N_t, neige pendant le pas de temps t en mm Δt^{-1},
- j_t, jour julien du pas de temps t,
- δ_{j_t}, déclinaison solaire du jour julien du pas de temps t.

Variables d'état des stocks au pas de temps t :

- S_t, équivalent en eau du stock de neige à la fin du pas de temps t, en mm,
- V_t, eau contenue dans la zone vadose à la fin du pas de temps t, en mm,

- A_t, eau contenue dans l'aquifère à la fin du pas de temps t, en mm.

Variables de flux transitoires au pas de temps t :

- ETP_t, évapotranspiration potentielle au pas de temps t en mm Δt^{-1},
- ED_t, évaporation directe du pas de temps t en mm Δt^{-1},
- TR_t, transpiration depuis la zone vadose au pas de temps t en mm Δt^{-1},
- F_t, fonte du stock de neige au pas de temps t en mm Δt^{-1},
- I_t, infiltration au pas de temps t en mm Δt^{-1},
- $H_{t,1}$, ruissellement de surface au pas de temps t en mm Δt^{-1},
- $H_{t,2}$, écoulement hypodermique de la zone vadose au pas de temps t en mm Δt^{-1},
- $H_{t,3}$, écoulement de base de l'aquifère au pas de temps t en mm Δt^{-1},
- H_t, production totale au pas de temps t en mm Δt^{-1} : $H_t = H_{t,1} + H_{t,1} + H_{t,1}$
- q_t, percolation de la zone vadose vers l'aquifère au pas de temps t en mm Δt^{-1}.

Variable de sortie au pas de temps t :

- Q_t, débit de sortie au pas de temps t en $m^3\ s^{-1}$.

Constantes :

- L, latitude moyenne du bassin versant, en °,
- B, aire du bassin versant en km^2,
- K, temps de réponse maximal du bassin, en Δt^{-1},
- Δt, pas de temps de simulation en heures.

Les paramètres calibrés sont définis à la section AI.1.3. Un seul hydrogramme unitaire U de type Nash transfère la production totale vers l'exutoire :

$$\forall\ k \in 1 \ldots K, U(k) = \frac{k^{\alpha-1} exp^{-k/\beta}}{\sum_{k=1}^{K} k^{\alpha-1} exp^{-k/\beta}} \qquad \text{(A I-1)}$$

Les variables internes sont initialisées à zéro en début de simulation. Les équations discrétisées sont ensuite itérées pour chaque pas de temps t. :

$$\delta_{j_t} = 0,41 \sin(\frac{j_t - 80}{365} 2\pi) \tag{A I-2}$$

$$ETP_t = \frac{c_{ETP}}{\pi} \arccos\left(-\tan(\frac{L\pi}{180}) \tan(\delta_{j_t})\right) \exp(\frac{17,3T_t}{238 + T_t}) \tag{A I-3}$$

$$ED_t = \min(P_t, ETP_t) \tag{A I-4}$$

$$TR_t = \min(c_{TR} V_{t-1}, ETP_t - ED_t) \tag{A I-5}$$

$$F_t = \min\left(c_f \max(T_t - T_f, 0), S_{t-1}\right) \tag{A I-6}$$

$$S_t = S_{t-1} + Nt - F_t \tag{A I-7}$$

$$I_t = \begin{cases} 0, & \text{si } V_{t-1} \geq V_{max} \\ (P_t + F_t - ED_t)(1 - \frac{V_{t-1}}{V_{max}}), & \text{sinon} \end{cases} \tag{A I-8}$$

$$H_{t,1} = P_t + F_t - ED_t - I_t \tag{A I-9}$$

$$H_{t,2} = c_V V_{t-1} \tag{A I-10}$$

$$H_{t,3} = c_A A_{t-1} \tag{A I-11}$$

$$q_t = c_{VA} V_{t-1} \tag{A I-12}$$

$$V_t = V_{t-1} + I_t - TR_t - q_t - H_{t,2} \tag{A I-13}$$

$$A_t = A_{t-1} + q_t - H_{t,3} \tag{A I-14}$$

$$H_t = H_{t,1} + H_{t,2} + H_{t,3} \tag{A I-15}$$

$$Q_t = \frac{B}{3,6\Delta t} \sum_{k=1}^{K} H_{t-k+1} U(k) \tag{A I-16}$$

AI.1.2 Structure de GR4H

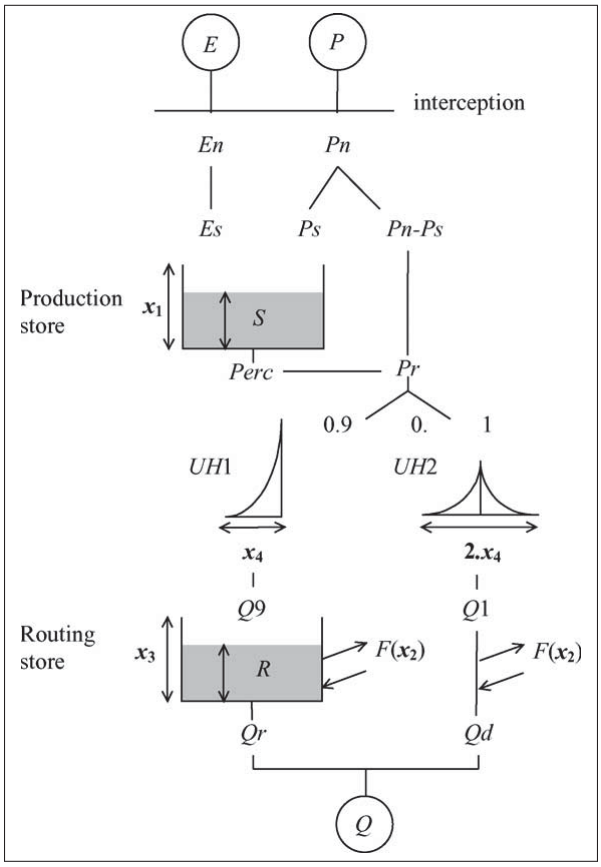


FIGURE -A I-2 Structure de GR4H
Adaptée de Perrin *et al.* (2003, p. 277)

Variables d'entrée au pas de temps t :

- E_t, évapotranspiration potentielle pendant le pas de temps t en mm Δt^{-1}. Dans cette thèse E_t est calculée à l'échelle journalière en amont de GR4H selon la formule de Oudin *et al.* (2005), puis désagrégée au pas de temps Δt selon le schéma de désagrégation horaire de Parton et Logan (1981) (indépendant du lieu et du jour de l'année, voir justification section 4.2.1.1),
- P_t, lame d'eau entrante pendant le pas de temps t en mm Δt^{-1}, constituée de la pluie additionnée de la fonte. Dans cette thèse, cette dernière est calculée en amont du modèle à l'échelle journalière selon l'algorithme *CEMANEIGE* (Valéry, 2010) en supposant

des paramètres de fonte homogènes pour toutes les altitudes couvertes par le bassin. Elle est ensuite désagrégée au pas de temps Δt selon le schéma de désagrégation horaire de Parton et Logan (1981).

Variables internes au pas de temps t :

- P_{n_t}, précipitation nette pour le pas de temps t en mm Δt^{-1},
- E_{n_t}, capacité d'évapotranspiration nette pour le pas de temps t en mm Δt^{-1},
- P_{s_t}, portion de la pluie nette acheminée au réservoir de production pour le pas de temps t en mm Δt^{-1},
- E_{s_t}, quantité d'eau évaporée du réservoir de production pour le pas de temps t en mm Δt^{-1},
- $Perc_t$, pertes par percolation durant le pas de temps t, en mm Δt^{-1},
- P_{r_t}, lame de ruissellement disponible pour le pas de temps t, en mm Δt^{-1},
- $Q_{9,t}$, lame de ruissellement transférée vers l'hydrogramme unitaire HU_1 au pas de temps t, en mm Δt^{-1},
- $Q_{1,t}$, lame de ruissellement transférée vers l'hydrogramme unitaire HU_2 au pas de temps t, en mm Δt^{-1},
- F_t, flux d'eaux souterraines entre bassins versants au pas de temps t, en mm Δt^{-1},
- Q_{r_t}, lame de ruissellement à la sortie du réservoir de routage au pas de temps t, en mm Δt^{-1},
- Q_{d_t}, lame de ruissellement à la sortie du réservoir de routage au pas de temps t, en mm Δt^{-1}.

Variables d'état au pas de temps t :

- S^t, Niveau d'eau dans le réservoir de production au pas de temps t, en mm,
- R^t, Niveau d'eau dans le réservoir de stockage au pas de temps t, en mm.

Variable de sortie au pas de temps t :

- Q_{sim_t}, débit de sortie en $m^3\ s^{-1}$.

Constantes :

- SH_{exp}, exposant dans les hydrogrammes unitaires HU_1 et HU_2, dépendant du pas de temps. $SH_{exp}^{3\ h} = 1,36\,;\, SH_{exp}^{24\ h} = 2,5$ (Mathevet, 2005),
- B, aire du bassin en km^2,

- Δt, durée d'un pas de temps de simulation en heures.

Les paramètres calibrés sont définis à la section AI.1.3.

Deux hydrogrammes unitaires $HU_{1,t}$ et $HU_{2,t}$ transfèrent respectivement $Q_{9,t}$ et $Q_{1,t}$ vers l'exutoire. Ils sont définis à partir des courbes en S $SH_{1,t}$ et $SH_{2,t}$:

$$SH_{1,t} = \begin{cases} 0 & \forall\, t,\ t \leq 0 \\ (\frac{t}{x_4})^{SH_{EXP}} & \forall\, t,\ 0 < t < x_4 \\ 1 & \forall\, t,\ t \geq x_4 \end{cases} \tag{A I-17}$$

$$SH_{2,t} = \begin{cases} 0 & \forall\, t,\ t \leq 0 \\ \frac{1}{2}(\frac{t}{x_4})^{SH_{EXP}} & \forall\, t,\ 0 < t \leq x_4 \\ 1 - \frac{1}{2}(2 - \frac{t}{x_4})^{SH_{EXP}} & \forall\, t,\ x_4 < t < 2x_4 \\ 1 & \forall\, t,\ t \geq 2x_4 \end{cases} \tag{A I-18}$$

$$HU_{1,t} = SH_{1,t} - SH_{1,t-1} \qquad \forall\, t,\ t \in \lceil 1 \cdots x_4 \rceil \tag{A I-19}$$

$$HU_{2,t} = SH_{2,t} - SH_{2,t-1} \qquad \forall\, t,\ t \in \lceil 1 \cdots 2x_4 \rceil \tag{A I-20}$$

Les variables internes sont initialisées à zéro en début de simulation. Les équations discrétisées sont ensuite itérées pour chaque pas de temps t. La version présentée ci-dessous est adaptée au pas de temps Δt selon Mathevet (2005) :

$$P_{n_t} = max(0, P_t - E_t) \tag{A I-21}$$

$$E_{n_t} = max(0, E_t - P_t) \tag{A I-22}$$

$$P_{s_t} = \begin{cases} \frac{x_1\left(1-(\frac{S_{t-1}}{x_1})^2\right)tanh(\frac{P_{n_t}}{x_1})}{1+\frac{S_{t-1}}{x_1}tanh(\frac{P_{n_t}}{x_1})} & \text{si } P_{n_t} > 0 \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad \text{(A I-23)}$$

$$E_{s_t} = \begin{cases} 0 & \text{si } P_{n_t} > 0 \\ \frac{S_{t-1}(2-\frac{S_{t-1}}{x_1})tanh(\frac{E_{n_t}}{x_1})}{1+(1-\frac{S_{t-1}}{x_1})tanh(\frac{E_{n_t}}{x1})} & \text{sinon} \end{cases} \quad \text{(A I-24)}$$

$$S_t = S_{t-1} - E_{s_t} + P_{s_t} \quad \text{(A I-25)}$$

$$Perc_t = S_t\left[1 - \left(1 + \frac{\Delta t}{24}(\frac{9}{4}\frac{S_t}{x_1})^4\right)^{-1/4}\right] \quad \text{(A I-26)}$$

$$S_t = S_t - Perc_t \quad \text{(A I-27)}$$

$$P_{r_t} = Perc_t + P_{n_t} - P_{s_t} \quad \text{(A I-28)}$$

$$Q_{9,t} = 0,9\sum_{k=1}^{\lceil x_4 \rceil} HU_{1,k}P_{r_{t-k+1}} \quad \text{(A I-29)}$$

$$Q_{1,t} = 0,1\sum_{k=1}^{\lceil 2x_4 \rceil} HU_{2,k}P_{r_{t-k+1}} \quad \text{(A I-30)}$$

$$F_t = \frac{\Delta t}{24}x_2(\frac{R_{t-1}}{x_3})^{7/2} \quad \text{(A I-31)}$$

$$R_t = max(0; R_{t-1} + Q_{9,t} + F_t) \quad \text{(A I-32)}$$

$$Q_{r_t} = R_t\left(1 - \left(1 + \frac{\Delta}{24}(\frac{R_t}{x_3})^4\right)^{-1/4}\right) \quad \text{(A I-33)}$$

$$R_t = R_t - Q_{r_t} \quad \text{(A I-34)}$$

$$Q_{d_t} = max(0; Q_{1,t} + F_t) \quad \text{(A I-35)}$$

$$Q_{sim_t} = \frac{B}{3,6\Delta t}(Q_{r_t} + Q_{d_t}) \quad \text{(A I-36)}$$

AI.1.3 Plages de définition des paramètres des modèles hydrologiques

TABLEAU A I-1 Paramètres de GR4H et intervalles admissibles

Param.	Unité	Définition	Bornes (24 h)	Bornes (3 h)
x_1	mm	Capacité du réservoir de production	[1 ; 750]	"
x_2	mmΔt^{-1}	Coefficient d'échanges souterrains	$[-10; 10]$	"
x_3	mm	Capacité du réservoir de routage	[1 ; 400]	"
x_4	Δt	Temps de base de l'HU	$[0,5; 10]$	$[0,5; 120]$
x_5[a]	mm °C^{-1}	Facteur degré-jour	$[0; 10]$	"
x_6[a]	-	Coef. état thermique	$[0; 1]$	"

[a] Les paramètres x_5 et x_6 sont ceux de la routine de fonte de neige $CEMANEIGE$.

TABLEAU A I-2 Paramètres de MOHYSEH et intervalles admissibles

Param.	Unité	Définition	Bornes (24 h)	Bornes (3 h)
c_{ETP}	mmΔt^{-1}	Coef. d'ajustement de l'ETP	$[0,01; 20]$	$[0,01; 2,5]$
c_{TR}	Δt^{-1}	Coef. de transpiration	$[0,01; 1]$	"
c_f	mm°C$^{-1}\Delta t^{-1}$	Taux de fonte	$[0,01; 20]$	$[0,01; 2,5]$
T_f	°C	Seuil de fonte	$[-5; 5]$	"
V_{max}	mm	Hauteur maximale de la zone vadose	$[0,01; 500]$	"
c_{va}	Δt^{-1}	Coef. vidange zone vadose vers aquifère	$[0,01; 1]$	"
c_v	Δt^{-1}	Coef. vidange zone vadose à cours d'eau	$[0,01; 1]$	"

Tableau A I-2 Paramètres des MH et intervalles admissibles (suite)

Param.	Unité	Définition	Bornes (24 h)	Bornes (3 h)
c_a	Δt^{-1}	Coef. vidange aquifère à cours d'eau	$[0,01; 1]$	"
α	-	Paramètre de forme de l'HU	$[0,01; 15]$	"
β	-	Paramètre d'échelle de l'HU	$[0,01; 15]$	"

Dans le texte, lorsqu'on fait référence aux paramètres $x_i, i \in \{1, \cdots, 10\}$ pour MOHYSEH, il s'agit des paramètres classés dans l'ordre mentionné dans le tableau A I-2.

AI.1.4 Mise à l'échelle des paramètres 3 h aux 24 h à des fins de comparaison

Dans plusieurs sections du document, les paramètres des MH calibrés aux 3 h et aux 24 h ont été comparés :

- Pour étudier l'impact de leurs différences sur les divergences des simulations 3 h et 24 h (chapitre 9 ;
- Pour comparer le comportement d'un MH fonctionnant aux 3 h, ou aux 24 h avec un jeu de paramètres équivalent (chapitre 7).

La mise à l'échelle utilisée pour pouvoir effectuer ces comparaisons est la suivante :

Soient $x_i^{(3)}$ et $x_i^{(24)}$, les paramètres i calibrés aux 3 h et aux 24 h ;

$x_i^{(t3)}$, le paramètre i calibré aux 3 h et transféré aux 24 h ;

GR4H

$$\forall\, i \in \{1,2,3,5,6\} \qquad x_i^{(t3)} = x_i^{(3)} \qquad \text{(A I-37)}$$

$$i = 4 \qquad x_i^{(t3)} = 8x_i^{(3)} \qquad \text{(A I-38)}$$

MOHYSEH

$$\forall\, i \in \{1,2,3,6,7,8\} \qquad x_i^{(t3)} = 8x_i^{(3)} \qquad \text{(A I-39)}$$

$$\forall\, i \in \{4,5,9\} \qquad x_i^{(t3)} = x_i^{(3)} \qquad \text{(A I-40)}$$

$$\forall\, i \in \{10\} \qquad x_i^{(t3)} = x_i^{(3)} / \left(8(x_9^{(3)} - 1)\right) \qquad \text{(A I-41)}$$

$$t_p^{(t3)} = t_p^{(3)} / 8 \qquad \text{(A I-42)}$$

Pour GR4H, la mise à l'échelle des paramètres est interne au modèle selon la définition utilisée (section AI.1.2), ce qui explique que l'on compare directement les valeurs des paramètres calibrés aux 3 h et aux 24 h. Pour MOHYSEH, c'est exactement le même modèle qui a été utilisé aux 3 h et aux 24 h, et les paramètres correspondant à des flux par unité de temps sont donc mis à l'échelle.

Par ailleurs, pour MOHYSEH toujours, on préfère généralement comparer les temps de pointe t_p des HU (en heures) plutôt que les paramètres ($x_9 = \alpha, x_{10} = \beta$), qui sont plus difficiles à interpréter. En effet, ils contrôlent la forme de l'hydrogramme unitaire continu, mais cette forme est altérée par la discrétisation aux 3 h et aux 24 h. Les temps de pointe des HU de Nash utilisés par MOHYSEH sont obtenus en heures par : $t_p^{(3)} = 3\beta(\alpha - 1)$ et $t_p^{(24)} = 24\beta(\alpha - 1)$.

AI.2 Annexes liées à la méthodologie de définition des saisons

AI.2.1 Détermination des saisons hydrologiques par bassin versant

Pour définir des saisons correspondant à des processus hydroclimatiques homogènes, les saisons sur chaque bassin versant ont été définies en effectuant une classification automatique à k-moyennes (*k-mean clustering*) des événements de crue observés sur la période disponible, en s'inspirant de la classification automatique des saisons proposée par Turkington *et al.* (2016) :

1. Les pointes de crues ont été extraites des séries temporelles observées aux 3 h selon la méthode *POT* (*Voir* section 4.4.2.2 pour plus de détails).
2. Chaque crue a été caractérisée par neuf facteurs hydroclimatiques décrits dans le tableau A I-3. Les facteurs climatiques ont tous été calculés à partir de précipitations MSWEP2 et de températures ERA5. Les neuf facteurs choisis sont inspirés des travaux de Turkington *et al.* (2016) et de la classification des saisons hydrologiques de bassins des É.-U. de Coopersmith *et al.* (2012). Ils visent à caractériser la variabilité des processus hydroclimatiques d'une saison à l'autre (intensité et volume de précipitation, évaporation, fonte, participations relatives du débit de base et du ruissellement à la crue, fréquence des crues) et sont considérés comme indépendants les uns des autres pour établir la classification des saisons. Des variantes de ces facteurs (et des facteurs supplémentaires) ont également été testées, et le choix a porté sur ceux permettant la meilleure discrimination des saisons.
3. L'objectif étant d'obtenir des facteurs caractéristiques de saisons, à chaque crue, on a ensuite associé, pour chaque facteur, la valeur moyenne des valeurs calculées pour tous les événements de crue compris durant le mois entourant la crue en question. Des tests de la méthode de classification des crues sans effectuer ce lissage ont montré que les résultats demandaient une plus longue analyse visuelle, car elle fournissait des saisons non continues, les événements de crue exceptionnellement précoces ou tardifs pour la saison étant associés à la saison concernée puis suivis d'événements associés à la saison précédente dans la ligne de temps. Ainsi, à chaque crue sont associés les neuf facteurs moyens caractéristiques du mois l'entourant, plutôt que les facteurs de la crue elle-même.

4. Enfin, les facteurs ont tous été normalisés : si F_i est la valeur du facteur pour la crue i issue de la série F des facteurs de toutes les crues, sa valeur normalisée est f_i :

$$f_i = \frac{F_i - \overline{F}}{\sigma_F}, \tag{A I-43}$$

avec : $\overline{F}$, la moyenne de la série F, et σ_F son écart-type.

Tableau A I-3 Facteurs hydroclimatiques associés aux crues observées (pour la classification des saisons)

Symbole	Définition	Calcul
Δt_a	Durée moyenne des précipitations antécédentes	Calcul de la corrélation de Pearson entre la série des débits de crue *POT* observés, et la série de la lame d'eau (précipitation MSWEP2+fonte simulée par *CEMANEIGE*) cumulée sur les n pas de temps de 3 h précédant chaque crue (Calcul fait pour chaque n variant de 1 à 250 [*c.-à-d.* de 3 h à ≃1 mois]). La durée $n\Delta t_a$ fournissant la plus haute corrélation significative est choisie comme durée moyenne de précipitations antécédentes.
P_i^{max}	Intensité maximale des précipitations de i	Maximum de la série de précipitation aux 3 h sur une plage de durée Δt_a précédant la pointe de crue i
$Pvol_i$	Volume de précipitation associé à i	Total des précipitations sur la durée Δt_a précédent la crue i
T_i^{max}	Température maximale durant i	Max sur Δt_a précédant la crue i

Tableau A I-3 Facteurs hydroclimatiques associés aux crues observées (suite)

Symbole	Définition	Calcul
$Snow_i$	Ratio fonte totale / lame totale de i	La fonte associée à la crue est calculée par $CEMANEIGE$ selon les paramètres calibrés avec GR4H. $Snow_i$ est utilisé uniquement sur les bassins sujets à la fonte.
F_{pi}	Coefficient de pointe de la crue i	Ratio du débit de pointe 3 h sur le débit de pointe 24 h de la crue i
BFI_i	Débit de base de i	La série complète de débits observés est séparée en débit de base et de ruissellement à chaque pas de temps par la technique du filtre numérique récursif Nathan et McMahon (1990) utilisée dans la routine Matlab Hydrun (Tang et Carey, 2017), avant d'extraire le débit de base BFI_i correspondant au jour julien de la pointe de crue i
$\theta_i(D_{xi}, D_{yi})$	Jour de la crue i en valeur angulaire (et coord. cartésiennes)	Pour chaque bassin, l'angle 0 est défini comme le jour pour lequel le débit de l'hydrogramme moyen annuel est le plus bas. La statistique directionnelle est souvent utilisée pour déterminer la saisonnalité d'un bassin (Cunderlik *et al.*, 2004).
Ev_i.	Probabilité d'occurrence de i	Nombre de crues extraites durant le mois centré sur i, toutes années confondues, divisé par le nombre de crues total de la série POT

5. Sur chaque bassin versant, des décompositions en $k = 1$ à quatre saisons ont été effectuées selon la méthode de classification par k-moyennes :

- La distance entre un événement et le centroïde de chaque saison est calculée comme la corrélation entre le vecteur des facteurs de ces deux points. Des tests ont été réalisés avec une autre métrique (distance euclidienne), mais ont fourni des résultats moins consistants (valeurs du coefficient de Silhouette [1] plus faible).
- La décomposition en un nombre de saisons fournissant la meilleure valeur médiane de Silhouette pour tous les événements de toutes les saisons a été retenue.

6. Les saisons ont finalement été définies comme les mois correspondant à tous les événements de crue de cette saison selon la classification :
   - Lorsqu'un mois de transition a présenté des crues provenant de deux saisons successives, il a été associé à la saison à laquelle était associé le plus grand nombre de crues.
   - Les saisons d'une durée d'un seul mois selon ce procédé n'ont pas été considérées. Les événements du mois en question ont été réassociés à la saison dont le centroïde était le plus proche (en utilisant comme métrique de distance la corrélation entre les facteurs hydroclimatiques de l'événement et ceux des centroïdes des saisons). Le cas s'est présenté par exemple pour des bassins pour lesquels la saison de fonte est une succession d'événements mixtes de fonte/pluie sur neige. L'algorithme de classification établit bien la différence dans ce cas entre les deux types d'événements. On a choisi ici de considérer une seule saison pour les deux types d'événements (un choix de facilité sans aucun doute discutable).
   - Les saisons donnant lieu à moins de 0,9 événement par an en moyenne sur la période considérée n'ont pas été considérées. Les événements de la saison ont été réaffectés de la même manière. Il s'agit en particulier des saisons d'été très sèches présentant exceptionnellement une crue éclair.
   - L'année complète a été considérée comme une saison sur laquelle une AFC des débits était possible (en supposant par conséquent une série stationnaire de débits maxima annuels homogènes et iid), excepté pour les bassins versants mixtes, pour lesquels

[1] Le coefficient de Silhouette d'un point est une mesure de la similarité de cette crue à la saison à laquelle elle est associée, en comparaison de sa similarité aux autres saisons. Plus il est élevé, plus la crue est corrélée aux autres crues de sa saison, et dissemblable des crues des autres saisons (Kaufman et Rousseeuw, 2009).

les maxima annuels résultent parfois d'une fonte et par fois d'un événement pluvieux extrême. Ces deux types de processus étant trop différents pour pouvoir raisonnablement les considérer comme issus d'une série homogène, l'AFC n'a dans ce cas pas été menée à l'échelle de l'année.

AI.2.2 Détermination des facteurs caractéristiques de chaque saison

À chaque saison de chaque bassin versant, on a ensuite associé les facteurs qui caractérisaient le mieux la saison, c'est-à-dire ceux dont la valeur au centroïde de la saison se distinguait le plus des valeurs obtenues pour les autres saisons. Concrètement, on a choisi comme facteurs représentatifs d'une saison les facteurs dont la moyenne des valeurs normalisées sur les crues de cette saison était supérieure à 0,3 en valeur absolue (la moyenne des valeurs normalisées de tout facteur étant bien sûr 0 sur l'ensemble des crues de toutes les saisons).

À titre d'exemple, la figure -A I-3 montre les classes saisonnières définies sur six bassins versants choisis au hasard, et les facteurs représentatifs de chaque saison.

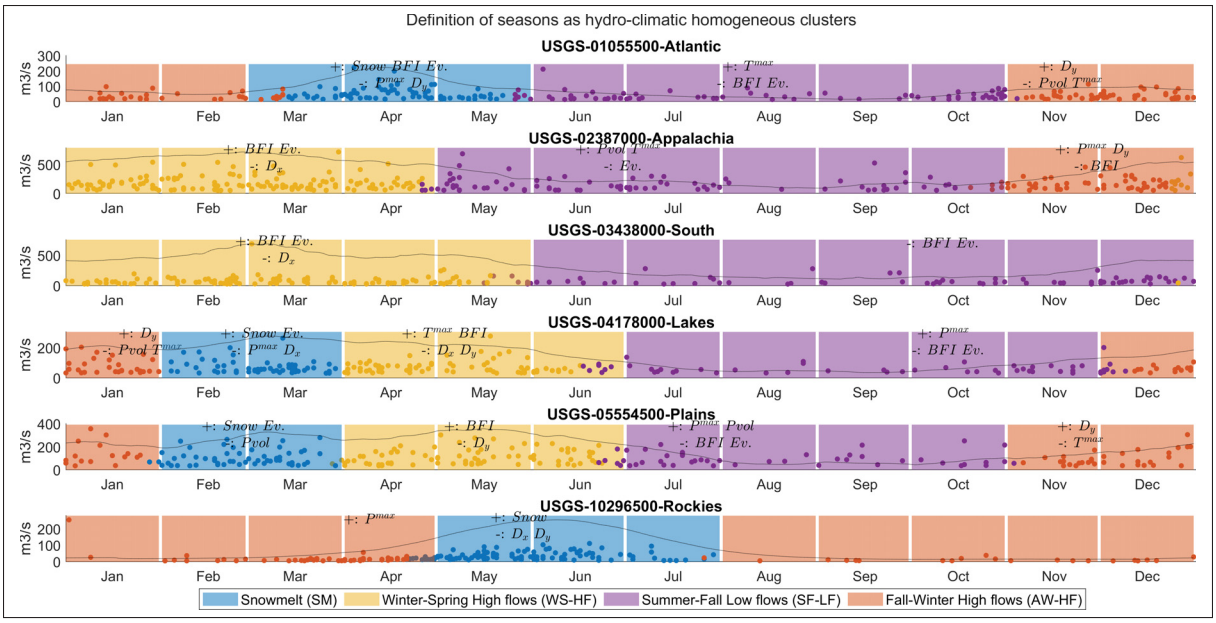


FIGURE -A I-3 Classification de saisons pour six bassins versants des É.-U. Les points représentent tous les événements de crue sur les débits observés disponibles. L'hydrogramme moyen est en pointillé (mis à l'échelle pour être maximal au sommet du graphique). Les annotations sur chaque saison mentionnent les facteurs qui se distinguent pour cette saison : "+/-" indique que ces derniers sont plus élevés /faibles pour les événements de cette saison que pour les événements des autres saisons

AI.2.3 Validation visuelle des résultats de la classification des saisons

Une analyse visuelle pour chaque bassin a finalement été effectuée pour s'assurer de la pertinence des saisons définies. Cette analyse s'est faite à partir des graphiques récapitulatifs dressés pour chaque bassin, illustrés à la figure -A I-4 sur un exemple d'un bassin pluvio-nival. Ils ont permis de vérifier notamment :

1. La durée de la saison contrôlée par la fonte, éventuellement suivie par une saison de crues printanières uniquement pluviales. Comme mentionné précédemment, la transition entre crues de fonte, crues mixtes et crues pluviales se fait de façon progressive, et pour plusieurs bassins du Nord-Est des États-Unis, on peut distinguer clairement les deux saisons successives (SM/*WS-HF*). Dans quelques cas, la classification automatique proposait une saison de fonte trop courte et un passage à la saison pluviale alors que la fonte restait

importante. Cet inconvénient pourrait vraisemblablement être rapidement réglé en affinant la réattribution des événements du mois de transition par rapport au critère démocratique simple qui a été utilisé ici.

2. Le fait que les saisons créées étaient bien des saisons susceptibles de donner lieu à des crues régulières. En effet, le critère utilisé dans notre méthodologie était de définir une saison uniquement si le nombre annuel moyen de crues pour la saison était supérieur à 0,9. Cependant, d'une part, cette valeur pourrait paraître arbitraire, et d'autre part, le choix du seuil définissant les crues dans la méthode *POT* reste un choix particulièrement sensible qui pourrait par exemple compter comme crues des événements très modestes si le seuil est choisi trop bas (*Voir* section 4.4.2.2). Les sous-graphiques (i) et (k) de la figure -A I-4, inspirés respectivement de Ouarda *et al.* (2006) et Chen *et al.* (2015b) pour la définition automatique de saisons, ont été particulièrement utiles pour cette vérification :
   - sous-graphique (i) : Le nombre cumulatif de crues par jour julien est tracé et ajusté à une courbe linéaire par parties. Les saisons typiques sont alors facilement repérées par les changements de pente, et les transitions délicates entre deux saisons mentionnées précédemment peuvent être vérifiées graphiquement, ainsi que le nombre de saisons d'intérêt dans l'année.
   - sous-graphique (k) : Ce graphique ne s'intéresse pas aux crues *POT*, mais uniquement aux crues annuelles. Ainsi, des saisons comprenant de nombreuses petites crues modestes qui n'auront pas à être prises en compte dans l'aménagement de la rivière et de ses abords pourraient être visibles dans le sous-graphique (i), mais ne le seront pas dans celui-ci. Le graphique en barres fournit les fréquences relatives des crues par tranches de 10 jours afin d'affiner la répartition mensuelle dont on a déjà mentionné qu'elle était trop large pour représenter clairement les transitions entre saisons. Le nombre de saisons et leurs positions dans l'année apparaissent donc clairement en comparant les fréquences relatives à une hypothétique distribution uniforme des crues dans l'année (ligne rouge).

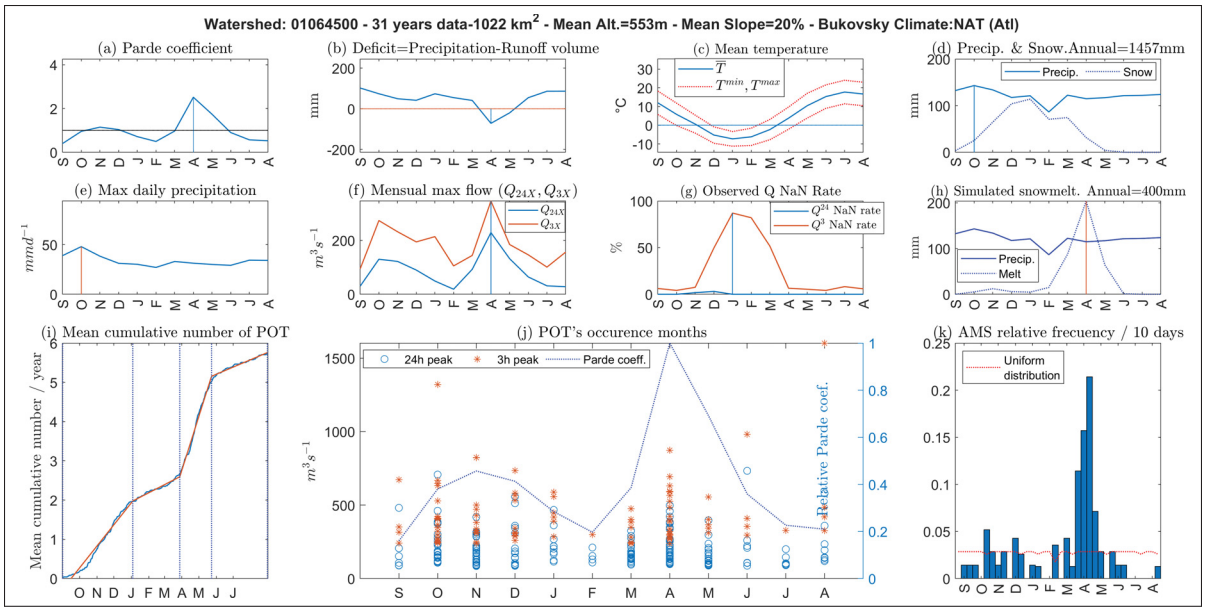


FIGURE -A I-4 Outils graphiques pour la définition des saisons hydrologiques : Exemple d'un bassin mixte du New Hampshire.
Lignes 1 et 2 : normales mensuelles climatiques et hydrologiques (observations MOPEX, sauf (h) :La fonte est simulée par *CEMANEIGE*)
Ligne 3 : répartition des crues *POT* et des maxima annuels *AMS* sur l'année.
Les graphiques commencent au mois de débit moyen minimal (septembre ici)

AI.3 Vérification graphique du choix du seuil d'une série *POT*

Dans le cas où les tests assurant la validité de la méthode de détection automatique du seuil associé à une série de crues échouent (section 4.4.2.2), des vérifications graphiques complémentaires sont faites selon les recommandations de Solari *et al.* (2017) pour déterminer manuellement le seuil le plus bas admissible. Un exemple des six graphiques utilisés est présenté à la figure -A I-5 pour un bassin du Mississippi. Les six graphiques sont utilisés de la façon suivante :

- Graphe (a) : Observation graphique des p-valeurs p_{val} du test d'Anderson-Darling modifié associé à chaque seuil u_t. Ce graphe permet de vérifier que la p-valeur choisie n'est pas une pointe excentrique éloignée de l'allure générale de la courbe $p_{val}(u_t)$.
- Graphe (b) : Selon la propriété dite de stabilité des seuils de GP, toutes les distributions ajustées à partir d'un seuil u_t supérieur au seuil critique ($u_t > u_c$) ont le même paramètre

de forme k. On trace donc k en fonction de u_t pour rechercher le seuil à partir duquel k est constant.

- Graphe (c) : Le paramètre d'échelle σ varie en fonction du seuil, mais on peut utiliser graphiquement le paramètre d'échelle modifié $\sigma_t^* = \sigma_t - ku_t$. σ_t^* est constant pour tous les seuils au-dessus du seuil critique u_c.
- Graphe (d) : *Mean residual life plot* : la propriété de stabilité implique que le dépassement moyen soit une fonction linéaire du seuil au-dessus du seuil critique u_c (Davison et Smith, 1990).
- Graphe (e) : Le débit de récurrence Q_{100} en fonction du seuil u_t doit bien sûr rester stable, quel que soit le seuil $u_t \geq u_c$.
- Graphe (f) : Représente la série complète sur laquelle sont signalés les pics extraits en utilisant le seuil déterminé graphiquement.

Ainsi, dans l'exemple du bassin du Mississippi de la figure -A I-5, le seuil choisi automatiquement (en rose, $u = 47$ m^3 s^{-1}) est trop bas, car le paramètre de forme k n'est pas constant au-dessus de ce seuil. On propose un seuil plus élevé de $u_c = 89$ m^3 s^{-1} (en vert). Ce dernier respecte bien les autres critères des autres figures : 1) pour les deux tests de Wilcoxon et d'Anderson-Darling, la p-valeur est maximale pour u_c puis diminue (graphe [a]). Le paramètre d'échelle modifié σ^* reste stable pour tout seuil au-dessus du seuil u_c (graphe [c]). Les excédents sont une fonction linéaire du seuil (graphe [d]). Le débit de récurrence 100 ans reste stable pour tout seuil au-dessus de u_c (graphe [e]). Le graphe (f) montre que ce seuil prend bien en compte la majorité des crues, et ignore les plus fréquentes. Il correspond à un nombre moyen d'événements par an $\lambda = 5,1$, au lieu de 7,6 pour le seuil automatique. On voit aussi sur les graphes (a) à (c) que pour un seuil $u > 250$ m^3 s^{-1}, la série *POT* extraite ne contient plus assez de données pour estimer correctement les paramètres GP ; pour un seuil $u < u_c$, la série *POT* n'est pas issue d'une distribution GP car les critères ne sont pas vérifiés.

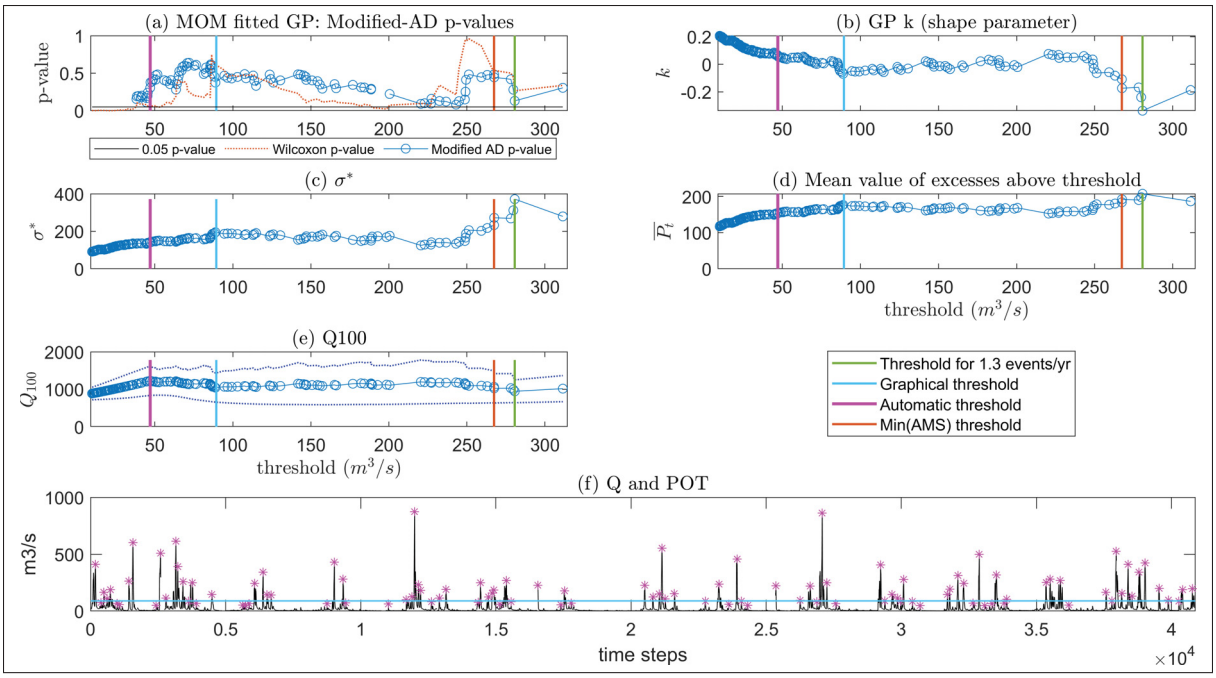


FIGURE -A I-5 Graphes de vérification du seuil *POT* pour le débit observé du bassin USGS 02472000 (Mississippi), sur les 13 années de calibration. (a) p-valeurs des tests d'homogénéité de l'échantillon et d'AD modifié avec la distribution GP ajustée, en fonction du seuil u_t. (b) et (c) Paramètres de forme k et d'échelle modifié σ^* de la GP, en fonction du seuil u_t. (d) Dépassement moyen de l'échantillon au-dessus du seuil, en fonction du seuil u_t. (e) Q_{100} et intervalles d'incertitude 95 %, en fonction du seuil u_t. (f) Série complète de débits en fonction du temps

AI.4 Annexes liées à la méthodologie de calcul du facteur de pointe

AI.4.1 Construire le facteur de pointe à partir des événements extraits des séries 3 h ou 24 h

Les facteurs de pointe d'une période sont calculés comme moyenne des facteurs de pointe de tous les événements de crue extraits d'une série de débits (section 4.4.3.1). Cependant, on a remarqué des différences entre les valeurs calculées lorsque les crues sont extraites de la série 3 h et qu'on leur associe les crues 24 h correspondantes, ou lorsqu'elles sont extraites de la série 324 et qu'on leur associe la crue 3 h correspondante. En effet, le seuil de crue choisi est différent dans les deux cas : la série des événements *AMS* aux 24 h ne correspond pas nécessairement à

la série des événements AMS aux 3 h. Le processus expliqué à la section 4.4.2.2 pour le calcul du seuil ne garantit pas non plus que le seuil défini aux 24 h corresponde au seuil défini aux 3 h. Les différences entre facteurs de pointe calculés à partir des événements extraits des séries 3 h ou 24 h sont présentées à la figure -A I-6. Le graphe (a) montre que les facteurs de pointe calculés à partir de la série 3 h sont presque systématiquement supérieurs à ceux définis à partir de la série 24 h (en moyenne 14,8 % supérieurs selon une régression linéaire robuste). Ils sont jusqu'à 19 % supérieurs en moyenne sur les bassins mixtes complexes des Appalaches et de l'Atlantique. Le graphe (b) montre que l'écart-type des séries de facteurs de pointe est aussi quasi systématiquement supérieur lorsqu'on se base sur la série aux 3 h (de 12 % en moyenne). Cependant, les graphes (c) et (d) montrent que ces différences systématiques ne sont pas liées à un seuil systématiquement plus haut ou plus bas avec l'une ou l'autre option. Le nombre d'événements des séries est certes différent si l'on part des crues 3 h ou des crues 24 h, mais n'est pas spécifiquement plus haut avec l'un ou l'autre. Il faudrait rechercher plus en détail la raison de la différence systématique entre les facteurs de pointe construits à partir des événements 3 h ou 24 h. On a choisi dans cette étude de définir le seuil à partir de la série aux 3 h.

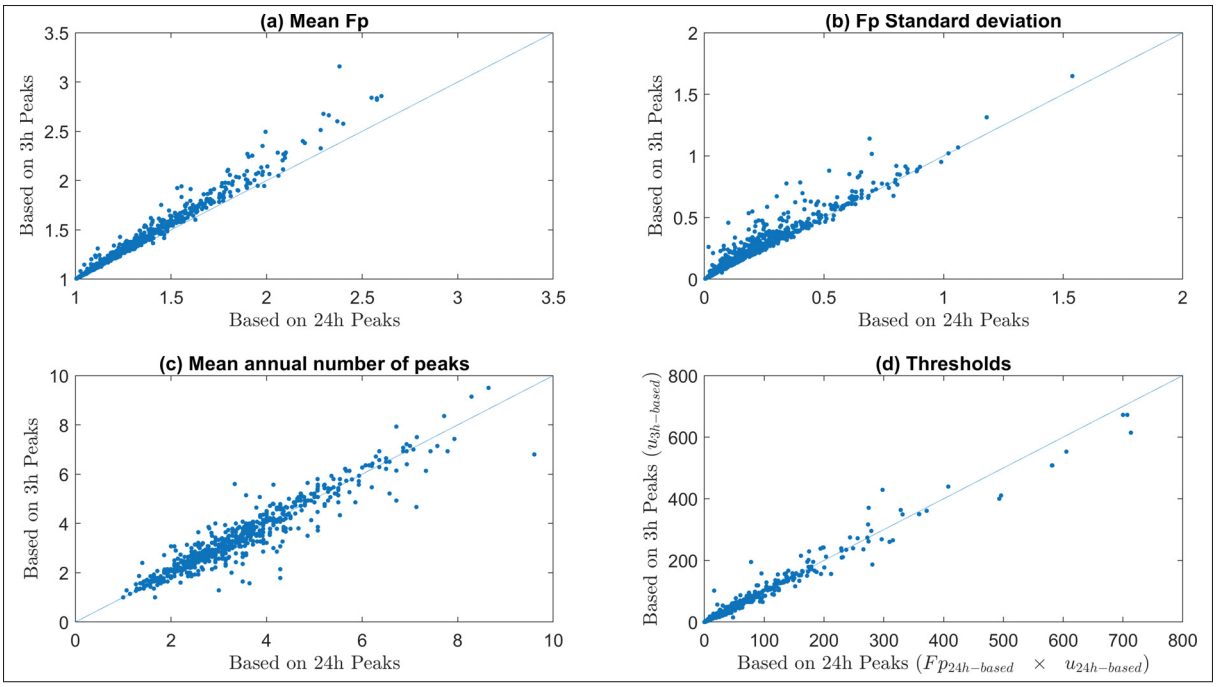


FIGURE -A I-6 Le calcul des facteurs de pointe est fait ici pour chacune des saisons existantes sur chacun des 221 bassins de l'étude. Les crues sont définies à partir des débits observés aux 3 h (axe des ordonnées), ou à partir de ces derniers moyennés aux 24 h (abscisses). (a) et (b) : moyenne et écart-type de la série des facteurs de pointe calculée selon les deux méthodes. (c) : comparaison du nombre d'événements annuels moyen. (d) ; comparaison du seuil choisi (le seuil de la série 24 h est multiplié par le facteur de pointe moyen pour mieux le comparer au seuil de la série 3 h)

AI.4.2 Construire le facteur de pointe en utilisant différentes définitions du seuil de crue

Le facteur de pointe d'un bassin-saison est défini comme la moyenne des facteurs de pointe des crues extraites pour la saison. Cependant, la méthode de détermination du seuil définissant une crue influence ce calcul, comme le montre la figure -A I-7. Le graphe (a) montre que dans la majorité des cas, le facteur de pointe moyen calculé est le même pour deux définitions différentes du seuil (minimum AMS ou meilleure p-valeur pour que la série d'excédents au-dessus du seuil soit GP). Cependant, dans 8 % des cas ici, les deux méthodes peuvent mener à des valeurs très différentes, comme le montrent les horsains identifiés par des couleurs sur le graphe (a) (jusqu'à 50 % de différence entre les facteurs calculés par les deux méthodes). Dans le cas le

plus fréquent d'un facteur de pointe plus élevé à partir du seuil *POT* par exemple (rouge), les graphiques montrent que le seuil AMS est alors largement plus faible que le seuil *POT* (graphe [d]), menant à prendre en compte un plus grand nombre de « petites » crues. Pour ces dernières, les facteurs de pointe seraient moins élevés que ceux des crues extrêmes, mais aussi plus stables d'une crue à l'autre (écart-type plus petit). Cette remarque soulève la question de la stabilité du facteur de pointe pour différentes périodes de récurrence (question traitée à la section 5.2).

Par ailleurs, le graphe (c) montre que les nombres de crues obtenus à partir des deux méthodes ne sont absolument pas corrélés.

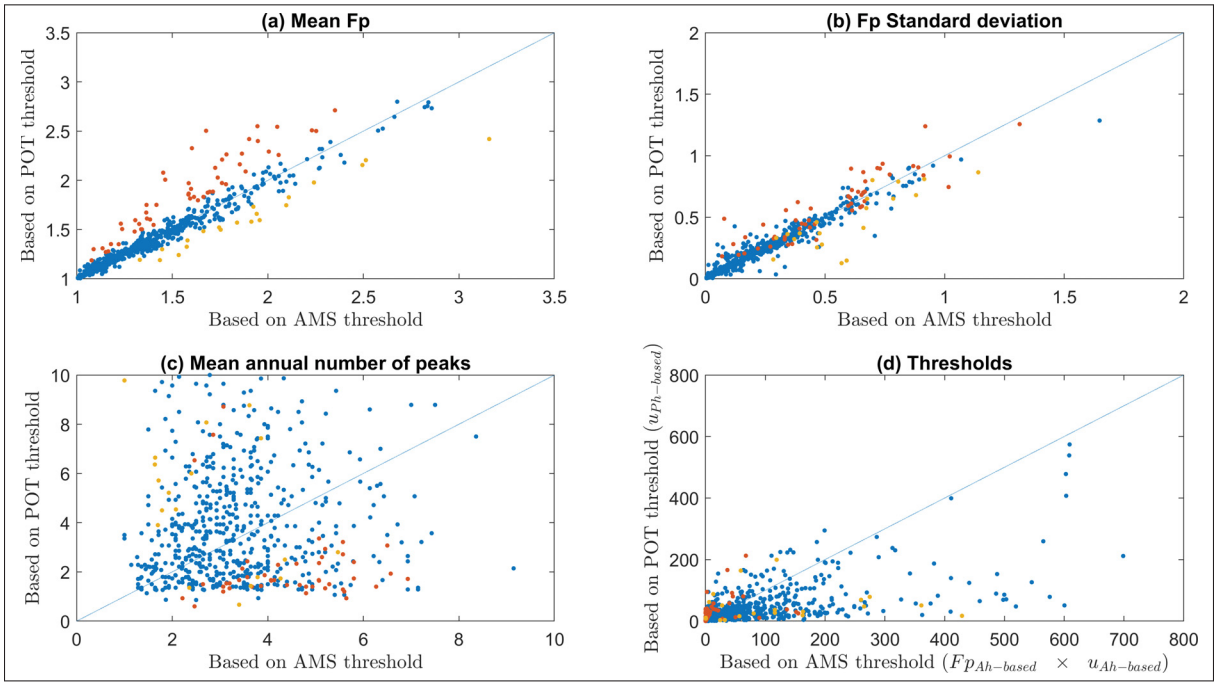


FIGURE -A I-7 Identique à -A I-6, mais à partir des débits observés aux 3 h avec un seuil *POT* (axe des ordonnées), ou un seuil AMS (abscisses). Les horsains de la série des rapports Fp_{POT}/Fp_{AMS} sont indiqués en rouge (horsains hauts) et jaune (horsains bas)

AI.4.3 Pertinence des facteurs de pointe calculés aux 3 h

Cette section vérifie la pertinence d'étudier des facteurs de pointe calculés aux 3 h par rapport aux facteurs de pointe habituellement calculés aux 15 min ou à l'heure. Elle s'appuie sur les hydrogrammes théoriques de Nash, définis par des paramètres géomorphologiques comme explicité à l'annexe 4.7.1, pour étudier l'impact du pas de temps de discrétisation des séries de débits sur le facteur de pointe. On a donc calculé les facteurs de pointe entre la pointe d'hydrogrammes continus de type Nash de différents paramètres, discrétisés aux 15 minutes, à l'heure, aux 3 h et aux 6 h, et ces mêmes hydrogrammes moyennés aux 24 h. On vérifie sur le graphe -A I-8a que les facteurs de pointe calculés sont proches quel que soit le pas de discrétisation (de 15 min à 6 h), dès lors que le temps de pointe de l'hydrogramme continu est supérieur au pas de discrétisation le plus long. Par exemple, les facteurs de pointe calculés avec une discrétisation aux 6 h sont les rapports entre la pointe de l'hydrogramme discrétisé aux 6 h et celle de ce dernier moyenné aux 24 h ; ils sont proches des facteurs de pointe calculés avec une discrétisation aux 3 h ou aux 15 min lorsque les temps de pointe de l'hydrogramme continu sont supérieurs à 6 h. Par ailleurs, les facteurs de pointe sont bornés par une valeur maximale qui dépend du pas de discrétisation : $F_p^{max} = F_{p,t_p \to 0} = 24/\Delta t$. Par exemple, les facteurs de pointe des séries discrétisées aux 3 h sont bornés par la valeur $F_p^{max} = 8$.

Le graphe (b) précise le rapport entre le facteur de pointe calculé aux 15 minutes, le pas de temps habituel des appareils de mesure de débit automatisés, et celui calculé pour des pas de discrétisation Δt plus élevés. Ce rapport dépend de t_p, le temps de pointe de l'hydrogramme continu :

- $15min \leq t_p \leq \Delta t$: $F_p^{\Delta t}$ est radicalement plus faible que F_p^{15min}, étant limité par sa borne supérieure mentionnée précédemment ;
- $\Delta t \leq t_p \leq t_B$, ($t_B \approx 20$ h $- -25$ h) : le rapport $F_p^{\Delta t}/F_p^{15min}$ suit une convolution entre une décroissance douce linéaire et une fonction périodique de période Δt ;
- $t_p = t_B$: $F_p^{\Delta t}$ vaut respectivement $[0,98;\ 0,92;\ 0,86] F_p^{15min}$ pour $\Delta t = [1\,h;\ 3\,h;\ 6\,h]$. Autour de t_B, le rapport des facteurs de pointe est fortement instable ;

- $t_p > t_B$: le rapport tend vers une valeur de 1. La différence entre $F_p^{\Delta t}$ et F_p^{15min} devient inférieure à 1 % pour des temps de pointe supérieurs à respectivement $[25,6\ ;\ 30,6\ ;\ 32,5\ ]$ pour $\Delta t = [1\ h;\ 3\ h;\ 6\ h]$.

Enfin, on remarque que pour des temps de pointe de valeurs proches de Δt ou de t_B, $F_p^{\Delta t}$ peut être supérieur à F_p^{15min} de 0 à 10 %.

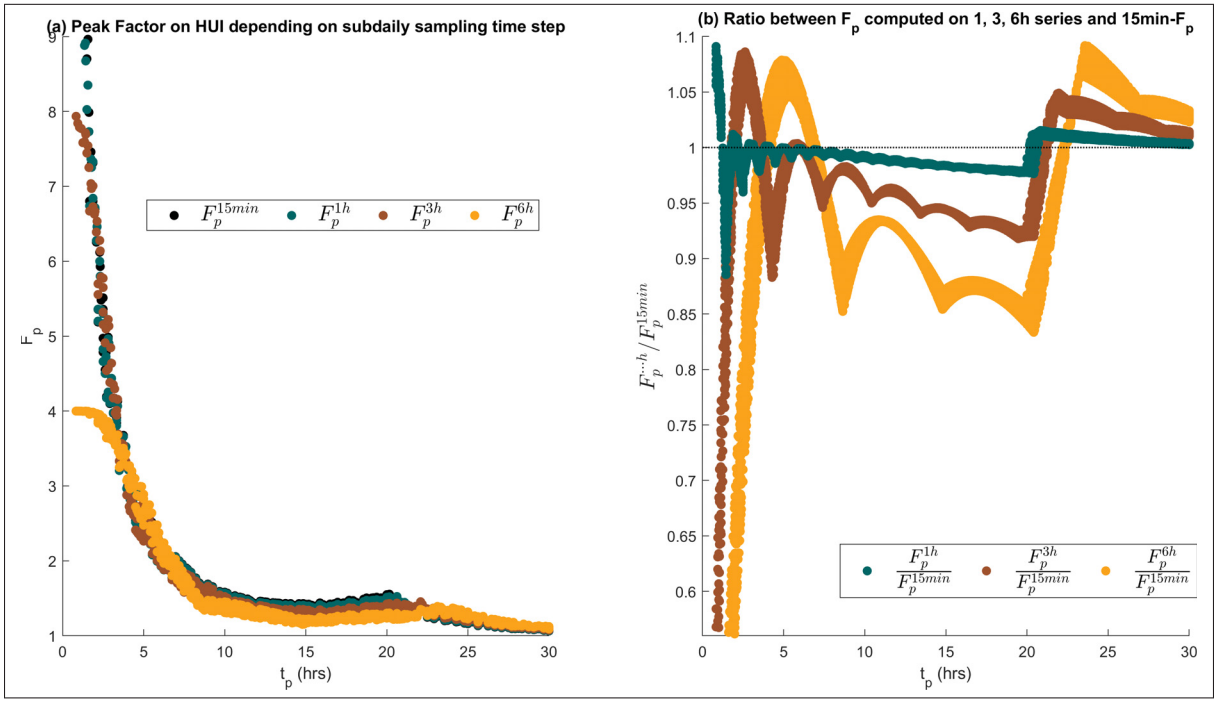


FIGURE -A I-8 Évolution du facteur de pointe d'un HUI de Nash en fonction du pas de temps de discrétisation et du temps de pointe. (a) Des hydrogrammes continus de Nash sont calculés pour plusieurs temps de pointe (annexe 4.7.1). Ils sont discrétisés aux 15 min, 1 h, 3 h et 6 h. Le facteur de pointe de chaque HUI est calculé entre le maximum de l'HUI et le maximum de l'hydrogramme moyenné aux 24 h. Les valeurs de F_p trouvées sont tracées en fonction du temps de pointe des HUI. (b) Trace le ratio entre le facteur de pointe des HUI discrétisés au pas de temps Δt, et celui de l'HUI de mêmes paramètres discrétisé aux 15 min

Cette expérience montre que l'utilisation d'un pas de discrétisation de 3 h dans cette étude, choisi en raison du pas de temps des simulations climatiques futures, a un impact de moins de 5 % sur le facteur de pointe par rapport à un facteur de pointe calculé avec une série aux 1 h, tant que les

temps de pointe sont supérieurs à 3 h. Cependant, la non-régularité de la courbe $F_p^{\Delta t}/F_p^{15min}(t_p)$ montre l'intérêt de travailler avec un pas de temps plus fin si l'on souhaite comprendre en détail les rapports entre pics et volumes de crue à travers le facteur de pointe. À l'échelle d'un bassin, c'est particulièrement le cas si les temps de pointe habituels des crues sont proches du pas de temps de discrétisation, ou de t_B. t_B sera étudié plus en détail à la section 6.2.

AI.5 Annexes liées à la méthodologie de recherche de prédicteurs par apprentissage automatique

AI.5.1 Stratégie d'apprentissage des ensembles d'arbres de décision

L'objectif de l'apprentissage ici n'est pas tant d'obtenir des modèles à fort pouvoir de prédiction, que de déterminer les prédicteurs critiques pour décider s'il vaut mieux utiliser une simulation journalière ou sous-journalière pour calculer des débits extrêmes. Par conséquent, on a choisi d'utiliser l'apprentissage profond afin de tester l'influence de tous les prédicteurs. Autrement dit, un algorithme d'ensachage a été préféré à celui des forêts aléatoires, le premier testant la dépendance de tous les prédicteurs à chaque nœud, contrairement à celui des forêts aléatoires qui choisit aléatoirement un nombre de prédicteurs à tester à chaque nœud, et qui pourrait ainsi mener à cacher l'importance d'un prédicteur non testé.

Les prédicteurs comprenant à la fois des variables continues (discrétisées en un grand nombre de classes) et catégorielles (nombre restreint de classes), le choix des prédicteurs de séparation à chaque nœud s'est fait selon la méthode de Loh (2002). En effet, l'habituel algorithme CART (Classification and Regression Trees) de Breiman *et al.* (2017), qui choisit le prédicteur apportant le plus grand gain sur le critère de séparation parmi toutes les séparations possibles, a tendance à privilégier les prédicteurs continus (discrétisés en un grand nombre de classes) lors de la sélection d'un prédicteur pour la division d'un nœud. Loh (2002) proposent plutôt de choisir à chaque nœud le prédicteur le plus dépendant de la variable de sortie selon un test de Student. Cet algorithme est donc plus adapté lorsqu'on cherche à classer l'importance des prédicteurs, en sus de ne pas être biaisé vers les prédicteurs continus.

Par ailleurs, la version de l'algorithme de séparation de Loh (2002) utilisée (MathWorks, 2024, *interaction-curvature*) prend aussi en compte l'interaction entre chaque paire de prédicteurs et la variable de sortie, en sélectionnant la paire menant au maximum d'interaction. Bien que plus lente, cette solution est importante dans notre cas où les interactions sont nombreuses, chacun des MH, des GC, des simulations climatiques ou des méthodes d'AFC étant mieux adapté à des contextes géophysiques particuliers.

D'autre part, l'utilisation d'un algorithme d'ensachage permet de s'affranchir de la nécessité d'effectuer une validation croisée sur un échantillon test, et ainsi d'utiliser un maximum de données de l'échantillon disponible. En effet, pour chacun des arbres entraînés, les données d'entrée sont entièrement ré-échantillonnées avec remplacement. Ce processus de ré-échantillonnage (*bootstrapping*) permet d'éviter le surentraînement sur des données d'entrée particulières. Les données non utilisées pour chaque arbre sont dénommées ci-après données hors sac (*Out-of-Bag*), et sont utilisées pour tester la capacité de prédiction des ensembles d'arbres.

10 % des données, choisies de façon aléatoire, ont malgré tout été retirées des échantillons avant l'apprentissage pour se permettre de vérifier que l'erreur de prédiction calculée sur les données hors sac était similaire à celle calculée sur un échantillon test. En effet, les prédictions hors sac ne sont pas appropriées dans le cas de classes très déséquilibrées, ce que l'on a rencontré sur certains échantillons. La comparaison de la performance sur les échantillons tests retenus et les échantillons hors sac a ainsi permis de détecter ces cas dans lesquels la prédiction n'est pas fiable malgré un bon score sur les échantillons hors sac (*Voir* annexe AI.5.3). En fonction des interrelations cherchées (passé ou futur, extrêmes de type $\overline{AMS}$ ou débits de récurrence, etc.), le nombre de données disponibles dans les échantillons n'est pas le même. Parmi tous les ensembles d'arbres construits, la taille de l'échantillon test a ainsi varié de 169 à 2 215 (1 148 en médiane).

Les ensembles d'arbres ont initialement été construits avec 100 arbres. Dans chaque ensemble d'arbres, l'évolution de l'erreur de prédiction sur les données hors sac et sur les données de test en fonction du nombre d'arbres (de 1 à 100) a été vérifiée graphiquement afin de s'assurer

(1) que le nombre d'arbres était suffisant pour obtenir une erreur minimale, et (2) que l'on ne détectait pas de surapprentissage menant à une plus forte erreur sur les données de test. Si l'erreur sur l'échantillon hors sac n'était pas stabilisée en utilisant les 100 arbres (pente de la courbe $> 10^{-4}$), 100 nouveaux arbres ont été ajoutés, et ceci jusqu'à stabilisation de la courbe d'erreur en fonction du nombre d'arbres. 32 % des ensembles construits étaient stables avec moins de 100 arbres, 51 % avec moins de 300 arbres, et 17 % ont nécessité de 300 à 500 arbres pour parvenir à la stabilité de l'erreur de prédiction (*Voir* annexe AI.5.4).

La stratégie choisie pour l'apprentissage est résumée dans le tableau A I-4. Tous les ensembles d'arbres construits sont des ensembles de classification, excepté lorsqu'on recherche les prédicteurs géophysiques du facteur de pointe. Dans ce dernier cas, le lien entre prédicteurs et facteur de pointe est suffisamment fort pour construire un ensemble de régression performant, sans nécessiter de diviser la plage de valeurs du facteur de pointe en classes (*Voir* section 4.8.3 pour la définition exacte des classes pour chaque expérience).

Tableau A I-4 Configuration de l'apprentissage des ensembles d'arbres identifiant les prédicteurs liés aux divergences entre crues 3 h / 24 h

Configuration	**Choix**
Type d'apprentissage	- Régression (expérience C. : prédiction des valeurs de F_p à partir de séries de débits observées) - Classification (toutes les autres expériences : A.,B.,D.,E.)
Algorithme d'apprentissage	Ensachage (*Bagging*) : apprentissage profond
Ré-échantillonnage pour chaque arbre	De toutes les données, avec remplacement
Nombre d'arbres d'apprentissage	100 à 500
Taille des échantillons d'apprentissage (médiane [min max])	2 297 [445 6 780]
Taille des échantillons de test (médiane [min max])	1 148 [169 2 215]
Sélection du prédicteur de séparation à chaque nœud	Prédicteur le plus dépendant de la variable de sortie selon un test de Student sur les prédicteurs individuels et sur les paires de prédicteurs (Loh, 2002)

AI.5.2 Instabilité des méthodes de classification de type filtrage, pour la recherche de prédicteurs des divergences entre méthodes 3 h et 24 h

La section 4.8.2 de la méthodologie propose le choix d'une méthode de type *wrapper* pour rechercher les prédicteurs des divergences entre méthodes 3 h et 24 h. Ici, on détaille les raisons pour lesquelles les méthodes plus simples de type filtrage n'ont pas été suffisantes pour cette

étude. Une première série de tests simples a en effet été effectuée au moyen d'une méthode de filtrage, le test de χ^2, afin de déterminer de quels descripteurs la variable de sortie dépendait le plus (cette dernière étant définie dans les cinq expériences de prédiction successives décrites à la section 4.8.1). Cependant, les résultats de ces tests χ^2 manquent de stabilité pour différentes raisons :

- Le test χ^2 s'applique à des descripteurs préalablement discrétisés en classes. L'ordre d'importance des descripteurs dépend parfois de façon significative du nombre de classes choisi pour chaque descripteur.
- Les résultats peuvent aussi être influencés de façon significative par les données aberrantes et horsains rencontrés dans les données.
- Les résultats sont aussi influencés par la nature de l'indicateur de performance ou de CC sur les crues auquel on cherche à relier les descripteurs (différence, différence relative, rapport), selon les essais menés avec ces différents indicateurs.
- La méthode du χ^2 ne permet pas de tenir compte des interrelations entre les différents descripteurs, chaque test χ^2 étant effectué de façon indépendante pour chaque descripteur.

La méthode de type *wrapper* a donc été préférée, pour s'affranchir des écueils rencontrés avec l'utilisation des tests χ^2 seuls. Elle permet en effet de prendre en compte les interrelations entre prédicteurs, et de limiter l'impact des données aberrantes sur les résultats (Hastie *et al.*, 2009).

AI.5.3 Cas des classifications déséquilibrées

Certaines des classifications que l'on a cherché à prédire à travers les ensembles d'arbres étaient très déséquilibrées. C'est le cas particulièrement lorsque l'on recherche les prédicteurs d'une divergence de sens du CC sur les débits extrêmes projetés par les méthodes journalières et sous-journalières : 10,2 % des expériences projettent un impact du CC opposé lorsqu'on utilise les méthodes 3 h ou 24 h (dans 89,8 % des cas, les méthodes 3 h et 24 h projettent un CC sur les débits de même sens). Lorsqu'on entraîne un ensemble d'arbres sans prêter attention à cette particularité, l'erreur sur la prédiction de la classe sous-représentée peut être

très forte malgré une faible erreur globale de classification de l'ensemble d'arbres. Il existe des algorithmes d'apprentissage bien adaptés à ces cas, comme l'algorithme de *boosting* RUSBoost (Seiffert *et al.*, 2008). Ce dernier parvient à prédire correctement les classes sous-représentées en entraînant les arbres sur des échantillons de type *bootstrap* composés des N données de la classe sous-représentée et de N données choisies aléatoirement pour chacune des autres classes. Cependant, l'utilisation de tests d'interaction des prédicteurs comme critère de séparation aux nœuds de l'arbre, nécessaire dans notre cas pour tenir compte des nombreuses interactions et de la présence de prédicteurs redondants et/ou sans importance pour la variable de sortie, n'est pas adaptée aux algorithmes de *boosting*.

Une autre possibilité pour obtenir de meilleurs résultats d'apprentissage sur des classes déséquilibrées serait de conserver les algorithmes d'ensachage, mais en associant un coût plus important à une classification erronée de la classe minoritaire qu'à une classification erronée de la classe majoritaire. Cette stratégie mène à diminuer l'erreur de type I, mais aux dépens de l'erreur de type II.

D'autre part, l'utilisation d'échantillons hors sac pour la détermination des erreurs de classification ou de l'importance des prédicteurs n'est pas adaptée aux classifications très déséquilibrées : pour chaque arbre de l'ensemble, la majorité des données de la classe minoritaire sont sélectionnées dans l'échantillon en sac, et l'échantillon hors sac comprend 0 ou 1 seule donnée de la classe minoritaire. Il faut alors entraîner un très grand nombre d'arbres pour qu'une part significative des données de la classe défavorisée se retrouve dans l'échantillon hors sac de l'ensemble d'arbres. À cette condition seulement, l'échantillon hors sac pourra être utilisé validement pour le calcul d'erreur, mais le modèle sera alors systématiquement surentraîné. Un symptôme de ce manque de données de la classe minoritaire dans l'échantillon hors sac est que l'erreur de classification sur l'échantillon hors sac est très faible par rapport à l'erreur sur l'échantillon test.

Dans le cas de classes très déséquilibrées, on a donc opté pour une combinaison des méthodes d'ensachage et de *boosting* : on a entraîné des ensembles d'ensachage sur des échantillons

équilibrés selon la méthode *RUSBoost*. Cette combinaison a permis une bonne amélioration des performances des modèles de décision, à la fois sur l'erreur globale de classification et sur l'erreur pour chacune des classes, excepté pour les classes les plus déséquilibrées. Ces dernières concernent le modèle de classification cherchant à prédire si les projections de changement climatique seront opposées ou non entre les méthodes 3 h et 24 h : la classe de projections opposées ne représente qu'environ 10% des échantillons comme mentionné précédemment. L'erreur de type II reste très importante dans ce cas (plus de 40 % de faux négatifs pour les pires prédictions). De façon générale, le problème des classifications déséquilibrées reste un défi important aujourd'hui en apprentissage, et malgré une littérature importante sur le sujet (Galar *et al.*, 2012; Feng *et al.*, 2020, par exemple), les solutions proposées restent dépendantes de chaque situation. Notre cas comprend un ensemble de difficultés (classes déséquilibrées, prédicteurs à la fois continus et catégoriques, dépendance des prédicteurs les uns aux autres, bruit important, grand nombre de prédicteurs) qui demanderaient un peu de patience pour parvenir à une solution adéquate. Cette recherche détaillée n'a pas été menée. Par conséquent, les modèles de classification n'ont pas été utilisés pour la recherche de prédicteurs d'un CC opposé entre méthodes 3 h et 24 h, malgré des résultats consistants quant aux prédicteurs importants issus de ces modèles lors de répétitions de l'apprentissage. La recherche de prédicteurs géophysiques d'un CC opposé entre les méthodes 3 h et 24 h a donc été menée de façon plus exploratoire à partir de cas d'études, pour compléter la méthode des ensembles de décision utilisés dans les autres cas (*Voir* chapitre 7).

AI.5.4 Vérification du nombre d'arbres des algorithmes d'apprentissage automatique de classification

La figure -A I-9 illustre le choix du nombre d'arbres dans les ensembles d'arbres de classification. Trois cas sont présentés. À gauche, 100 arbres sont suffisants pour obtenir une stabilité de l'erreur de généralisation. Au milieu, il est nécessaire d'ajouter des arbres au minimum par défaut de 100 arbres. La prédiction s'est faite à partir d'un ensemble de 250 arbres dans ce cas. À droite, dans le cas de classes très déséquilibrées dans l'échantillon d'apprentissage (les deux classes contiennent 10% et 90% ici), il y a trop peu de données de la classe la plus rare dans

l'échantillon hors sac pour bien estimer l'erreur de généralisation. Ces ensembles ne sont pas utilisés (*Voir* section AI.5.3).

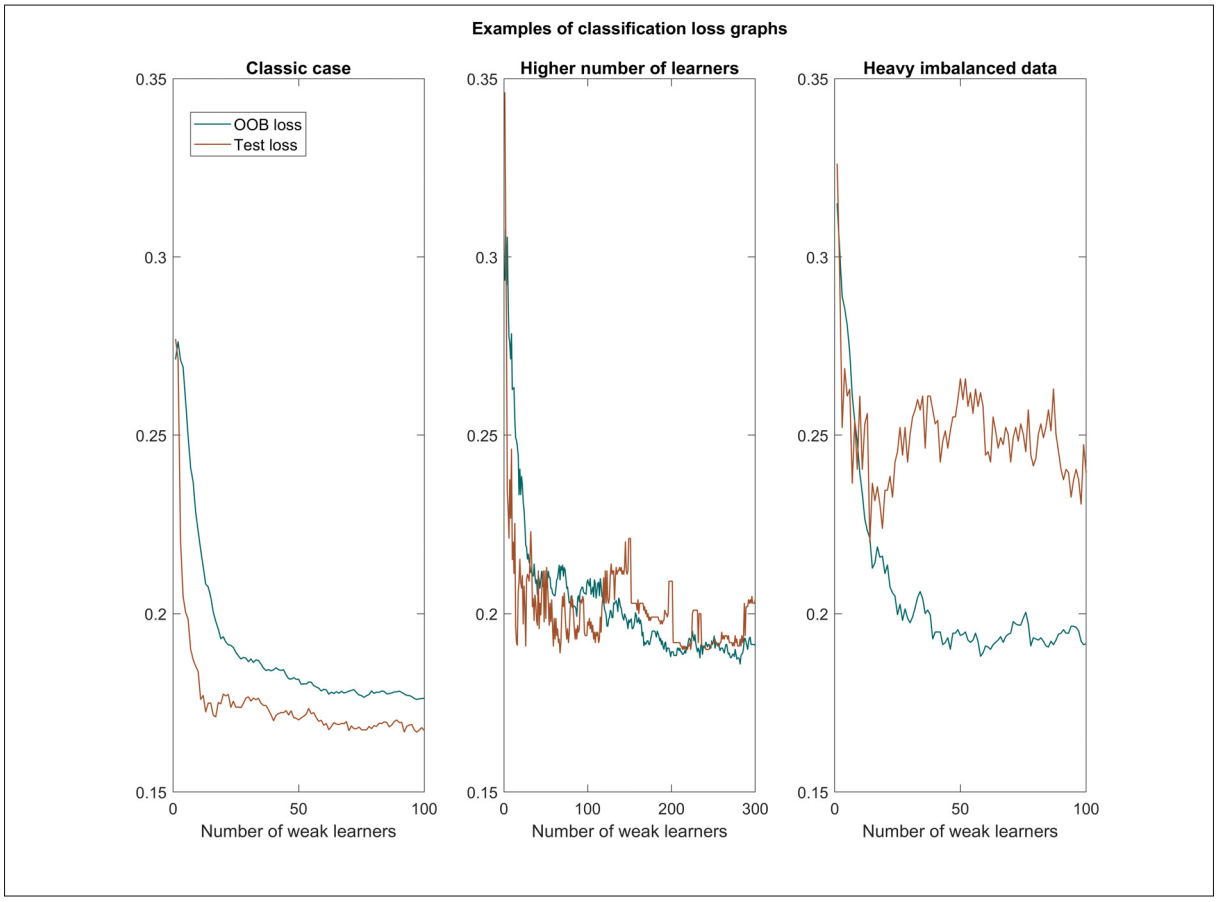


FIGURE -A I-9 Exemples de graphiques représentant l'erreur de généralisation des ensembles d'arbres dans différentes prédictions, en fonction du nombre d'arbres (*weak learners*). L'erreur OOB (*Out-of-Bag*) est l'erreur de prédiction des ensembles d'arbres calculée sur un échantillon hors sac. Elle est comparée à l'erreur sur un échantillon test ne faisant pas partie de l'échantillon d'apprentissage

AI.5.5 Exemples de comparaison de l'importance des prédicteurs d'une variable de sortie dans un ensemble d'arbres

La figure -A I-10 illustre l'importance des prédicteurs pour un modèle d'ensemble d'arbres complet (a), et pour le modèle compact associé comprenant seulement les prédicteurs nécessaires à obtenir une performance égale au modèle complet ([b], *Voir* construction des modèles compacts

à la section 4.8.5.2). On observe le glissement vers la gauche des prédicteurs T (période de récurrence) et FFA (méthode d'AFC) [1], de prédicteurs prédominants dans l'ensemble complet (a), à prédicteurs secondaires dans l'ensemble d'arbres compact (b). Cela signifie que ces prédicteurs sont souvent utilisés dans la séparation des arbres dans l'ensemble complet, car les valeurs de la variable de sortie du modèle dépendent de leurs interactions avec un grand nombre d'autres prédicteurs. Dans le modèle compact, leur poids relatif dans la séparation des nœuds en comparaison avec les autres prédicteurs devient moins important, du fait du plus petit nombre de prédicteurs en jeu. Cette perte d'importance de T et FFA dans le modèle compact nous indique que ce ne sont pas des prédicteurs qui influencent la variable de sortie de façon indépendante, mais principalement à travers leurs interactions avec les autres prédicteurs. Ce n'est pas le cas des prédicteurs ΔCV_{AMS} ou Δq_{3X} par exemple, qui conservent leur importance prépondérante dans les deux modèles (a) et (b), et ont donc une influence directe sur la variable de sortie indépendamment des autres prédicteurs.

[1] Il s'agit d'un exemple, ces deux prédicteurs ne sont pas utilisés dans les ensembles de prédiction construits dans cette thèse.

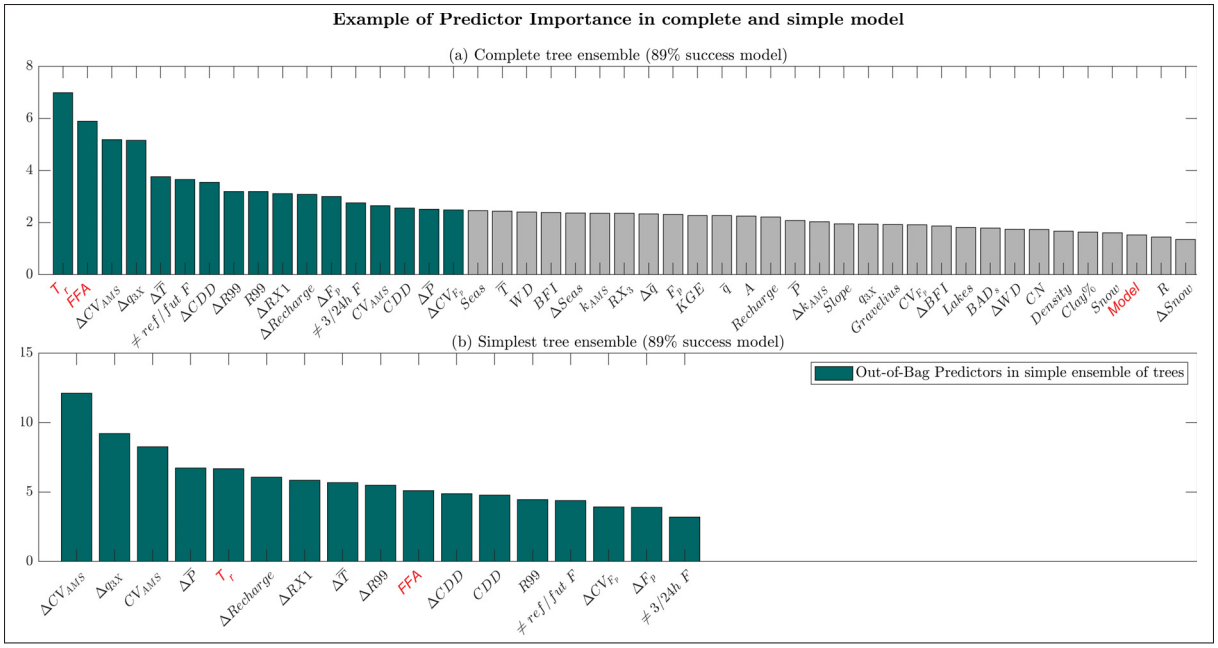


FIGURE -A I-10 Exemple de comparaison de l'ordre d'importance des prédicteurs entre les modèles complets (a) et compacts (b). Le graphe (a) comprend tous les prédicteurs contribuant au moins à 1 % de la somme des importances des prédicteurs. Les définitions des prédicteurs sont explicitées dans les tableaux 4.5 et 4.4. Le cas illustré par cet exemple est celui de la recherche des prédicteurs d'un CC de sens différent sur les projections de débits de récurrence pour les méthodes 3 h et 24 h

L'exemple suivant illustre le choix des prédicteurs majeurs parmi l'ensemble des prédicteurs du modèle compact de prédiction, comme explicité à la section 4.8.5.3. Les prédicteurs du modèle compact sont classés par ordre d'importance selon leur impact sur la variable de sortie lors de permutations de leurs valeurs dans les échantillons hors sac (PPHS) (figure -A I-11). On calcule ensuite les pentes de la courbe d'importance entre chaque prédicteur et celui qui le suit. Les prédicteurs considérés comme majeurs sont les prédicteurs p pour lesquels la pente entre p et $p + 1$ est inférieure d'au moins un écart-type à la médiane des pentes de la courbe complète. Ces prédicteurs majeurs sont mis en valeur en marron sur la figure.

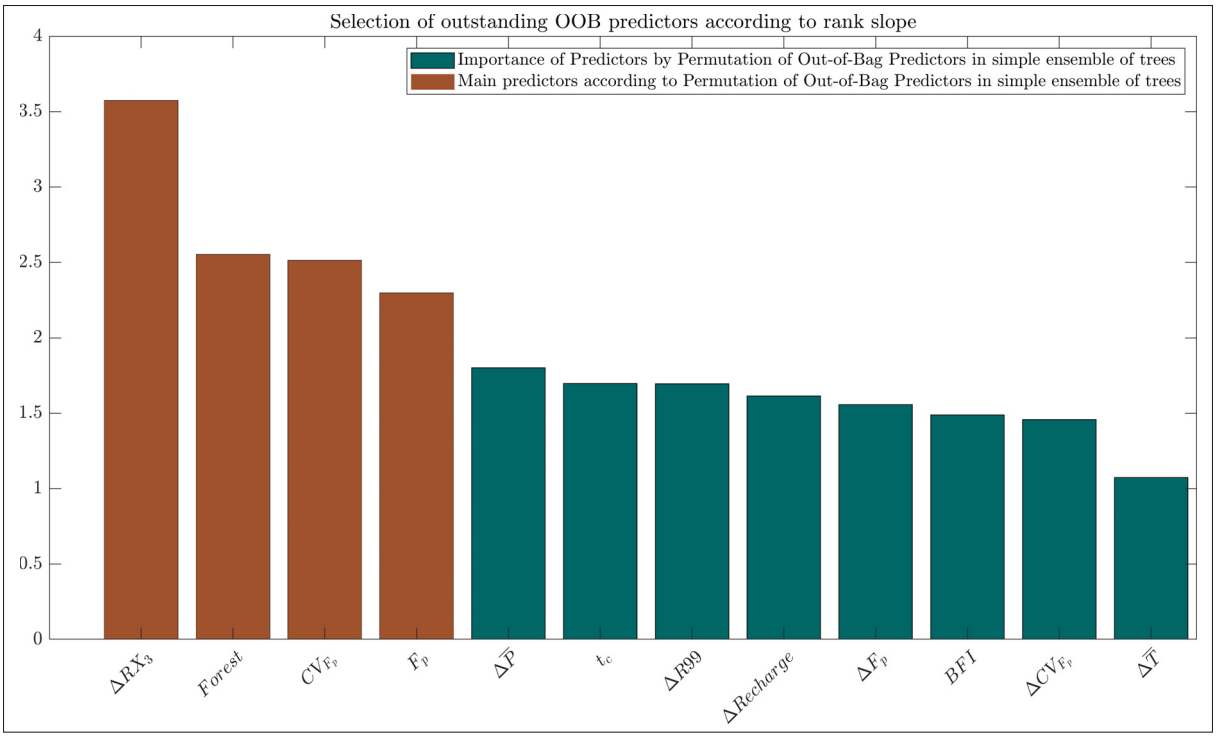


FIGURE -A I-11 Exemple de sélection des prédicteurs majeurs selon la pente de la série des rangs. Les prédicteurs d'un modèle compact sont classés de gauche à droite selon l'ordre obtenu par PPHS. Parmi eux sont indiqués en marron les prédicteurs majeurs selon la pente de leurs rangs

AI.5.6 Exemple de dépendance partielle de la variable de sortie d'un modèle de classification à un prédicteur

Un exemple de dépendance partielle de la variable de sortie d'un modèle de classification à un prédicteur est donné à la figure -A I-12, en complément à la section 4.8.6. La dépendance partielle est présentée sur le graphe (c) pour un prédicteur d'un modèle de classification compact pris en exemple, F_p. Ce modèle compact utilise 4 prédicteurs. Cette dépendance partielle, calculée selon la méthodologie présentée à la section 4.8.6, est comparée aux graphes (a) et (b) pour montrer sa pertinence. (b) représente la dépendance partielle de la variable de sortie à F_p, calculée cette fois à partir du modèle complet de classification comprenant 36 prédicteurs. (a) représente les répartitions des classes de la variable de sortie en fonction du prédicteur,

c'est-à-dire sans utiliser le modèle de prédiction, et donc uniquement pour les valeurs présentes dans l'échantillon.

Les informations issues des trois types de dépendance calculés sont complémentaires. En effet, la dépendance « brute » calculée à partir des simulations (a) présente l'avantage de ne pas être entachée d'éventuelles erreurs du modèle d'arbres de classification. Cependant, elle peut être bruitée par des données aberrantes ou des bassins très particuliers et il est parfois difficile d'observer graphiquement le signal bruité, particulièrement sur des intervalles de valeurs du prédicteur pour lesquelles on dispose de peu de simulations. La dépendance calculée à partir du modèle de classification complet (b) donne quant à elle une idée synthétique grossière de l'influence du prédicteur (par exemple ici : la plus-value de la simulation sous-journalière diminue quand la valeur du prédicteur augmente). Enfin, la dépendance calculée à partir du modèle compact (c) représente beaucoup plus finement les observations, y compris lorsque la relation entre la valeur du prédicteur et le score des classes n'est pas linéaire. Elle « lisse » la dépendance brute en s'affranchissant des données aberrantes. Cependant, elle contient l'erreur du modèle, et ne peut par exemple pas être utilisée de façon fiable pour les classifications très déséquilibrées pour lesquelles l'erreur du modèle est importante (*Voir* annexe AI.5.3).

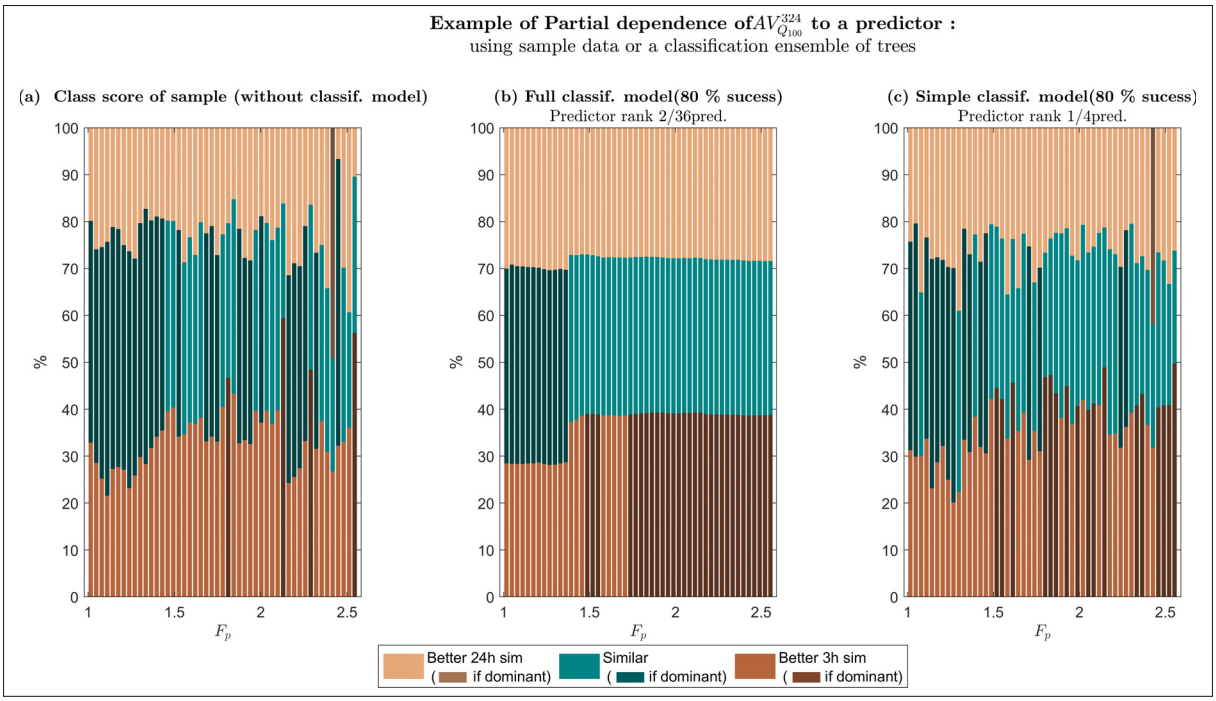


FIGURE -A I-12 Exemple de performance des modèles d'arbres de classification pour représenter la dépendance partielle de la variable de sortie à un prédicteur. L'exemple est pris pour le cas suivant. Variable de sortie : AV_{Q100}^{e24s}, la performance comparée des méthodes 324 / 24 h pour simuler les débits de récurrence saisonniers du passé récent ; Prédicteur : F_p, facteur de pointe observé. Les barres rose/vert/marron indiquent les scores de chaque classe identifiée dans la légende, pour chacun des 50 intervalles de valeurs du prédicteur. Les couleurs plus foncées mettent en valeur les intervalles pour lesquels le score de la classe majoritaire est supérieur d'au moins 5 % à celui de chacune des deux autres classes.
(a) : Dépendance calculée directement entre les valeurs de AV_{Q100}^{e24s} et de F_p de l'échantillon. (b) : Dépendance calculée par PPHS sur le modèle de classification complet. (c) : Dépendance calculée par PPHS sur le modèle de classification compact. Les rangs du prédicteur F_p selon l'ordre d'importance des prédicteurs calculé avec la méthode PPHS sont indiqués en titre ([b] et [c])

AI.5.7 Validation de la performance de l'ensachage pour la détermination de l'importance relative des prédicteurs

Cette section présente un exemple de matrice de confusion utilisée pour valider la performance des modèles d'ensembles d'arbres. Les tests présentés ici ont été menés pour chaque modèle de prédiction utilisé dans cette étude, mais ils ne sont pas tous présentés par souci de concision. La

figure -A I-13 fournit les matrices de confusion de l'ensemble d'arbres de classification prédisant si les simulations 3 h mèneront à un CC sur les crues maximales annuelles de magnitude supérieure ($ECC_1^{e24s} > 0$) ou inférieure ($ECC_1^{e24s} < 0$) à celle des simulations 24 h. Le taux de prédictions correctes est élevé sur l'échantillon hors sac (83%), y compris lorsqu'on ne s'intéresse qu'à la classe minoritaire ($ECC_1^{e24s} < 0$) : 75% des membres de cette classe sont correctement prédits (graphe [a]). Le pouvoir de prédiction est équivalent sur un échantillon test n'ayant pas participé à l'apprentissage (graphe [b]).

L'exactitude des autres modèles construits durant l'étude (taux de prédictions réussies) varie de 59,0% à 92,7 % selon les expériences et les classes, pour une médiane de 71,0 %. L'analyse de cette exactitude en fonction de la configuration des modèles de prédictions montre deux faits intéressants ;

- L'ajout de prédicteurs hydrologiques (indices simulés de débit moyens, extrêmes, etc.) aux prédicteurs physiques et climatiques n'améliore généralement pas le pouvoir de prédiction des ensembles d'arbres visant à comparer les simulations 3 h et 24 h. Les prédicteurs hydrologiques n'apportent donc pas d'information supplémentaire, comme dans la réalité, puisqu'ils ne sont qu'une conséquence des contextes géophysiques et climatiques. Cependant, les prédicteurs les plus importants sont alors majoritairement des prédicteurs hydrologiques, car leur lien aux divergences entre simulations 3 h et 24 h est bien sûr plus direct.
- Les performances des ensembles de prédiction sont aussi équivalentes : pour les deux MH ; pour les deux méthodes AFC ; sur les échantillons hors sac ou de tests ; sur les bassins nivaux ou pluvieux [2]. Par contre, les ensembles d'arbres visant à prédire les divergences concernant les maxima saisonniers (ECC_1^e sont bien meilleurs que ceux visant les divergences sur les débits de récurrence (ECC_1^e) : on compte pour l'un 81,8% de prédictions réussies en médiane, contre 67,4% pour l'autre.

[2] Bien sûr, un pouvoir de prédiction équivalent ne veut pas dire que les prédicteurs utilisés sont les mêmes.

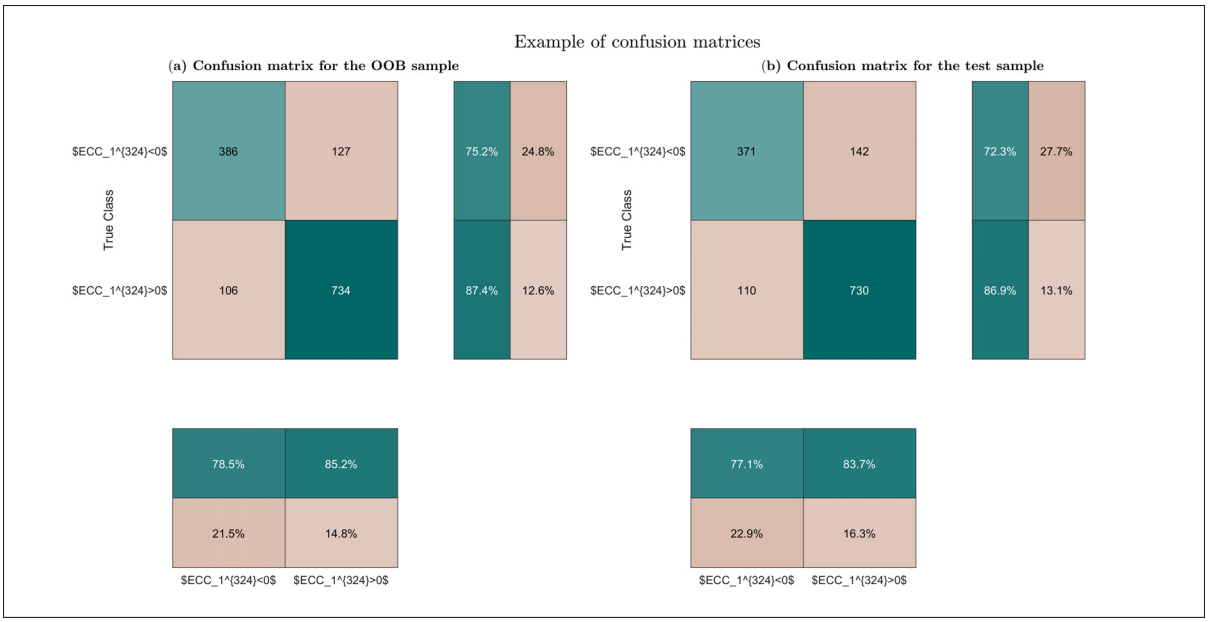


FIGURE -A I-13 Exemples de matrices de confusion de la classification des divergences observées entre les projections de débits extrêmes futurs 324 et 24 h. Les matrices de confusion présentent la performance d'un modèle compact de prédiction sur un échantillon hors sac (a) et sur un échantillon test (b). L'exemple est pris pour la prédiction du sens de la divergence entre projections de changements sur les crues maximales annuelles simulées par GR4H aux 324 et aux 24 h (expérience B.)

ANNEXE II

EXPLICATIONS SUPPLÉMENTAIRES CONCERNANT LES FACTEURS DE DIVERGENCES ENTRE PROJECTIONS JOURNALIÈRES ET SOUS-JOURNALIÈRES

AII.1 Transfert des paramètres liés au temps de pointe de l'hydrogramme unitaire de MOHYSEH

La figure -A II-1 complète la section 7.2. Elle montre qu'il existe une relation de type puissance entre les temps de pointe des hydrogrammes de Nash de MOHYSEH calibrés aux 3 h et aux 24 h, en raison de la non-linéarité de la discrétisation de l'HU : la moyenne aux 24 h de la lame de ruissellement transférée par l'HU n'est pas le transfert par l'HU de la lame de ruissellement moyennée. Un ajustement de la courbe à une fonction puissance par la méthode des moindres carrés non linéaire donne la relation $t_p^{24\text{ h}} = 14(t_p^{3\text{ h}})^{0,15}$ avec un R^2 de 0,62.

Par ailleurs, les temps de pointe négatifs sont dus au fait que les paramètres calibrés dans MOHYSEH sont les paramètres de forme α et d'échelle β de l'HU, sans contraintes sur leur interrelation pour assurer un temps de pointe positif à travers la relation $t_p = \beta(\alpha - 1)$. Une contrainte pourrait être ajoutée en ce sens lors de la calibration. Dans la pratique, les ordonnées de l'hydrogramme unitaire ne sont bien sûr calculées que pour les temps positifs et la forme de l'HU obtenue dans ce cas est simplement une partie de la courbe de décroissance de l'HU de Nash (*Voir* équation A I-1). Le temps de pointe réel de cet hydrogramme sans courbe de montée est alors toujours nul.

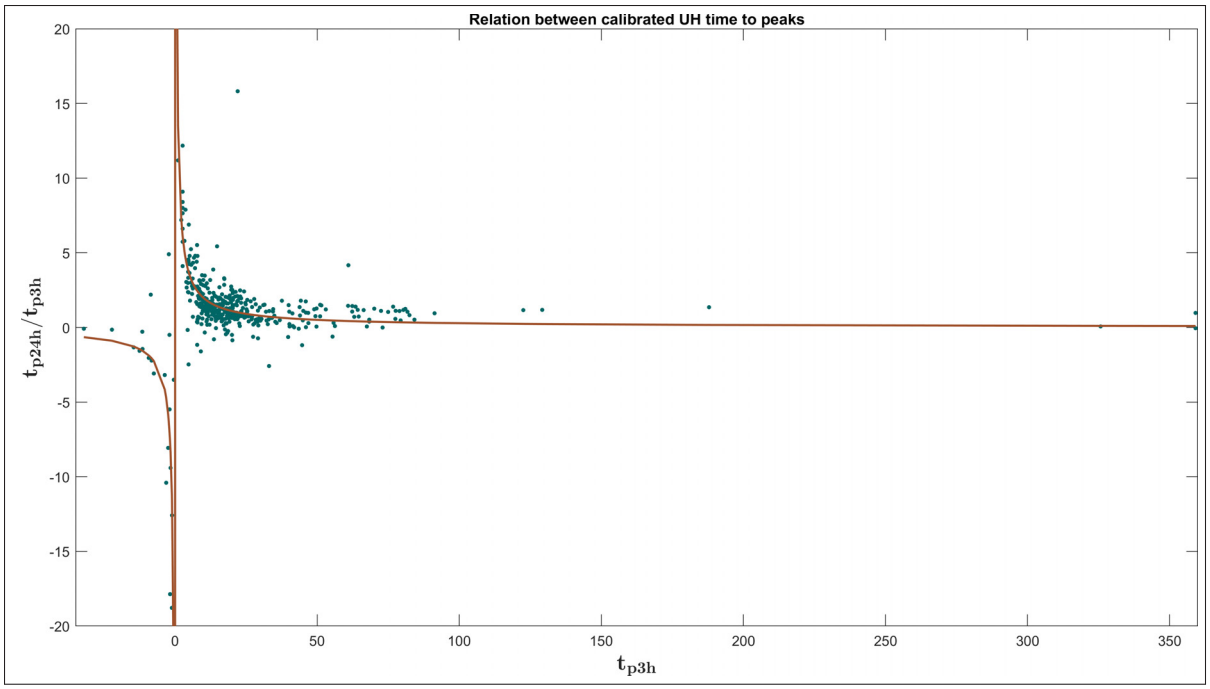


FIGURE -A II-1 Relation entre les temps de pointe des HU calibrés aux 3 h ($t_p^{3\ h}$) et aux 24 h($t_p^{24\ h}$) de MOHYSEH. Les valeurs de $t_p^{3\ h}$ et $t_p^{24\ h}$ sont prises pour toutes les calibrations faites sur les périodes des 15 années les plus chaudes du passé récent, pour les deux GC

AII.2 Différences entre les fonctionnements internes de GR4H et MOHYSEH

Cette annexe présente deux différences importantes dans le fonctionnement interne des modèles GR4H et MOHYSEH, qui ont un impact sur leur représentation des crues sous-journalières, sur le rapport entre ces dernières et les crues moyennées à la journée, et sur la capacité des MH à fournir des résultats plausibles dans un contexte climatique différent de celui de calibration. Ces différences concernent 1) la représentation des temps de pointe des hydrogrammes unitaires (section AII.2.1), et 2) celle de la part du débit de base dans les écoulements (section AII.2.2).

AII.2.1 Des temps de pointe des hydrogrammes unitaires plus élevés pour GR4H

La figure -A II-2 illustre les différences entre les temps de pointe des HU calibrés par GR4H et MOHYSEH aux 3 h. Les temps de pointe calibrés par GR4H sont plus élevés que ceux de MOHYSEH dans 82 % des cas, et la différence est importante : 6,8 heures en moyenne soit plus de 2 pas de temps (graphe [a]). Les écarts les plus importants se trouvent dans les régions dans lesquelles les pentes sont les plus faibles (Lacs, Plaines, Sud). Les Rocheuses sont particulières aussi : cette région présente autant de temps de pointe de GR4H inférieurs à ceux de MOHYSEH que le contraire, mais elle comprend aussi des temps de pointe très élevés pour GR4H, qui « butent » sur la borne supérieure du domaine de calibration. Notons qu'il s'agit de bassins particuliers par rapport au reste de l'échantillon, d'altitude moyenne supérieure à 2 000 m comportant des glaciers et une fonte d'été après sept mois de températures moyennes négatives.

Le graphe (b) donne par ailleurs une idée de la pertinence des temps de pointe simulés. Bien que les MH soient conceptuels, on constate une corrélation entre les temps de concentration calculés selon la formule empirique de Bransby–Williams (t_c) et ceux calculés à partir du temps de pointe de l'HU de Nash calibré par MOHYSEH ($t_c^M = 1,67 t_p^M$). Les temps de concentration calibrés de GR4H ($t_c^G = 2t_p^G$ pour HU_1) qui dépassent largement les temps empiriques sont beaucoup plus nombreux que ceux de MOHYSEH. En sus des Rocheuses dont on vient de parler, le Sud et les Grands Lacs (donc des régions de faible pente), mais aussi le Québec, donnent lieu à des valeurs de t_c^G très élevées par rapport au temps de concentration t_c de Bransby–Williams : t_c^G y est en médiane 3,2 fois plus élevé que t_c (1,2 fois pour MOHYSEH).

Aussi, les temps de concentration empiriques t_c et calibrés (t_c^G, t_c^M) sont plus en accord pour les bassins rapides. Les temps de concentration de MOHYSEH t_c^M sont en médiane 1,0 fois ceux de Bransby–Williams, et ceux de GR4H t_c^G 1,4 fois, lorsqu'on ne tient compte que des temps de concentration empiriques les plus courts ($t_c < 36$ h), contre respectivement 2,2 fois et 3,7 fois pour $t_c > 36$ h.

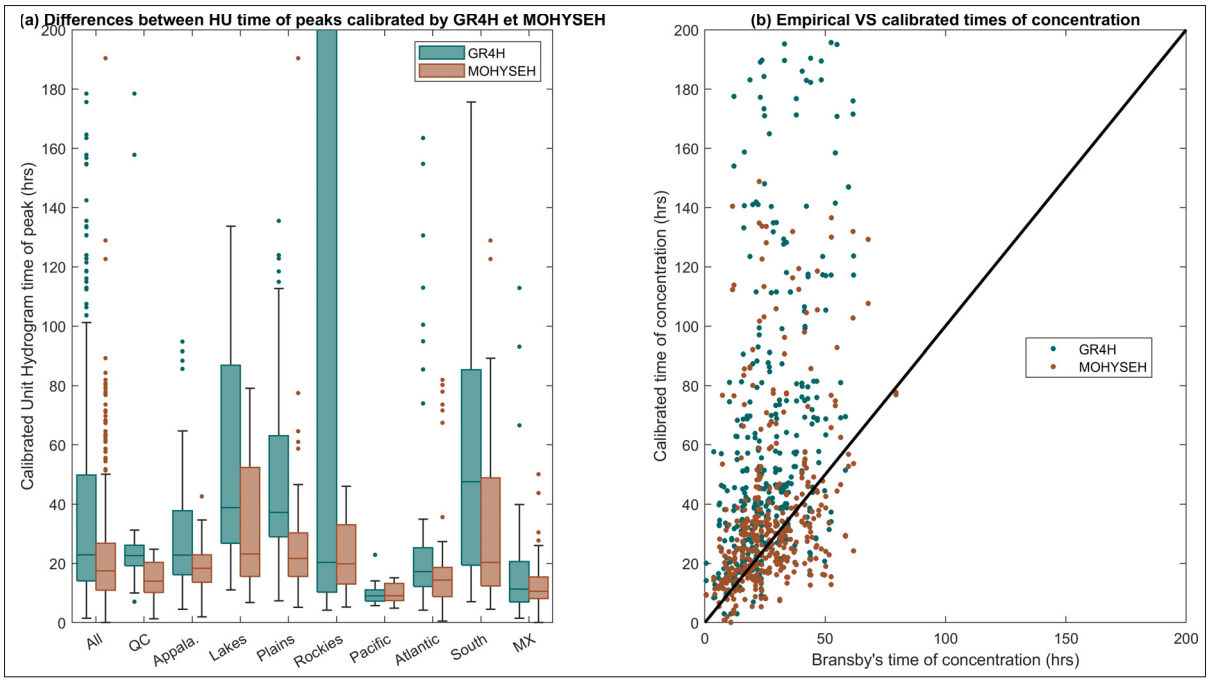


FIGURE -A II-2 Temps de concentration calibrés par GR4H et MOHYSEH. (a) regroupe les temps de pointe des hydrogrammes unitaires calibrés par les MH aux 3 h sur les périodes des quinze années les plus chaudes du passé récent, en heures, regroupés par région et MH : $t_p^G = 3x_4$; $t_p^M = 3\beta(\alpha - 1)$. (b) Comparaison des temps de concentration des bassins selon les HU calibrés et selon la formule empirique de Bransby–Williams ($t_c^G = 2t_p^G$; $t_c^M = 1,67t_p^M$)

Ces temps de pointe plus élevés de GR4H expliquent une partie des différences observées entre les crues modélisées par les deux MH, et entre les impacts du CC sur ces dernières . On détaille ici l'impact possible sur les saisons convectives de type *SA-LF*. Pour ces saisons, caractérisée par des orages courts, la durée des orages atteint ou dépasse souvent le temps de concentration simulé avec MOHYSEH, mais beaucoup moins souvent avec GR4H. C'est bien sûr particulièrement vrai pour les bassins rapides, ce phénomène ne sera pas observé sur de grands bassins ou des bassins de plaine. Pour les bassins rapides donc, les pointes de crue de MOHYSEH sont alors égales à l'intensité maximale de la lame de ruissellement disponible, mais elles sont inférieures avec GR4H. C'est d'autant plus vrai que les débits de base sont faibles durant cette saison et que la crue est principalement composée du ruissellement. On observe effectivement des crues maximales saisonnières en médiane plus importantes pour MOHYSEH sur la saison convective

pour toutes les périodes du passé et du futur étudiées (sauf sur le contraste du passé récent $\overline{P}$). La conclusion est différente lorsqu'on s'intéresse aux débits de récurrence, toujours pour ces mêmes saisons convectives sur les bassins rapides. En effet, les séries de crues classées utilisées pour l'AFC n'auront pas le même aspect avec GR4H et MOHYSEH. Pour MOHYSEH, la majorité des crues proviennent d'averses de durée au moins égale au temps de concentration simulé, et la distribution des crues ressemble à celle des intensités maximales des averses correspondantes. Pour GR4H cependant, il arrive plus souvent que seules les crues les plus rares de la série correspondent à des averses de durée au moins égales au temps de concentration. De plus, les crues rares peuvent correspondre à une succession d'averses. Avec MOHYSEH et sur les bassins réels, les courts HU impliquent que les bassins soient rapidement vidangés après chaque averse et que la suivante, indépendante de la précédente, s'ajoute simplement au débit de base. Mais avec GR4H, la vidange est plus lente et les bassins ne sont pas encore vidangés alors qu'arrive l'averse suivante. La succession d'averses donne lieu à une longue crue au pic très élevé avec GR4H. Les temps de concentration plus longs de GR4H favorisent de façon générale l'amortissement des averses courtes et l'amplification des averses longues ou des événements composés. Les séries de maxima saisonniers de GR4H ont donc une asymétrie positive plus importante, comprenant des crues fréquentes plus basses que celles de MOHYSEH mais des crues rares plus élevées. Les coefficients d'asymétrie et de kurtosis calculés pour les séries de maxima saisonniers de *SA-LF* sont effectivement plus élevés pour GR4H que MOHYSEH, tant pour les périodes de référence que futures [1]. Les débits de récurrence calculés avec GR4H seront ainsi d'autant plus élevés par rapport à ceux de MOHYSEH que la période de récurrence le sera. La meilleure adéquation des temps de concentration de MOHYSEH par rapport aux temps de Bransby–Williams ainsi que sa meilleure performance sur la saison *SA-LF* dans le passé, conduisent à supposer que les débits de récurrence de GR4H sont alors surestimés. Les plus

[1] Les coefficients d'asymétrie de *SA-LF* de GR4H ne sont cependant pas plus élevés que ceux de MOHYSEH pour les climats contrastés du passé récent, sans doute parce que les périodes de huit ans utilisées sont trop courtes et que le regroupement artificiel par période climatique mène à des événements pluvieux plus homogènes au sein d'une période. En conséquence, l'évolution future de l'asymétrie des séries de crues ne peut pas être extrapolée à partir des périodes contrastées du passé récent.

longs temps de pointe de GR4H sont donc associés à des débits maxima saisonniers sous-estimés et des débits de récurrence surestimés par rapport à MOHYSEH.

Un exemple est donné à la figure -A II-3 sur une période de calibration d'un bassin Atlantique de temps de concentration de Bransby–Williams t_c = 21,7 h. Deux crues de la série AMS de 15 ans sont choisies : un événement médian (graphe [d]), et l'événement le plus extrême (graphe [c]). L'événement de pluie du graphe (d) dure 18 h, dépassant le temps de concentration calibré par MOHYSEH (t_c^M = 14,6 h), mais beaucoup plus court que celui de GR4H (t_c^G = 39 h). Il est par contre de l'ordre de celui du bassin réel, selon le point d'inflexion correspondant lu sur la courbe de débit observé. Le débit de pointe simulé par GR4H est largement inférieur aux débits observés et simulés par MOHYSEH, la crue GR4H est à peine visible. L'événement de pluie du graphe (c) dure quant à lui 36 h, rejoignant cette fois le temps de concentration simulé par GR4H. Ce dernier simule dans ce cas une pointe beaucoup plus élevée que la pointe observée et que celle de MOHYSEH. Le graphe (a) montre que cette crue constitue clairement un horsain pour GR4H, dont les crues de la série AMS sont autrement systématiquement inférieures à celles de MOHYSEH. En raison de ce horsain, l'AFC conduit avec GR4H à un débit de récurrence 100 ans surestimé de 68 % avec la méthode AFC-POT et de 82 % avec la méthode AFC-AMS, et ce malgré le fait que la méthode utilisée (b17) traite les horsains supposés correspondre aux crues historiques pour diminuer leur impact sur l'estimation des paramètres de la distribution. En comparaison, MOHYSEH produit de débits de récurrence 100 ans surestimés de 26 et 31 % avec AFC-POT et AFC-AMS, Les crues observées et de MOHYSEH semblent venir de la même distribution, malgré un décalage vers le haut systématique de MOHYSEH (graphe [a]). L'erreur de MOHYSEH dépend donc peu de la période de récurrence, contrairement à celle de GR4H. Par ailleurs, la bonne performance de MOHYSEH pour représenter les débits de pointe sur ces deux événements n'est pas une garantie suffisante pour une bonne représentation des facteurs de pointe. En effet, MOHYSEH simule un hydrogramme de crue très similaire à l'observé pour l'événement du graphe (c), et donc un facteur de pointe également proche de l'observé, contrairement à GR4H dont l'hydrogramme est pointu et le facteur de pointe surestimé. Par contre, les hydrogrammes de crue de MOHYSEH et GR4H sont tous les deux très amortis pour

l'événement du graphe (d), et le facteur de pointe fortement sous-estimé. Cette sous-estimation est visible sur le graphe (b) qui représente les facteurs de pointe simulés versus observés. Le horsain le plus excentré correspond à l'événement du graphe (d).

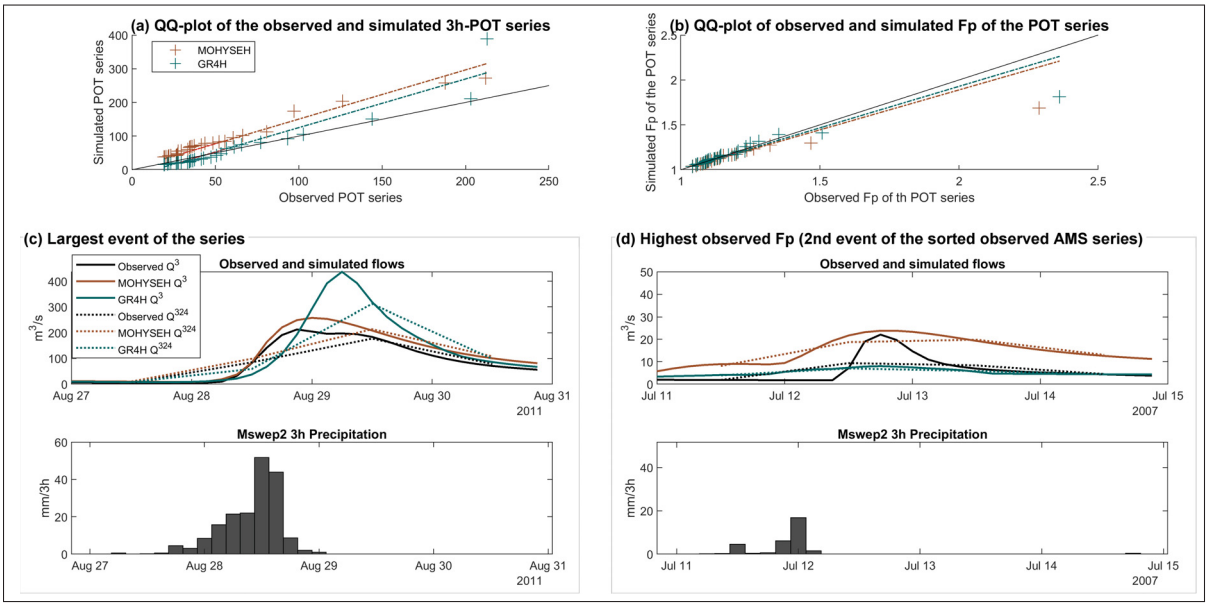


FIGURE -A II-3 Exemple d'impact des temps de pointe plus élevés de GR4H (saison *SA-LF*). Pris sur un bassin Atlantique (Tenmile River, $A = 533$ km^2 ; $Slope = 10,3$ %; $\overline{z} = 255m$, $t_c = 21,8$ h, $t_c^M = 14,6$ h, $t_c^G = 39,0$ h), sur une période de calibration pilotée par MSWEP2. (a) compare les quantiles des séries *POT* observées et simulées de la saison *SA-LF* ; (b) les facteurs de pointe de ces mêmes séries. (c) et (d) présentent les hydrogrammes de deux événements choisis dans les séries *POT* : (c) celui dont le débit de pointe observé est le maximum de la série *POT*, et (d) celui dans le facteur de pointe observé est le maximum de la série des facteurs de pointe de la série *POT*, correspondant à un événement de faible amplitude. Les séries de débits moyennées à la journée sont aussi représentées, ainsi que les hyétogrammes correspondants

Pour terminer, ajoutons que l'on retrouve le même patron sur les temps de pointe calibrés aux 24 h, c'est-à-dire une surestimation de t_p et t_c par GR4H, par rapport à MOHYSEH, et par rapport aux temps de concentration de Bransby–Williams. La différence est même plus importante aux 24 h (t_p^G est supérieur de 9,4 h à t_p^M en médiane). De plus, la surestimation de GR4H s'étend à toutes les régions, incluant en sus Appalaches, Atlantique, Mexique, Pacifique sur lesquelles la surestimation de t_c^G par rapport à t_c^M et t_c n'était pas marquée aux 3 h. MOHYSEH-24 h calibre

aussi des temps de concentration plus élevés que ceux de Bransby–Williams, bien que ce soit moins marqué qu'avec GR4H : en moyenne pour les calibrations 24 h, $t_c^M = 1,6t_c$ (à comparer à $t_c^M = 1,2t_c$ pour les calibrations aux 3 h), et $t_c^G = 2,9t_c$ pour GR4H-24 h ($t_c^G = 2,0t_c$ pour les calibrations aux 3 h).

Il faut enfin préciser que le fait de calibrer des temps de pointe des HU excessivement longs pour GR4H n'est pas en lien avec les KGE de calibration : les basins de temps de pointe clairement excessifs ont des KGE équivalents aux autres.

AII.2.2 Un indice de débit de base trop bas pour MOHYSEH

Une autre grande différence entre les deux MH se trouve dans leur représentation de BFI, la part du débit de base dans le débit total. La figure -A II-4 regroupe les valeurs des indices BFI annuels calculés grâce à un filtre digital récursif sur les observations. Le BFI varie de 55 à 94 % selon les bassins, pour une médiane de 76 %. Les variations saisonnières ne sont pas prises en compte, mais elles sont assez faibles à quelques exceptions régionales près (le BFI est plutôt inférieur pour les saisons associées à des crues volumineuses, et supérieur pour les saisons associées à des crues intenses). On constate une grande variabilité intrarégionale, mais une tendance des BFI du Québec à être inférieurs à ceux des autres régions (médiane de 67 %) et ceux du Mexique supérieurs (médiane de 84 %). Le graphe (b) montre que GR4H représente assez bien le BFI dans toutes les régions, avec un BFI médian de 74 % et une erreur régionale médiane de ±7% au plus en fonction des régions. GR4H a tendance à surestimer le BFI au Québec, dans les Grands Lacs, et surtout dans les Rocheuses et sur la côte Pacifique ; à le sous-estimer pour Atlantique, Sud et surtout Plaines et Appalaches. Le Sud comprend tant des bassins pour lesquels le BFI est surestimé que sous-estimé. Les bassins présentant les écarts les plus importants se trouvent dans le Pacifique (+27 % au pire) et au Sud (-23 % au pire). MOHYSEH au contraire sous-estime le BFI dans 90 % des bassins, de 13 % en médiane, mais jusqu'à -63 %. Le BFI médian simulé est de 62 %. Les régions concernées par des sous-estimations importantes sont les Plaines (-25 % en médiane), le Sud (-17 %), le Mexique (-23 %), mais aussi quelques bassins des autres régions. Alors que la grille climatique GC n'influence pas les valeurs de BFI simulées

par GR4H, elle a une importance pour MOHYSEH dont les sous-estimations sont environ 5 % plus accentuées avec ERA5 dans les régions citées ci-dessus. Ces sous-estimations n'ont apparemment pas d'impact sur l'hydrogramme annuel en référence et en futur, car on n'observe pas de différence importante entre les hydrogrammes simulés par GR4H et MOHYSEH sur les bassins pour lesquels le BFI de MOHYSEH est très sous-estimé. La corrélation entre BFI observés et simulés est d'ailleurs de 0,55 tant pour GR4H que pour MOHYSEH, et tant sur des périodes de calibration que validation. Le BFI change aussi peu entre référence et futur pour les deux MH (±5 % au plus). Il est par contre lié à la fréquence et au volume des crues, et affecte la différence entre les calculs du changement climatique sur les crues aux 3 h et aux 324 comme expliqué à la section 8.1.

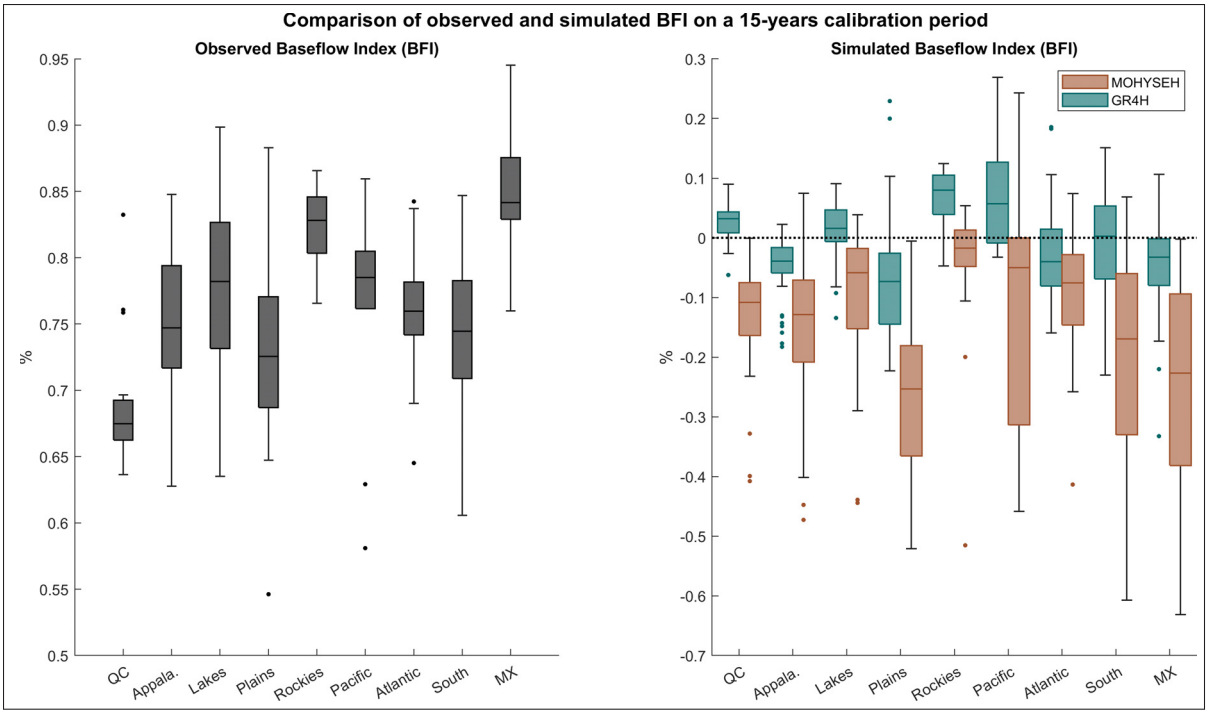


FIGURE -A II-4 Comparaison des indices BFI observés et simulés en calibration. Les indices BFI annuels sont calculés à partir des séries 3 h par filtrage digital récursif (Nathan et McMahon, 1990) avec 2 passes et un coefficient de filtrage de 0,975, sur les périodes chaudes de 15 ans utilisées pour la calibration préalable aux projections. (a) Valeurs observées, et (b) Erreurs simulées par GR4H et MOHYSEH en calibration ($BFI^{sim} - BFI^{obs}$). Les calibrations avec ERA5 et MSWEP2 sont incluses. Les variations saisonnières ne sont pas incluses

AII.3 Figures complémentaires aux études de cas de divergences entre projections 324 et 24 h

La figure suivante est un complément à la section 7.2. Elle compare les hydrogrammes annuels en période de calibration aux 324, aux 24 h et aux 24 h-équivalent.

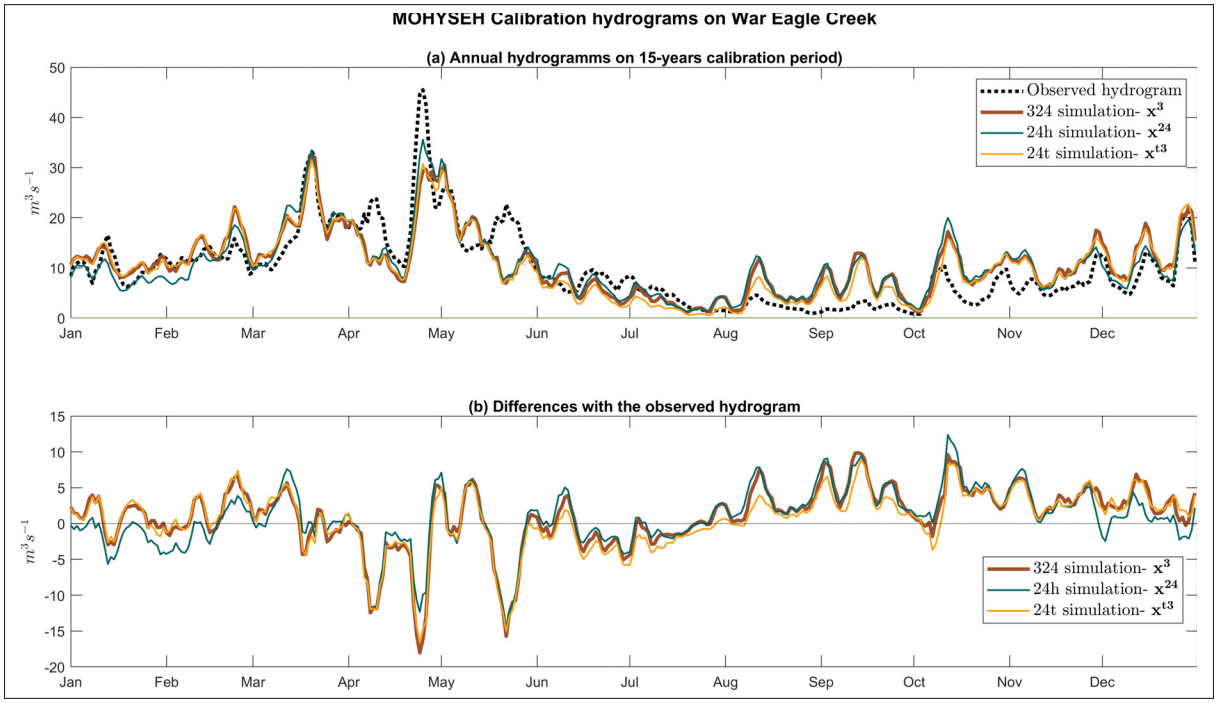


FIGURE -A II-5 Hydogrammes de MOHYSEH sur War Eagle Creek en calibration (a) : hydrogrammes de calibration à partir des simulations MOHYSEH aux 324, aux 24 h et aux 24 h-équivalent (grille ERA5). La calibration est faite sur les 15 années les plus chaudes du passé récent. (b) Diagrammes annuels de la différence entre chacune des séries de débit simulé et la série de débit observé.

AII.4 Compléments à l'analyse des différences entre projections hydrologiques aux 3 h et aux 24 h à l'échelle de l'hydrogramme

Cette section complète la section 8.1 dans laquelle on montre l'influence du débit de base et du temps de pointe sur les différences observées entre les changements climatiques simulés sur les crues 3 h et sur les crues 324.

AII.4.1 Calcul des ordres de grandeur des parts du ruissellement et du débit de base dans les crues

On a montré à la section 8.1 que le changement climatique sur les crues 3 h n'était pas proportionnel au changement sur les crues 324, mais dépendait des variations relatives des deux parties composant la crue, à savoir le débit de base et celui de ruissellement. La démonstration a été faite sur un cas simple dans lequel la crue « typique » en période de référence est un hydrogramme triangulaire, transformé en période future en un hydrogramme de même temps de pointe, mais de débit de pointe différent. Pour avoir une idée des ordres de grandeur en jeu dans la réalité, on a cherché des équivalents réels aux variables utilisées dans le calcul théorique de cette dite section 8.1). Le tableau A II-1 présente les équivalents extraits des séries simulées (colonne [b]), pour représenter les plages de valeur couvertes par les variables de la colonne [a] :

Tableau A II-1 Valeurs utilisées pour le calcul des ordres de grandeur de la section 8.1

(a) Valeurs nécessaires dans les calculs de la section 8.1	(b) *Proxys* utilisés
$Q_p, Q_p^f, Q_p^{(24)}, Q_p^{24f}$	$\overline{AMS_r}^{(3)}, \overline{AMS_f}^{(3)}, \overline{AMS_r}^{(324)}, \overline{AMS_f}^{(324)}$: Débits maxima saisonniers des séries simulées aux 3 h et aux 324, en référence et futur.[a]
Q_b, Q_b^f	$BFI \times \overline{Q_r}, BFI \times \overline{Q_f}$: indice de débit de base BFI appliqué au débit moyen saisonnier simulé.[a] Les débits de base aux 3 h et aux 324 sont bien sûr les mêmes. Les indices BFI sont calculés par filtrage digital récursif sur chaque saison de chaque simulation 3 h selon Nathan et McMahon (1990)
$Q_r, Q_r^f, Q_r^{(24)}, Q_r^{24f}$	$Q_r = Q_p - Q_b$: déduits des précédents.
$\delta b, \delta r$	$\delta b = Q_b^f - Q_b, \delta r = Q_r^f - Q_r$: déduits des précédents.
t_p	Temps de concentration simulés ou observés (en jours), définis à partir des paramètres des HU calibrés aux 3 h (GR4H : $t_p = 2x_4 * 3/24$, MOHYSEH : $t_p = 1,67\beta(\alpha - 1) * 3/24$).[b] Puisque les séries sont discrétisées aux 3 h, les temps de pointe des hydrogrammes simulés ne peuvent en fait être qu'un multiple de 3 h, t_p a donc été arrondi au multiple de 3 h le plus proche.

[a] : pour la figure -A II-6 appliquée aux observations, on a pris les indices observés sur les périodes contrastées du passé récent.

[b] : pour la figure -A II-6 appliquée aux observations, on a pris une estimation du temps de pointe dépendante du temps de concentration de Bransby–Williams : $t_p = 0.6t_c^{Bransby-Williams}$.

Il ne s'agit que d'ordres de grandeur, destinés à vérifier si les cas particuliers ($R < 0$ et $R = 1$) se rencontrent dans la pratique. En effet, les restrictions suivantes s'appliquent dans la réalité par rapport au cas théorique simplifié utilisé dans la démonstration :

- Définir un hydrogramme de crue saisonnier « typique » en référence et en futur ne peut se faire que si la série des maxima saisonniers est homogène, comportant des crues généralement générées par les mêmes processus. Ce n'est souvent pas le cas, particulièrement dans le futur dans lequel on s'attend à une plus grande diversité de types de crue tout au long de l'année

dans de nombreuses régions. C'est cependant une hypothèse nécessaire à la définition même du concept de saison, et à laquelle on fait appel également pour justifier l'AFC.

- La potentielle diversité des processus générateurs de crues au sein d'une même saison implique donc qu'il serait plus judicieux, pour calculer des ordres de grandeur de Q_b, d'extraire ses valeurs sur chaque crue des séries de maxima saisonniers puis d'en établir la moyenne. Cette décomposition des débits de base et de ruissellement crue à crue permettrait d'ailleurs d'estimer la pertinence du concept de crue « typique » saisonnière en fonction de la variabilité des valeurs trouvées. Étant donné l'importance du débit de base dans les différences entre les projections 3 h et 24 h, une étude détaillée des séries de débits de base simulées sous les crues et de leurs variations serait d'ailleurs intéressante.
- De même, les temps de pointe des crues ne sont certainement pas toujours égaux au temps de concentration du bassin. Le temps de pointe d'une crue maxima saisonnière « typique » en référence et en futur n'est certainement pas le même dans de nombreux cas non plus, suivant la modification des durées des événements de pluie.
- Les hydrogrammes utilisés démarrent à minuit, et les moyennes sont faites en conséquence. Comme montré à la section 6.3, la position de la pointe dans la fenêtre de moyennage a aussi une grande influence sur les valeurs de la pointe moyennée, qui n'est pas prise en compte ici.

AII.4.2 Valeurs observées du rapport entre $\Delta\overline{AMS^{(3)}}$ et $\Delta\overline{AMS^{(324)}}$

La figure 8.1 de la section 8.1 a montré comment une partie des différences constatées entre le CC entre référence et futur sur les crues maximales saisonnières aux 3 h et celui sur les crues maximales saisonnières de la série 324 était liée au mode de calcul du CC (utilisation de la différence relative). On a vu que le débit de base et ses variations pouvaient avoir plus d'impact sur les valeurs de $\Delta\overline{AMS^{(324)}}$ que sur celles de $\Delta\overline{AMS^{(3)}}$, menant même à des projections de sens opposés aux 3 h et aux 324 lors de variations importantes du débit de base par rapport au ruissellement. La figure -A II-6 complète cette analyse en montrant que le rapport entre $\Delta\overline{AMS^{(3)}}$ et $\Delta\overline{AMS^{(324)}}$ pour les crues observées entre périodes climatiques contrastées du passé récent suit également les grandes tendances du rapport théorique R. Les changements aux

3 h sont effectivement moins intenses qu'aux 324 lorsque les fluctuations du débit de base sont importantes (graphe [b]), voire opposées lorsque son sens de variation est contraire à celui du ruissellement. Comme pour les simulations, des valeurs opposées des changements aux 3 h et aux 324 se retrouvent même pour de faibles diminutions du débit de base pour des temps de pointe de 6 h et 6 h (graphe [d]).

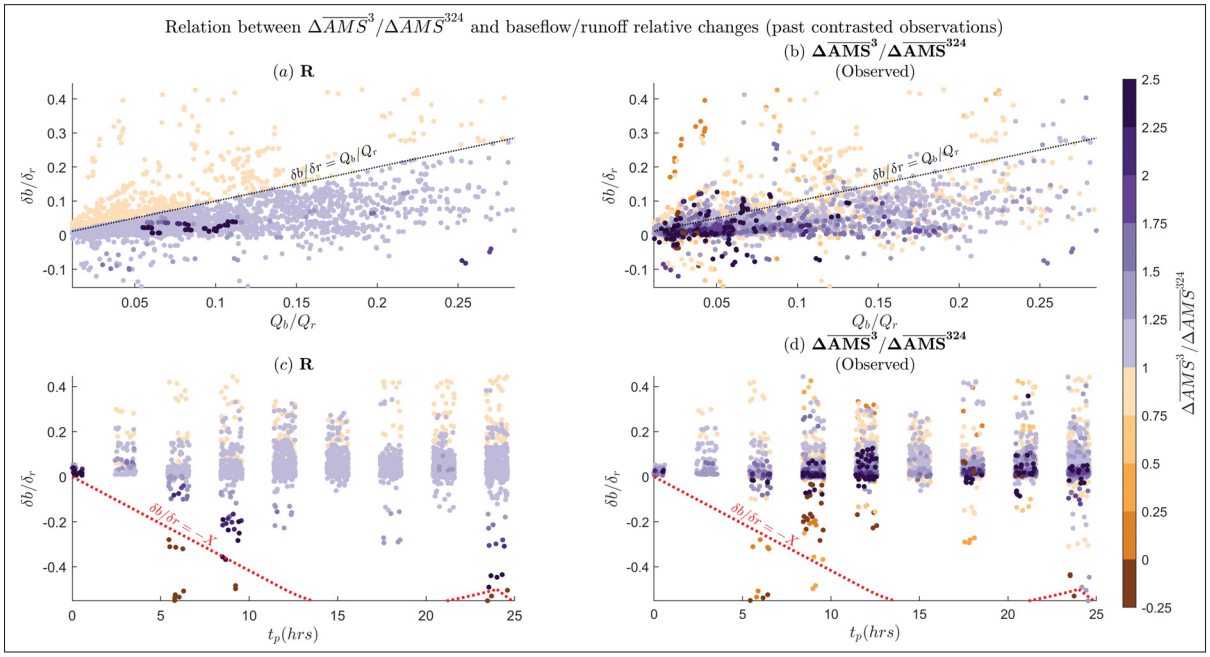


FIGURE -A II-6 Relation entre $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}}$ et les changements relatifs sur les débits de base et de ruissellement des crues observées entre climats contrastés du passé. Identique à 8.1, mais pour les observations du passé. Les valeurs de $\Delta\overline{AMS^{(3)}}/\Delta\overline{AMS^{(324)}}$ sont exprimées au graphe (b) en fonction des rapports entre débits de base et de ruissellement des crues saisonnières maximales de référence (Q_b/Q_r), et du rapport de leurs variations (δ_b/δ_r) ; et au graphe (d) en fonction d'un temps de pointe de crue. (a) et (c) fournit les valeurs théoriques correspondantes selon le calcul de la section 8.1. Les estimations de $Q_b, Q_r, t_p, etc.$ sont expliquées au tableau A II-1

AII.4.3 Rapport entre le changement sur les pointes d'un hydrogramme de crue aux 3 h et moyenné aux 24 h lors d'un changement d'intensité de l'averse

La figure -A II-7 est identique à la figure 8.5 de la section 8.2, mais lorsqu'on calcule l'hydrogramme unitaire aux 3 h et non aux 15 min avant de le moyenner à la journée.

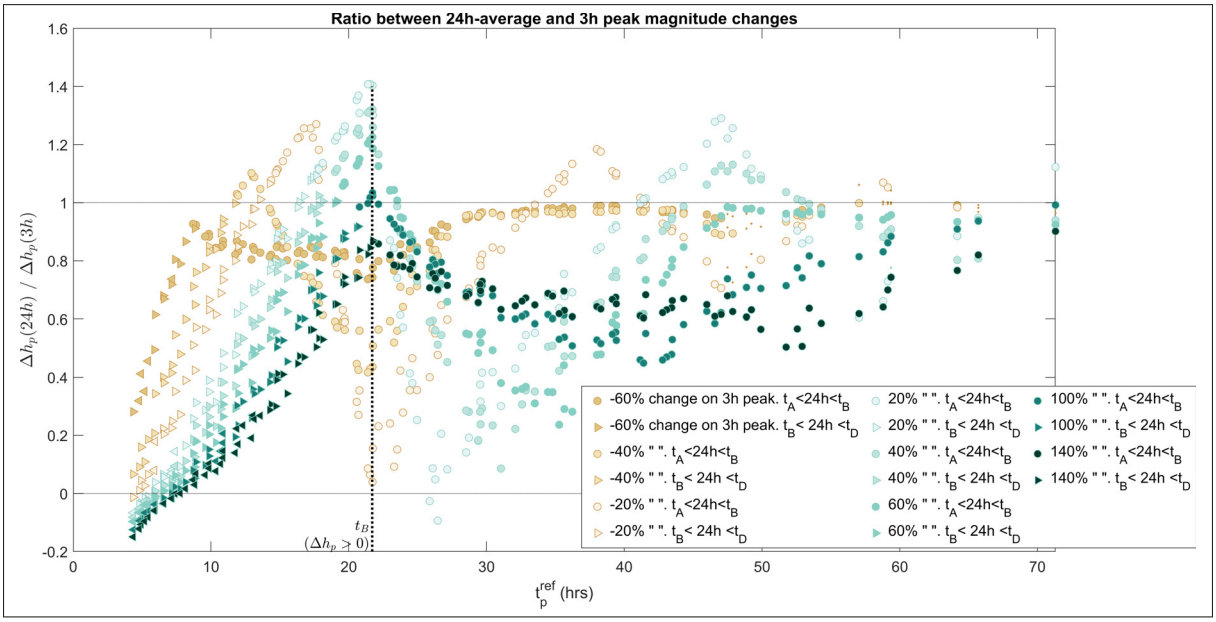


FIGURE -A II-7 Ratio entre changement sur les pointes discrétisées aux 3 h et aux 24 h en fonction du temps de pointe de référence. Les couleurs correspondent à différentes valeurs du changement sur la vitesse de pointe 15 min (négatif en marron et positif en vert). Les symboles signalent si le pas de temps est inclus dans l'intervalle d'instabilité défini à la figure 8.4 (*ronds*) ou dans l'intervalle subséquent de (dé)croissance exponentielle (*triangles*. Toute la plage de valeurs courantes des paramètres de Rosso est de nouveau incluse comme dans la figure 8.4

AII.5 Prédicteurs de divergences entre les méthodes 3 h et 24 h

AII.5.1 Détail des dépendances entre prédicteurs et classes de divergences des méthodes 3 h et 24 h selon les ensembles d'arbres

Les figures -A II-8 et -A II-9 complètent le chapitre 9 en montrant le détail des dépendances partielles de la divergence future des méthodes 3 h et 24 h aux prédicteurs les plus importants,

calculées à partir d'ensembles d'arbres de classification. -A II-10 et -A II-11 présentent le même type de résultats pour la prédiction du signe de ECC_T^e.

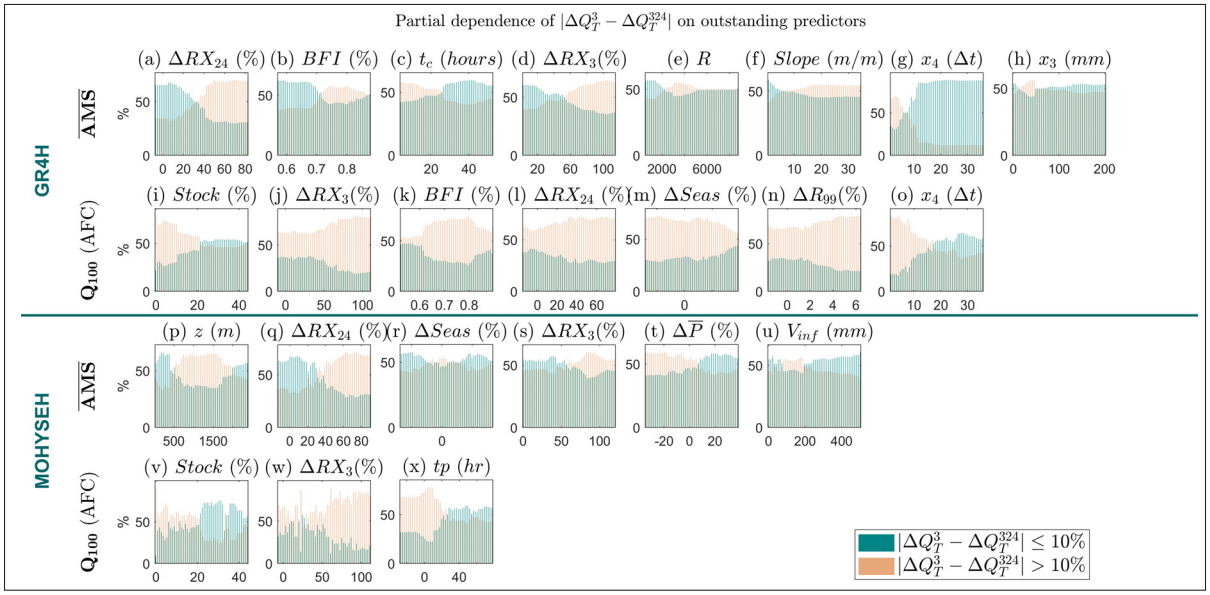


FIGURE -A II-8 Dépendance partielle aux prédicteurs du taux de divergence entre $\Delta Q_T^{(3)}$ et $\Delta Q_T^{(324)}$, calculée par les ensembles d'arbres de classification. Chaque ligne correspond à un ensemble d'arbres de classification entraîné, pour un MH et un type d'extrême donné. Les graphes présentent la dépendance partielle des classes de $|ECC_T^{e3m}|$ ($|ECC_T^{e3m}| \leq 10$ % ou $|ECC_T^{e3m}| > 10$ %) aux prédicteurs de l'ensemble d'arbres compact. L'entraînement est fait sur tous les bassins (avec ou sans fonte), sans prendre en compte les paramètres des MH dans les prédicteurs. La dépendance aux paramètres des MH, obtenue en ajoutant ces derniers à l'ensemble de prédicteurs lors d'un deuxième entraînement, est ajoutée en fin de ligne le cas échéant

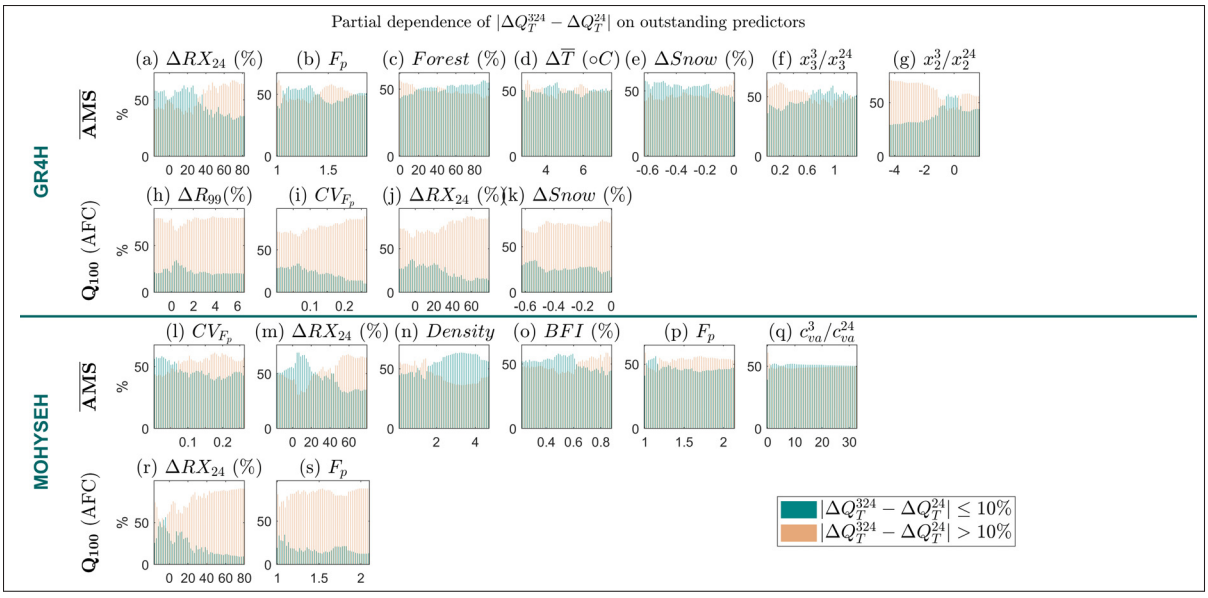


FIGURE -A II-9 [Dépendance partielle aux prédicteurs du taux de divergence entre $\Delta Q_T^{(324)}$ et $\Delta Q_T^{(24)}$, selon l'ensemble d'arbres de classification. Identique à la figure -A II-8, mais les ensembles d'arbres prédisent ici les classes de $|ECC_T^{e24s}| = |\Delta Q_T^{(324)} - \Delta Q_T^{(24)}|$

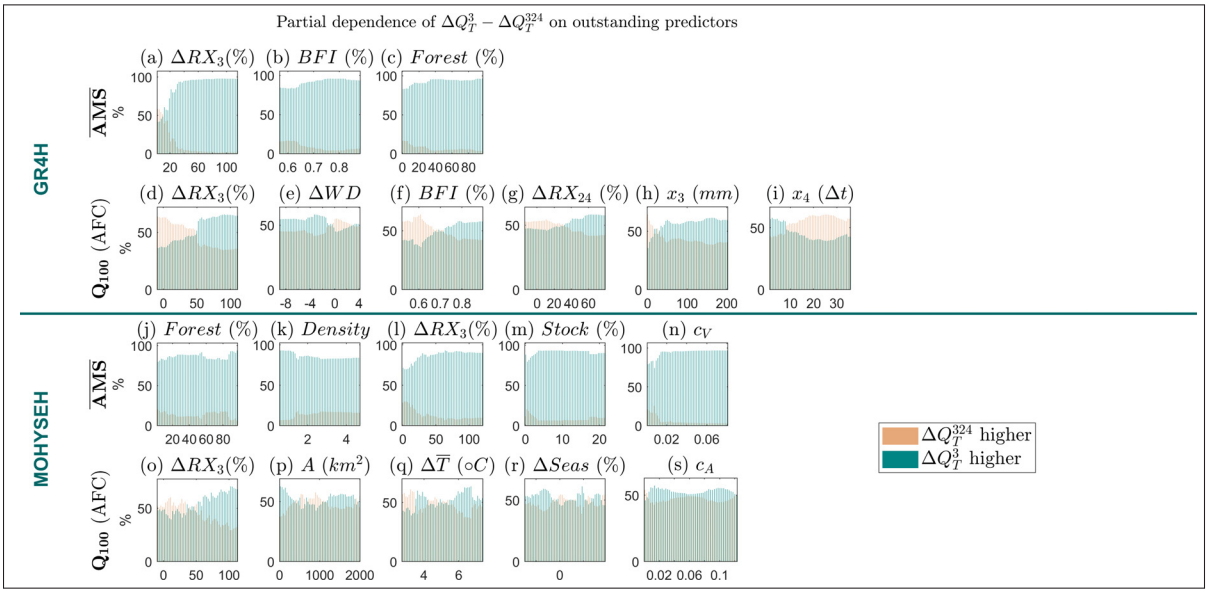


FIGURE -A II-10 Dépendance partielle du signe de ECC_T^{e3m} aux prédicteurs des ensembles d'arbres. Identique à -A II-8, mais pour la dépendance du signe de $ECC_T^{e3m} = \Delta Q_T^{(3)} - \Delta Q_T^{(324)}$ (positif ou négatif) aux prédicteurs

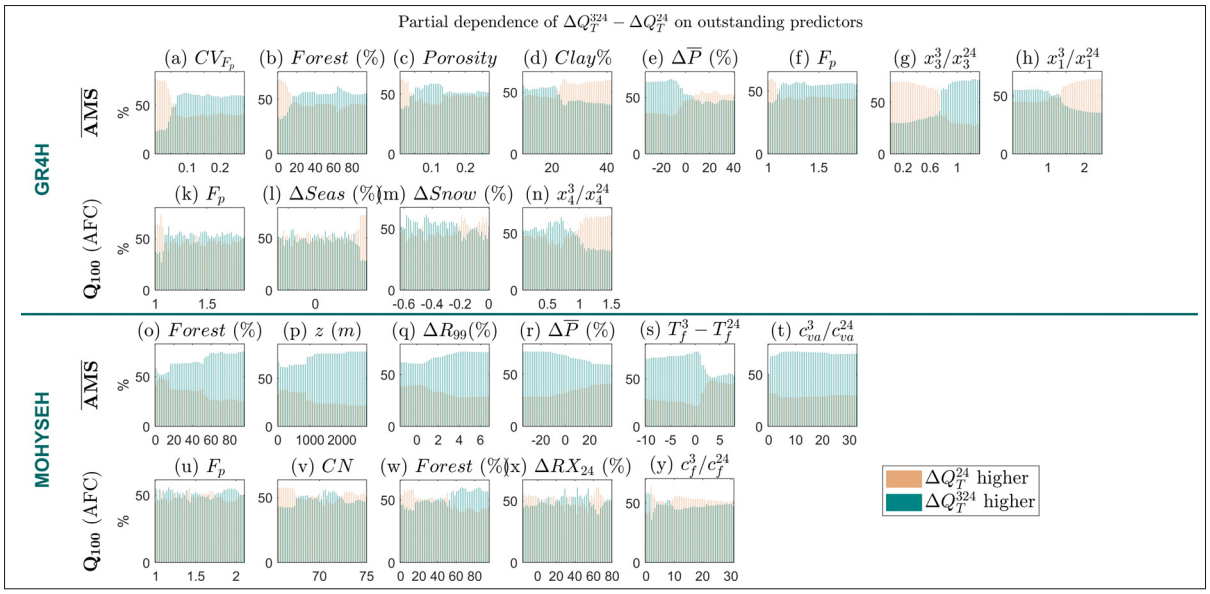


FIGURE -A II-11 Dépendance partielle de ECC_T^{e24s} aux prédicteurs des ensembles d'arbres. Identique à la figure -A II-9, mais pour la dépendance du signe de $ECC_T^{e24s} = \Delta Q_T^{(3)} - \Delta Q_T^{(324)}$ (positif ou négatif) aux prédicteurs

AII.5.2 Corrélation des paramètres calibrés des MH aux descripteurs géophysiques et hydroclimatiques

Dans cette section, on s'intéresse à d'éventuelles corrélations entre les caractéristiques géophysiques, hydrologiques et climatiques des bassins versants et les paramètres calibrés des MH. L'objectif est d'observer si le pas de temps des simulations modifie la réponse des modèles aux caractéristiques du bassin. Cette section aide aussi à comprendre pourquoi les ensembles d'arbres prédisant les divergences ECC_T^e font appel à des prédicteurs géophysiques différents lorsque les paramètres des MH sont inclus ou non dans le groupe de prédicteurs possibles.

La figure -A II-12 présente les corrélations entre paramètres calibrés et descripteurs pour les deux MH et les deux pas de temps. Les caractéristiques hydrologiques et climatiques sont calculées sur la période de calibration à partir des débits simulés et des GC. Les corrélations sont supposées significatives pour des coefficients de Pearson de valeur absolue minimale 0,35. Plusieurs observations se dégagent de cette figure :

- Les caractéristiques des bassins en corrélation avec un ou des paramètres des MH sont globalement les mêmes pour GR4H et MOHYSEH, exception faite de l'indice de saisonnalité et du taux de couverture forestière. L'indice de saisonnalité n'est corrélé qu'au coefficient degré-jour de $CEMANEIGE$ dans GR4H (x_6), indépendamment du pas de temps : plus la saisonnalité est marquée (principalement dans les Rocheuses et les Plaines pour notre échantillon), plus la fonte est rapide. Il n'apparaît cependant pas de sens physique direct à cette corrélation. Le taux de couverture forestière n'est de son côté relié qu'à MOHYSEH, également à travers un paramètre de fonte (c_f) : plus la couverture forestière est importante, plus la fonte est lente, ce qui est cette fois clairement physiquement cohérent. Cette corrélation n'apparaît qu'avec la version 3 h de MOHYSEH.
- Les corrélations entre paramètres des MH et caractéristiques des bassins sont très stables à travers les pas de temps pour GR4H : sensiblement les mêmes caractéristiques sont corrélées avec les mêmes valeurs de coefficients de Pearson aux deux pas de temps. Respectivement 13 et 14 caractéristiques sont corrélées aux paramètres du MH aux 3 h et aux 24 h, dont 12 en commun avec des écarts entre leurs corrélations de moins de 0,05. Huit caractéristiques se démarquent : la part du débit de base dans le débit total, BFI, est corrélée à x_3, la capacité de routage (corrélations de 0,65 et 0,62 aux 3 h et aux 24 h) ; le débit spécifique moyen, $\overline{q}$, est corrélé à x_2, le coefficient d'échange (0,53 et 0,49) ; le facteur de pointe F_p et son coefficient de variation CV_{F_p}, sont corrélés à x_4, le temps de base (-0,50 et - 0,61 aux 3 h ; -0,52 et -0,61 aux 24 h) ; la pente $Slope$ et l'altitude moyenne z, sont corrélées à x_5, le coefficient du stock de neige (-0,53 et -0,47 aux 3 h, -0,58 et -0,52 aux 24 h) ; la précipitation annuelle moyenne $\overline{P}$ et le nombre de jours de pluie WD sont corrélés à x_6, le coefficient de fonte (-0,57 et -0,48 aux 3 h, -0,56 et -0,49 aux 24 h). Toutes ces corrélations sont cohérentes sur le plan physique, excepté de nouveau une interprétation plus difficile des corrélations liées aux paramètres de $CEMANEIGE$. En effet, un temps de base court correspond à un facteur de pointe élevé sujet à une plus grande variabilité ; un réservoir de routage important est susceptible de fournir une part du débit de base au débit plus importante ; les bassins à faible inertie du manteau de neige (faible x_5) et à fonte rapide (haut x_6) sont généralement des bassins de haute montagne aux pentes élevées recevant une faible précipitation annuelle

moyenne, représentés dans notre échantillon principalement par les bassins des Rocheuses. La difficulté à interpréter physiquement ces dernières corrélations illustre la prévalence de l'homogénéité régionale des paramètres de $CEMANEIGE$ sur leur corrélation à des caractéristiques géophysiques des bassins (Valéry, 2010). La stabilité des corrélations à travers les pas de temps montre que le fonctionnement interne de GR4H est peu influencé par ce pas de temps et correspond vraisemblablement à une équifinalité assez faible du modèle.

- Pour MOHYSEH au contraire, les corrélations entre paramètres et caractéristiques des bassins dépendent fortement du pas de temps. Onze et neuf caractéristiques des bassins sont corrélées aux paramètres du modèle pour chaque pas de temps (3 h et 24 h), mais seulement six sont communes aux deux pas de temps. De plus, ces caractéristiques ne sont pas toujours reliées aux mêmes paramètres du modèle aux deux pas de temps : les deux versions ne s'accordent que sur trois types de corrélations. La première, assez faible (autour de -0,4), est que les bassins recevant un plus grand volume de précipitations ($\overline{P}$) et ayant un débit spécifique moyen élevé ($\overline{q}$) sont associés à une plus faible évapotranspiration (faible c_{etp}), ce qui est physiquement cohérent. Le deuxième type de corrélations remarqué aux deux pas de temps est le lien entre fort volume de précipitation (ou nombre de jours de pluie important) et faible persistance du stock de neige (T_f bas). Comme pour les paramètres de $CEMANEIGE$, cette corrélation semble plus relever d'une homogénéité régionale du paramètre calibré que d'un processus physique découlant des caractéristiques géophysiques des bassins. Les bassins concernés ici (fort volume de précipitation, T_f bas) sont surtout les bassins du Québec, et dans une moindre mesure Atlantique et Appalaches. Enfin, le troisième type de corrélations sur lequel s'accordent les deux pas de temps est entre c_a le coefficient de vidange de l'aquifère vers la zone vadose, et BFI, la part du débit de base dans le débit total. Cette corrélation est cependant remarquablement importante aux 3 h (-0,79), et plus modérée aux 24 h (-0,46). Elle est cohérente physiquement : un aquifère se vidant lentement aura un stock plus important pour participer au débit. Elle correspond d'ailleurs à la corrélation entre x_3 et BFI déjà remarquée pour GR4H, qui était également la plus forte corrélation détectée pour ce modèle. Toutes les autres corrélations apparaissant dans les graphiques liés à MOHYSEH sont spécifiques au pas de temps. De plus, aucune corrélation

n'est clairement établie aux 24 h, la plus forte corrélation constatée étant seulement de -0,47. Aux 3 h cependant, une autre corrélation forte apparaît, celle entre le paramètre d'échelle de l'hydrogramme unitaire β, et le facteur de pointe des crues et son coefficient de variation (-0,56 et -0,69 pour F_p et CVF_p respectivement). Elle est de nouveau physiquement cohérente et correspond à la corrélation entre x_4 et F_p/CVF_p détectée avec GR4H à des niveaux de corrélation accrus. Aux 3 h toujours, β est aussi corrélé en toute logique au débit maximum annuel q_{3X} (-0,50).

- Certains paramètres des MH sont corrélés à plusieurs caractéristiques des bassins et d'autres à aucune. Cela permet de formuler l'hypothèse que les paramètres les plus corrélés aient un sens physique clair malgré le caractère conceptuel des modèles, alors que ceux non corrélés sont plutôt des « paramètres d'ajustement » utilisés lors de la calibration pour obtenir un KGE optimal. Pour GR4H, c'est le paramètre x_1 qui est faiblement corrélé aux caractéristiques des bassins (une seule corrélation de 0,35 aux 3 h, aucune aux 24 h) et semble plus un paramètre d'ajustement. Pour MOHYSEH, c_{tr} (transpiration) et c_v (vidange de la zone vadose vers la rivière) ne sont corrélés à aucune caractéristique à aucun pas de temps, et ils semblent des « paramètres d'ajustement » venant moduler respectivement l'évapotranspiration et la vidange de l'aquifère.
- La majorité des caractéristiques des bassins corrélées aux paramètres des MH sont hydro-climatiques (11 sur 16). Cela pose la question de la persistance de ces corrélations sur des périodes climatiques différentes de la calibration, et donc de la capacité des modèles à s'adapter à des conditions climatiques différentes.Cependant, cinq caractéristiques géo-physiques sont aussi corrélées à l'un ou l'autre modèle : altitude moyenne et pente, taux des sols majoritairement sableux et de couverture forestière, pourcentage de terres humides. Altitude et pente sont logiquement corrélées aux paramètres liés à la neige (x_5, x_6, c_f, T_f), mais cette corrélation est beaucoup plus marquée pour GR4H (8 corrélations de 0,48 en moyenne en valeur absolue, contre deux corrélations de 0,38 en moyenne en valeur absolue pour MOHYSEH). Le pourcentage de terres humides est lié à la forme de l'hydrogramme unitaire, un bassin comprenant une plus grande capacité de stockage dans les terres humides correspondant à un HUI plus long (x_4 et β plus importants), en cohérence avec les processus

hydrologiques. Cependant, cette corrélation n'apparaît qu'aux 24 h avec GR4H, et qu'aux 3 h avec MOHYSEH, pour lequel elle est plus marquée (0,4 et 0,47 respectivement pour GR4H et MOHYSEH).

En conclusion, les paramètres de GR4H sont globalement plus corrélés aux caractéristiques des bassins que ceux de MOHYSEH. Le nombre de corrélations observées est plus important aux 3 h qu'aux 24 h pour les deux MH (22 au lieu de 18 pour GR4H, et 16 au lieu de 13 pour MOHYSEH). Mais leur force n'augmente que pour MOHYSEH : la corrélation moyenne absolue sur les caractéristiques corrélées augmente de 0,41 à 0,47 pour MOHYSEH en passant du 24 h aux 3 h, alors qu'elle diminue de 0,48 à 0,46 pour GR4H. L'affinement du pas de temps permet donc une réelle valeur ajoutée pour se rapprocher des processus physiques avec MOHYSEH. De plus, les corrélations réellement significatives (>0,5) sont les mêmes aux 3 h et aux 24 h pour GR4H, alors que pour MOHYSEH, seul le pas de temps 3 h permet de voir apparaître des corrélations significatives. Deux hypothèses peuvent expliquer ce fait : d'une part la plus grande équifinalité de MOHYSEH (lié à un nombre de paramètres plus élevé que celui de GR4H) permet d'atteindre un KGE performant en calibration à partir de processus de production et séparation des écoulements aux 24 h différents des processus réels. Il est possible que l'équifinalité soit moindre aux pas de temps plus fins pour MOHYSEH, lorsqu'il ne s'agit plus seulement de « caler » des bilans d'eau globaux moyennés mais aussi la forme réelle des hydrogrammes, ce qu'il faudrait vérifier à partir de la comparaison de calibrations répétées. Le fait que des caractéristiques justement liées à la forme des crues (facteur de pointe, maxima annuels) deviennent corrélées aux paramètres du modèle aux 3 h alors qu'ils ne le sont pas aux 24 h plaide en ce sens. D'autre part, MOHYSEH a un fonctionnement moins conceptuel que GR4H, et son fonctionnement interne correspond peut-être tout simplement mieux à une description pas après pas du débit instantané qu'à des bilans en volume à la journée, contrairement à GR4H qui se base sur des capacités de réservoir bien adaptées aux volumes. L'équifinalité des différents MH aux différents pas de temps est aussi illustrée par le nombre de paramètres qui ne sont corrélés à aucune caractéristique hydroclimatique ou physique des bassins. Ces paramètres non corrélés semblent alors plus des « paramètres d'ajustement » :

respectivement 33 % et 70 % des paramètres ne présentent pas de corrélations aux 24 h pour GR4H et MOHYSEH, des taux qui diminuent à 16 et 40 % aux 3 h.

Par ailleurs, on a remarqué que la majeure partie des caractéristiques corrélées sont des métriques hydroclimatiques, les caractéristiques géophysiques du bassin n'étant corrélées aux paramètres des MH que pour contrôler l'inertie des stocks, que ce soit des stocks de neige ou des stocks souterrains. Ces corrélations physiques apparaissent plus aux 3 h pour MOHYSEH, mais aux 24 h pour GR4H. Enfin, les corrélations observées sont réparties d'une part en corrélations correspondant aux processus hydrologiques du bassin (par exemple une participation plus importante du débit de base sur des bassins présentant un réservoir souterrain de plus grande capacité), d'autre part en corrélations correspondant à des caractéristiques régionales, plus conceptuelles et moins directement explicables par les processus hydrologiques.

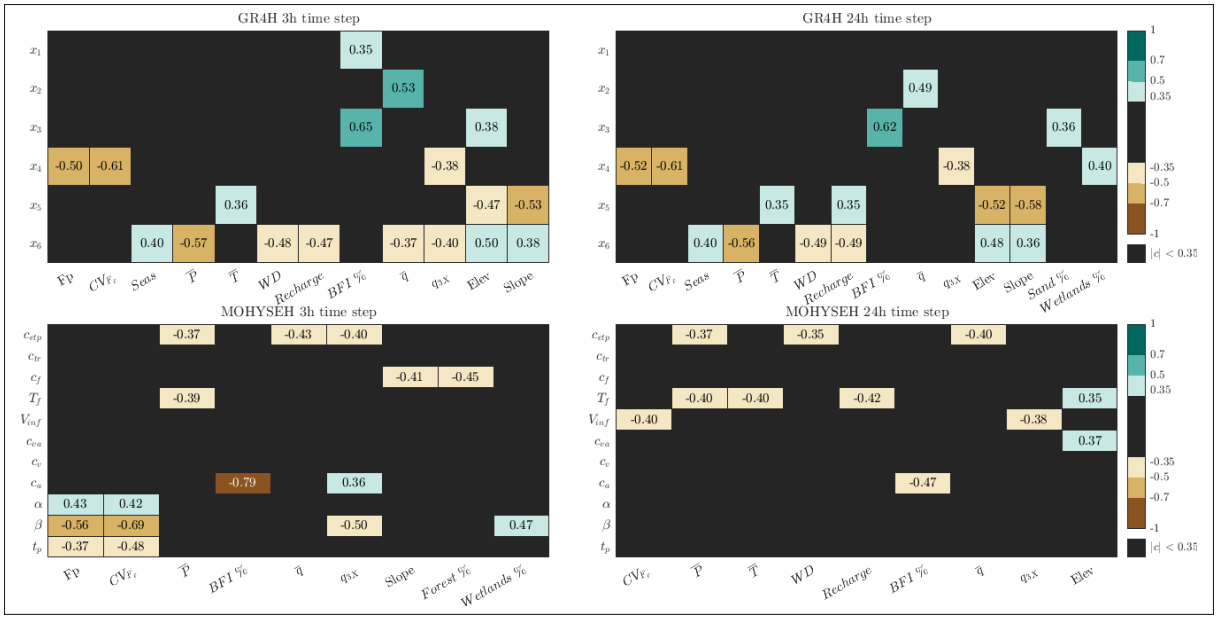


FIGURE -A II-12 Corrélations entre paramètres des MH et descripteurs géophysiques et hydroclimatiques. Les corrélations de Pearson sont indiquées pour GR4H (haut) et MOHYSEH (bas) lors des calibrations aux 3 h (gauche) et 24 h (droite). Elles sont calculées pour les bassins pour lesquels $KGE > 0,5$ (calibrés sur 15 ans à partir des deux grilles climatiques ERA5 et MSWEP2). Les facteurs hydrologiques et climatiques sont les facteurs simulés sur la période. Ne sont montrés que les corrélations $> 0,35$ (en valeur absolue), et les paramètres liés à la neige ne sont pas pris en compte pour les bassins sans neige. On a aussi calculé les corrélations pour $t_p = (\alpha - 1)\beta\Delta t$, le temps de pointe de MOHYSEH

Le fait que les corrélations entre paramètres des modèles et caractéristiques hydroclimatiques et physiques soient similaires aux deux pas de temps avec GR4H et différentes avec MOHYSEH est détaillé sur la figure -A II-13. Celle-ci représente les corrélations entre les corrélations aux 3 h et les corrélations aux 24 h, pour chaque MH, et pour différents types de caractéristiques. Contrairement à la figure précédente, tous les coefficients de corrélations possibles sont comptés ici, y compris lorsque les corrélations ne sont pas significatives. La différence entre les deux modèles est claire : des corrélations entre les deux pas de temps toujours supérieures à 0,8 pour GR4H, mais qui s'étendent entre 0,4 et 0,9 pour MOHYSEH en fonction du type de caractéristiques. Notons que les corrélations entre les deux pas de temps restent donc significatives dans tous les cas, même si elles sont très inférieures pour MOHYSEH. Par ailleurs, pour les

deux modèles, la plus grande corrélation entre les calibrations 3 h et 24 h se trouve dans les corrélations entre paramètres du MH et indices climatiques (corrélation médiane entre les corrélations 3 h et 24 h de 0,96 et 0,8 pour GR4H et MOHYSEH), et hydrologiques (0,96 et 0,79 en valeur médiane). C'est un résultat logique, puisque les indices hydroclimatiques sont plus directement liés au débit à l'exutoire que les indices physiques ou de sols, et leur rapport aux paramètres des MH est plus contraint par le processus d'optimisation qui ajuste le débit calibré sur le débit observé. Le rapport entre paramètres des MH et indices physiques, de sol et de stockage est moins semblable aux 3 h et aux 24 h, mais ces différences sont beaucoup plus marquées pour MOHYSEH (avec des corrélations respectives entre les relations 3 h et 24 h de 0,63 ; 0,64 et 0,65). Les corrélations liées aux caractéristiques de stockage peuvent paraître beaucoup plus basses pour GR4H que celles des autres caractéristiques, mais le diagramme à moustache ne comprend que deux valeurs, et sa largeur est uniquement due à la plus faible valeur de la corrélation entre les relations des paramètres 3 h et 24 h au taux de lacs (0,81). De façon générale, il est difficile de comparer l'étendue des diagrammes à moustaches en raison des différences de taille des échantillons qui les composent.

Enfin, on remarque un comportement différent de GR4H et MOHYSEH quant à l'accord des calibrations 3 h et 24 h sur les relations entre paramètres des MH et caractéristiques liées aux facteurs de pointe et au temps de concentration. Alors que pour GR4H, les corrélations sont très hautes et du même ordre que celles rencontrées pour les caractéristiques hydroclimatiques (0,96 en médiane), elles sont plus basses que ces dernières pour MOHYSEH (0,73 en médiane), c'est-à-dire comprises entre celles rencontrées pour les caractéristiques hydroclimatiques, et pour les caractéristiques géophysiques, de sol et de stockage.

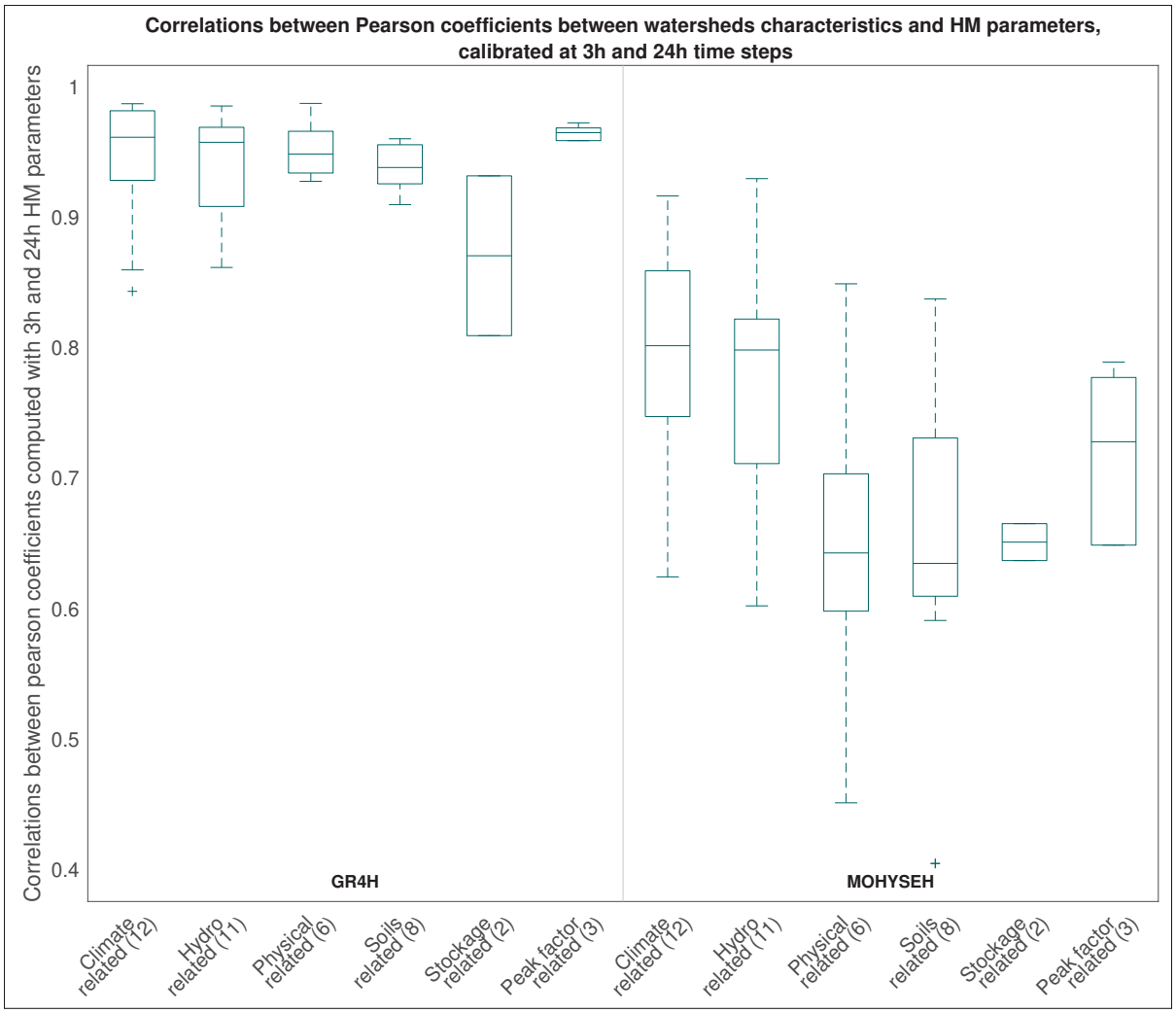


FIGURE -A II-13 Corrélations entre les coefficients de Pearson entre facteurs hydro-physiques et paramètres des MH, calibrés aux 3 h et aux 24 h. On calcule $corr_3^{f,p}$ et $corr_{24}^{f,p}$, les corrélations entre les caractéristiques f des 221 bassins et les paramètres p des MH, calibrés sur ces bassins aux pas de temps 3 h et 24 h. Les caractéristiques f hydroclimatiques sont calculées sur les simulations de la période de calibration. Le graphe regroupe les corrélations entre $corr_3^{f,p}$ et $corr_{24}^{f,p}$, en six groupes de facteurs, pour chaque modèle (GR4H à gauche, MOHYSEH à droite). Le nombre de facteurs dans chaque groupe est indiqué en abscisses. Toutes les corrélations sont comprises, y compris celles qui ne sont pas significatives

ANNEXE III

APPORT DE LA MODÉLISATION SOUS-JOURNALIÈRE POUR LA SIMULATION DE CRUES SUR LE PASSÉ RÉCENT

Cette annexe est une étude préliminaire qui a conduit aux questions de recherche proposées dans ce document. Elle compare la performance des simulations journalières et sous-journalières sur le passé récent, en termes de KGE (section AIII.2), et d'erreurs sur les indices de crue simulés (section AIII.3). La section AIII.1 présente les notations utilisées, et la section AIII.4 fournit une synthèse des résultats.

AIII.1 Compléments méthodologiques et notations

AIII.1.1 Périodes de calibration et validation

Les deux modèles hydrologiques GR4H et MOHYSEH sont successivement calibrés à partir des deux grilles climatiques ERA5 et MSWEP2, aux pas de temps 3 h et 24 h, sur deux types de période présentés ci-dessous. La performance des simulations est calculée sur les périodes de calibration et de validation correspondantes.

- Calibration 1 : Années paires-impaires pour comparer la performance des méthodes 3 h et 24 h en calibration et validation. La première phase de l'étude analyse la valeur ajoutée des simulations hydrologiques sous-journalières sur l'ensemble des 221 bassins versants calibrés avec les deux jeux de données climatiques sur grille validés (MSWEP2 et ERA5) et les deux MH (MOHYSEH et GR4H). Les MH sont calibrés sur les années paires et validés sur les années impaires de la période de données hydroclimatiques disponibles, ce qui revient à des périodes de calibration et de validation entre 11 et 17 ans en fonction des bassins. Les méthodes 3 h et 24 h sont alors comparées dans leurs capacités à reproduire tant les indices de débits journaliers que sous-journaliers.
- Calibration 2 : Climats contrastés du passé pour comparer la performance des méthodes 3 h et 24 h pour s'adapter à un climat différent. Des comparaisons ont été menées entre des périodes climatiques contrastées du passé récent, afin d'examiner si les divergences entre

méthodes 3 h ou 24 h correspondaient à une plus-value de l'une ou l'autre méthode. Ces comparaisons ne sont qu'une proposition de réflexion à poursuivre, car il est certain que la longueur des séries hydroclimatiques disponibles pour le passé récent ne permet pas de définir deux périodes climatiques aussi distinctes que l'on voudrait, ni de longueur suffisante pour une AFC robuste. Les deux MH sont calibrés à partir des deux GC sur les 221 bassins de l'étude sur les périodes définies dans le tableau A III-1 ci-dessous. La section 4.2.3.1 explicite la construction des périodes de climats contrastés.

Tableau A III-1 Périodes de calibration et validation

Objectif	Périodes de calibration[a]	Périodes de Validation	Nombre de bassins[b]
1. Étudier la plus-value de la modélisation sous-journalière	15 années paires	15 années impaires	221 (657)
2. Étudier l'adaptation des méthodes 3 h entre des climats contrastés	8 ans de plus faible $\overline{T}$, ou $\overline{P}$, ou RX_3, ou $R99$, ou CDD (soit 5 calibrations par bassin)	8 ans de plus haut $\overline{T}$, ou $\overline{P}$, ou RX_3, ou $R99$, ou CDD	221 (669)

[a] Les durées de calibration indiquées ne comprennent pas l'année de chauffe des modèles, qui n'est utilisée dans aucun calcul tout au long de l'étude.

[b] Les indices de débit sont calculés pour chacune des 2 à 5 saisons hydrologiques pertinentes sur chaque bassin. Le nombre entre parenthèses indique le nombre de bassins-saisons total.

AIII.1.2 Définition des types d'expériences menées sur chaque période de simulation

Pour chacune des périodes définies à la section AIII.1.1 (calibration / validation pair / impair ; climats contrastés du passé), différentes expériences de comparaison des méthodes 3 h et 24 h sont menées :

- Expérience $e3o$: Comparaison des débits sous-journaliers simulés, soit par une simulation au pas de temps sous-journalier ($Q_{Ts}^{(3)}$), soit par l'application du facteur de pointe observé calculé sur la période de calibration au débit extrême journalier observé sur la période de calibration ($F_p Q_{To}^{(24)}$). Cette approche vise à estimer l'apport de la simulation sous-journalière face au calcul traditionnel utilisé en ingénierie pour le calcul des débits de pointe qui se base uniquement sur des données du passé récent (facteur de pointe et débit extrême journalier).
- Expérience $e24s$: Comparaison des débits extrêmes journaliers simulés, soit par une simulation au pas de temps journalier ($Q_{Ts}^{(24)}$), soit par une simulation au pas de temps 3 h moyennée à la journée ($Q_{Ts}^{(324)}$) [1]. Dans cette expérience, on souhaite déterminer si la calibration sous-journalière des MH permet une représentation plus juste des processus hydrologiques menant à une meilleure modélisation globale du bassin (des paramètres calibrés plus réalistes), capable de mieux s'adapter en validation à des conditions et événements différents de celles de la validation. Les seuls facteurs en jeu dans cette expérience sont la calibration des paramètres hydrologiques des modèles et les erreurs de discrétisation des modèles [2].
- Expérience $e3s$: Comparaison des débits sous-journaliers simulés, soit par une simulation au pas de temps sous-journalier ($Q_{Ts}^{(3)}$), soit par une simulation au pas de temps journalier à laquelle on applique le facteur de pointe observé calculé sur la période de calibration ($F_p Q_{Ts}^{(24)}$). Dans cette approche, des résultats différents en validation sont la combinaison des différences entre paramètres calibrés aux pas journaliers et sous-journaliers, et des différences

[1] Notons que la moyenne des débits 3 h est établie de 0 h 00 UTC à 24 h 00 UTC, afin d'être comparable aux débits simulés aux 24 h. Cette journée correspond à une journée commençant entre 17 h (San Francisco) et 19 h (New York) locales sur l'aire d'étude considérée.

[2] L'annexe AII.5.2 fournit une analyse complémentaire des liens entre paramètres calibrés aux 3 h et aux 24 h.

liées à l'utilisation d'un facteur de pointe stationnaire versus la simulation sous-journalière directe. Le facteur de pointe utilisé est le facteur de pointe observé comme c'est le cas dans la pratique, et non le facteur de pointe simulé qui contiendrait l'information issue des simulations aux 3 h.

AIII.1.3 Critères de performance des indices

Pour chacun des trois types d'expérience ($e24, e3s, e3o$), la performance en passé récent est mesurée sur les $KGE^{(dt)}$ et sur les indices de débit :

- Le $KGE^{(dt)}$ d'une méthode est considéré comme significativement meilleur s'il est supérieur d'au moins 0,1 point à celui obtenu avec l'autre méthode.
- De même, un indice de crue simulé selon une méthode est considéré comme significativement meilleur que celui de la méthode opposée si son erreur relative $EQ_T^{(dt)}$ est inférieure d'au moins 10 % à celle de l'autre méthode, en valeur absolue. Autrement dit, si $AV_{Q_T}^e ge 10$, la méthode aux 3 h est meilleure, alors que la méthode aux 24 h est meilleure si $AV_{Q_T}^e \leq -10$. Pour $-10 \leq AV_{Q_T}^e \leq 10$, les deux méthodes sont considérées comme équivalentes.

Les notations utilisées pour les comparaisons dans les trois expériences sont explicitées dans le tableau A III-2.

Tableau A III-2 Définition des indices saisonniers utilisés

Période	Sigle	Nom	Calcul
Toutes	w	Type de période considéré	$w \in \{o, s, c, v\}$: observé, simulé, en calibration, en validation. w est omis dans les notations lorsqu'il n'y a pas de confusion possible.
	Δt	Pas de temps des simulations	$\Delta t \in \{3, 24\}$: 3 h, 24 h
	dt	Séries utilisées pour calculer les indices hydrologiques	$dt \in \{3, 24, 324\}$: 3 h, 24 h, simulation 3 h moyennée aux 24 h
	e	Expérience[a]	$e \in \{e24, e3s, e3o, e3m\}$: $\begin{cases} e24s \text{ compare } Q_{Ts}^{(324)} \text{ et } Q_{Ts}^{(24)} \\ e3s \text{ compare } Q_{Ts}^{(3)} \text{ et } F_p Q_{Ts}^{(24)} \\ e3o \text{ compare } Q_{To}^{(3)} \text{ et } F_p Q_{To}^{(24)} \end{cases}$
	T	Période de récurrence (ans)	$T = [0, 1, 10, 25, 50, 100]$. Par extension, $T = 0$ est utilisé pour signifier le débit moyen saisonnier, $T = 1$ pour le débit maximal saisonnier
	$Q_w^{(dt)}$	Série de débits pour la période w au pas de temps dt	
	$Q_{Tw}^{(dt)}$	Débit de période de récurrence T pour la période w au pas de temps dt	

Tableau A III-2 Définition des indices saisonniers utilisés (suite)

Période	Sigle	Nom	Calcul
Climats contrastés ; et années paires/impaires	$KGE_w^{(dt)}$	Kling-Gupta Efficiency (Gupta *et al.*, 2009) $\forall\ w \in \{c, v\}, \forall\ dt)$	L'année de chauffe des périodes de calibration n'est pas utilisée dans le calcul.
	$EQ_{Tw}^{(dt)}$	Erreur relative (%) sur la simulation de l'indice $Q_{Tw}^{(dt)}, \forall\ (w, T, dt)$	$EQ_{Tw}^{(dt)} = 100\frac{Q_{Ts}^{(dt)} - Q_{To}^{(dt)}}{Q_{To}^{(dt)}}$
	AV_{QTw}^{e}	Valeur ajoutée (%) de la simulation aux 3 h pour la simulation d'indices de débits extrêmes, $\forall\ (e, w, T)$	$\begin{cases} AV_{QTw}^{e24s} = \lvert EQ_{Tw}^{(24)}\rvert - \lvert EQ_{Tw}^{(324)}\rvert \\ AV_{QTw}^{e3s} = \lvert E(F_pQ_{Tw}^{(24)})\rvert - \lvert EQ_{Tw}^{(3)}\rvert \\ AV_{QTw}^{e3o} = \lvert E(F_pQ_{To}^{(24)})\rvert - \lvert EQ_{Tw}^{(3)}\rvert \end{cases}$
Climats contrastés	$\Delta Q_T^{(dt)}$	Impact[b] du changement de climat sur l'indice $Q_T^{(dt)}$ entre les périodes contrastées, $\forall\ (T, dt)$ (%)	$\Delta Q_T^{(dt)} = 100\frac{Q_{Tf}^{(dt)} - Q_{Tr}^{(dt)}}{Q_{Tr}^{(dt)}}$
	$E\Delta Q_T^{(dt)}$	Erreur relative[b] (%) de la simulation dt sur le changement sur $Q_T^{(dt)}$ observé entre périodes contrastées, $\forall\ (T, dt)$	$E\Delta Q_T^{(dt)} = \Delta Q_{Ts}^{(dt)} - \Delta Q_{To}^{(dt)}$
	$AV_{\Delta QT}^{e}$	Valeur ajoutée (%) du 3 h pour la simulation du changement observé sur les indices de débits entre périodes contrastées, $\forall\ (e, T)$	$\begin{cases} AV_{\Delta QT}^{e24s} = \lvert E\Delta Q_T^{(24)}\rvert - \lvert E\Delta Q_T^{(324)}\rvert \\ AV_{\Delta QT}^{e3s} = \lvert E\Delta Q_T^{(24)}\rvert - \lvert E\Delta Q_T^{(3)}\rvert \end{cases}$

[a] Le facteur de pointe n'est utilisé que pour $T > 0$ dans les expériences $e3s$ et $e3o$: pour $T = 0$, on compare directement $Q_{0s}^{(3)} = \overline{Q_s^{(3)}}$ et $Q_{0s}^{(24)} = \overline{Q_s^{(24)}}$ ($e3s$) ou $Q_{0s}^{(3)} == \overline{Q_s^{(3)}}$ et $Q_{0o}^{(24)} = \overline{Q_o^{(24)}}$ ($e3o$).

[b] F_p est supposé stationnaire. Par conséquent, il n'entre pas dans le calcul de l'impact du changement de climat : $\Delta(F_pQ_T^{(24)}) = \Delta Q_T^{(24)}$; $E\Delta(F_pQ_T^{(24)}) = E\Delta Q_T^{(24)}$

AIII.2 Comparaison de la performance des simulations 3 h et 24 h en termes de KGE

La figure -A III-1 présente tout d'abord la performance des simulations 3 h en termes de KGE. Ces derniers sont de médianes de $0,75[0\,;0,96]$ en calibration et $0,67[-3,38\,;0,93]$ en validation (graphe [a]). Respectivement 92 % et 81 % des KGE sont supérieurs à 0,5, témoignant d'une bonne performance des simulations de façon générale. La perte en validation est équivalente à celle des simulations calibrées aux 24 h, dont la médiane des KGE passe de 0,75 à 0,66 (graphe [e]). Cependant, les KGE 3 h sont calculés sur huit fois plus de données que les KGE aux 24 h, et un KGE de même valeur aux 3 h et aux 24 h indique une meilleure performance de la simulation 3 h puisque cette dernière contient des informations supplémentaires sur les crues, notamment la description des pics de crues rapides. Pour une comparaison plus équitable, on calcule donc les KGE sur les simulations 324, qui passent en médiane de 0,76 à 0,69 de la calibration à la validation. La simulation aux 3 h permet donc, en médiane, une représentation légèrement meilleure des distributions de débits au pas de temps journalier que les simulations 24 h, avec une moindre perte en validation.

Par ailleurs, la configuration des simulations et la région d'intérêt influent sur les valeurs de KGE : une analyse de variance montre que tous les facteurs présentés dans la figure (MH, GC, type de contraste, Région) ont un impact significatif sur les valeurs de KGE aux 3 h, ainsi que toutes leurs interactions. Les deux sources de variance les plus marquées sont la GC et la Région. MSWEP2 fournit des résultats significativement meilleurs que ERA5, avec une médiane de 0,81 en calibration (0,70 pour ERA5, graphe [b]). Une analyse détaillée montre que cet avantage est valable pour chaque combinaison MH-Région-période, excepté sur quelques contrastes au Québec et dans les Rocheuses pour lesquels MSWEP2 et ERA5 ont une performance identique en termes de KGE. GR4H est aussi plus souvent meilleur que MOHYSEH, comme en témoignent par exemple leurs KGE médians respectifs de 0,79 et 0,74 en calibration (graphe [a]). Cet avantage de GR4H n'est cependant pas aussi universel que celui de MSWEP2 par rapport à ERA5 : MOHYSEH est par exemple souvent meilleur au Québec et au Mexique.

Indépendamment de ces spécificités régionales propres à certains MH et GC, des tendances régionales fortes apparaissent quant à la capacité de l'ensemble des simulations à reproduire les distributions de débit (graphe [d]). Ainsi, les KGE de calibration sont mauvais dans les Plaines (médiane de 0,58) et au Mexique (médiane de 0,62), alors qu'ils excellent à l'Ouest (0,83 et 0,82 pour les Rocheuses et la côte Pacifique). Le report des résultats sur une carte (figure -A III-2) montre que la piètre performance en KGE touche en réalité toute la bande centrale des É.-U., du Dakota au Texas, c'est-à-dire les Grandes Plaines à proprement dit. Cette bande exclut les Prairies (qui font partie de la région des Plaines dans cette étude, selon la classification de Bukovsky (2012) [*Voir* figure 3.1]), mais inclut les Plaines du Sud (faisant partie de la région Sud, dans cette étude). La perte de performance en validation n'est cependant pas proportionnelle à la performance en calibration : elle est particulièrement importante dans les Rocheuses et les Plaines (-0,19 et -0,13). Un examen plus détaillé montre que ces pertes dépendent en réalité du type de contrastes climatiques entre calibration et validation : elles sont plus importantes lorsque les indices de précipitation augmentent dans les Plaines, et lorsque la température augmente dans les Rocheuses. Pacifique, Appalaches et Atlantique se trouvent ainsi les régions dans lesquelles les simulations sont les plus performantes en validation (0,78 ; 0,72 ; 0,70 en médiane). Aussi, on note l'homogénéité de la performance pour les régions à régime mixte du Nord-Est (Québec, Appalaches, Grands Lacs) pour lesquelles 90 % des simulations toutes configurations confondues ont un KGE supérieur à 0,6.

Enfin, on constate peu de différence entre calibration et validation sur les distributions de KGE regroupés par type de contrastes climatiques (graphe [c]). On peut noter cependant que la perte en validation est moindre pour une validation sur climat similaire (-0,05 en médiane), mais est plus importante pour une augmentation de température ou de volume de précipitation (-0,11 et -0,10 respectivement). Le KGE de validation devient ainsi le meilleur pour les climats de validation similaires à ceux de la calibration (0,70), et le pire pour les climats de validation plus humides (0,64). Ces résultats sont logiques : les MH reproduisent mieux un climat sur lequel ils ont été calibrés ; ils s'adaptent plus difficilement aux climats plus chauds ou plus humides qui peuvent impliquer une modification profonde du régime hydrologique et des transferts entre

réservoirs, et donc de toute la distribution de débits caractérisée par le KGE. Le contraste vers des extrêmes de précipitation plus intenses ($R99 \nearrow$, $RX_3 \nearrow$) aura un impact important sur la simulation des crues comme on le verra, mais s'il n'est pas accompagné de changements des moyennes de température et précipitation, il peut avoir un effet moindre sur la simulation du gros de la distribution de débits estimée par le KGE.

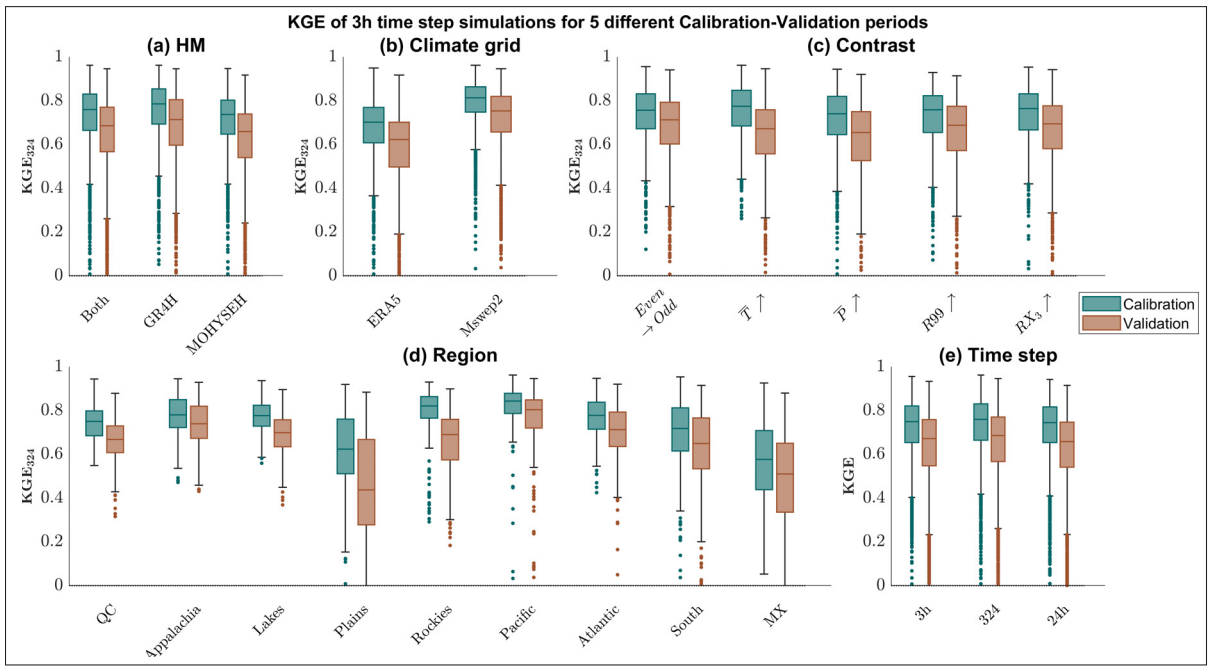


FIGURE -A III-1 KGE des simulations aux 3 h sur différents périodes de calibration-validation. Les 221 bassins de l'étude sont calibrés à partir des deux MH et des deux GC sur cinq périodes de calibration différentes. Les périodes de calibration-validation sont définies par 1) années paires-impaires (15ans – 15ans) ou 2) à 5) années les plus contrastées (8ans – 8ans) selon les indices climatiques annuels $\overline{T}$, $\overline{P}$, $R99$, ou RX_3. Les KGE sont calculés pour chaque bassin, chaque combinaison MH-GC, pour les périodes de calibration (année de chauffe exclue) et de validation aux 3 h. Les boîtes à moustaches regroupent les KGE, par type de configuration (a, b, c) et par Région (d). Le graphe (e) compare les KGE aux 3 h à ceux obtenus sur les simulations moyennées aux 24 h (324), et sur les simulations calibrées aux 24 h

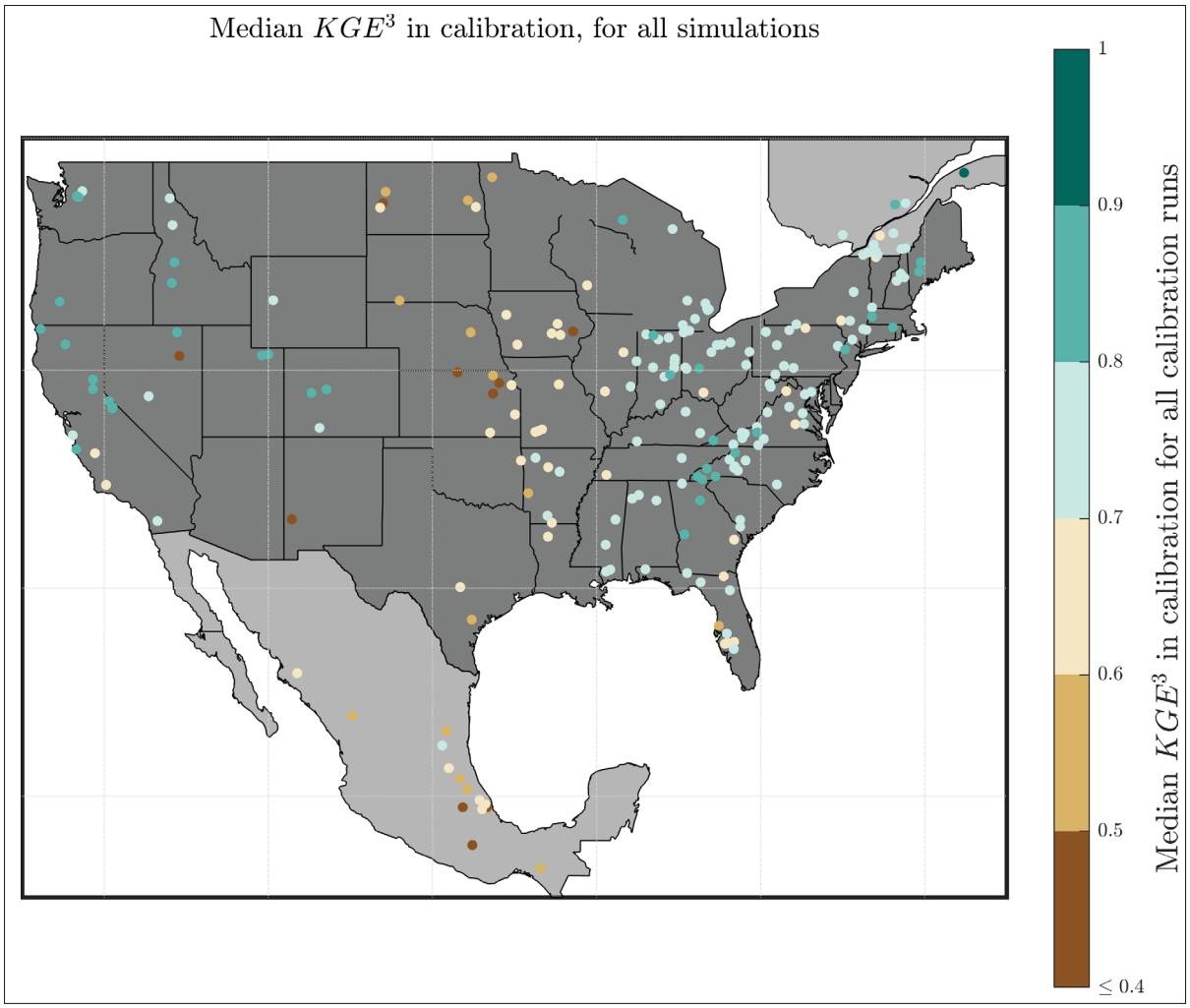


FIGURE -A III-2 KGE médian des simulations aux 3 h en calibration par bassin. La médiane par bassin est faite sur les 20 calibrations effectuées pour chaque bassin (4 combinaisons MH-GC, 5 périodes de calibration)

La figure précédente a montré une performance légèrement supérieure des simulations 3 h par rapport aux simulations 24 h en termes de KGE, avec une perte moindre en validation visible en comparant les KGE des séries 324 [3] et 24 h. La figure -A III-3 détaille cette plus-value par MH, GC, contraste, région, afin de déterminer si elle est associée à un choix de configuration et/ou à une région particulière. Cette fois, la GC a peu d'influence sur la valeur ajoutée du 324

[3] La notation 324 sera utilisée par la suite pour faire référence aux simulations calibrées aux 3 h et moyennées aux 24 h.

par rapport aux 24 h. Une analyse de variance montre que le facteur impactant le plus cette dernière est le fait d'être en calibration ou validation. La région et le MH ont également une importance statistiquement significative. En effet, la valeur ajoutée du 324 est systématiquement positive en valeur médiane sur toutes les boîtes à moustache de la figure (excepté en calibration au Mexique) ; mais elle est aussi systématiquement supérieure en validation par rapport à la configuration équivalente en calibration (y compris au Mexique). L'amélioration de la plus-value de calibration à validation est faible en termes de valeurs médianes, étant donné la grande diversité de bassins compris dans chaque boîte. L'amélioration est de 0,01 en médiane sur tous les échantillons, et de 0,02 pour les configurations les plus favorables, c'est-à-dire avec MOHYSEH (graphe [a]) ; lors d'un contraste climatique de type $\overline{P} \nearrow$ (graphe [c]), ou encore au Mexique (graphe [d]). Cependant, à l'échelle du bassin, 18 % des simulations voient une augmentation de la plus-value en validation de plus de 0,05, et pouvant atteindre 0,88 au maximum. L'examen des bassins concernés par des augmentations très importantes de la plus-value (>0,5) montre qu'il s'agit souvent de bassins sur lesquels les MH calibrés aux 24 h sont incapables de s'adapter au contexte climatique contrasté et donnent ainsi lieu à des KGE négatifs en validation, malgré des valeurs correctes en calibration. Bien que l'inverse existe également, à savoir des simulations pour lesquels la simulation 3 h échoue en validation donnant lieu à une forte plus-value de la simulation 24 h, il est plus rare : seuls 7 % des simulations donnent lieu à des augmentations de la plus-value du 24 h de plus de 0,05. Enfin, il est important de remarquer que cette augmentation de la plus-value du 3 h en validation est certainement liée à sa meilleure capacité d'adaptation à un climat différent : les simulations faites sur les années paires/impaires au climat similaire sont les seules à ne pas montrer d'augmentation de la plus-value du 3 h (graphe [c]). Pour le confirmer, il faudrait répéter les simulations pair / impair sur des périodes de huit ans, c'est-à-dire de même durée que celles des climats contrastés. En effet, il est possible que la moins bonne performance du 24 h en validation soit aussi liée au moins grand nombre de données disponibles pour la calibration (huit fois moins qu'aux 3 h), une limitation évidemment moins marquée sur la période de calibration de 15 ans utilisée pour les simulations pair / impair que sur les courtes périodes de huit ans.

Pour terminer sur les caractéristiques régionales de la variation de la plus-value du 3 h entre calibration et validation, rappelons que le Mexique est la région sur laquelle l'augmentation de la plus-value du 3 h en validation était la plus marquée. Le Mexique étant la seule région pour laquelle le 24 h est plus performant que 324 en termes de KGE médian en calibration, cette augmentation lui permet de retrouver un $KGE^{(324)}$ médian plus performant que $KGE^{(24)}$ en validation, à l'instar des autres régions. Mais l'augmentation est également visible pour toutes les autres régions, étant plus importante que la moyenne sur la côte Atlantique et au Québec.

Enfin, lorsque la figure -A III-3 est reprise en comparant cette fois les $KGE^{(24)}$ aux $KGE^{(3)}$ et non aux $KGE^{(324)}$, on observe également une augmentation systématique de la plus-value du 3 h entre calibration et validation sur chaque boîte à moustache de la figure, excepté : 1) sur les climats stables (pair / impair) entre lesquels $KGE^{(3)} - KGE^{(24)}$ reste stable comme $KGE^{(324)} - KGE^{(24)}$, et 2) au Mexique pour lequel elle diminue de 0,01 en médiane (non montré). Cette diminution au Mexique est visible pour tous les contrastes basés sur une augmentation des indices de précipitation. Au Mexique, le 3 h permet donc bien d'améliorer la représentation des volumes journaliers en validation par rapport au 24 h sur un climat différent de celui de calibration, mais pas la représentation des pointes sous-journalières. Il est probable que cet échec soit lié à la plus grande incertitude marquant les débits sous-journaliers observés au Mexique par rapport aux autres régions, une incertitude illustrée par les plus faibles KGE en calibration à la figure -A III-1. Par ailleurs, la comparaison des $KGE^{(24)}$ aux $KGE^{(3)}$ montre une plus-value du 24 h sur plusieurs boîtes en calibration : ERA5 / Climats secs / Québec / Grands Lacs / Plaines / Mexique. L'augmentation de la plus-value du 3 h en validation mène les différences $KGE^{(3)} - KGE^{(24)}$ à être positives pour toutes les boîtes en validation (sauf Mexique déjà mentionné). Comme pour la comparaison $KGE^{(324)} - KGE^{(24)}$, c'est le MH qui a le plus d'influence sur $KGE^{(3)} - KGE^{(24)}$, MOHYSEH apportant la plus grande augmentation de la plus-value du 3 h en validation.

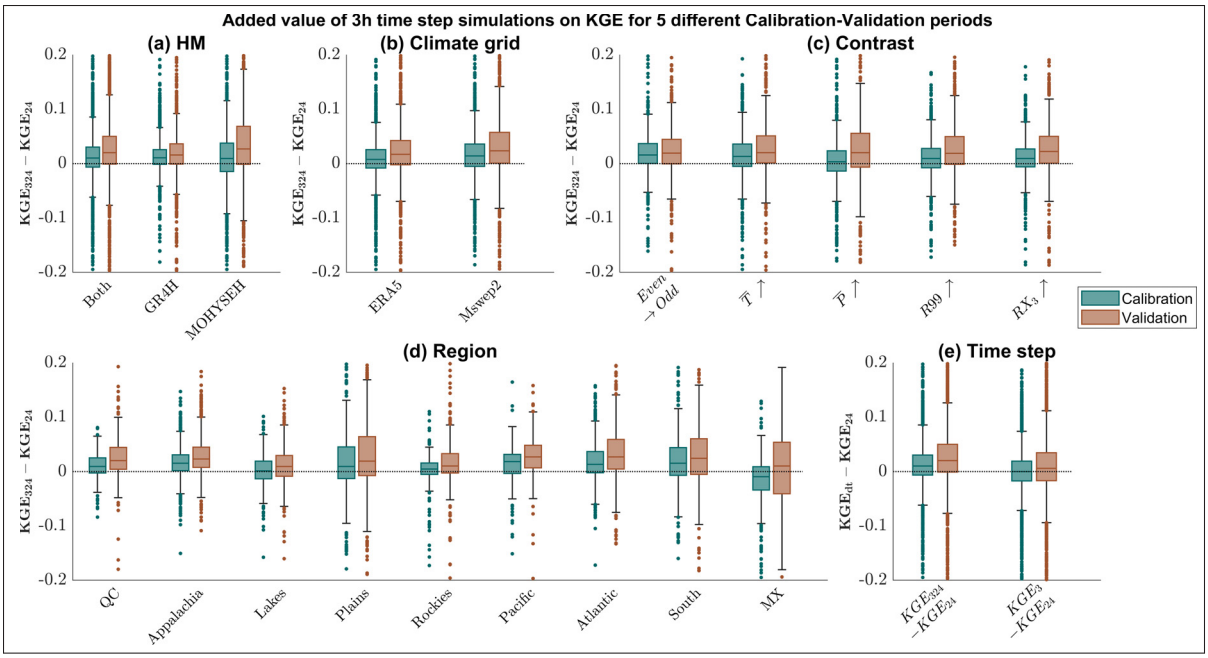


FIGURE -A III-3 Valeur ajoutée des simulations aux 3 h par rapport aux 24 h sur différents périodes de calibration-validation, en termes de KGE. Les KGE sont calculés sur les simulations aux 3 h de la figure -A III-1 moyennées aux 24 h, et sur les simulations aux 24 h. La valeur ajoutée est la différence $KGE^{(324)} - KGE^{(24)}$. Le graphe (e) compare les résultats à la différence $KGE^{(3)} - KGE^{(24)}$

AIII.3 Comparaison de la performance des simulations 3 h et 24 h en termes d'erreur sur les indices de crue

Après avoir analysé les des simulations hydrologiques caractérisant la performance de ces dernières à reproduire les distributions de débit, on s'intéresse maintenant à leur capacité à reproduire les crues, ou du moins leurs pointes, journalières et sous-journalières. La figure -A III-4 regroupe les erreurs sur la simulation des indices de crue à partir des calibrations aux 3 h, par type d'indice, MH, GC, méthode d'AFC le cas échéant, saison, région, et type de contraste entre calibration et validation. Comme on l'observe habituellement avec les simulations journalières, les simulations sous-journalières ont tendance à sous-estimer les pointes de crue, dans toutes les boîtes du graphique, excepté au Québec (graphe [f]) où elles sont surestimées. Une analyse de variance montre que les configurations qui influencent le plus l'erreur sur les

crues sont la rareté des extrêmes visés (graphe [d]), puis le fait d'être en calibration ou en validation, et le MH (graphe [b]). Tous les facteurs participent cependant significativement à la variance, ainsi que toutes les interactions impliquant la région, le MH, et la rareté des extrêmes. Le fait de s'intéresser à l'erreur sur les débits 3 h ou sur les débits 324 n'a par contre pas d'impact significatif sur cette erreur (graphe [a]). L'erreur relative médiane sur les extrêmes sous-journaliers en calibration est ainsi de -7,7 % pour les extrêmes saisonniers maxima (-10,7 % en validation), et de -20,0 % sur les débits de récurrence 100 ans (-23,2 % en validation). L'impact du MH s'observe de deux façons : 1) MOHYSEH sous-estime plus les pointes de crue que GR4H en calibration (-15,8 % vs -9,0 %), et 2) sa perte de performance en validation est aussi plus importante que celle de GR4H (-5,2 % vs -1,5 %). On constate également que la sous-estimation en calibration et la perte en validation sont plus importantes pour ERA5 que pour MSWEP2, menant à des erreurs relatives médianes en validation pour les deux GC de respectivement -18,0 % et -8,0 %. Il arrive ainsi plus souvent que les crues soient surestimées avec GR4H et avec MSWEP2 qu'avec MOHYSEH et avec ERA5 : c'est le cas pour 36,6 % et 37,0 % des simulations en validation pour GR4H et pour MSWEP2, contre 28,6 % et 28,0 % pour MOHYSEH et pour ERA5. Ces chiffres montrent bien par ailleurs, que malgré la tendance médiane à la sous-estimation, il y a une grande variabilité des résultats en fonction des interactions bassins-climats-types d'extrêmes-configuration, et un nombre important de surestimations des crues. Le graphe (e) montre que la tendance à la surestimation se retrouve plus souvent durant les saisons 1) *SA-LF* (39,0 % d'erreurs positives en validation) et 2) *AW-HF* (35 % d'erreurs positives). En termes médians cependant, ces deux saisons sont similaires aux médianes annuelles (autour de $EQ_T^{(dt)} = -10$ % en validation). Ces deux saisons correspondent aussi à la plus grande variabilité de l'erreur entre les bassins. Un examen plus détaillé montre que la présence d'erreurs positives et la grande variabilité se retrouvent dans toutes les régions contenant des bassins pour lesquels ces saisons sont pertinentes, autrement dit ce ne sont pas des caractéristiques spécifiques à une région mais bien aux saisons. Les saisons de fonte et de pluies printanières quant à elles présentent une moins grande variabilité, et une distribution des erreurs qui varie peu entre calibration et validation. L'erreur médiane sur la saison de fonte est la plus faible de toutes les saisons (-7,7 % en validation), et celle sur la saison printanière est celle qui

sous-estime le plus les crues (-17,0 % en validation, et seulement 24 % de surestimations). La saison joue donc un rôle important sur les valeurs des erreurs sur les crues, avec une tendance à la surestimation plus marquée durant une partie de l'année et à la sous-estimation le reste du temps. Ces différenciations saisonnières ont déjà été observées avec GR5H sur des bassins français par Astagneau *et al.* (2021), bien qu'elles ne soient pas associées aux mêmes saisons dans son cas. L'analyse de l'erreur sur les débits moyens simulés dans notre étude montre d'ailleurs que les débits moyens des saisons de fonte et de pluies printanières sont surestimés en médiane, et ceux des saisons convectives d'été-automne et de tempêtes d'automne-hiver sous-estimés (non montré). Ces compensations s'observent tant avec les simulations 24 h que les simulations 3 h.

On constate également une importante variabilité de l'erreur interrégionale (graphe [f]). Comme on l'a déjà vu, le Québec se distingue avec une tendance à la surestimation des crues (+4,9 % en validation). Un examen plus approfondi montre que cette surestimation provient de sa saison de fonte et est surtout marquée avec le modèle GR4H. Les Grands Lacs présentent la même caractéristique. Plaines, Sud et Mexique se démarquent également comme les régions dans lesquelles les sous-estimations sont les plus importantes (-22,5 % ; -21,4 % ; -18,3 % en validation).

Enfin, le graphe (g) montre qu'il y a assez peu de différences entre les distributions des erreurs issues des différentes périodes de calibration. La différence apparaît en validation : la sous-estimation plus importante en validation dont on a parlé précédemment est en fait associée aux contrastes correspondant à une augmentation des indices de précipitation, en intensité ou en volume, mais surtout en volume. La sous-estimation médiane passe en effet de -7,0 % à -20,0 % des années de calibration sèches aux années de validation humides. Un examen des données montre que la sous-estimation provient surtout de MOHYSEH, encore une fois : l'erreur en validation sur les années humides est de -12,8 % pour GR4H et -26,1 % pour MOHYSEH. Elle apparaît sur toutes les régions excepté le Québec et les Grands Lacs. Sur les autres régions, le modèle redirige donc mal les volumes supplémentaires de précipitation caractérisant la période de validation. La sous-estimation étant également présente sur les débits moyens simulés par

MOHYSEH, on peut en déduire qu'elle provient de la tendance déjà documentée de ce MH à surestimer les pertes par évapotranspiration.

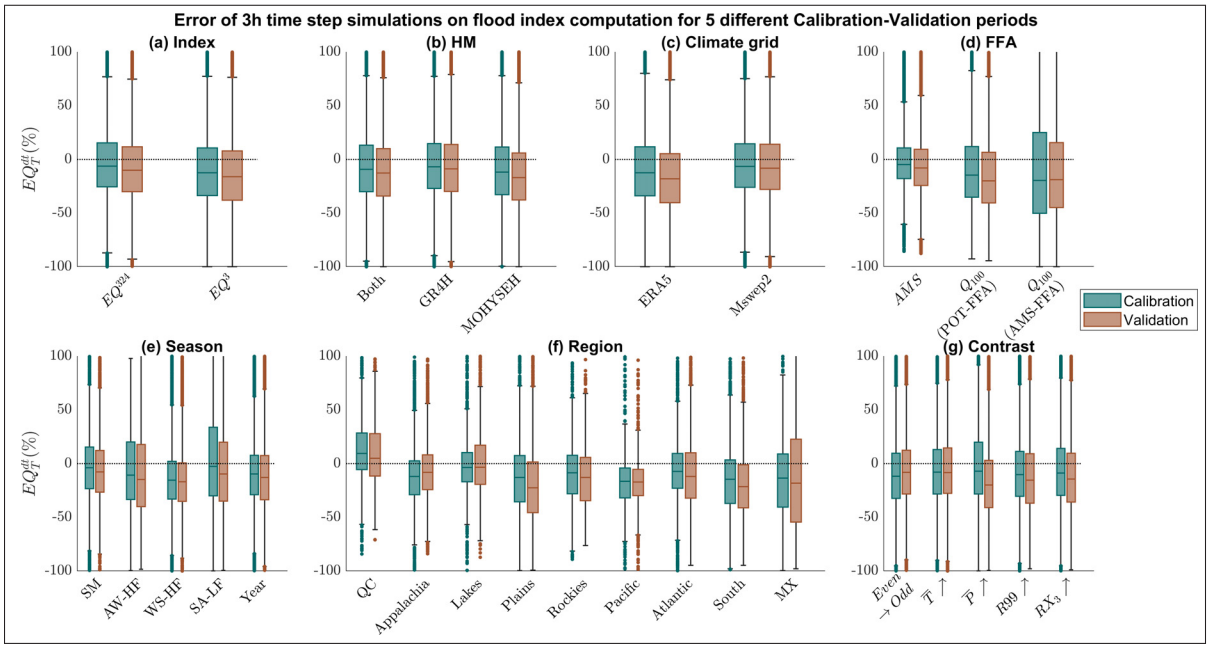


FIGURE -A III-4 Erreur sur la simulation des crues passées sur différents périodes de calibration-validation. Les 221 bassins de l'étude sont calibrés à partir des quatre combinaisons MH-GC, sur cinq périodes de calibration différentes. Les périodes de calibration-validation sont définies par 1) les années paires-impaires (15ans – 15ans) ; 2) les années les plus contrastées (8ans – 8ans) selon les indices climatiques annuels $\overline{T}$, $\overline{P}$, $R99$, ou RX_3. Les crues sont calculées pour chaque bassin, chaque saison, chaque combinaison MH-GC, aux 3 h et sur la série 324, pour des crues saisonnières maxima et de récurrence 100 ans, ces dernières à partir des méthodes AFC-POT ou AFC-AMS, pour les périodes de calibration et de validation. Les boîtes à moustaches regroupent les erreurs relatives par rapport aux crues observées, par type de configuration, d'extrêmes visés, et de contexte hydroclimatique. Dans le cas des régions, seuls les extrêmes annuels sont inclus pour filtrer les compensations saisonnières mentionnées dans le texte

Après cette présentation de l'erreur sur les crues simulées aux 3 h en fonction des différentes configurations, la figure -A III-5 compare cette erreur à celle obtenue avec les simulations calibrées aux 24 h. Elle présente en effet la plus-value des simulations 3 h par rapport aux simulations 24 h ($AV_T^{e3s} = |E(F_p Q_T^{(24)})| - |EQ_T^{(3)}|$), en fonction de l'expérience (lignes) et de la configuration (colonnes). Les résultats dépendent en premier lieu de l'expérience :

- Pour *e*3*o*, dans laquelle on vise les extrêmes sous-journaliers calculés soit par simulation aux 3 h, soit par application du facteur de pointe observé aux extrêmes journaliers observés en calibration, la méthode 24 h est meilleure sur la période de calibration (de 14,4 % en médiane) alors que la méthode 3 h est meilleure en validation (de 6,1 % en médiane). La plus-value du 3 h en validation s'observe autant sur des climats de validation contrastés que sur le climat de validation semblable au climat de calibration (graphe [f]). Comme le montrent les graphes (a) à (f), ce constat est valable quelle que soit la configuration des simulations, la région et la saison. La plus-value médiane de la simulation 3 h en validation est cependant particulièrement importante : sur la saison convective sur faible débit de base (*SA-LF*, +11,9 %, graphe [d]) ; sur des périodes plus humides que la calibration (+11,9 %, graphe [f]) ; dans le Sud (+11,0 %, graphe [e]). Elle est aussi plus importante pour GR4H que MOHYSEH, et pour MSWEP2 que pour ERA5. Elle est par contre faible : pour les saisons de fonte ; sur le contraste de type $\overline{T}$; et nulle dans les régions Québec, Grands Lacs et Mexique. Ces résultats montrent bien l'avantage de la simulation par rapport à la méthode du facteur de pointe appliqué aux débits observés de calibration, pour le calcul de débits de conception. Dans le type de changements climatiques qui amène généralement la plus grande augmentation des indices de crues ($\overline{P}$ $\nearrow$), la méthode 24 h mène ainsi à une sous-estimation médiane de -42,5 % des crues 3 h en validation contre -11,9 % pour les simulations 3 h, alors qu'elles étaient respectivement de -26,5 % et -10,5 % en calibration. Cependant, il s'agit bien de tendances statistiques et non de résultats applicables à tous les bassins : même dans la configuration dans laquelle le 3 h est le plus favorable, sur les périodes de validation plus humides que la calibration, il reste encore 32 % des simulations pour lesquelles c'est la méthode 24 h qui fournit le meilleur résultat.
- Qu'en est-il lorsqu'on applique le facteur de pointe observé en calibration aux débits extrêmes journaliers simulés pour la période d'intérêt plutôt (expérience *e*3*s*) ? Cette fois-ci, c'est la méthode 24 h qui est légèrement plus performante, tant en calibration qu'en validation, sans différence marquée entre calibration (avantage de 1,1 % pour la méthode 24 h) et validation (avantage de 0,9 % pour la méthode 24 h). On observe une très légère tendance de la plus-value du 3 h à augmenter en validation (+0,5 % en médiane sur toutes les simulations).

La configuration des simulations n'a pas d'impact significatif sur la plus-value du 3 h ou du 24 h selon une analyse de variance (MH, GC, rareté des extrêmes, type de contraste), cette dernière provenant essentiellement d'interactions d'ordre élevé (≥ 3). Des différences s'observent par contre entre régions et saisons. Le 3 h devient légèrement plus souvent avantageux en validation pour la saison convective *SA-LF*, et s'améliore plus souvent en validation par rapport au 24 h pour la saison de fonte et pour les régions Atlantique, Appalaches, Pacifique. Il perd par contre par rapport au 24 h dans les régions des Rocheuses et du Mexique. Pacifique, Rocheuses et Mexique sont ainsi des régions pour lesquelles la simulation 3 h ne semble, en médiane, pas avantageuse pour le calcul de crues 3 h, par rapport à l'application d'un facteur de pointe observé sur les crues 24 h simulées en validation. Ces résultats correspondent à la moindre plus-value du 3 h en termes de KGE déjà observée pour les Rocheuses et le Mexique. Pour le Mexique, il s'agit en réalité d'une moins bonne performance de MOHYSEH aux 3 h qu'aux 24 h, visible sur les KGE et sur les simulations d'indices de crue 3 h. Cependant, ces résultats médians sont dans la pratique peu utiles, en raison de la forte variabilité des erreurs illustrée par la hauteur des boîtes à moustaches, et par le fait que l'analyse de variance montre que cette dernière est exclusivement contrôlée par les interactions d'ordre élevé. Il s'agit donc de savoir précisément à quelle combinaison de contextes on s'intéresse, pour avoir une idée juste de la méthode la plus intéressante : est-on dans un contexte dans lequel les volumes de précipitations augmentent, ou leur intensité ? S'intéresse-t-on aux extrêmes courants de type $\overline{AMS}$, ou plus rares ? Dans quelle région est-on, l'une ou l'autre des combinaisons MH-GC réagissant différemment en validation dans les différentes régions ? Par exemple, selon le graphe (e) – expérience $e3s$, on aurait tendance à dire qu'il est inutile d'utiliser des simulations 3 h au Mexique pour calculer des crues 3 h. Mais l'examen des interactions montre que ces dernières sont pourtant plus performantes que les facteurs de pointe appliqués aux simulations 24 h en validation si on s'intéresse à un contexte d'intensification des précipitations au Mexique, modélisé par la combinaison GR4H-MSWEP2 bien adaptée à ce contexte (valeur ajoutée du 3 h de +11,2 % en médiane dans ce cas). Au contraire, alors que les méthodes 3 h et 24 h semblent en général similaires au Québec selon ce même graphe (e)–expérience $e3s$, cette même

combinaison GR4H-MSWEP2 fonctionne particulièrement mal aux 3 h au Québec dans un même contexte d'intensification des précipitations. Et là encore, le regroupement régional noie les particularités des bassins versants eux-mêmes, puisque malgré la piètre performance médiane de la combinaison GR4H-MSWEP2-RX_3 ↗-Québec-3 h, le 3 h est plus performant que le 24 h pour 42 % des bassins de ce groupe. Par ailleurs, pour 87 % des bassins versants, toutes régions confondues, il existe au moins une combinaison MH-GC pour laquelle le 3 h est plus performant que le 24 h pour la simulation des extrêmes 3 h sur un climat de validation donné et pour un type d'extrêmes donné ($\overline{AMS}$, Q_{100} annuels)[4]. C'est MSWEP2 qui permet le plus souvent la plus-value maximale du 3 h par rapport au 24 h (59 % des cas), associé à parts égales à MOHYSEH et GR4H. Cependant, meilleure plus-value d'une combinaison MH-GC ne veut pas dire meilleure simulation des crues : la plus faible erreur vient de la méthode 3 h pour seulement 52 % des simulations. C'est alors la combinaison GR4H-MSWEP2 qui parvient à la meilleure performance dans 37 % des cas pour lesquels 3 h est le pas de temps le plus performant, suivi de MOHYSEH-MSWEP2 (24 %). La représentation relative des meilleures combinaisons MH-GC est sensiblement la même lorsque c'est le 24 h qui constitue la meilleure option. Cependant, on observe une différence au Québec et au Mexique : lorsque le 3 h est la meilleure option, MOHYSEH-ERA5 est plus souvent la meilleure combinaison au Québec, et MOHYSEH-MSWEP2 au Mexique ; lorsque le 24 h est la meilleure option, cet avantage de MOHYSEH n'est pas observé, c'est GR4H-MSWEP2 qui est le plus souvent la meilleure combinaison.

- Dans le cas de l'expérience *e*24*s* dans laquelle on simule les crues journalières à partir des simulations 324 ou 24 h (ligne (2) de la figure -A III-5), l'apport du 3 h est plus visible. En effet, la plus-value médiane du 3 h est systématiquement positive en calibration et en validation, quelle que soit la configuration ou la région définissant la boîte à moustaches. Comme pour l'expérience *e*3*s*, les valeurs médianes sont faibles, les boîtes regroupant une grande diversité de contextes : la plus-value médiane est de 1,1 % en calibration et augmente légèrement à 1,6 % en validation. L'amélioration médiane de 324 par rapport

[4] Le taux de bassins pour lesquels il existe une combinaison MH-GC plus performante aux 3 h est équivalent que l'on vise les extrêmes annuels ou une saison particulière, entre 85 et 87 %. Il monte à 90 % pour la saison convective.

au 24 h en validation est surtout visible lorsque les indices de précipitation augmentent (graphe [f]), et plus importante pour les régions Appalaches, Atlantique et Pacifique. Elle reste nulle pour les Plaines, Grands Lacs et Rocheuses. Les crues aux 24 h en validation sur climat contrasté sont mieux représentées à partir du 324 pour au moins une combinaison MH-GC dans 95 % des bassins-saisons (au moins 2 dans 69 % des bassins-saisons). Les quatre combinaisons sont représentées de façon plus ou moins équilibrée parmi l'ensemble des combinaisons correspondant à la plus haute plus-value du 324 sur le 24 h, malgré une certaine surreprésentation de MOHYSEH-MSWEP2 (29 %). Cependant, le fait qu'il existe presque systématiquement une combinaison pour laquelle le 324 est meilleur que le 24 h ne signifie pas que ce soit cette combinaison soit la meilleure des 8 simulations (2 MH $\times$ 2 GC $\times$ 2 Δt). La meilleure combinaison parmi les 8 pour un bassin-saison donné est aux 324 dans seulement 54 % des bassins-saisons. Ce taux est équivalent à celui des bassins pour lesquels une simulation 3 h est la meilleure option de $e3s$. Parmi les bassins-saisons pour lesquels la combinaison la plus performante est aux 324, 36 % sont des combinaisons GR4H-MSWEP2, suivie de la combinaison MOHYSEH-MSWEP2 (25 %), soit des taux semblables à ceux rencontrés pour l'expérience $e3s$. Par contre, lorsque 24 h est la meilleure option pour $e24s$, GR4H-MSWEP2 et GR4H-ERA5 sont les combinaisons les plus performantes, MOHYSEH étant moins représenté. Aussi, comme précédemment, ces tendances générales ne représentent pas la diversité des situations. Par exemple, le 324 est particulièrement performant dans les Appalaches, pour lesquelles il offre la meilleure combinaison dans 73 % des cas lors d'une augmentation des volumes de précipitation.

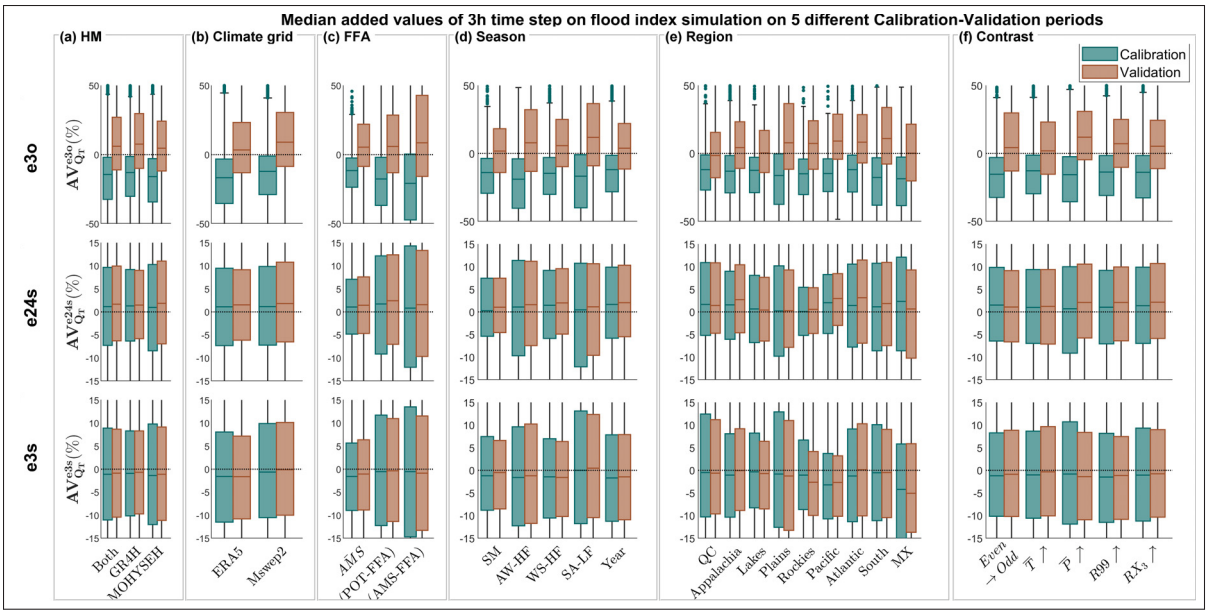


FIGURE -A III-5 Valeur ajoutée du pas de temps 3 h par rapport au 24 h sur la simulation des crues passées, pour différents périodes de calibration-validation. Les crues calculées pour la figure -A III-5 sont recalculées à partir de calibration aux 24 h, et la valeur ajoutée du pas de temps 3 h versus le 24 h est calculée comme la différence entre les erreurs aux 24 h et aux 3 h en valeurs absolues : $AV^{e3o} = |E(F_p Q_{To}^{(24)})| - |EQ_{Ts}^{(3)}|$ pour l'expérience $e3o$; $AV^{e24s} = |E(F_p Q_{Ts}^{(24)})| - |EQ_{Ts}^{(3)}|$ pour l'expérience $e24s$; $AV^{e3s} = |EQ_{Ts}^{(24)}| - |EQ_{Ts}^{(324)}|$ pour l'expérience $e3s$. Les valeurs ajoutées sont regroupées par type de configuration (colonnes) et expérience (ligne)

AIII.4 Synthèse et discussion

La performance en termes de KGE des simulations 3 h sur le passé, c'est-à-dire leur capacité à simuler les principaux moments des distributions de débits, dépend principalement de la GC et de la région, MSWEP2 étant bien meilleur qu'ERA5, et les régions des Plaines et du Mexique bien pires que les autres. La performance en termes de KGE diminue en validation essentiellement lorsque les indices climatiques moyens de température et de précipitation varient. La différence médiane entre les KGE aux 3 h, aux 324 et aux 24 h est bien moins importante que celle entre ERA5 et MSWEP2, avec une plus-value du 324 sur le 24 h de seulement 0,03 en validation en valeurs médianes. Cette faible différence médiane n'empêche pas cependant des différences plus importantes à l'échelle du bassin pouvant atteindre 0,76.

Par ailleurs, le résultat le plus intéressant de cette analyse sur les performances en termes de KGE est le fait que l'on constate une augmentation de la plus-value de 324 sur 24 h en validation, dès lors que le climat de validation diffère du climat de calibration (ainsi que de $KGE^{(3)}$ sur $KGE^{(24)}$, excepté au Mexique). Cette augmentation est plus marquée avec MOHYSEH, ainsi que dans le cas d'augmentation des volumes de précipitations, et justement au Mexique. Le cas particulier du Mexique est probablement dû à la forte incertitude associée aux séries observées de débit aux 3 h, rendant difficiles tant la calibration que la validation.

Quant à la performance du 3 h en termes de simulation des crues, elle présente en grandes lignes les mêmes caractéristiques que les simulations aux 24 h, à savoir 1) une sous-estimation des crues qui augmente avec leur rareté, observée partout excepté au Québec où les simulations 3 h ont tendance à surestimer les crues de fonte ; 2) une sous-estimation et une perte de performance en validation plus importante avec ERA5 et avec MOHYSEH, particulièrement lorsque les volumes de précipitation augmentent. La meilleure simulation pour un indice de crue donné d'une période donnée sur un bassin-saison est presque aussi souvent issue de la méthode 24 h que de la méthode 3 h, certaines périodes, régions, saisons, indices étant un peu plus souvent mieux représentés par une simulation 3 h que par une simulation 24 h, et vice-versa. L'amélioration des performances du 3 h par rapport au 24 h en validation sur un climat différent, déjà observée sur les KGE, se retrouve en termes médians sur la simulation des crues moyennées à la journée ($e24s$), dans toutes les configurations et régions (sauf au Mexique de nouveau). Les plus hautes valeurs ajoutées médianes du 3 h en validation se retrouvent plus souvent : avec MOHYSEH ; avec MSWEP2 ; sur les débits de récurrence ; dans les régions Appalaches, Atlantique, et Pacifique. Cet avantage médian des simulations 324 par rapport au 24 h n'empêche pas qu'à combinaison MH-GC identique, 46 % des indices de crue soient mieux modélisés avec la simulation 24 h. Ainsi, si la différence médiane entre les simulations aux 3 h et aux 24 h est très faible (<1 %), ce n'est pas parce que les deux méthodes donnent des résultats semblables, mais parce que les échantillons incluent une grande diversité de contextes comprenant presque autant de cas pour lesquels le 24 h est meilleur que de cas pour lesquels le 3 h est meilleur. Cette diversité se

retrouve quels que soient la configuration (MH, GC, type d'extrême visé, AFC) et le contexte régional.

Par ailleurs, si le pas de temps 3 h a tendance à être meilleur que le pas de temps 24 h pour la simulation des crues 24 h ($e24s$), il a tendance à être pire pour la simulation des crues 3 h en médiane ($e3s$). Enfin, on constate qu'il n'existe pas de corrélation entre la plus-value du 3 h en termes de KGE de calibration ou validation, et la plus-value du 3 h en termes d'erreur sur les crues, quels que soient l'expérience, le type d'extrêmes en jeu ou le type de contrastes climatiques. La plus-value du KGE en calibration ne peut donc pas être utilisée pour prédire un meilleur comportement du 3 h ou du 24 h pour la simulation des crues. Il y a par contre une bonne corrélation (0,85) entre les erreurs des méthodes 3 h et 24 h, pour les expériences $e3s$ et $e24s$ uniquement (excepté lorsqu'on utilise la méthode AFC-AMS pour déterminer les crues, en raison de la courte durée des séries en jeu). Cette corrélation est plus élevée avec GR4H que MOHYSEH, et avec ERA5 que MSWEP2.

Finalement, sur les périodes du passé récent testées, les meilleurs résultats pour simuler les crues 3 h sont obtenus en médiane par la combinaison de la simulation 324 qui fournit la meilleure estimation des volumes de crue journaliers pour le climat de validation concerné, et du facteur de pointe observé en calibration, qui fournit la meilleure estimation du rapport entre volumes et pics de crue. Cependant, des changements climatiques beaucoup plus importants que ceux observés dans le passé récent sont bien sûr attendus dans le futur, impulsés par des augmentations de température beaucoup plus importantes que celles observées entre les années les plus contrastées du passé récent. Ce réchauffement pourrait mener à des changements importants du facteur de pointe et à un avantage plus fréquent de la méthode 3 h, puisqu'on a vu que dans toutes les expériences, la plus-value de la méthode 3 h augmentait par rapport à la méthode 24 h en validation. Notamment, bien que GR4H soit plus souvent meilleur que MOHYSEH sur les périodes étudiées (excepté au Mexique et dans le Nord-Est), on peut se demander si la forte amélioration du 3 h par rapport aux 24 h sur des climats différents de la calibration avec MOHYSEH n'est pas le symptôme d'une meilleure capacité d'adaptation de MOHYSEH. L'annexe IV s'intéresse ainsi au comportement des MH en changement climatique,

notamment pour déterminer si la variabilité des projections de crue issue du choix du pas de temps est importante par rapport à celle issue des autres choix de configuration des simulations. La capacité des MH à représenter le changement sur les crues entre périodes contrastées du passé sera aussi étudiée. Le chapitre 9 quant à lui recherche des prédicteurs géophysiques et climatiques qui pourraient expliquer la très grande diversité des résultats observés entre bassins quant à l'éventuelle plus-value du 3 h sur le 24 h, puisque la différence entre méthodes 3 h et 24 h n'est que faiblement expliquée par les choix de configuration.

ANNEXE IV

LE PAS DE TEMPS COMME SOURCE D'INCERTITUDE SUR LE CALCUL DE L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES INDICES HYDROLOGIQUES

Cette annexe présente les résultats d'une étude préliminaire qui a motivé la formulation des questions de recherche proposées dans cette étude. On s'y intéresse à l'importance de la résolution temporelle dans l'incertitude associée à la chaîne de modélisation hydroclimatique des deltas sur les indices hydrologiques, entre référence et futur, et entre périodes contrastées du passé récent. La section AIV.3.1 présente la méthodologie utilisée pour l'analyse d'incertitude. La section AIV.1 présente d'abord les ordres de grandeur de l'impact du changement climatique sur les indices climatiques et hydrologiques, pour les différentes régions et saisons. Les divergences entre projections aux 3 h et aux 24 h sont énoncées à la section AIV.2.3. Une analyse de la variance des deltas sur les indices hydrologiques en fonction des choix de configuration de la chaîne de modélisation, choix du pas de temps compris, est ensuite proposée à la section AIV.3. Enfin, la section AIV.4 s'intéresse aux changements hydrologiques entre périodes contrastées du passé récent en analysant cette fois la variance sur l'erreur modélisée, afin de déterminer si l'un ou l'autre pas de temps semble plus apte à représenter le changement climatique sur les indices hydrologiques. Elle est complémentaire à l'annexe III précédente qui présentait l'erreur sur les crues en validation : aucune corrélation n'a été trouvée entre l'erreur sur les crues d'une période de validation et l'erreur sur le changement sur les crues entre périodes de calibration et de validation.

AIV.1 Caractéristiques des projections de changement climatique

Cette section présente les changements climatiques simulés sur les indices climatiques (section AIV.1.1) et sur les indices hydrologiques (section AIV.1.2).

AIV.1.1 Projections climatiques

La figure -A IV-1 présente le changement climatique projeté entre la période de référence 1981 - 2005 et la période future 2071 - 2100, calculé sur plusieurs indices climatiques issus des sept simulations climatiques dont le biais a été corrigé, pour chaque bassin-saison. Le changement médian sur les températures moyennes, tous bassins-saisons compris, est de 4,5 °C [2, 4; 9, 4], et témoigne d'une forte variabilité interrégionale, intersaisonnière, et intersimulations (graphe [a]). Les changements de température les plus importants se retrouvent dans les régions nordiques et en altitude (Grands Lacs, Plaines, Rocheuses, Québec), où la médiane est de 4,8 °C ; les régions méridionales (Sud, Mexique) et la côte Pacifique sont moins affectées (3,7 °C en médiane). Le changement de température affecte aussi plus amplement les saisons de fonte et d'été-automne (4,5 °C en médiane) que celles de tempêtes d'automne-hiver et de crues printanières (3,7 °C en médiane) (graphe [e]). Par ailleurs, l'importante hausse de température conduit à une diminution drastique du taux de neige parmi les précipitations annuelles, ce dernier passant en médiane de 75 % à 22 % au Québec et dans les Rocheuses ; et de 48 % à 7 % dans l'ensemble Grands Lacs-Plaines-Appalaches (*Voir* figure -A IV-2b).

Aussi, on constate au graphe -A IV-1a que la simulation HadGEM-RegCM-NA est beaucoup plus chaude que ses comparses, sa valeur médiane de $\Delta\overline{T}$ sur tous les bassins-saisons d'une région dépassant le 75^{e} percentile de l'ensemble des simulations de la région, et ce, sur chaque région. La simulation CanESM2-CRCM est également plus chaude que la médiane, que ce soit sur le domaine *CAM-OUR* ou *NNA*, les deux domaines sur lesquels elle est utilisée. Au contraire, la simulation CNRM-CRCM-CA est plus froide, sa médiane étant légèrement en dessous du 25^{e} percentile de l'ensemble des bassins-saisons. Le changement de température moyenne est ainsi

celui des indices climatiques représentés dans cette figure associé à la plus grande variabilité entre simulations climatiques.

Le volume moyen de précipitations saisonnières présente une légère tendance à l'augmentation de 6 % en valeur médiane sur tous les bassins-saisons (graphe [b]). Cette tendance à l'augmentation se retrouve surtout dans tous les bassins du Nord-Est, mais aucune tendance n'apparaît sur les Rocheuses, la côte Pacifique et le Sud. Les volumes de précipitation diminuent au Mexique de 12 % en médiane. Malgré ces tendances générales, on observe dans chaque région des bassins-saisons sur lesquels $\Delta\overline{P}$ augmente et d'autres sur lesquels il diminue, sur une plage allant de -68 à +90 % ; 99 % des valeurs sont comprises entre -45 et +42 %. Une seule simulation se démarque réellement des autres, il s'agit de CanESM2-CRCM-CA, qui projette une diminution du volume de précipitations sur toutes les régions de son domaine, y compris Appalaches et Atlantique, à l'encontre des autres simulations (-10 % en médiane). Pour cette dernière, 93 % des combinaisons bassin-saison subissent une diminution du volume de précipitations contre 29 % pour les autres simulations. Enfin, les plus fortes augmentations de $\Delta\overline{P}$ se rencontrent sur les saisons de fonte et de pluies printanières (12 % en médiane ; graphe [f]), alors que les diminutions se rencontrent plus souvent sur la saison convective d'été-automne (-2 % en médiane).

La part des précipitations extrêmes dans le volume total de précipitations augmente dans toutes les régions, de 15 % en médiane (graphe [c]), sans grande spécificité régionale, excepté sur la côte Pacifique sur laquelle $\Delta R99$ est moins élevé (4 %), et au Mexique où elle est plus élevée (22 %). Elle atteint des valeurs de plus de 100 % sur les bassins-saisons les plus affectés. Malgré ces tendances médianes à l'augmentation, on rencontre dans chaque région des bassins-saisons pour lesquels $\Delta R99$ diminue : ses valeurs s'étendent de -36 à +135 %, 99 % des valeurs étant comprises dans l'intervalle $[-22, 71]$ %. Enfin, l'influence de la saison sur $\Delta R99$ est plus marquée que celle de la région (graphe [g]) : la part de précipitations extrêmes augmente principalement lors de la saison convective d'été-automne (de 25 %) et durant les tempêtes d'automnes (de 16 %), ce qui correspond à l'augmentation projetée du volume des tempêtes convectives, déjà identifiée dans la littérature (Prein *et al.*, 2017).

Finalement, l'intensité maximale des précipitations aux 3 h RX_3 présente une augmentation importante sur toutes les régions, de 42 % en médiane, couvrant la plage $[-47, 201]$%, ou $[-22, 115]$% pour 99 % des données (graphe [d]). On remarque avec intérêt que pour cet indice, sur les régions de l'Est (Québec, Grands Lacs, Appalaches, Atlantique), aucun bassin-saison ne présente de diminution dans le futur. Les régions de l'Ouest et du Sud par contre, comprennent de nouveau des augmentations et diminutions en fonction du bassin, comme pour les autres indices climatiques précédemment mentionnés. ΔRX_3 est le plus important en médiane au Québec (63 % en médiane) et dans les Grands Lacs (80 %), bien que l'on observe aussi des horsains très élevés dans les Appalaches, les Plaines, le Sud et le Mexique : 1 % des données vont de 107 à 201 %. La dispersion des simulations de ΔRX_3 est élevée sur la côte Atlantique, dans le Sud et au Mexique. En effet, la simulation CanESM2-CRCM-CA, déjà repérée sur les graphes (a) et (b) pour produire des climats futurs plus chauds et plus secs que les autres simulations, présente un ΔRX_3 moins important (28 % en médiane contre 42 % pour l'ensemble des simulations), et même légèrement négatif au Mexique. Au contraire, les simulations CanESM2-CRCM-NA et HadGEM-RegCM-NA présentent une intensification importante de RX_3, respectivement sur le Sud (60 % [1]) et le Mexique (61 %).

Enfin, on n'observe pas de tendance saisonnière marquée pour ΔRX_3, excepté une plus grande dispersion des valeurs pour les saisons *SA-LF* et *AW-HF* (graphe [h]). La valeur particulièrement basse pour ces deux saisons pour la simulation CanESM2-CRCM-NA correspond à celle observée au graphe (d) sur le Mexique et le Sud, régions pour lesquelles ces saisons sont importantes.

[1] Le domaine de simulation CanESM2-CRCM-NA, *CAM-ICTP*, ne comprend cependant que les cinq bassins les plus au Nord de la Région Sud, proche des Plaines centrales.

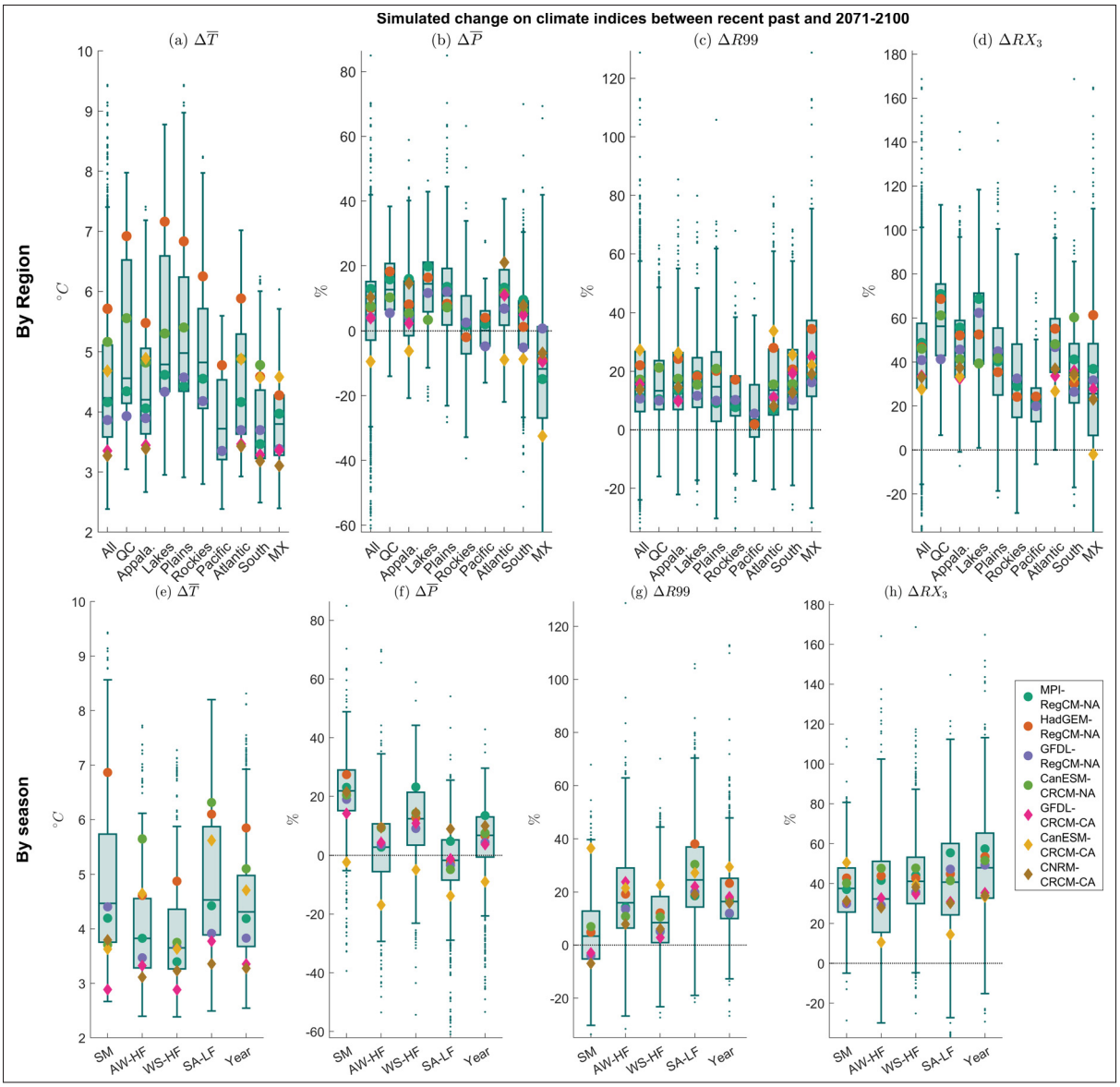


FIGURE -A IV-1 Projections de changement sur les indices climatiques, par région et saison, entre 1981 - 2005 et 2071 - 2100. Le changement est exprimé en valeur relative des valeurs du passé, excepté pour la température (changement absolu), à partir des séries climatiques dont le biais a été corrigé. Sont comprises toutes les régions (haut) et saisons (bas) et les deux GC, mais seulement pour les bassins ayant $KGE_c^{(3)} > 0,5$, par cohérence avec la figure suivante -A IV-3. Les médianes pour chaque simulation sont indiquées en points colorés

La figure -A IV-2 expose ensuite l'évolution d'autres indices climatiques pour lesquels on a remarqué un changement important dans le futur, et qui présentent un intérêt pour l'étude de

l'évolution des crues : la saisonnalité des précipitations $Seas$, le taux de précipitations neigeuses $Snow\%$, l'intensité maximale de précipitation aux 24 h RX_{24} (par comparaison au même indice calculé aux 3 h et présenté dans la figure -A IV-1 précédente). La comparaison entre les variations des intensités maximales de précipitations aux 3 h et aux 24 h est également mise en évidence.

La variation de saisonnalité projetée couvre l'intervalle $[-19, 13]\%$, pour une médiane de 2 %. Les simulations sont peu en accord quant à l'évolution de la saisonnalité des précipitations (graphe [a]) : dans toutes les régions, on trouve des simulations pour lesquelles la saisonnalité a tendance à augmenter en médiane, et d'autres pour lesquelles elle diminue. De plus, les simulations les plus divergentes de la médiane sont différentes dans chaque région, excepté pour la simulation CanESM2-CRCM-NA qui présente une augmentation de la saisonnalité plus élevée sur tout le Nord-Est des États-Unis (et une diminution au Québec). Ce désaccord entre les simulations est peu étonnant, car il existe déjà entre les produits climatiques issus de différentes sources d'observation, comme montré sur sept grilles du passé récent par Tan *et al.* (2020). La grande variabilité régionale de l'évolution projetée de la saisonnalité aux États-Unis est aussi pointée par Moustakis *et al.* (2021).

Une diminution unanime du taux de neige parmi les précipitations est projetée par les simulations, en accord avec l'augmentation des températures, puisque le taux de précipitations neigeuses est calculé ici par la formule de Turcotte en fonction des températures : on observe une diminution de 30 % en médiane sur les bassins actuellement à neige (graphe [b]). Les régions les plus affectées sont les plus hautes en altitude et en latitude (Québec, Rocheuses, Grands Lacs), avec une diminution médiane de 49 %. La diminution atteint des valeurs de 64 % dans les Rocheuses. La plus grande variabilité de $\Delta Snow$ observée dans les autres régions (Plaines, Pacifique, Appalaches, Atlantique, Sud, Mexique), de 0 à -56 %, est due au fait que ces dernières contiennent actuellement tant des bassins sans neige que des bassins à neige.

Enfin, la précipitation maximale journalière varie de 26 % en médiane ([-61, 146]% ; graphe [c]) à comparer à la médiane de 42 % que l'on a observée pour l'indice de précipitation maximale aux 3 h (graphe -A IV-1d). On calcule que ces augmentations des précipitations extrêmes journalières

correspondent à un taux de Clausius-Clapeyron médian de 7 % $°C^{-1}$, comprenant des variations régionales allant de 3 % $°C^{-1}$ sur la côte Pacifique à 8 % $°C^{-1}$ sur la côte Atlantique et au Québec (graphe [e]). Le taux est également plus élevé que la médiane dans les Appalaches, et plus faible pour les Plaines, les Rocheuses, le Mexique. On constate une grande variabilité intrarégionale du taux de Clausius-Clapeyron au Mexique, et un taux négatif pour la simulation chaude CanESM2-CRCM-CA (médiane de -1 % $°C^{-1}$, en accord avec les observations dans les régions dont les augmentations de température dépassent un certain seuil (Sun et Wang, 2022). Le rapport médian $\Delta RX_3/\Delta RX_{24}$ quant à lui est de 1,6, compatible avec la clause de super-Clausius-Clapeyron (graphes [d] et [e]). Il est particulièrement élevé au Québec et sur la côte Pacifique (1,7), et bas dans les Rocheuses (1,3) et au Mexique (1,2). On remarque des taux inférieurs à 1 et même négatifs dans toutes les régions (5 % des cas), mais plus spécifiquement au Mexique, correspondant à une augmentation des extrêmes aux 3 h et une diminution des extrêmes 24 h, c'est-à-dire des averses plus intenses, mais de moindre volume que durant la période de référence. Les maxima saisonniers aux 3 h et aux 24 h peuvent aussi ne pas correspondre aux mêmes événements, ce qui participe à expliquer la grande dispersion des résultats : seuls 57 % des taux sont compris entre 1 et 2.

Enfin, on remarque une faible variabilité saisonnière de ΔRX_{24} (graphe [f]) et du taux $\Delta RX_3/\Delta RX_{24}$ (graphe [g]), comme c'était le cas pour ΔRX_1 à la figure -A IV-1 : l'intensification des précipitations se retrouve toute l'année, comme l'augmentation de température. L'augmentation de température plus importante durant la saison *SA-LF* ne correspond pas à une intensification plus importante des précipitations extrêmes journalières.

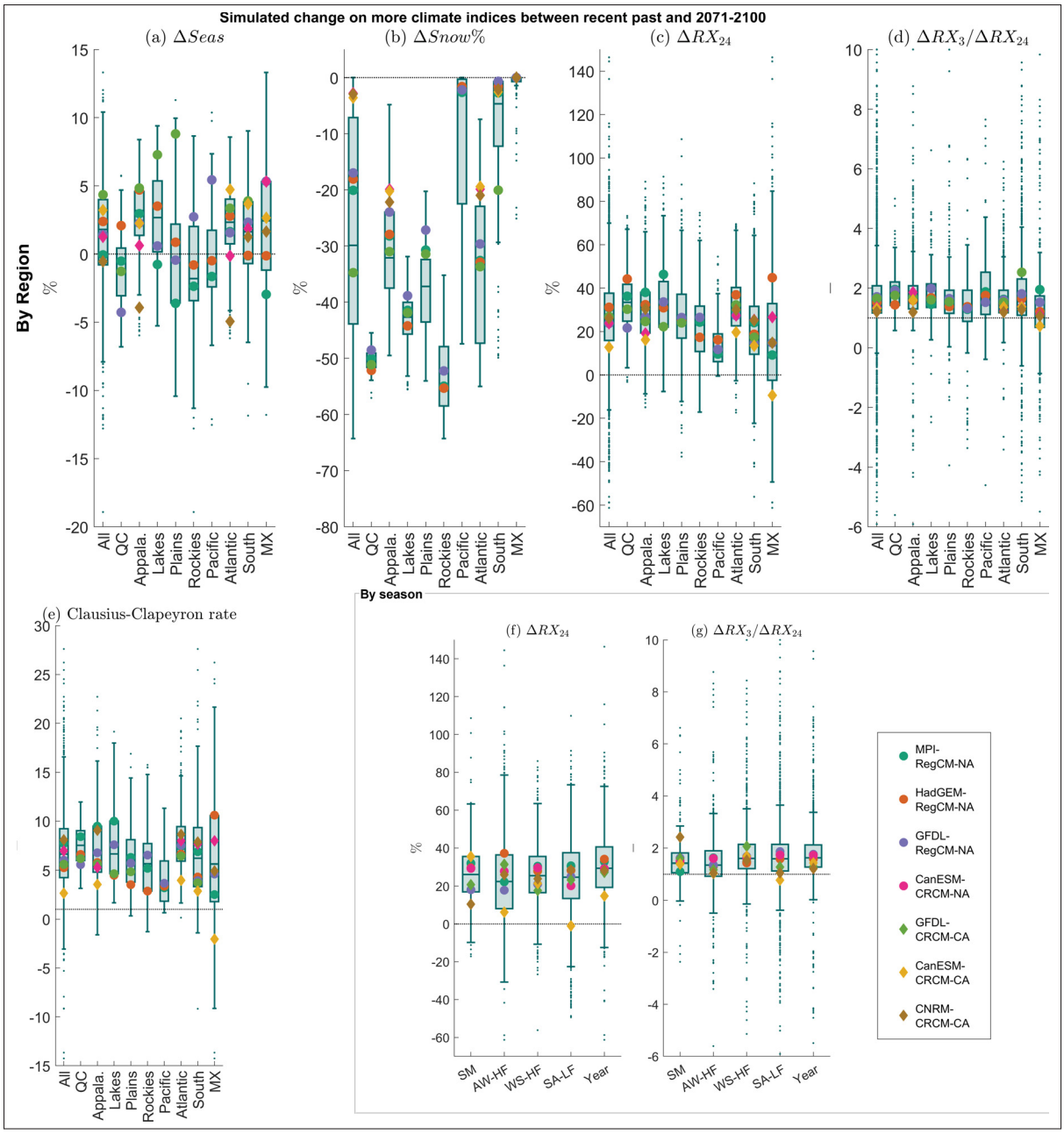


FIGURE -A IV-2 Projections de changement sur les indices climatiques, par région et saison, entre le passé récent et 2071 - 2100. Suite de la figure -A IV-1, pour le changement climatique sur les indices de saisonnalité annuels (a), de taux de neige annuel (b), de précipitation saisonnière maximale par jour (c et f), sur le rapport entre les précipitations saisonnières maximales, aux 3 h et journalières (d et g), sur le taux de Clausius-Clapeyron annuel, c'est-à-dire $\Delta RX_{24}/\Delta\overline{T}$ (e)

AIV.1.2 Projections hydrologiques

Cette section présente l'impact sur les métriques hydrologiques des changements climatiques projetés pour la période 2071 - 2100 et que l'on vient de décrire à la section AIV.1.1. Les enveloppes de projections de changement sur différents indices hydrologiques sont exposées en fonction des MH. Les particularités régionales (figure -A IV-3) et saisonnières (-A IV-4) sont aussi mises en évidence, ainsi que la variabilité issue des différentes simulations climatiques, comme cela a été fait pour les projections de changement des métriques climatiques.

La figure -A IV-3 présente donc les changements projetés sur les débits moyens (graphes [a], [d]), les débits maxima saisonniers (graphes [b], [e]), et les débits de récurrence 100 ans (graphes [c], [f]), pour les simulations aux 3 h (haut) et aux 24 h (bas) [2].

- En médiane sur tous les bassins-saisons et toutes les simulations, le débit moyen saisonnier varie peu, de +2 %, une augmentation légèrement plus importante avec MOHYSEH que GR4H, et à partir des simulations 3 h que 24 h (graphes [a], [d]). Cette médiane informe cependant peu sur le comportement d'un bassin en particulier, étant donné la forte dispersion des résultats : ainsi, 22 % des simulations mènent à une variation du débit moyen saisonnier de plus de 25 % (en plus ou en moins, graphes [a], [d]). La dispersion est présente dans toutes les régions et est encore plus importante sur les crues maximales saisonnières (graphes [b], [e]), et plus encore sur les crues de récurrence 100 ans qui incluent en sus l'incertitude liée à l'AFC (graphes [c], [f]). Les débits maxima saisonniers sous-journaliers augmentent en médiane de 27 % aux 3 h (19 % aux 24 h), et les débits de récurrence 100 ans de 46 % (35 % aux 24 h). Ces tendances générales masquent bien sûr des particularités régionales, qui sont quantifiées ci-après, sur les simulations 3 h uniquement (graphes [a], [b], [c]). Ainsi, les bassins de la côte Atlantique présentent des augmentations plus marquées : 9 % pour les débits moyens, 40 % pour les débits maxima saisonniers, et 62 % pour les débits de récurrence 100 ans. Au contraire, les Rocheuses et le Mexique présentent des variations inférieures à la moyenne. Le débit saisonnier moyen et les crues saisonnières maximales se retrouvent ainsi en diminution en médiane dans les Rocheuses (-8 % et -4 %), les débits de

[2] Les indices calculés à partir des simulations 324 ne sont pas présentés dans cette figure.

récurrence 100 ans augmentant légèrement (11 %). Au Mexique, le débit moyen saisonnier diminue de 18 % et les crues saisonnières et de récurrence 100 ans augmentent modérément de 13 % et 22 %. Le nombre de simulations qui projettent des diminutions des débits est ainsi beaucoup plus important dans ces régions : pour les débits moyens, crues maxima annuelles et crues de récurrence 100 ans, il est respectivement de 44 %, 17 % et 18 % sur toutes les simulations. Ces taux passent à 62 %, 54 % et 32 % pour les Rocheuses ; et 79 %, 40 % et 33 % pour le Mexique. On compte au total 12 % de bassins dont les débits moyens annuels et les crues annuelles diminuent (Rocheuses surtout), 4 % dont les débits moyens augmentent et les crues diminuent (Rocheuses / Lacs surtout), 27 % dont les débits moyens diminuent, mais les crues augmentent (Pacifique, Sud, Mexique surtout), 57 % dont les débits moyens et les crues augmentent (Plaines, Atlantique, Québec, Appalaches surtout).

- Les tendances projetées à partir des simulations 3 h ou des simulations 24 h suivent globalement des tendances médianes par région, simulation ou MH identiques. Les changements projetés par les simulations journalières (graphes [d], [e], [f]) sont cependant toujours légèrement en deçà de ceux projetés par les simulations aux 3 h (graphes [a], [b], [c]), de 5 % en médiane. Ce décalage est plus important pour les débits de récurrence (9 % pour les débits 100 ans par exemple), pour MOHYSEH (5 %), et pour les régions Atlantique (7 %), Québec (6 %) et Mexique (6 %). Le changement sur les débits de récurrence 100 ans sous-journaliers est ainsi en médiane 18 % plus élevé que celui sur les débits de récurrence 100 ans journaliers sur les bassins de la côte Atlantique. Il est important de remarquer que ce décalage systématique existe également pour la projection des changements sur les débits moyens, et non pas seulement pour les crues, bien qu'il soit plus faible (ECC_0^{e24s}= 1 % en médiane, mais jusqu'à 15 % sur les bassins des Plaines situés dans les Plaines avec MOHYSEH, toutes simulations confondues). Bien que la valeur médiane de ECC_0^{e24s} soit plus élevée pour MOHYSEH que pour GR4H, la répartition du nombre de bassins voyant une augmentation / diminution du débit moyen est sensiblement la même avec les deux MH (2/3 1/3). Le décalage n'est donc pas seulement lié aux différences entre les changements sur les pointes de crues sous-journalières et les volumes de crues journaliers : il s'agit d'une différence inhérente à la calibration des modèles aux deux pas de temps, et ce bien que le

fonctionnement des deux MH soit très différent. Elle implique que les bassins aient tendance à « perdre » plus d'eau à l'exutoire sur le long terme lorsque la modélisation se fait aux 3 h, malgré des entrées de précipitations équivalentes. Le cas d'étude 7.2 montrera sur l'exemple de MOHYSEH que cette différence systématique est issue de l'impact du pas de temps de discrétisation sur le fonctionnement interne du modèle : le pas de temps plus élevé évapore systématiquement plus que le pas de temps plus court.

- Excepté pour les Rocheuses, les variations des débits moyens saisonniers projetés par MOHYSEH ont tendance à être légèrement supérieures à celles de GR4H (graphes [a] et [d]). Au Mexique par exemple, où la majorité des simulations projette une diminution des débits moyens saisonniers, cet écart se traduit par une diminution plus importante avec GR4H qu'avec MOHYSEH (-21 % pour GR4H VS -17 % pour MOHYSEH en médiane). Il en est de même sur la côte Pacifique. Pour les autres régions dans lesquelles les simulations prévoient plutôt une augmentation des débits moyens saisonniers, l'écart se traduit par une augmentation plus importante avec MOHYSEH qu'avec GR4H. Au contraire, les variations des débits de crues projetées par MOHYSEH ont tendance à être inférieures à celles de GR4H, excepté au Mexique (graphes [b], [c], [e], [f]). C'est particulièrement le cas dans la région des Grands Lacs (+42 % pour GR4H VS +21 % pour MOHYSEH en médiane sur les crues de récurrence 100 ans). Les deux MH s'adaptent donc différemment au changement climatique, GR4H ayant tendance à conserver l'équilibre hydrologique en produisant de plus faibles débits de base et de plus hauts débits de crue, soit une distribution des débits plus étendue, alors que MOHYSEH varie moins par rapport à la situation de référence. On voit ainsi sur les graphiques que GR4H produit des horsains plus élevés que MOHYSEH à la fois dans les percentiles proches de 0 et proches de 100.
- La simulation CanESM2-CRCM-CA qui s'était distinguée à la figure -A IV-1 comme plus chaude et plus sèche dans le futur produit en conséquence une diminution des débits moyens des rivières de 22 % en médiane (graphes [a] et [d]), en deçà du 25^{e} percentile du gros de la distribution. La diminution est légèrement plus importante à partir des simulations 24 h que 3 h, et de GR4H que de MOHYSEH. Les variations sur les crues maxima saisonnières sont aussi systématiquement en deçà de celles issues des autres simulations ([b] et [e]).

CanESM2-CRCM-CA peut alors projeter des diminutions des crues de type $\overline{AMS}$ alors que les autres simulations projettent des augmentations modérées, notamment au Mexique où l'écart est plus marqué. Le décalage est moins marqué sur les débits de récurrence, excepté au Mexique : l'ensemble des simulations projette une augmentation de 18 % en médiane, mais la simulation CanESM2-CRCM-CA seule une diminution de 29 %. Au contraire, la simulation CNRM-CRCM-CA a tendance à projeter des augmentations plus importantes que les autres simulations sur les bassins du Sud, des Appalaches et de la côte Atlantique en limite de son domaine. Il pourrait s'agir d'un effet de bord, mais qui ne se retrouve pas sur les deux autres simulations bornées au même domaine, GFDL-CRCM-CA et CanESM2-CRCM-CA [3]. La simulation MPI-RegCM-NA quant à elle projette des augmentations plus importantes que les autres simulations spécifiquement sur la région des Grands Lacs.

[3] 23 % des bassins concernés sont dans la zone tampon de 2° (9 points de grille) soumise à des effets de bord (Plummer *et al.*, 2006), principalement dans le Sud des Appalaches.

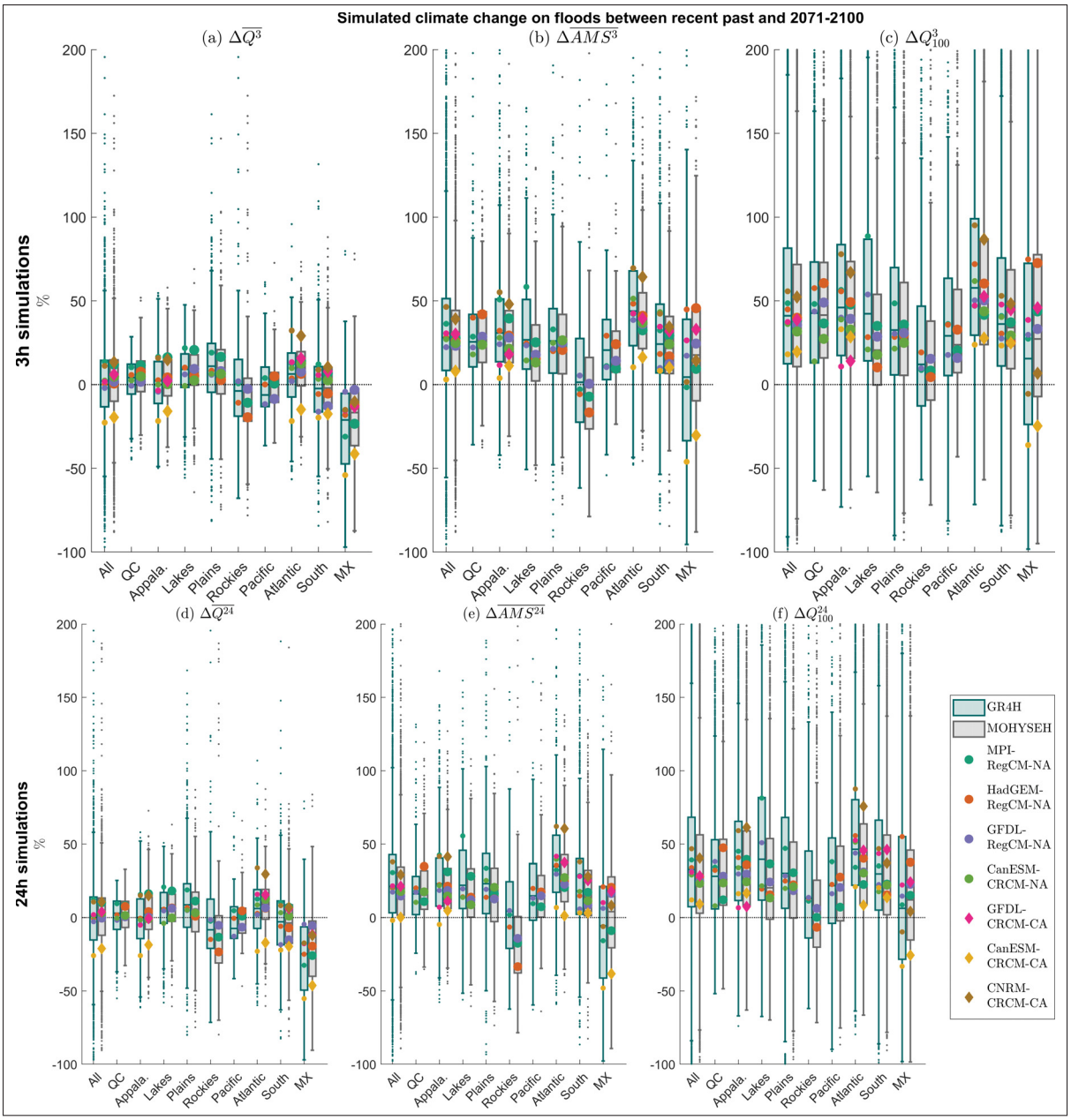


FIGURE -A IV-3 Projections de changement climatique sur les crues par région, entre 1979 - 2005 et 2071 - 2100. Changement climatique sur les débits saisonniers moyens (a, d), maxima (b, e), de récurrence 100 ans (c, f), exprimé en valeur relative des valeurs du passé, aux 3 h selon les simulations 3 h (haut), et aux 24 h selon les simulations 24 h (bas). Les valeurs pour les simulations 324 ne sont pas montrées ici. Sont comprises toutes les saisons et les deux grilles climatiques de référence, pour les bassins de KGE de calibration>0,5. Les médianes pour chaque simulation climatique sont indiquées en points colorés

La figure -A IV-4 complète l'analyse régionale précédente en regroupant cette fois les impacts du changement climatique sur les débits par saison. Plusieurs tendances saisonnières se dégagent de cette figure :

- Les variations de débit moyen présentent des tendances saisonnières, bien que l'on trouve sur chaque saison des bassins pour lesquels ce dernier augmente et d'autres pour lesquels il diminue. La saison de fonte est celle présentant la plus forte augmentation des débits moyens, de 10,4 % en médiane [4]. Elle est vraisemblablement liée au fait que sur de nombreux bassins actuellement couverts de neige durant l'hiver, on s'attend à une disparition au moins intermittente du couvert et à une augmentation des volumes de pluies durant toute ou partie de la saison hivernale, permettant ainsi l'infiltration, et l'augmentation du débit moyen hivernal. En effet, un regard détaillé par région-saison montre que cette augmentation est maximale dans les Plaines, ces dernières comprenant de nombreux bassins dans les Plaines qui n'accueilleront plus de fonte printanière dans le futur (température hivernale future médiane de 4,0 °C, débit moyen saisonnier +24,5 % en médiane). Les débits moyens n'augmentent pas par contre dans les Rocheuses dans lesquelles le couvert restera généralement une partie de la saison hivernale et sera accompagné d'une diminution médiane des précipitations (débit moyen saisonnier – 20,7 %). On observe aussi une augmentation médiane des débits moyens de la saison printanière (+9,2 %), associée à l'augmentation des volumes de précipitation printanière exposée à la figure -A IV-1. Au contraire, on projette une diminution des débits moyens de la saison convective d'été-automne (-10,1 %). Les volumes de précipitations varient peu en médiane sur cette saison, mais l'augmentation de température y est particulièrement importante et donc celle de l'évapotranspiration également, menant à une diminution du débit moyen (*Voir* figure -A IV-1). Le débit moyen de la saison *AW-HF* reste relativement stable, avec une légère tendance à la diminution modélisée uniquement par GR4H.

[4] Bien que l'on garde la dénomination saison de fonte ici, une partie des bassins de régime mixte dans le passé récent ne verront plus de températures suffisamment négatives dans le futur pour conserver un couvert de neige et produire des crues de fonte printanière. Il s'agit de bassins des Plaines essentiellement. Une analyse détaillée pour isoler ces bassins dont les processus générateurs de crues changent radicalement n'a pas été produite dans cette étude.

- L'impact du CC sur les crues dépend également de la saison : l'augmentation des débits de crue est bien plus modérée pour la saison de fonte que pour les autres saisons. Les débits de fonte diminuent d'ailleurs pour un grand nombre de bassins, de nouveau situés en particulier dans les Rocheuses, surtout lorsqu'on utilise MOHYSEH. Pour la saison de fonte *SM*, les simulations projettent une augmentation médiane de 13,1 % des débits saisonniers maxima, et 18,9 % pour les débits de récurrence 100 ans, alors que pour les autres saisons, les augmentations médianes sont respectivement de 28,6 % et 50,2 % pour les crues annuelles et de récurrence 100 ans. Ainsi, l'augmentation des précipitations prévues durant la saison de fonte en dehors des Rocheuses et de la côte Ouest compense la diminution de la fonte due à la diminution des stocks de neige. Les débits de crue saisonniers augmentent donc malgré la diminution de la fonte, avec une proportion certainement plus importante d'événements mixtes et de pluie sur neige. Au Québec par exemple, l'augmentation médiane des volumes de pluie durant la saison est de 25,3 % et celle des débits saisonniers maxima de 13,6 %. Au contraire, dans les Rocheuses, les volumes de précipitation ne changent pas et les débits saisonniers maxima diminuent de 23,4 % en médiane avec la diminution du couvert de neige et par conséquent des volumes de fonte. De plus, toujours pour cette saison de fonte *SM*, l'augmentation des débits de récurrence 100 ans est du même ordre de grandeur que celui des débits maxima saisonniers. Même si l'asymétrie positive des distributions de crues augmente dans le futur pour cette saison comme pour les autres, elle reste faible (1,0 en médiane, contre 1,6 par exemple pour celle des crues de la saison convective *SA-LF*). L'AFC ne conduit donc pas à une augmentation importante de ΔQ_{100} avec la période de récurrence pour la saison *SM*.
- La différence d'impact du CC sur les crues entre les autres saisons (*AW-HF,* WS-HF*, SA-LF*) est moins marquée. On remarque cependant que la dispersion des deltas sur les indices de crue entre simulations et entre bassins est plus importante pour les saisons *SA-LF* et *AW-LF*, que pour *WS-HF*, en particulier pour les débits de récurrence 100 ans. Pour ces derniers, la saison *SA-LF* se démarque comme celle donnant lieu aux changements les plus importants, de 49,6 % en médiane sur $\overline{AMS}^{(24)}$ et 62,0 % sur $Q_{100}^{(24)}$. C'est en effet la saison pour laquelle la part de précipitations extrêmes et l'asymétrie des distributions de crue augmentent le plus.

- La différence entre les changements sur les crues aux 3 h et aux 24 h dépend, elle aussi, de la saison. Elle est peu marquée sur la saison de fonte *SM* ($\Delta Q_{100}^{(3)}$ est en médiane 4,6 % plus élevé que $\Delta Q_{100}^{(24)}$), mais plus marquée sur la saison convective *SA-LF* ($\Delta Q_{100}^{(3)}$ est en médiane 16,5 % plus élevé que $\Delta Q_{100}^{(24)}$).
- Enfin, les différences mentionnées précédemment à la figure -A IV-3 entre les MH GR4H et MOHYSEH se retrouvent spécifiquement sur certaines saisons. La diminution des débits moyens projetée par GR4H, plus importante que celle de MOHYSEH, correspond aux saisons *SA-LF* et *AW-HF* ; GR4H projette par contre des augmentations plus importantes que MOHYSEH important pour les saisons de fonte et de printemps ; les augmentations plus importantes de $\overline{AMS}$ avec GR4H correspondent aux saisons de fonte et de printemps ; l'augmentation plus importante de Q_{100} avec GR4H se retrouve par contre pour toutes les saisons.

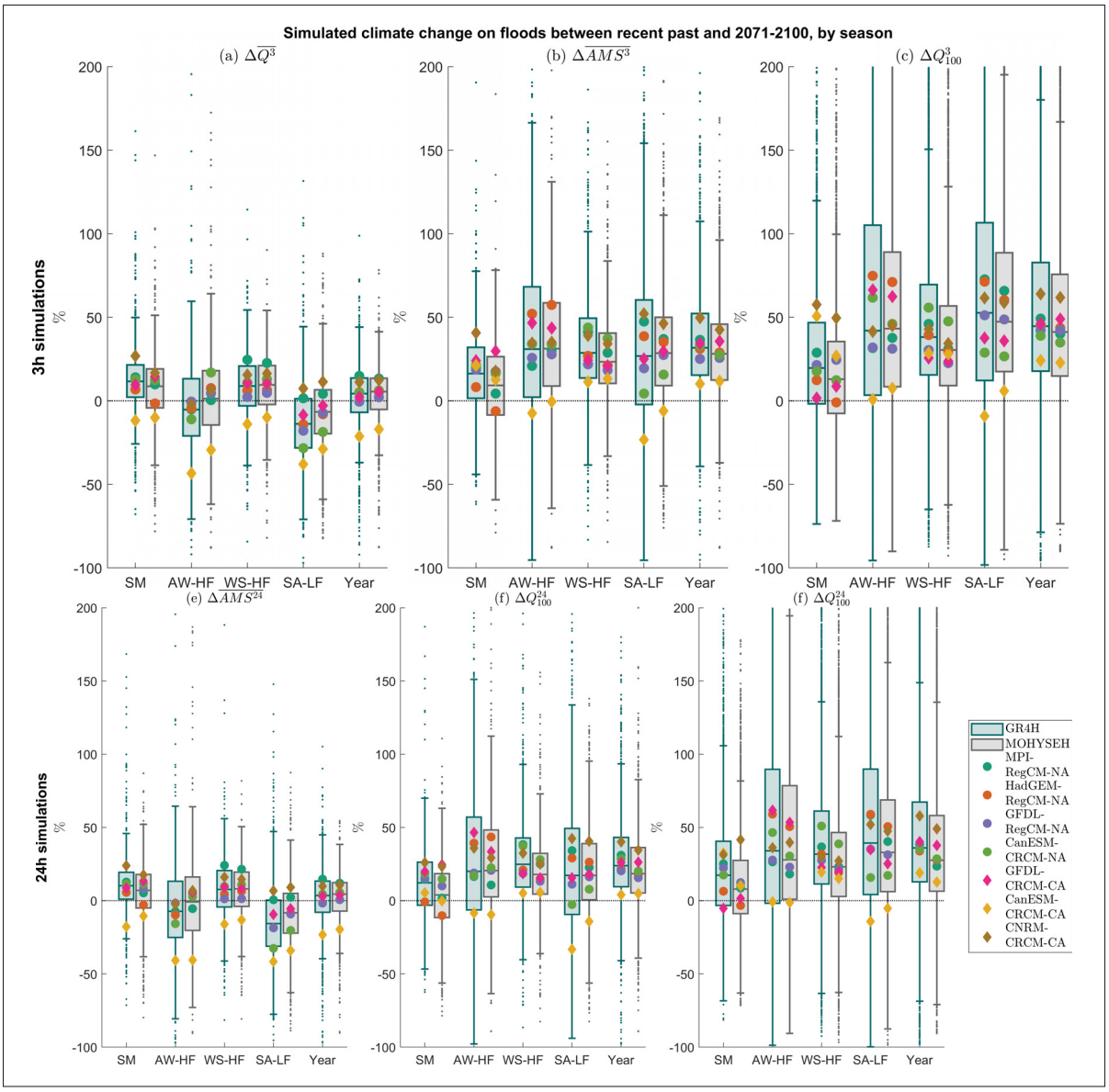


FIGURE -A IV-4 Identique à -A IV-3, mais regroupé par saison

En conclusion, l'accélération future du cycle de l'eau, provoquée par la hausse des températures et mise en évidence par l'augmentation de $\overline{P}$, $\overline{ETP}$, RX_3 sur toutes les régions excepté le Mexique, a des conséquences différentes sur les débits moyens et les crues en fonction des contextes hydrogéophysiques des bassins versants. Des tendances régionales et saisonnières ont bien pu être détectées, comme l'assèchement des bassins mexicains et du Golfe du Mexique ; la

propension particulière des bassins de la côte Atlantique à une augmentation radicale des débits de crue encore plus marquée que celle des autres régions ; le moindre impact sur les crues des Rocheuses ; la modification des processus générateurs de crues durant les saisons de fonte, menant à une augmentation modérée des crues comparativement à celle observée sur les autres saisons, notamment la saison convective. Cependant, ces tendances régionales et saisonnières générales sont peu utiles à l'étude concrète d'un bassin particulier pour une région et une saison particulière, étant donné la grande dispersion des impacts observés au sein d'une même région pour une même saison. On trouve effectivement pour chaque région et chaque saison dans des proportions relativement équilibrées des bassins dont les débits moyens augmentent, et d'autres dont les débits moyens diminuent, de même pour les crues, et ce même dans le cas où toutes les simulations climatiques concordent en valeur médiane quant au signe de $\Delta\overline{P}$. Cette importance du contexte local nous a menés au chapitre 9 à nous intéresser au rôle des caractéristiques géophysiques et climatiques locales (à l'échelle d'un bassin) sur l'impact du CC.

D'autre part, les figures précédentes ont montré que les MH et le pas de temps utilisés modulaient les valeurs médianes de changement climatique de chaque région et saison. GR4H réagit globalement plus intensément que MOHYSEH avec des diminutions plus importantes (des débits moyens principalement) et des augmentations également plus importantes (des débits de crue principalement). Les changements sur les débits aux 3 h sont de leur côté toujours supérieurs aux changements sur les débits aux 24 h, que l'on parle de crues ou de débits moyens (en valeur médiane sur les saisons et régions du moins). Par conséquent, des débits qui augmentent aux 3 h correspondent à des débits qui augmentent moins lorsque simulés aux 24 h ; des débits qui diminuent aux 3 h correspondent à des débits qui diminuent encore plus lorsque simulés aux 24 h ; des débits qui augmentent modérément aux 3 h peuvent tout à fait correspondre à des débits qui diminuent lorsque simulés aux 24 h. Si le décalage observé pour les crues peut s'expliquer en partie mathématiquement par l'amortissement (le filtrage) des crues 3 h lorsque les séries sont moyennées aux 24 h, ce n'est pas le cas pour les débits moyens qui devraient être égaux dans l'idéal pour tous les pas de temps de simulation. La section AIV.2 suivante étudie ce phénomène, pour vérifier notamment s'il s'agit d'un décalage

systématique observé sur chaque bassin ou si le décalage observé en valeurs médianes cache différents comportements en fonction des bassins. Quoi qu'il en soit, on peut déjà remarquer que l'application d'un facteur de pointe stationnaire aux débits de crue journaliers futurs pour déterminer des valeurs de crues sous-journalières mènera à une sous-estimation de ces dernières par rapport à l'utilisation directe de simulations sous-journalières, – mais peut-être ces dernières surestiment-elles le CC ! La pertinence des CC simulés aux 3 h et aux 24 h sera donc comparée sur des climats contrastés du passé récent à la section AIV.4. On a vu aussi que le décalage entre les changements aux 3 h et aux 24 h augmentait avec la valeur du changement climatique, atteignant des valeurs médianes élevées. Par exemple, on calcule une médiane de ECC_{100}^{e3s}= 17 % sur la saison convective *SA-LF* (figure -A IV-4c et -A IV-4f), ou ECC_{100}^{e3s}= 19 % au Québec (figures -A IV-3c et -A IV-3f). La combinaison Québec-saison *SA-LF* atteint en conséquence une médiane de ECC_{100}^{e3s}= 27 %. Cependant, cet écart est-il important si on le compare à l'enveloppe des CC simulés par l'ensemble des simulations climatiques ou des MH à l'échelle d'un bassin ? La section AIV.3 s'intéressera à cet aspect en comparant la variance issue du pas de temps de simulation considéré comme une source d'incertitude, à celle d'autres sources d'incertitudes liées à la configuration de la chaîne de modélisation (MH, GC, simulation climatique, AFC).

AIV.2 Comparaison des projections de crues issues des méthodes 3 h et 24 h

La figure -A IV-4 de la section précédente nous a montré que les CC sur les indices hydrologiques suivaient globalement les mêmes tendances pour les simulations 3 h et 24 h, mais que les changements simulés aux 3 h étaient en général supérieurs à ceux aux 24 h ($\Delta Q_T^{(3)} > \Delta Q_T^{(24)}, \forall\, T$), quel que soit le sens du changement climatique. Dans cette section, on s'intéresse à décomposer cette différence observée en :

$$\Delta Q_T^{(3)} - \Delta Q_T^{(24)} = (\Delta Q_T^{(3)} - \Delta Q_T^{(324)}) + (\Delta Q_T^{(324)} - \Delta Q_T^{(24)}) \quad \text{(A IV-1)}$$

$$ECC_T^{e3s} = ECC_T^{e3m} + ECC_T^{e24s} \quad \text{(A IV-2)}$$

1) ECC_T^{e3m} est nul pour les indices débits moyens ($T = 0$), mais non nul pour les indices de crues ($T \in \{1, 100\}$) dès que le changement climatique a pour conséquence des modifications de la forme des événements de crue [5]. Dire que cette différence est non nulle équivaut à dire que le facteur de pointe (simulé) est non stationnaire. L'étude de cette différence est donc importante pour savoir s'il est judicieux d'utiliser un facteur de pointe pour déterminer des débits de pointe sous-journaliers à partir de simulations journalières. Cette différence est analysée à la section AIV.2.1.
2) ECC_T^{e24s} représente la différence entre les simulations des volumes de crue journaliers par les deux pas de temps, et est liée aux valeurs différentes des paramètres calibrés aux 3 h et aux 24 h et à l'impact du pas de discrétisation sur la résolution des équations séquentielles hydrologiques. Cette différence est analysée à la section AIV.2.2.

Après l'examen des différences de type (1) (ECC_T^{e3m}) et (2) (ECC_T^{e24s}), leur importance relative dans la différence entre $ECC_T^{e3s} = \Delta Q_T^{(3)} - \Delta Q_T^{(24)}$ ainsi décomposée sera explorée à la section AIV.2.3. Enfin, la section AIV.2.4 exposera un autre type de divergences constaté entre simulations aux 3 h et aux 24 h : la saisonnalité des maxima annuels.

AIV.2.1 Comparaison de $\Delta Q_T^{(3)}$ et $\Delta Q_T^{(324)}$ (ECC_T^{e3m})

La figure -A IV-5 montre l'effet sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ de moyenner aux 24 h les séries simulées aux 3 h. Comme on l'a déjà mentionné, il n'y a pas d'effet sur les indices de débit moyen qui sont les mêmes pour les séries 3 h et 324. Les quatre sous-graphes de la figure confirment par contre la tendance de $\Delta Q_T^{(3)}|_{T\in[1,100]}$ à être supérieure à $\Delta Q_T^{(324)}|_{T\in[1,100]}$ sur 66 % des bassins, autrement dit le fait que les changements sur les pics de crue sont plus élevés que ceux sur les volumes de crue journaliers. Ce taux est clairement plus important pour les débits maxima saisonniers (76 %, graphes [a] et [c]) que pour les débits de récurrence 100 ans (graphes [b] et [d]), le CC

[5] Pour plus de précisions, *Voir* la section 6.2, dans lequel le rapport entre les variations $\Delta Q_1^{(3)}$ et $\Delta Q_1^{(324)}$ est étudié théoriquement à partir d'un hydrogramme de crue.

sur ces derniers étant aussi influencé par la forme des distributions de crue déterminée par la position relative des crues classées des séries simulées.

La différence entre $\Delta Q_T^{(3)}|_{T\in[1,100]}$ et $\Delta Q_T^{(324)}|_{T\in[1,100]}$ dépend aussi clairement du MH : elle est plus élevée pour GR4H pour tous les indices, régions et saisons, excepté pour les débits de récurrence du Mexique et de l'Ouest (Pacifique, Rocheuses). La différence entre les deux MH est plus marquée pour l'est de la zone d'étude (Appalaches, Atlantique, Québec) avec des différences de 4 à 6 % entre les médianes régionales calculées pour les deux MH (graphe [c]), mais 12 à 15 % en moyenne en raison de l'importance des horsains dans les simulations de crues de récurrence 100 ans avec GR4H et AFC-AMS (graphe [d]). ECC_T^{e3m} est également plus élevée sur les saisons convectives d'été-automne *SA-LF* que sur les autres saisons (graphes [a] et [b]). Ces régions et saisons sur lesquelles GR4H simule des différences ECC_T^{e3m} plus importantes correspondent aux plus fortes augmentations des intensités de précipitations, qui mènent à des crues plus pointues et un rapport de pointe plus élevé dans le futur. Les simulations sous-journalières de GR4H ont donc tendance à simuler ce changement de forme des crues plus intensément que MOHYSEH. On verra à la section AIV.4 qui étudie le CC entre les périodes de climats contrastés du passé récent que dans les contextes d'intensification des précipitations, GR4H surestime en réalité la différence ECC_T^{e3m} par rapport aux observations. Cette surestimation lui permet cependant une erreur moins importante sur le CC aux 3 h que sur celui aux 324, les deux MH ayant tendance dans tous les cas à sous-estimer le CC lié à l'intensification. C'est aussi vrai pour MOHYSEH, mais la valeur ajoutée résultante sur la modélisation du CC aux 3 h par rapport à 324 est plus modérée.

On remarque aussi sur la figure -A IV-5 que l'on observe très peu de différence entre $\Delta Q_T^{(3)}|_{T\in[1,100]}$ et $\Delta Q_T^{(324)}|_{T\in[1,100]}$ sur les saisons de fonte *SM*, surtout pour les maxima saisonniers ($T = 1$) pour lesquels le processus d'AFC n'entre pas en jeu (graphe [a]). 94 % des bassins simulent une différence ECC_1^{e3m} inférieure à 10 %, GR4H et MOHYSEH compris. Ce constat correspond au fait que les crues de la saison de fonte sont des crues plutôt caractérisées par leur volume, plus longues et moins pointues que les crues liées aux pluies intenses ; les

facteurs de pointe y sont plus faibles dans le passé et le futur, et les CC aux 3 h et aux 324 plus semblables.

Le lien entre la durée « typique » des crues et ECC_T^{e3m} se constate également lorsqu'on trace cette dernière en fonction des temps de pointe des hydrogrammes unitaires calibrés par les MH, à la figure -A IV-6. On constate dans les graphes (a) et (b) que les différences les plus importantes entre $\Delta Q_T^{(3)}$ et $\Delta Q_T^{(324)}$ se retrouvent pour les temps de pointe plus courts des hydrogrammes unitaires des MH. Un seuil peut être lu approximativement autour de t_p = 30 h pour MOHYSEH et t_p = 40 h pour GR4H, au-dessus duquel la majorité des différences sont confinées dans l'intervalle [-10 % 10 %] pour $\overline{AMS}$ et [-25 % 25 %] pour ΔQ_{100} (un intervalle qui reste considérable !). Le seuil est beaucoup plus clair pour MOHYSEH. Les écarts les plus élevés (ECC_{100}^{e3m} > 99^e de l'échantillon) n'apparaissent pour les deux MH que pour des temps de pointe inférieurs à la journée. La valeur médiane de ECC_{100}^{e3m} est par conséquent inférieure à 1 % pour les deux MH pour t_p > 24 h, et égale à respectivement 13 % et 4 % pour GR4H et MOHYSEH pour t_p < 24 h. Les graphes (c) et (d) tentent d'exprimer la même idée en fonction des temps de concentration des bassins (corrélés aux temps de pointe calibrés au sens de Spearman). On ne détecte pas visuellement de lien entre ECC_T^{e3m} et le temps de concentration pour GR4H, mais on la perçoit par contre pour MOHYSEH, bien qu'elle soit beaucoup moins claire que celle existant avec le temps de pointe calibré. Ainsi, ECC_T^{e3m} est beaucoup plus liée à l'hydrogramme unitaire calibré de MOHYSEH que de GR4H. On a aussi tenté de tracer la différence ECC_T^{e3m} en fonction de l'aire des bassins, mais sans relation apparente.

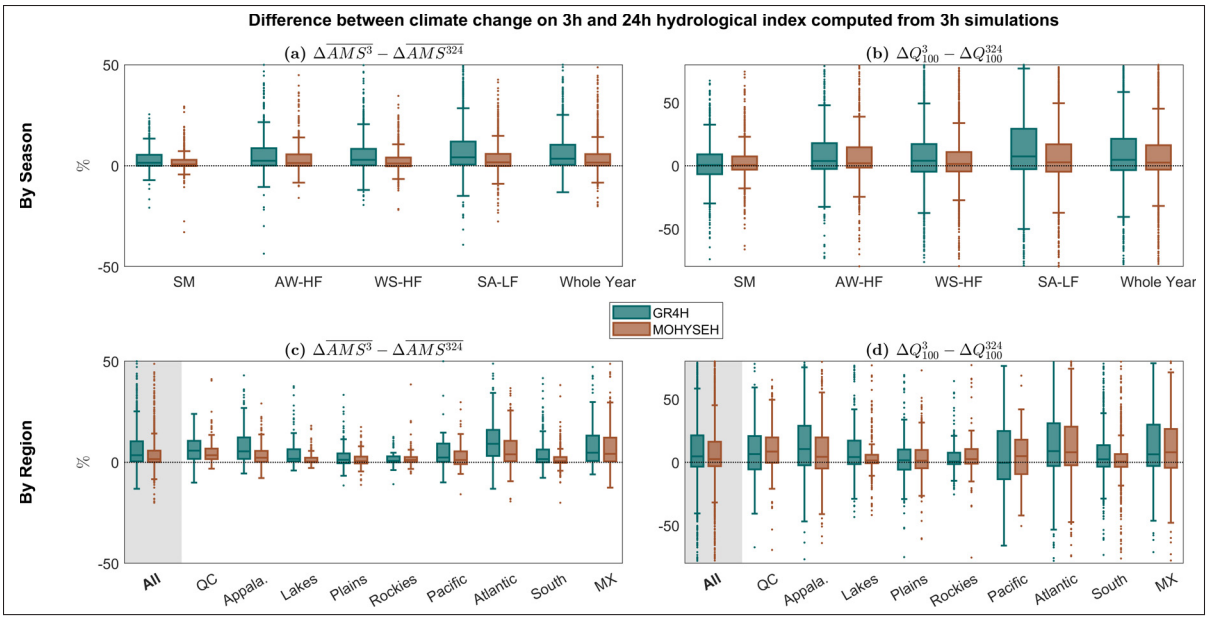


FIGURE -A IV-5 Comparaison du CC sur les indices de débits 3 h et 24 h à partir des simulations 3 h. Les indices de débits saisonniers maxima ([a] et [c]), et de récurrence 100 ans ([b] et [d]) sont calculés pour chaque combinaison bassin/MH/saison/simulation/GC sur les séries 3 h, et sur les séries 324. Les boîtes à moustaches présentent les différences entre les deux calculs, classées par saison (haut) et région (bas). Les données classées par région ne comprennent que les valeurs annuelles calculées à l'échelle annuelle, et non à l'échelle des saisons

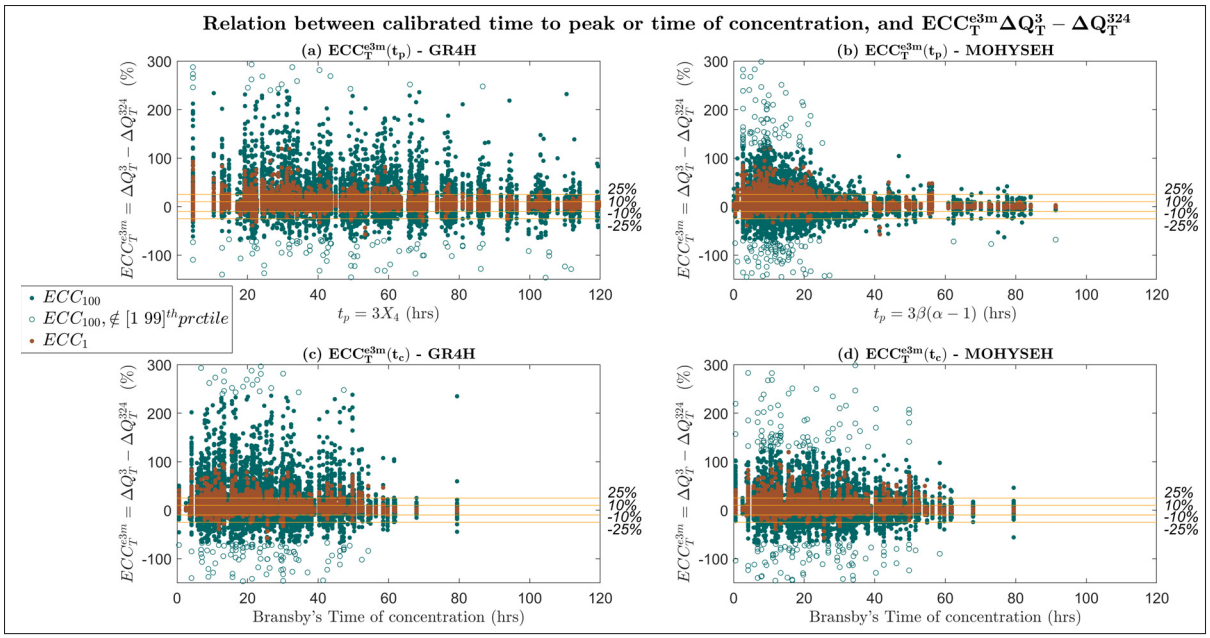


FIGURE -A IV-6 Relation entre $\Delta Q_T^{(3)} - \Delta Q_T^{(324)}$ et les temps caractéristiques des bassins. (a) et (b) : $\Delta Q_T^{(3)} - \Delta Q_T^{(324)}$ en fonction du temps de pointe calibré par les MH, pour les débits maxima saisonniers et de récurrence 100 ans. Les horsains en dehors de la plage [1 99]^{ieme} percentiles sont spécifiés par des cercles vides. (c) et (d) : en fonction du temps de concentration selon la formule de Bransby–Williams. Tous les bassins-saisons et toutes les simulations sont compris, pour $KGE_c > 0,5$

AIV.2.2 Comparaison de $\Delta Q_T^{(324)}$ et $\Delta Q_T^{(24)}$ (ECC_T^{e24s})

La figure -A IV-7 suivante compare maintenant les CC sur les indices hydrologiques journaliers calculés à partir des simulations 324 et 24 h. Il ne s'agit plus ici de rapport entre intensité et volume des crues, mais de différences liées au pas de discrétisation, notamment entre les paramètres calibrés aux 3 h et aux 24 h. De façon générale, la différence $ECC_T^{e24s} = \Delta Q_T^{(324)} - \Delta Q_T^{(24)}, T \in \{1; 100\}$ a aussi tendance à être positive, comme ECC_T^{e3m}, mais sur un moins grand nombre de bassins (58 % pour les débits de récurrence 100 ans et 66 % pour les maxima saisonniers, pour une valeur médiane faible de la différence de 3 %). Cette fois, c'est MOHYSEH qui présente des différences supérieures à celles de GR4H pour toutes les saisons et toutes les régions, excepté le Québec et les Grands Lacs (graphes [a] à [f]). On verra à la section AIV.4 sur l'étude des climats passés contrastés que les deux MH sous-estiment toujours le changement sur les

indices journaliers dans les cas d'intensification des précipitations. MOHYSEH sous-estime ainsi beaucoup moins le CC des indices de crue journaliers calculés à partir des simulations 324 que 24 h, alors qu'il y a moins de différence entre les calculs faits à partir des simulations GR4H 324 et 24 h. Cela ne veut pas nécessairement dire que MOHYSEH soit meilleur que GR4H aux 3 h cependant, la simulation MOHYSEH-24 h pouvant être bien moins performante que GR4H-24 h pour la représentation du CC. Dans ce cas, la plus-value de MOHYSEH-3 h par rapport à MOHYSEH-24 h n'est pas suffisante pour atteindre la performance de GR4H-3 h.

Par ailleurs, les caractéristiques régionales et saisonnières de ECC_T^{e24s} ne sont pas les mêmes pour MOHYSEH et GR4H : alors que l'on retrouve un écart ECC_T^{e24s} positif en médiane pour tous les indices, régions et saisons avec MOHYSEH (sauf Québec et Grands Lacs), cet écart est moins fréquent avec GR4H ; il concerne les régions du Québec, des Appalaches, du Pacifique et du Mexique, mais ne touche pas les Grands Lacs, les Plaines, les Rocheuses, l'Atlantique ni le Sud, pour lesquels les indices journaliers de CC simulés avec les deux pas de temps sont similaires en valeurs médianes sur la région. Pour les deux MH, les écarts médians les plus importants entre les deux pas de temps se retrouvent sur les CC sur les débits de récurrence 100 ans (graphe [f]), particulièrement sur la côte Atlantique pour MOHYSEH ($ECC_{100}^{e24s} = 10,4\,\%$ en médiane) et Pacifique pour GR4H ($ECC_{100}^{e24s} = 7,5\,\%$ en médiane).

De nouveau, on observe, au sein d'une même région ou saison, une grande variabilité de la différence entre les indices calculés à partir des deux pas de temps, en particulier pour les indices de CC sur les débits de récurrence. Enfin, les graphes (a) et (d) précisent la tendance des indices 324 à être plus élevés que les indices 24 sur les débits moyens également, comme identifié à la section AIV.1.2. La tendance est de nouveau présente pour toutes les saisons, régions et MH, dans des proportions semblables pour GR4H et MOHYSEH. Elle est plus importante pour MOHYSEH pour les Plaines, les Rocheuses et le Sud, et pour les deux MH pour le Mexique. Pour GR4H, elle est principalement marquée pour les saisons *SA-LF* et *AW-HF*, alors qu'elle s'observe toute l'année pour MOHYSEH.

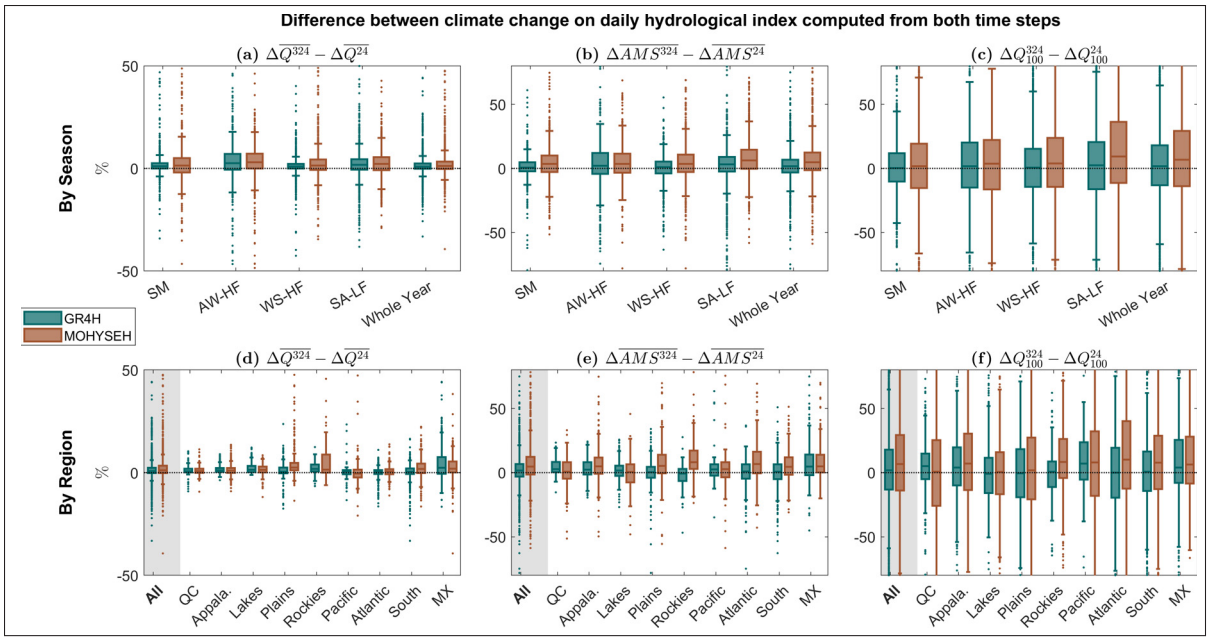


FIGURE -A IV-7 Comparaison du CC sur les indices de crues modélisés aux 324 et aux 24 h. Identique à la figure -A IV-5, mais entre les indices aux 24 h issus des simulations 324, et les indices 24 h issus des simulations 24 h (expérience $e24s$). Les différences entre les indices de débit moyen calculés par les 2 méthodes sont également montrées sur les graphes (a) et (d) (elles étaient nulles dans la figure précédente)

AIV.2.3 Bilan : comparaison de $\Delta Q_T^{(3)}$ et $\Delta Q_T^{(24)}$ (ECC_T^{e3s})

Les deux sections précédentes nous ont montré que la différence $ECC_T^{e3s} = \Delta Q_T^{(3)} - \Delta Q_T^{(24)}$ était issue : 1) de différences entre $\Delta Q_T^{(3)}$ et $\Delta Q_T^{(324)}$ (ECC_T^{e3m}), c'est-à-dire entre le CC sur les pointes sous-journalières et sur les volumes journaliers, et 2) de différences entre $\Delta Q_T^{(324)}$ et $\Delta Q_T^{(24)}$ (ECC_T^{e24s}). Les différences de type ECC_T^{e3m} sont plus liées au type de changements climatiques et son impact sur la forme des hydrogrammes de crue typiques des bassins (modification du temps de pointe par l'intensification des précipitations, modification du débit de base par l'assèchement ou la recharge des nappes phréatiques). Les différences de type ECC_T^{e24s} sont liées au pas de temps de simulation menant à des jeux de paramètres des MH différents et des erreurs de discrétisation différentes. La différence ECC_T^{e3s} dépend du MH : MOHYSEH produit en médiane des différences plus importantes à la calibration (ECC_T^{e24s}), alors que

GR4H produit des différences plus importantes lors du moyennage (ECC_T^{e3m}). La figure -A IV-8 compare maintenant l'importance relative des deux types de différences composant ECC_T^{e3s}. Les graphes sont présentés uniquement pour les CC sur les crues, puisque la différence entre les CC sur le débit moyen est uniquement liée aux différences de calibration par définition ($\Delta\overline{Q^{(3)}} - \Delta\overline{Q^{(24)}} = \Delta\overline{Q^{(324)}} - \Delta\overline{Q^{(24)}}$). Les graphes par saison ne sont pas montrés non plus, car pour une fois, ces dernières ont peu d'influence sur l'importance relative des deux types de différences.

Sans surprise au vu des constats précédents, la différence de type ECC_T^{e3m}, liée aux changements hydrologiques simulés, est en général plus importante pour GR4H que la différence de type ECC_T^{e24s}, liée aux différences de calibration, tant pour les CC sur les débits annuels maxima que sur les débits de récurrence. Pour MOHYSEH au contraire, ce sont les différences entre paramètres de calibration qui apportent la plus grande différence. Pour GR4H, ECC_T^{e3m} est en médiane 1,9 fois plus importante que ECC_T^{e24s}, alors qu'elle vaut en médiane 0,4 fois cette dernière pour MOHYSEH. Aussi, la variabilité intrarégionale est généralement du même ordre de grandeur pour les deux types de différences pour GR4H alors que pour MOHYSEH, ECC_T^{e24s} est toujours plus élevée que ECC_T^{e3m}, symptôme de nouveau de l'impact plus important des différences de calibration aux 2 pas de temps sur MOHYSEH. Aussi, il est rare pour MOHYSEH que les valeurs de $\Delta\overline{AMS^{(3)}} - \Delta\overline{AMS^{(24)}}$ négatives proviennent de la différence de type ECC_T^{e3m}, contrairement à GR4H (graphes [a] et [c]) : on trouve là une nouvelle illustration du fait que les variations du débit de base sont moins importantes pour MOHYSEH que pour GR4H.

Il existe des exceptions régionales : la différence sur les débits de récurrence du Pacifique est principalement liée au pas de temps avec GR4H (en médiane toujours, graphe [b]). En effet, bien que le CC sur les indices climatiques calculés soit modéré sur cette région ($\Delta\overline{P}, \Delta\overline{T}, \Delta RX_3, \Delta R99, \Delta WD, \cdots$, non montrés), on observe une augmentation des crues de récurrence 3 h importante, qui se retrouve aux 324 (ECC_{100}^{e3m} faible), mais pas sur les simulations 24 h (ECC_{100}^{e24s} élevé). C'est en effet sur les bassins du Pacifique que l'on trouve les distributions de crues sous-journalières dont l'asymétrie et le kurtosis augmentent le plus lorsqu'on utilise GR4H. Les crues rares en cause dans cette région ne sont pas le fait de précipitations intenses et

courtes, mais sont des crues de volume sur des débits de base déjà élevés. Cela explique qu'il y ait peu de différence entre les valeurs de CC aux 3 h et aux 324.

Avec GR4H, on trouve également deux régions dans lesquelles les différences entre 3 h et 324 et entre 324 et 24 h sont de sens opposé et se compensent dans la différence entre 3 h et 24 h : les Grands Lacs et les Plaines. Pour les deux régions, GR4H ne montre pas de différence, en médiane, entre le CC sur les débits de récurrence 100 ans modélisés aux 3 h et aux 24 h, mais cette similarité cache une compensation d'un CC en médiane plus fort aux 3 h qu'au 324, par un CC en médiane plus fort aux 24 h qu'au 324. C'est le cas pour 64 % des bassins de ces régions. Les compensations des deux types de différences sont cela dit courantes, elles représentent 50 % de l'ensemble des simulations, mais leur présence sur tous les bassins d'une région ne s'observe que dans les Grands Lacs et les Plaines.

Avec MOHYSEH, on trouve également des régions qui font exception à la règle générale énoncée plus haut (règle générale : $|ECC_T^{e24s}| > |ECC_T^{e3m}|$). En effet, au Québec, ECC_T^{e3m} est la plus importante, ECC_T^{e24s} étant nulle en médiane dans la région (valable pour les crues annuelles maxima $\overline{AMS}$ et les crues de récurrence Q_{100}). Au Mexique et dans les Grands Lacs, les deux types de différences ont des valeurs médianes similaires (quasi nulles pour les Grands Lacs).

Ces comparaisons de la différence de CC entre les indices de crue 3 h et 24 h fournissent des informations importantes sur les différences de comportement des deux MH et sur la présence de deux sources complémentaires de divergence de nature dissemblable.

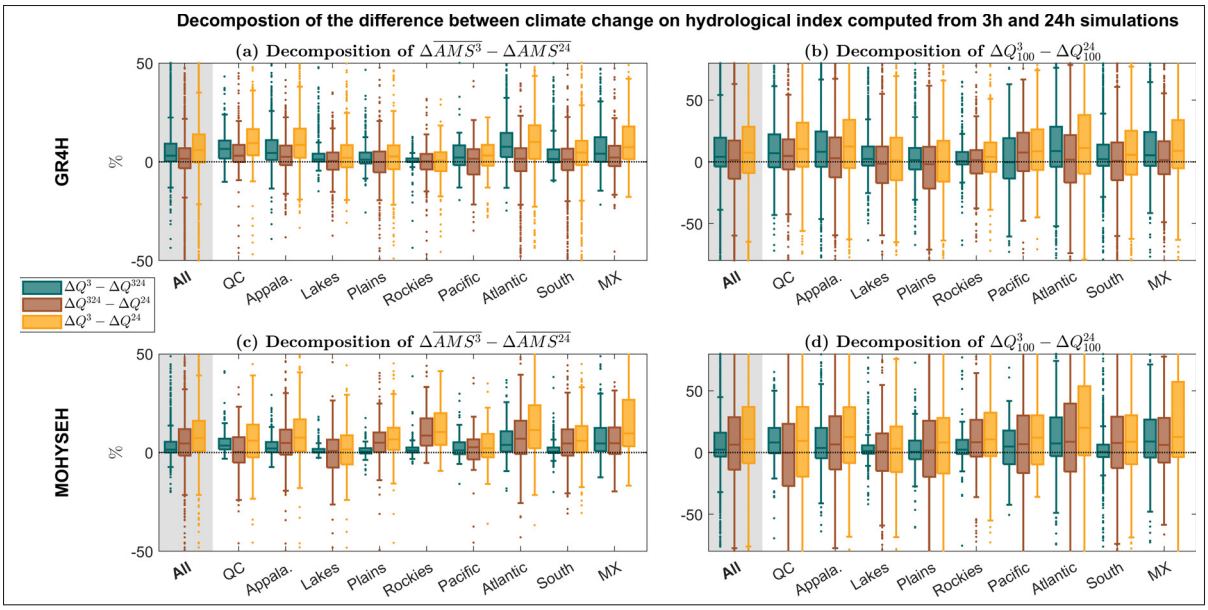


FIGURE -A IV-8 Décomposition de ECC_T^{e3s}, la différence entre les CC sur les indices hydrologiques simulés aux 3 h et aux 24 h. La différence entre les indices simulés aux 3 h et aux 24 h, ECC_T^{e3s}, est décomposée en ses deux parties ECC_T^{e3m} et ECC_T^{e24s}. (a) et (c) décrivent les différences sur les débits annuels maxima pour les deux MH par région ($T = 1$), et (b) et (d) pour les débits de récurrence annuels 100 ans ($T = 100$). Les indices de débit moyen ([a] et [d] de la figure -A IV-7) ne sont pas montrés puisque ECC_0^{e3s}=ECC_0^{e24s}

AIV.2.4 Saison d'occurrence des maxima annuels

Une autre différence constatée entre les crues obtenues à partir des simulations 3 h et 24 h concerne la saison d'occurrence des maxima annuels : la saison principale d'occurrence des maxima annuels est différente à partir des séries aux deux pas de temps pour 22% des simulations. La figure -A IV-9 montre les mois d'occurrence des maxima durant les périodes de référence et future, pour les simulations 3 h et 24 h, pour chacun des MH. Plusieurs constats ressortent de la figure :

- La principale différence entre les simulations 3 h et 24 h en termes de saison d'occurrence des maxima annuels est que les maxima 24 h correspondent plus souvent à des fontes (*SM*), crues printanières (*WS-HF*) et tempêtes d'automne-hiver (*AW-HF*), alors que les maxima 3 h sont plus représentés à l'été-automne comprenant orages convectifs et cyclones tropicaux

(*SA-LF*). Ces différences restent faibles : durant la période de référence, 29 % des maxima annuels sont simulés en été-automne aux 24 h, et 32 % aux 3 h. La différence est légèrement plus marquée avec MOHYSEH qu'avec GR4H, MOHYSEH simulant 37 % des maxima annuels 3 h en été-automne. La saison durant laquelle la probabilité des maxima 3 h est plus importante que celle des maxima 24 h est cependant plus courte avec MOHYSEH (juin à septembre) que GR4H (juin à novembre). La saisonnalité de MOHYSEH est aussi moins prononcée que celle de GR4H, tant pour les simulations 3 h que 24 h.

- La répartition saisonnière des maxima change modérément dans le futur, de façon assez similaire pour les simulations 3 h et 24 h : la probabilité que le maximum annuel tombe en février augmente alors qu'elle diminue pour mars-avril, en raison du devancement des fontes. Elle augmente aussi en automne, d'août à décembre avec l'augmentation des tempêtes et cyclones, et diminue en été, de mai à juillet, durant les étiages plus marqués dans le futur.

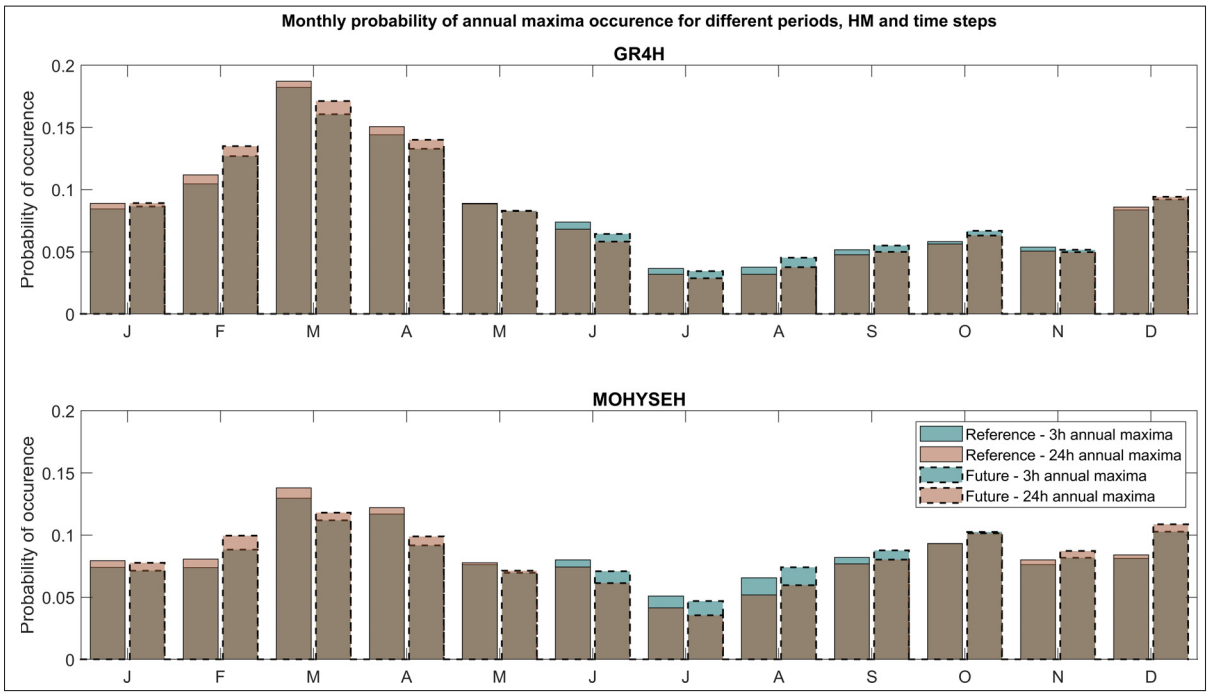


FIGURE -A IV-9 Probabilité mensuelle d'occurrence des maxima annuels des séries $AMS^{(3)}$ et $AMS^{(24)}$, en fonction du MH, de la période (référence et futur), du pas de temps de simulation. Sont compris tous les bassins, toutes les simulations climatiques et grilles climatiques

Ces réponses homogènes des simulations 3 h et 24 h pour les deux MH à l'échelle globale n'excluent pas une saisonnalité différente des deux pas de temps à l'échelle régionale, comme le montre par exemple la figure -A IV-10 pour GR4H en période de référence. Cette dernière est construite en mettant en regard les mois d'occurrence des maxima 3 h et 24 h, pour chaque année de chaque simulation sur chaque bassin (ligne 3). 17 % des années présentent des maxima 3 h et 24 h à des mois différents, toutes régions confondues, ce qui correspond à 10 % de maxima 3 h et 24 h apparaissant à des saisons différentes. Pour toutes les régions du grand Nord-Est (Québec, Plaines, Grands Lacs, Appalaches, Atlantique), il s'agit principalement de maxima 3 h détectés tout au long de l'année alors que les simulations 24 h donnent lieu à des maxima de fonte, de pluies printanières, ou mixtes, Les maxima 24 h se trouvent alors de mars à mai pour le Québec et les Plaines, en mars-avril pour les Grands Lacs, et de février à avril pour les autres. La préférence des simulations 24 h pour des maxima annuels de fonte se retrouve aussi dans les Rocheuses, avec des maxima 24 h plus souvent en juin. Sur la côte Pacifique, les tempêtes de décembre-février sont plus souvent détectées comme maxima annuels aux 24 h alors que le 3 h donne lieu à des maxima répartis de septembre à mai. Les divergences entre 3 h et 24 h sont cependant moins fréquentes dans ces régions de l'Ouest qu'à l'Est (13 % d'années divergentes). Le Mexique aussi présente moins de divergences (12 %), et ces dernières correspondent généralement à des maxima 3 h durant la première saison des pluies alors que les maxima 24 h sont dans la 2^{e} saison des pluies. Enfin, le Sud est la région présentant le plus grand nombre de divergences (19 %, à égalité avec la côte Atlantique) mais ces dernières sont réparties sur toute l'année sans mois privilégié. Les régions présentant les fontes les plus importantes (Rocheuses et Québec) sont aussi celles dont les maxima 24 h divergents sont le plus associés à un processus privilégié (la fonte). Par exemple, 77 % des maxima 24 h divergents du Québec ont lieu entre mars et mai. C'est en octobre que l'on trouve le plus de maxima 3 h qui ne sont pas détectés aux 24 h : seuls 46 % des maxima 3 h d'octobre correspondent à des maxima 24 h également en octobre.

Ces différences de saisonnalité entre séries *AMS* aux 3 h et aux 24 h proviennent à la fois de différences entre les séries 3 h et 324 (ligne [1] de la figure -A IV-10), et entre les séries 324

et 24 h (ligne [2]). En effet, les mois des maxima 3 h et de la série moyennée 324 ne sont identiques que pour 68 % des années pour lesquelles 3 h et 24 h divergent ; la différence entre 3 h et 24 h provient alors de la calibration et des erreurs de discrétisation. Dans 27 % des cas, la divergence de saisonnalité entre 3 h et 24 h provient de divergences entre les maxima 3 h et 324, les mois des maxima 324 et 24 h étant identiques. Enfin, dans les 5 % d'années restantes, les mois des maxima sont différents pour les trois séries 3 h, 324 et 24 h. De nouveau, ces chiffres sont modulés à l'échelle régionale : les régions donnant lieu aux saisonnalités les plus divergentes entre maxima 3 h et 324 sont le Québec (42 % des divergences 3 h-24 h proviennent de divergences 3 h-324) ; les Appalaches (33 %) et le Mexique (31 %). La divergence 3 h-324 est par contre plus rare dans les Grands Lacs (19 %) et des Rocheuses (22 %). On remarque avec intérêt que les mois privilégiés pour des divergences entre 3 h et 324 sont les mêmes que ceux entre 324 et 24 h. Les cas les plus fréquents sont 1) des années présentant des maxima 3 h en été-automne et des maxima 324 au moment des fontes et crues printanières pour le Québec, les Appalaches, les Rocheuses, l'Atlantique ; et 2) des années présentant des maxima 3 h en première saison des pluies versus des maxima 324 en 2^{e} saison des pluies au Mexique. Les divergences particulièrement marquées du Québec entre saisonnalité des maxima 3 h et 324 sont cohérentes avec les conclusions de Gaál *et al.* (2015), qui montrent sur des séries observées que la corrélation entre pics et volumes de crues est plus faible sur les régions alpines soumises à une diversité d'événements.

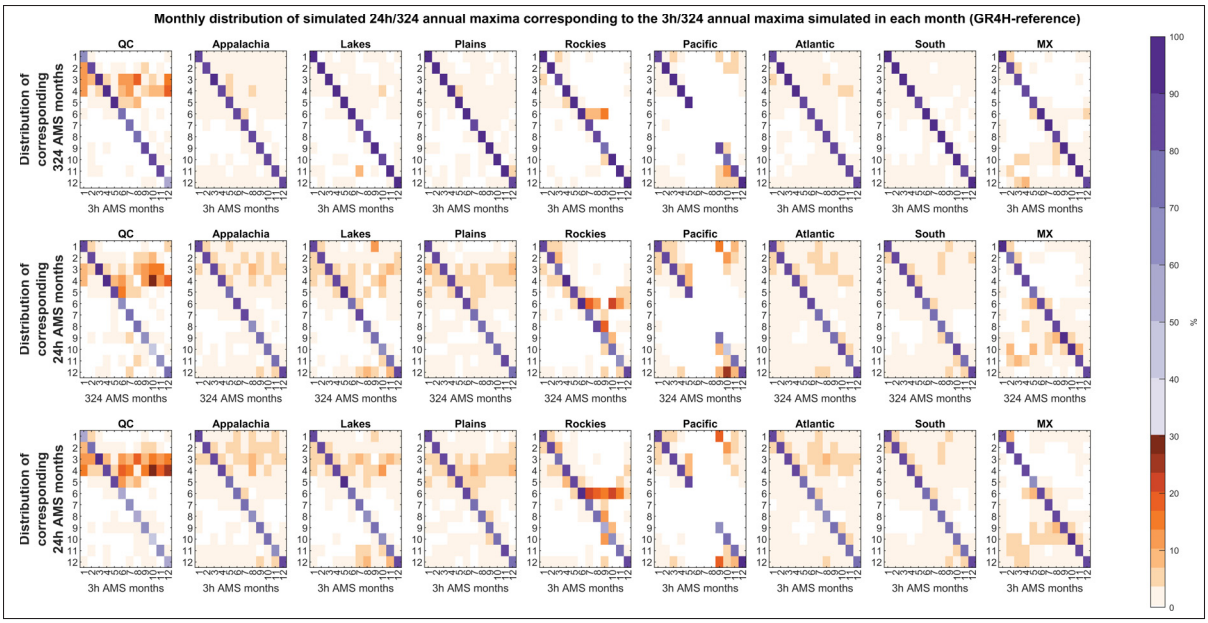


FIGURE -A IV-10 Distribution mensuelle des maxima annuels simulés aux 324/24 h en fonction des mois des maxima simulés aux 3 h/324 (GR4H-référence). Chaque graphique représente les taux calculés pour la période de référence dans une région. Les mois d'occurrence des maxima simulés aux 24 h sont recherchés pour toutes les années pour lesquelles un maximum simulé aux 3 h (ligne [1]) ou 324 (ligne [2]) se produit lors d'un mois-colonne *m*. La distribution des mois des maxima 324 (ligne [1]) ou 24 h (ligne [2]) est indiquée dans les 12 lignes de la colonne *m*. La somme de chaque colonne est donc 100 %. La ligne (3) présente les différences entre les séries 3 h et 24 h directement. Sont compris toutes les simulations climatiques, GC, bassins, pour tous les mois donnant lieu à 10 maxima annuels aux 3 h au moins dans une région donnée

Les figures suivantes, de -A IV-11 à -A IV-13 présentent les mêmes données, mais pour le futur, puis pour MOHYSEH, en référence et futur également. Les divergences de saisonnalité pour GR4H changent peu en période future. Le nombre d'années semblables aux 3 h, 324 et 24 h augmente légèrement pour le Québec et les Rocheuses, passant de 76 % à 80 % pour le premier, et de 83 à 86 % pour le deuxième. Il diminue pour le Sud et le Pacifique. Quant à MOHYSEH, il simule un plus grand nombre d'années divergentes entre 3 h et 24 h en raison de plus nombreuses divergences entre 324 et 24 h, et malgré un accord légèrement plus fréquent entre 3 h et 324. Les mois des maxima 3 h et 24 h sont différents pour 28 % des années en référence (contre 17 % pour GR4H), correspondant à 18 % de maxima faisant partie de saisons différentes aux

3 h et aux 24 h. Ces divergences sont dues à 79 % à des divergences entre 324 et 24 h, et 14 % des divergences entre 3 h et 324 (versus 68 % et 27 % pour GR4H). Le taux d'années pour lesquelles les mois des maxima 3 h, 324 et 24 h sont tous différents est à peine plus élevé que celui de GR4H (7 %). On retrouve donc ici le fait que les différences entre projections 3 h et 24 h avec MOHYSEH sont plus liées aux différences 324/24 h, et celles de GR4H, plus souvent aux différences 3 h/324, comme exposé à la section AIV.2.3. Aussi, MOHYSEH simule beaucoup plus de maxima 24 h répartis sur l'année que GR4H. Par exemple, alors que 69 % des maxima 24 h de mois divergents des mois 324 se retrouvaient entre mars et mai au Québec avec GR4H, ce n'est le cas que pour 48 % avec MOHYSEH. Cet étalement des maxima 24 h divergents sur toute l'année est visible dans toutes les régions, excepté les Rocheuses et le Pacifique. Il n'empêche pas la présence des mêmes motifs que ceux observés avec GR4H : des maxima d'été-automne aux 3 h correspondant à des maxima de fonte-printemps aux 24 h pour tout le Grand Nord-Est ; la prédominance aux 24 h des tempêtes d'hiver sur la côte Pacifique, de la fonte de juin dans les Rocheuses, et de la 2^{e} saison des pluies au Mexique ; l'absence de mois privilégié pour les divergences 24 h dans le Sud. Tous ces motifs sont aussi plus marqués avec MOHYSEH qu'avec GR4H dans toutes les régions, mais surtout le Québec, la côte Atlantique et le Mexique. On remarque aussi que pour le Québec et les Plaines, les maxima de fonte 24 h sont souvent plus tardifs que les maxima de fonte 324. Ce phénomène sera expliqué sur l'étude de cas de la section 7.3. Enfin, les divergences de saisonnalité ont tendance à diminuer légèrement comme pour GR4H. Elles augmentent par contre largement dans les Rocheuses, le taux d'années présentant des mois de maxima 3 h et 24 h différents passant de 18 % à 25 %. Elles correspondent à des maxima 3 h allant de juin à octobre, associés à des maxima 24 h de fonte en avril-mai.

Finalement, l'histogramme global de distribution mensuelle des maxima présenté à la figure -A IV-9 devrait être repris de façon isolée pour chacune des grandes régions de saisonnalité spécifique décrite ici (Grand Est, Pacifique, Rocheuses, Sud, Mexique). Les histogrammes les plus différents aux 24 h et aux 3 h se trouveront dans les Rocheuses et le Pacifique, avec leur saison très privilégiée aux 24 h de fonte et tempêtes d'automne-hiver respectivement, et des histogrammes 3 h beaucoup plus lissés. Cette différence diminue dans le futur dans les

Rocheuses mais pas sur la côte Pacifique, surtout avec MOHYSEH. Le Mexique présente aussi des histogrammes beaucoup plus lissés aux 3 h qu'aux 24 h, la différence augmentant dans le futur, surtout avec GR4H. La période pendant laquelle les maxima 3 h sont plus probables que les maxima 24 h va de mars à août. Même si le Sud était la région présentant le plus grand nombre d'événements annuels différents aux 3 h et aux 24 h, ces différences ne se ressentent pas sur l'histogramme annuel de probabilité de maxima. En effet, sa saisonnalité est peu marquée : même si les mois d'occurrence sont différents entre les simulations 3 h et 24 h année à année, les probabilités totales d'occurrence des maxima par mois sont sensiblement égales pour les deux pas de temps. Enfin, les histogrammes pour le Grand Est sont très semblables à l'histogramme global de la figure -A IV-9, comprenant des différences modérées entre les versions 3 h et 24 h, et peu de variation entre référence et futur excepté le devancement de la fonte pour les deux pas de temps. La période pendant laquelle les maxima 3 h sont plus probables que les maxima 24 h va de juin à septembre avec GR4H, et de juin à novembre avec MOHYSEH.

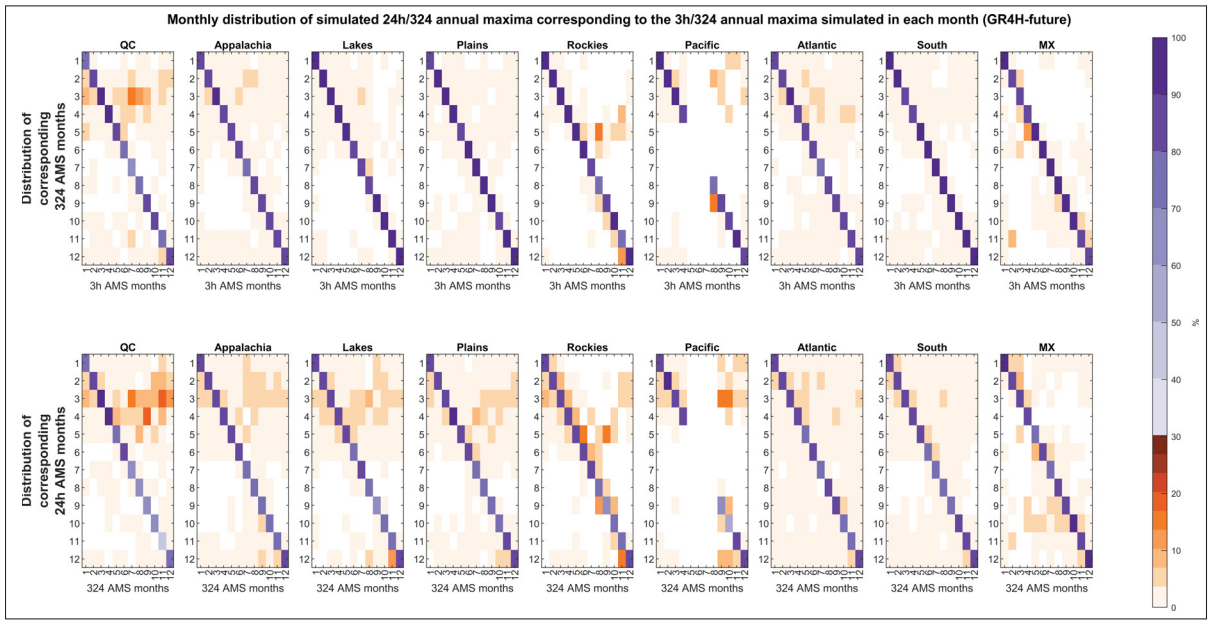


FIGURE -A IV-11 Distribution mensuelle des maxima annuels simulés aux 324/24 h en fonction des mois des maxima simulés aux 3 h/324 (GR4H-futur). Identique à -A IV-10, pour GR4H en futur

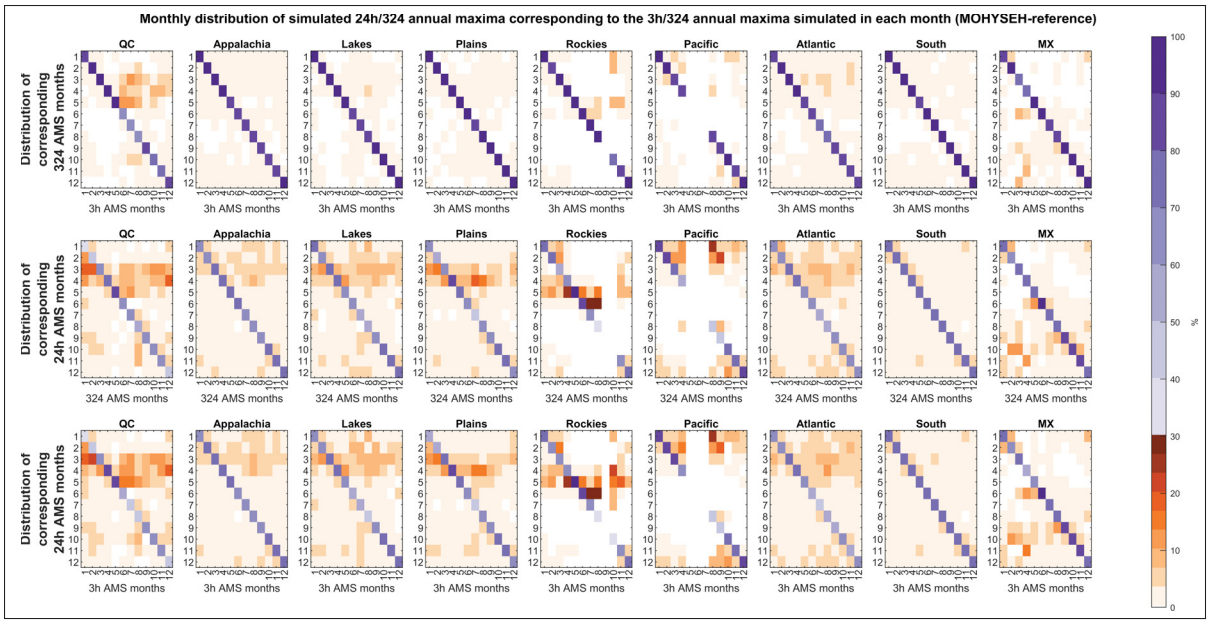


FIGURE -A IV-12 Distribution mensuelle des maxima annuels simulés aux 324/24 h en fonction des mois des maxima simulés aux 3 h/324 (MOHYSEH-référence). Identique à -A IV-10, pour MOHYSEH en référence

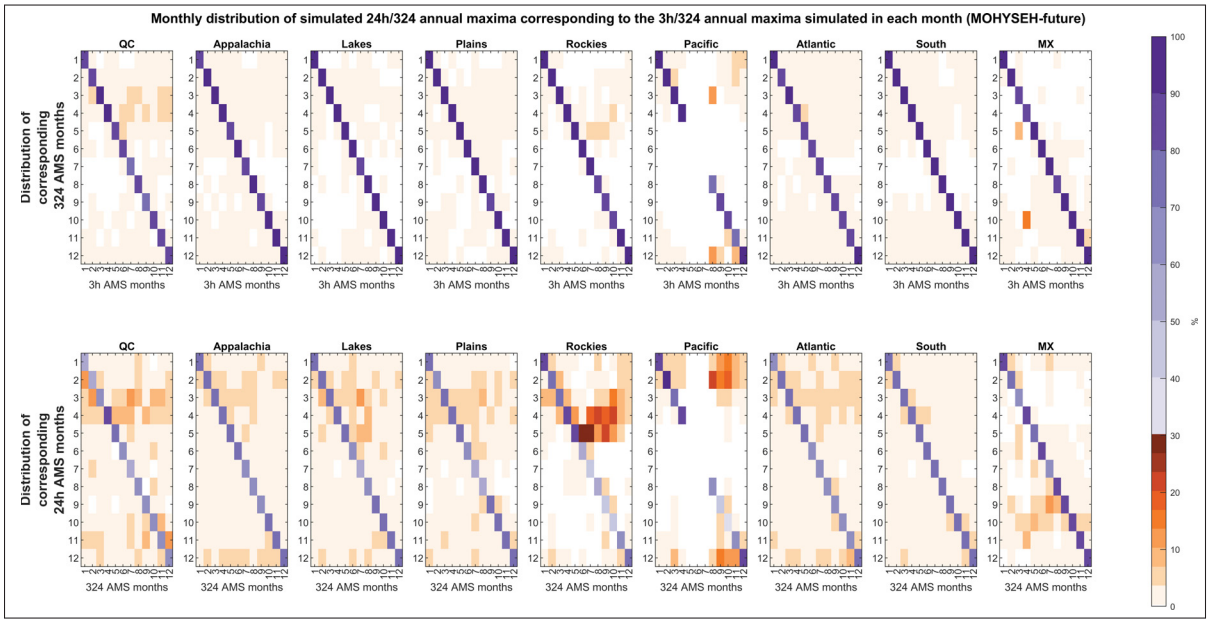


FIGURE -A IV-13 Distribution mensuelle des maxima annuels simulés aux 324/24 h en fonction des mois des maxima simulés aux 3 h/324 (MOHYSEH-futur). Identique à -A IV-10, pour MOHYSEH en futur

AIV.3 Analyse de la variance sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ issue de la configuration des simulations

Dans cette section, on prend le parti de considérer le choix du pas de temps de simulation, 3 h ou 24 h, comme une source d'incertitude sur la projection des impacts du changement climatique sur les crues, au même titre que le choix du MH ou de la méthode d'AFC par exemple. On ne s'intéresse donc pas aux causes des différences entre simulations aux 3 h et aux 24 h, comme l'erreur numérique engendrée par la discrétisation des équations hydrologiques, qui est plutôt étudiée au chapitre 7. On se concentre plutôt de façon pragmatique sur les conséquences de ces différences : les différences entre changements hydrologiques projetés à partir des simulations 3 h et 24 h sont-elles élevées, comparativement aux autres sources d'incertitude habituelles de la chaîne de modélisation ? Après avoir explicité la méthodologie utilisée à la section AIV.3.1, on présente les résultats de l'analyse de la variance de l'impact des changements climatiques sur les crues issue des choix de configuration des simulations (section AIV.3.2). L'analyse est ensuite détaillée par région et saison (section AIV.3.3), puis par type de changement climatique prédominant sur les bassins (section AIV.3.4).

AIV.3.1 Méthodologie de l'analyse d'incertitude

La section AIV.3.1.1 présente la méthodologie de l'analyse d'incertitude sur les projections dont les résultats seront proposés en section AIV.3.2. Elle est complétée par la section AIV.3.1.2 qui indique comment la méthodologie d'analyse d'incertitude a été adaptée à la section AIV.4.3 pour des climats contrastés du passé récent. Enfin, la section AIV.3.1.3 décrit la méthodologie qui aboutit à la définition de types de changements climatiques prédominants projetés sur chaque bassin versant. Ces derniers seront utilisés à la section AIV.3.4, qui reprend l'analyse d'incertitude sur les projections hydrologiques en regroupant les bassins par type de changement climatique prédominants .

AIV.3.1.1 Analyse d'incertitude sur les simulations futures

Une analyse de l'incertitude émanant des choix de configuration des simulations a été menée à l'échelle de chaque bassin versant. C'est l'importance de l'incertitude issue de la résolution temporelle dans certains contextes qui a engendré l'étude des causes de cette incertitude, qui constitue l'essentiel de ce document. L'analyse d'incertitude est faite séparément pour chaque indice saisonnier visé, c'est-à-dire en fonction de la saison à laquelle on s'intéresse, et de si on s'intéresse aux indices journaliers ou sous journaliers, et aux débits moyens, aux maxima saisonniers ou aux débits de récurrence. Sont pris en compte les choix suivants : 2 MH × 2 GC × 3-7 simulations × 2 méthodes AFC × 2 pas de temps ×, soit entre 48 et 112 simulations par bassin pour étudier l'incertitude sur $\Delta Q_{100}^{(dt)}$, les projections de changements climatiques sur les débits de récurrence 100 ans d'une expérience e. Pour les débits moyens $\Delta\overline{Q}$, et les maxima saisonniers $\Delta\overline{AMS^{(dt)}}$, la méthode AFC n'entre pas en ligne de compte bien sûr : entre 24 et 56 simulations sont disponibles par bassin. Par ailleurs, l'analyse d'incertitude comprend donc 5 variables indépendantes et 26 types d'interactions d'ordre 2 à 5 pour les débits de récurrence, et 4 variables indépendantes et 11 types d'interactions d'ordre 2 à 4 pour les maxima saisonniers et les débits moyens.

Toutes les sources d'incertitude proviennent de deux choix, excepté les simulations climatiques, entre trois et sept choix. L'analyse de variance peut donc mener à une incertitude surestimée pour les simulations climatiques par rapport aux autres choix de configuration. De plus, les résultats entre régions ne seront pas comparables, puisque le nombre de simulations n'est pas le même en fonction des domaines de simulation qui incluent le bassin. Pour éviter cela, l'analyse est faite par bootstrap : elle est menée sur des échantillons ne comprenant que deux simulations climatiques prises aléatoirement dans le jeu de simulations disponibles pour le bassin. Des essais sur le nombre d'échantillons de bootstrap à construire ont montré que 500 échantillons permettaient une bonne stabilité des résultats. La variance associée à chaque variable et chaque interaction est alors la moyenne des variances calculées pour les 500 échantillons.

Finalement, l'incertitude analysée pour chaque indice saisonnier visé sera la série d'incertitudes associées à chaque variable et à chaque interaction, calculées pour les 218 bassins. Les résultats sont présentés à l'annexe AIV.3, et analysés par expérience ($e3s$, $e24s$), par type d'extrême ($\Delta Q_T^{(dt)}|_{T\in\{0,1,100\}}$), par région et par saison. L'objectif en est principalement de déterminer dans quelles conditions le pas de temps peut être une source d'incertitude primordiale par rapport aux autres sources d'incertitude de la chaîne de modélisation.

AIV.3.1.2 Utilisation de l'analyse d'incertitude sur le passé récent contrasté

L'analyse d'incertitude a aussi été appliquée selon la même méthode à des données du passé récent contrasté. On s'est cette fois intéressé à la fois à la variance sur les projections de changement hydrologique entre périodes $\Delta Q_T^{(dt)}$, et à celle sur l'erreur de simulation $E\Delta Q_T^{(dt)}$. Les sources de variance analysées sont toujours au nombre de cinq : MH, GC, pas de temps, AFC, et Climat. Cependant, l'incertitude issue du Climat n'est pas calculée à partir des 7 simulations climatiques, mais des 5 contrastes climatiques proposés. Ces deux propositions ne sont bien sûr pas équivalentes, mais dans les deux cas, elles représentent bien la même idée d'une variance sur les changements hydrologiques associée aux différents changements climatiques possibles.

Par ailleurs, toujours sur ce climat contrasté, l'analyse de variance sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ et $E\Delta Q_T^{(dt)}$ a également été faite indépendamment pour chaque contraste climatique, afin de vérifier si l'importance du pas de temps dans les changements hydrologiques modélisés et leurs erreurs présentait des caractéristiques spécifiques à certains types de changements climatiques. Dans ce cas, l'analyse présente quatre variables (MH, GC, pas de temps, AFC). Les résultats ont été regroupés par région et sont présentés à l'annexe AIV.4.3.

AIV.3.1.3 Définition de changements climatiques prédominants sur chaque bassin

Un type de changement climatique prédominant C a été défini sur chaque bassin par analogie aux climats contrastés utilisés en passé récent. On s'attend en effet à ce que les divergences entre les projections 3 h et 24 h dépendent du type de changements climatiques prévus sur le bassin.

Cette classification permettra donc d'étudier les divergences entre simulations 3 h et 24 h en fonction du type de changement climatique prédominant C, comme on le fera en passé récent entre les climats contrastés définis par des indices climatiques spécifiques. L'étude menée à partir des changements climatiques prédominants est présentée à la section AIV.3.4.

On a donc déterminé pour chaque bassin-saison quel était le type de changement climatique prédominant à partir d'un ensemble d'indices climatiques jugés importants pour la divergence entre simulations 3 h et 24 h. Cet ensemble a d'abord été choisi comme l'ensemble des indices utilisés pour définir les climats contrastés du passé par souci d'homogénéité (température $\Delta\overline{T}$, volume de précipitation $\Delta\overline{P}$ intensité de précipitation ΔRX_3, part des extrêmes $\Delta R99$). Cependant, a posteriori, on s'est rendu compte que certains indices non utilisés pour définir les climats contrastés du passé récent avaient un impact important sur la divergence entre projections 3 h et 24 h. L'étude sur les climats du passé n'a pas été refaite pour ces nouveaux indices, mais ils ont été utilisés pour celle des climats futurs. Il s'agit de $\Delta RX_3 - \Delta RX_{24}$, qui est plus lié à la divergence que $R99$, et de $\Delta Seas$. Par ailleurs, les types de changements climatiques possibles ont été différenciés selon le sens de changement des indices : Augmentation ou diminution du volume de précipitations, augmentation ou diminution de l'intensité, augmentation ou diminution de la part d'extrêmes. Seul le changement sur la température a été considéré uniquement dans le sens de l'augmentation puisqu'aucune diminution n'est constatée au sein des simulations. Finalement, le type de changement climatique prédominant C pour chaque bassin-saison peut être l'un des neuf suivants : $\Delta\overline{T} > 0$; $\Delta\overline{P} > 0$; $\Delta\overline{P} < 0$; $\Delta RX_3 > 0$; $\Delta RX_3 < 0$; $\Delta RX_3 - \Delta RX_24 > 0$; $\Delta RX_3 - \Delta RX_24 < 0$; $\Delta Seas > 0$; $\Delta Seas < 0$.

On a procédé de la façon suivante pour déterminer C : pour chaque indice de changement climatique et chacun des 671 bassins-saisons, on calcule la moyenne de l'indice sur toutes les simulations disponibles pour ce bassin-saison (2 GC × 3 à 7 simulations). On obtient ainsi une série de 671 valeurs pour chaque indice climatique, qui sont classées par ordre croissant. On associe donc à chaque bassin-saison un percentile pour chaque indice, correspondant à sa place dans cette série. Pour chaque bassin-saison, le changement prédominant C est l'indice climatique de percentile le plus élevé.

À l'issue de ce processus, les indices sélectionnés pour chaque bassin-saison s'échelonnent entre le 62e et le 100e percentile, leur percentile moyen étant 90. Cette moyenne élevée confirme la pertinence de définir un changement prédominant pour chaque bassin-saison. La répartition des bassins-saisons par type de changement prédominant est assez équilibrée et présente des caractéristiques régionales qui sont détaillées ci-dessous. On s'est aussi assuré que le changement prédominant était effectivement caractéristique du bassin-saison en comparant pour chaque bassin-saison le percentile de *C* à celui du deuxième changement le plus important pour ce bassin-saison. Les bassins-saisons pour lesquels la différence est faible (moins de 10 points) sont seulement au nombre de trois dans l'échantillon. Les retirer de l'étude menée à partir des changements climatiques prédominants n'a pas changé la teneur des résultats.

La figure -A IV-14 présente la répartition géographique des bassins en fonction du type de changement climatique prédominant *C*, et est déterminée à partir des simulations climatiques sur chaque bassin. Les régions présentant les plus faibles et plus fortes variances parmi les simulations climatiques (c'est-à-dire la plus grande incertitude) sont aussi indiquées. On remarque que les neuf types de changements climatiques prédominants se trouvent répartis dans toutes les régions, et inversement que chaque région présente une diversité de types de changements climatiques prédominants parmi ses bassins : entre 3 et 8 types de changement prédominant sont représentés dans chaque région (6 en moyenne). Quelques exceptions correspondent aux caractéristiques régionales claires du changement climatique :

- Les bassins sur lesquels le changement majoritaire est l'augmentation de température se trouvent tous au Nord : dans les Plaines en particulier (42 % des bassins de ce type *C* s'y trouvent), mais aussi Québec, Appalaches, Grands Lacs et Rocheuses (graphe [a]).
- Les bassins sur lesquels le changement majoritaire est une augmentation de la saisonnalité se trouvent particulièrement dans les Appalaches (47 % des bassins de ce type *C* s'y trouvent).

De même, les indices de plus grande et plus faible variance à travers les simulations climatiques se retrouvent répartis dans toutes les régions (graphes [b] et [c]), et chaque région témoigne d'une diversité importante dans la variabilité des indices associée à ses bassins. Ces derniers sont

répartis en moyenne dans quatre des cinq types d'indice de variabilité minimale ou maximale. On observe malgré tout une spécificité pour la région Sud :

- Les bassins sur lesquels la variance sur l'augmentation de température entre simulations $\sigma(\Delta\overline{T})$ est moindre se trouvent particulièrement dans le Sud (42 % des bassins pour lesquels l'indice de plus faible variance est $\Delta\overline{T}$). Autrement dit, les simulations s'accordent particulièrement bien à définir le changement de température au Sud.
- Par contre, les bassins sur lesquels la variabilité sur l'augmentation de précipitation moyenne entre simulations $\sigma(\Delta\overline{P})$ est supérieure se trouvent aussi particulièrement dans le Sud (cette région regroupe 40 % des bassins pour lesquels l'indice de plus haute variance est $\Delta\overline{P}$). Autrement dit, les simulations s'accordent particulièrement mal à définir le changement de volume de précipitation au Sud.

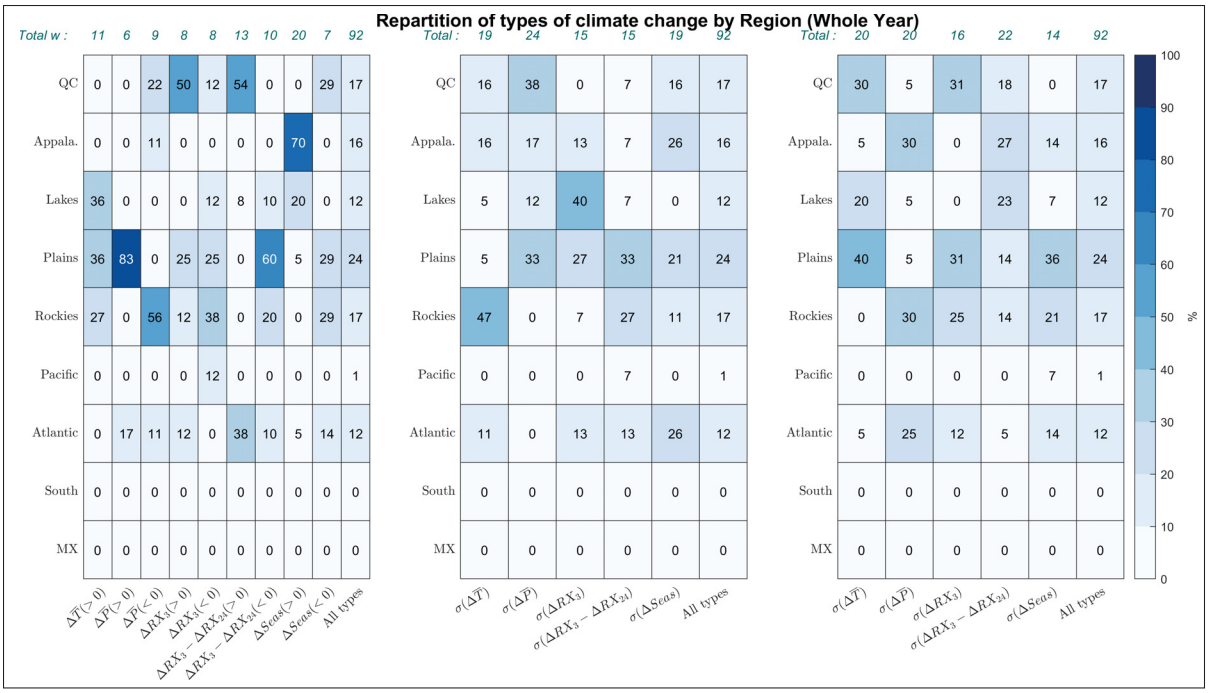


FIGURE -A IV-14 Répartition géographique des bassins en fonction du type de changement climatique prédominant C. Les 218 bassins sont classés selon (a) le type de changement climatique prédominant observé sur le bassin, (b) l'indice climatique soumis à la moindre variance à travers les simulations climatiques pour ce bassin, (c) celui soumis à la plus grande variance. Le nombre de bassins de chaque type C (= de chaque colonne) est indiqué en vert en haut de chaque colonne. Les tableaux indiquent le taux de bassins appartenant à chaque région, parmi les bassins de la colonne-catégorie C. Les indices sont calculés annuellement (sans tenir compte des saisons) pour toutes les simulations et les deux GC

La répartition régionale des types de changements climatiques prédominants dépend bien sûr de la saison, la figure -A IV-15 en donne un exemple pour la saison *SA-LF*. Il faut noter cependant une limitation de ce graphique qu'il faudrait corriger : la variation de saisonnalité des précipitations $\Delta Seas$ a été conservée comme un type possible de changement climatique prédominant pour établir les figures par saison, comme dans la méthodologie établie à l'échelle annuelle. Cependant, $\Delta Seas$ est un indice annuel qui représente la répartition mensuelle des précipitations, et ce n'est pas nécessairement judicieux de le garder pour l'étude d'une saison particulière.

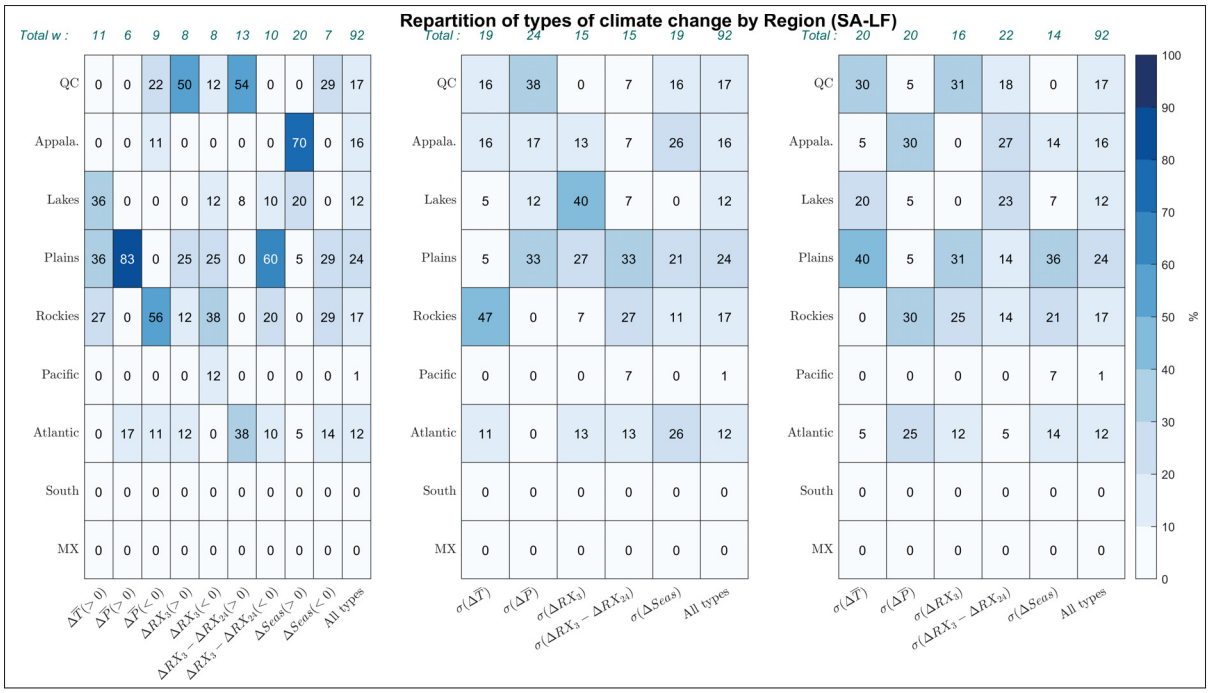


FIGURE -A IV-15 Répartition géographique des bassins en fonction du type de changement climatique prédominant. Identique à la figure -A IV-14, mais pour la saison convective d'été-automne sur faibles débits de base, *SA-LF*

AIV.3.2 Aperçu général des sources de variance sur $\Delta Q_T^{(dt)}$

La figure -A IV-16 présente une analyse de la variance sur le changement climatique simulé sur les crues entre périodes de référence et futur, en fonction des choix de configuration des simulations : simulations climatiques, MH, GC utilisée pour la calibration et le post-traitement des simulations climatiques, méthode d'AFC, et leurs interactions. L'analyse de variance est faite pour chaque bassin-saison et les boîtes à moustaches présentent la distribution des variances pour l'ensemble des bassins-saisons. Les tendances médianes sont communes pour les trois indices de changement sur les débits présentés : débits saisonniers moyens $\overline{Q}$ (graphe [a]), maxima saisonniers $\overline{AMS}$ (graphe [b]) et crues de récurrence 100 ans saisonnières Q_{100} (graphe [c]) :

- La diversité des simulations climatiques est responsable de la grande majorité de la variance, d'autant plus lorsqu'on s'intéresse à de « petites » crues fréquentes ($\overline{AMS}$) ou encore plus à

des débits moyens ($\overline{Q}$) : elle apporte respectivement 64 %, 50 % et 35 % de la variance pour les indices saisonniers $\Delta\overline{Q}$, $\Delta\overline{AMS}$ et ΔQ_{100}, en médiane sur tous les bassins-saisons.

- La deuxième source d'incertitude est le MH, et ses interactions avec la simulation climatique (*Sim-HM*), particulièrement pour $\Delta\overline{AMS}$: les deux cumulées apportent respectivement 13, 17 et 11 % de la variance pour les graphes (a), (b) et (c).
- La part de variance apportée par le pas de temps est faible en valeurs médianes : 2, 6 et 4 % pour les graphes (a), (b) et (c). Elle est un peu plus élevée cependant pour l'expérience $e3s$, notamment quand on s'intéresse aux crues maxima saisonnières (graphe [b]) : elle est dans ce cas de 7 % pour $e3s$, et 3 % pour $e24s$. Lorsqu'on tient compte des interactions du pas de temps avec les autres choix de configuration, la part de variance associée au pas de temps peut cependant devenir primordiale. Les interactions d'ordre élevé (> 2) sont importantes pour la projection de ΔQ_{100}, 9 % en médiane, représentant ainsi la 2e source d'incertitude après les simulations climatiques pour la projection de ΔQ_{100}.
- En dehors de ces valeurs médianes, la dispersion des parts de variance de chaque choix de configuration des simulations est très grande parmi les bassins-saisons. Cette dépendance aux bassins-saisons de la variance liée aux choix de configuration est surtout marquée pour les simulations, les MH, le pas de temps, et leurs interactions (moins pour l'AFC et la GC). La dispersion liée aux simulations est très importante pour tous les indices de débit (graphes [a], [b] et [c]), puisque la part de variance associée va de 0 à 90 % en fonction du bassin-saison. La moitié des données (du percentile 25 au percentile 75) s'étend sur un intervalle très large de 26 %. Lorsque la part de variance associée aux simulations climatiques est faible, le MH peut ainsi représenter jusqu'à respectivement 92 %, 84 % et 78 % de la variance pour les indices des graphes (a), (b) et (c) ; le pas de temps jusqu'à respectivement 60 %, 56 % et 48 %. La variabilité de la part de variance associée au pas de temps est aussi plus importante pour l'expérience $e3s$ que pour $e24s$. Enfin, les interactions d'ordre élevé (> 2) associées à Δt peuvent contribuer jusqu'à 43 % de la variance.

Cette étude est menée sur un échantillon large et diversifié de conditions climatiques et géophysiques, du Mexique au Québec. La très grande variabilité à travers les bassins-saisons des

principales sources d'incertitude sur les projections de changement des indices hydrologiques est en accord avec le fait que les analyses de variance consultées dans la littérature parviennent à des résultats différents en fonction des configurations et des régions dans lesquelles sont menées ces études. Les résultats médians obtenus sur notre large échantillon, montrant notamment que la simulation climatique est de loin la plus importante source de variabilité en termes de valeurs médianes, sont ainsi peu utiles d'un point de vue opérationnel pour l'étude des projections sur un bassin particulier. Par conséquent, les sections suivantes tenteront d'établir une classification des résultats par région et saison AIV.3.3, et par type de changements climatiques AIV.3.4, afin d'observer si des tendances homogènes apparaissent dans l'une ou l'autre de ces catégories.

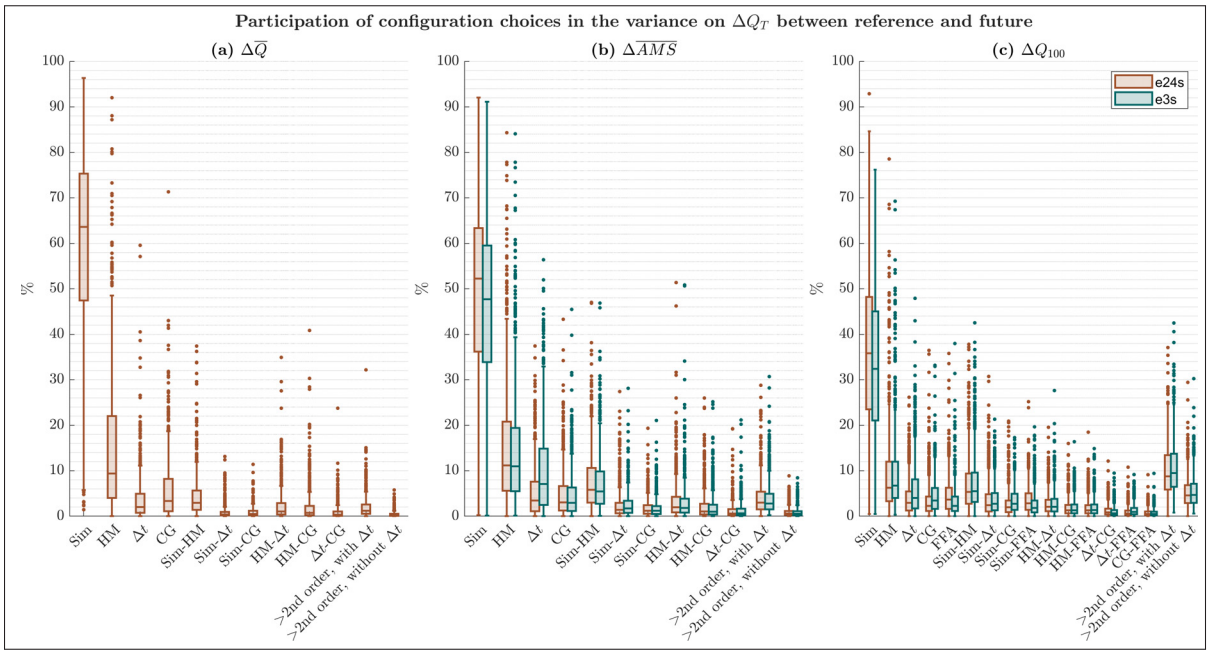


FIGURE -A IV-16 Analyse de la variance issue des choix de configuration sur $\Delta Q_T^{(dt)}$. Une analyse de variance est faite sur les débits moyens saisonniers (a), maxima saisonniers (b), et de récurrence 100 ans (c). Chaque point correspond, pour un bassin et une saison, à l'analyse de la variance issue des simulations, des MH, du pas de temps, des grilles climatiques, et de la méthode AFC le cas échéant (c seulement). Les interactions d'ordre 3 et 4 (graphes [a] et [b]), voire 5 (graphe [c]) sont sommées et rassemblées dans les 2 dernières boîtes de chaque graphe, selon qu'elles sont liées ou non au pas de temps. Les couleurs correspondent aux expériences $e3s$ et $e24s$, les 2 étant équivalentes pour le graphe (a)

Par ailleurs, on peut vérifier que les grandes tendances de cette analyse de variance sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ se retrouvent entre les climats contrastés du passé récent, si l'on considère les différents types de contrastes comme autant de climats simulés possibles.

La figure -A IV-17 présente en effet les résultats de l'analyse de la variance issue des choix de configuration des simulations sur les valeurs de $\Delta Q_T^{(dt)}$ entre périodes contrastées du passé récent. Elle est établie selon la même méthodologie que la figure -A IV-16. Les sources climatiques de la variance dans les deux figures sont cependant de nature différente : il s'agit des simulations climatiques et des grilles de référence climatiques utilisées pour les post-traiter à la figure -A IV-16 entre référence et passé. Elle provient du type de contrastes climatiques et des grilles climatiques d'entrée à la figure -A IV-17 entre périodes contrastées. Il n'empêche que dans les deux cas, le climat d'entrée est de loin la première source d'incertitude pour une grande partie des bassins, en particulier lorsqu'on s'intéresse aux débits maxima saisonniers. Le pourcentage de variance associé à la simulation (pour les climats futurs) ou au type de contraste (pour les climats contrastés du passé récent) est dans les mêmes ordres de grandeur, autour de 50 % en médiane, montant dans les deux cas jusqu'à 90 % sur certains bassins-saisons. La part du MH dans la variance est également similaire dans les deux cas, autour de 8 % en médiane, mais montant jusqu'à plus de 80 % pour certains bassins-saisons. Le nombre de bassins-saisons pour lesquels le MH est une source de variance primordiale est cependant plus important en climat futur que sur les climats contrastés du passé récent. Cela s'explique aisément par le fait que les hausses de température projetées dans le futur, et à l'origine des plus grandes différences de réactions entre MH (sur les bassins actuellement soumis à la fonte), ne sont pas observées en passé récent entre les années les plus froides et les plus chaudes. Par ailleurs, la variance associée au pas de temps est plus importante sur les projections de changement en climat futur, étant en médiane de 2 % sur le passé récent, mais environ 8 pour le futur. Par contre, les interactions d'ordre > 2 entre le pas de temps et les autres choix de configuration apportent une plus grande variance sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ sur les climats contrastés du passé qu'en climat futur (15 % en médiane contre 8 %). C'est aussi le cas pour les interactions d'ordre > 2 qui ne contiennent pas le pas de temps. Cette importance des interactions d'ordre élevé dans la variance du changement simulé

sur les débits de récurrence peut s'expliquer en partie par le fait que les périodes utilisées sur les climats passés sont courtes (huit ans). L'AFC peut donc être fortement influencée par la présence, dans les séries de crues utilisées pour cette dernière, d'un éventuel horsain particulièrement élevé pour certaines combinaisons MH-GC-Δt-type de contraste.

Enfin, on avait observé une différence entre les expériences $e3s$ et $e24s$ sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ dans le futur, montrant une variance issue des simulations et de l'AFC plus importante pour $e24s$, alors que celle issue du pas de temps, de GC et de leurs interactions à tous les autres facteurs était plus importante pour $e3s$. Cette différence n'existe pas entre les climats contrastés du passé. Au contraire, le climat d'entrée à travers le type de contraste apporte une variance plus importante pour $e3s$ que $e24s$, et les interactions d'ordre élevé sont plus importantes pour $e24s$. Il n'y a pas de différence entre $e3s$ et $e24s$ pour les autres facteurs liés aux choix de configuration.

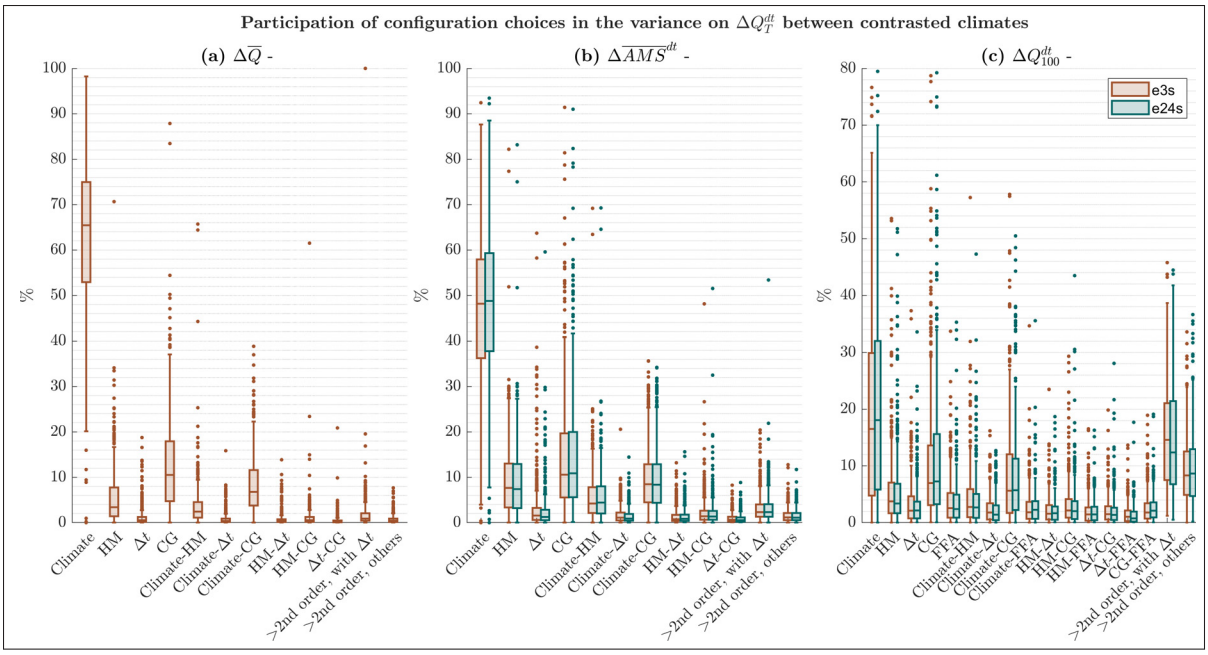


FIGURE -A IV-17 Analyse de la variance de $\Delta Q_T^{(dt)}$ issue des choix de configuration, sur les périodes contrastées du passé récent. Une analyse de variance est faite sur : (a) les débits moyens annuel, (b) les maxima annuels, et (c) les débits de récurrence. Chaque point correspond, pour un bassin, à l'analyse de la variance issue des MH, du pas de temps, des GC, des types de changements climatiques entre les périodes contrastées, et de la méthode AFC le cas échéant. Les interactions d'ordre 3 et 4 (graphes [a] et [b]), voire 5 (graphe [c]) sont sommées et rassemblées dans les deux dernières boîtes de chaque graphe, selon qu'elles sont liées ou non au pas de temps. Les couleurs correspondent aux expériences $e3s$ et $e24s$, les deux étant équivalentes pour le graphe (a)

AIV.3.3 Analyse régionale et saisonnière de la variance sur $\Delta Q_T^{(dt)}$

La figure -A IV-18 indique la première source d'incertitude pour chaque bassin, interrelations comprises, pour des indices de changement climatique sur les débits calculés à l'échelle annuelle, pour les expériences $e3s$ et $e24s$. On retrouve la prédominance des simulations climatiques pour un grand nombre de bassins répartis dans toute la zone d'étude (81 % sur l'ensemble des indices et expériences), une prédominance légèrement moins marquée sur les projections de débits annuels maxima pour lesquels les simulations sont la première source d'incertitude pour 73 % des bassins (graphes [b] et [d]). On retrouve aussi le fait que c'est le MH qui devient alors plus

souvent la 1re source d'incertitude pour les bassins restants, dans 21 % des cas. Cette importance du MH apparaît surtout dans les bassins à neige ou mixtes au-dessus de 35° de latitude, dans les Rocheuses, au Québec et sur la côte Atlantique : l'incertitude de respectivement 50, 34 et 28 % des bassins y est dominée par le MH et ses interrelations. La valeur de la variance associée au MH et ses interactions peut être particulièrement importante dans les Rocheuses où elle dépasse 80 % pour plusieurs bassins. Par contre, le MH n'est jamais la 1re source d'incertitude dans le Sud ni sur la côte Pacifique.

Le pas de temps quant à lui apparaît comme 1re source d'incertitude principalement quand on s'intéresse à la projection des débits sous-journaliers ($e3s$), et il est de nouveau plus important pour la projection des crues maximales annuelles que pour celles de récurrence (graphe [d]). Une tendance régionale apparaît également : les bassins sur lesquels le pas de temps est la 1re source d'incertitude sont situés en grande partie dans les Appalaches et sur leur prolongation vers le Québec (au Nord) et le Sud des plaines du Sud. Les bassins de la côte Atlantique près des contreforts des Appalaches sont également touchés. Ainsi, respectivement 22 et 25 % des bassins des Appalaches et du Québec présentent une incertitude sur $\Delta\overline{AMS^{(3)}}$ dominée par le pas de temps et ses interrelations. Le taux de variance associé, interrelations comprises, est alors compris entre 40 et 60 %. Pour la projection sur les crues de récurrence, les bassins pour lesquels le pas de temps est la 1re source d'incertitude sont concentrés dans une zone plus restreinte le long des Appalaches et de leurs contreforts atlantiques : 11 et 8 % des bassins des Appalaches et de la côte sont concernés seulement. Enfin, le pas de temps n'est 1re source d'incertitude que sporadiquement pour les projections de changements climatiques sur les crues journalières (expérience $e24s$) : pour respectivement 6 et 2 bassins pour les indices des graphes (b) et (c), toujours autour des Appalaches et de leur prolongation vers les plaines du Sud. Deux bassins isolés, dans les Rocheuses et en Floride, voient également l'incertitude sur le changement climatique sur leur débit moyen dominé par le pas de temps et ses interactions, pour une variance totale de 57 et 52 %.

Enfin, grilles climatiques et AFC n'apparaissent comme 1re source d'incertitude que dans de très rares cas : l'AFC n'est jamais première source pour l'expérience $e24s$, et sur 2 bassins

seulement pour $e3s$; les grilles climatiques le sont pour 1 à 2 bassins pour chaque indice des graphes (a) à (e), sans association à une région particulière pour aucune de ces deux sources d'incertitude. On a pourtant mentionné à plusieurs reprises dans les sections précédentes que l'AFC avait souvent plus d'importance sur les projections que le pas de temps ou le MH, en raison de l'impact qu'un seul événement particulièrement rare d'une série pouvait avoir sur les paramètres de la distribution ajustée. En conséquence, des corrélations avaient été observées entre processus hydrologiques et $\Delta\overline{Q}$ ou $\Delta\overline{AMS}$ mais cette corrélation disparaissait lorsqu'on s'intéressait à ΔQ_{100}. La figure -A IV-18 nous fait comprendre que l'AFC brouille effectivement les relations entre ΔQ_{100} et les différents prédicteurs du CC sur les crues évoqués (MH et ses paramètres, facteurs hydrophysiques et géoclimatiques), mais sans pour autant avoir un impact plus important que les autres choix de configuration sur les valeurs de ΔQ_{100}.

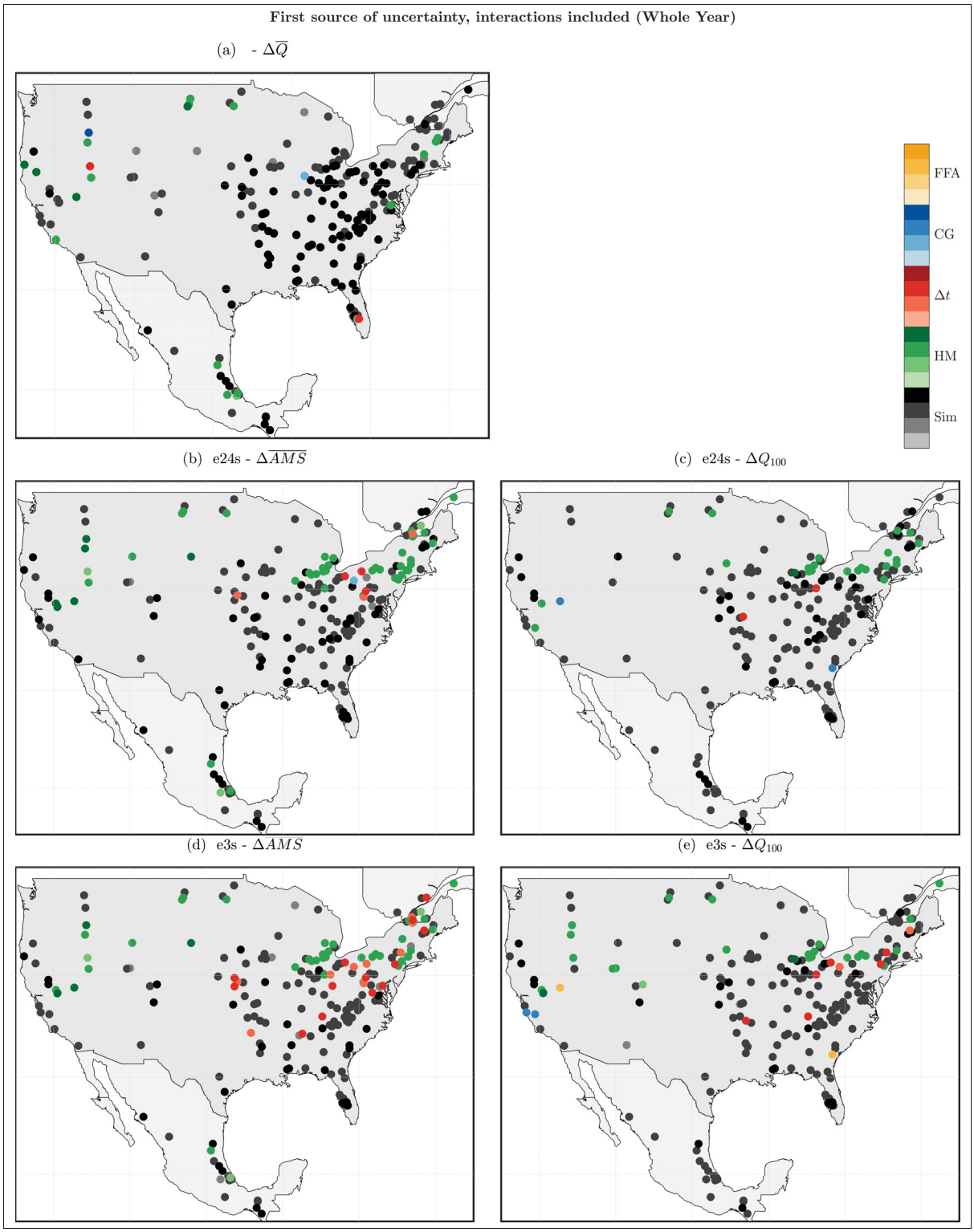


FIGURE -A IV-18 Carte des sources majoritaires d'incertitude sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ (interactions comprises). La variance liée aux simulations climatiques, aux MH, aux GC, au pas de temps, et à la méthode AFC le cas échéant, est calculée, interactions comprises. Pour chaque bassin à l'échelle annuelle pour le calcul du CC sur les débits annuels moyens (a), annuels maxima ([b], [d]), et de récurrence 100 ans ([c], [e]). Les dégradés de couleur associés à chaque possible source d'incertitude majoritaire vont de 0 à 100 % par tranche de 25 %

En conclusion, ces cartes montrent la prédominance très claire des simulations climatiques dans l'incertitude associée aux projections d'indices hydrologiques en valeurs médianes. Mais malgré cette prédominance médiane, le MH ou le pas de temps sont la 1re source d'incertitude pour un grand nombre de bassins dans certaines régions, particulièrement : lorsqu'on s'intéresse aux crues fréquentes représentées par l'indice $\Delta\overline{AMS}$: sur les bassins soumis à la fonte pour le MH ; dans les Appalaches et leur prolongation pour le pas de temps. Ce dernier est surtout important pour la projection des indices sous-journaliers, mais prédomine aussi sur plusieurs bassins pour la projection d'indices journaliers. Les figures -A IV-20 à -A IV-23 présentent les mêmes cartes, mais restreintes à chacune des quatre saisons étudiées ici. Des particularités saisonnières viennent ainsi compléter l'analyse régionale des premières sources d'incertitude :

- La première source d'incertitude pour la saison de fonte est presque exclusivement la simulation climatique ou le MH. Le MH est de nouveau la 1re source d'incertitude pour 25 % des bassins répartis dans toute la région soumise à la fonte, tous indices et expériences confondus. Ce résultat rejoint les résultats de Castaneda-Gonzalez *et al.* (2022) qui ont montré l'importance particulière des MH dans l'incertitude des projections de crues sur les bassins dominés par la fonte. Il confirme que la prédominance du MH dans l'incertitude observée au nord du 35e parallèle pour les indices annuels est liée à la représentation du devenir de la fonte par les MH (GR4H ayant tendance à calibrer les fontes comme des crues de très longs temps de pointe ne parvient pas à s'adapter en changement climatique). Pour cette saison de fonte, le MH est donc également la source d'incertitude prédominante pour le calcul du changement sur les débits moyens saisonniers de 28 % des bassins (graphe [a], contre 11 % pour les débits moyens annuels). Les différences entre les projections des deux MH sur la saison de fonte sont si importantes que le changement sur les crues est de sens opposé pour 25 % des simulations en période de fonte (12 % seulement pour l'ensemble des simulations). Le MH est également souvent la 1re source d'incertitude des bassins au nord du 35e parallèle lors de la saison printanière et lors des tempêtes d'automne, lorsque ces saisons sont présentes sur ces bassins. Il contribue rarement à l'incertitude par contre pour les crues d'été-automne sur faible débit de base (dans 9 % des cas seulement). En effet, les différences entre les deux MH utilisés portent plutôt sur la représentation des bilans de masse menant

au calcul du débit de base, que sur le ruissellement de surface qui contrôle la majorité des crues durant cette saison. Le MH n'apparaît comme une source primordiale d'incertitude pour cette saison *SA-LF* que sur la côte Atlantique, pour la projection du changement sur les débits moyens saisonniers (pour 37 % des bassins de cette région et saison).

- Le pas de temps quant à lui apparaît comme source d'incertitude primordiale presque exclusivement durant les saisons (a) de pluies printanières pour les bassins des Appalaches, Plaines et Pacifique, et (b) convective d'été-automne pour les bassins du Québec et de la côte Atlantique. Par ailleurs, les régions dans lesquelles le pas de temps est la 1re source d'incertitude ne sont pas les mêmes qu'à l'échelle annuelle : les bassins concernés sont surtout dans les régions Atlantique et Québec, alors qu'ils étaient plutôt dans les Appalaches et le Sud des Plaines à l'échelle annuelle. Le pas de temps n'apparaît comme primordial durant aucune saison pour le Sud et le Mexique. En effet, le CC sur les crues est très lié à l'intensification des précipitations pour cette saison (corrélation de 0,66 entre ΔRX_3 et $\Delta\overline{AMS^{(3)}}$ par exemple, un chiffre qui monte à 0,75 au Mexique). Est ajoutée à cela la grande variabilité entre simulations du domaine *CAM-OUR* mise en valeur à la section 1.3.1, et due notamment à la très particulière simulation CanESM2-CRCM-CA. On comprend donc que les simulations dominent la variance des saisons *SA-LF* dans ces régions.

En conclusion, des tendances apparaissent sur certaines combinaisons région-saison-type d'indices quant aux sources primordiales d'incertitude, et le pas de temps, interrelations comprises, est parfois la première source d'incertitude sur les indices de changement climatique, principalement dans les Appalaches / Atlantique, et secondairement dans les Plaines/Québec/Sud en fonction des saisons. La figure suivante (-A IV-19) cherche maintenant à préciser les caractéristiques régionales et saisonnières de cette incertitude liée au pas de temps, celle qui nous intéresse le plus dans cette étude. Les cartes y indiquent pour chaque bassin et chaque indice hydrologique la saison pour laquelle l'incertitude associée au pas de temps (interactions comprises) est la plus élevée. Les tendances suivantes apparaissent :

- L'incertitude liée au pas de temps est en général plus importante pour les crues les plus rares Q_{100} (29 % en médiane, graphes [c] et [e]) que pour les crues saisonnières maximales

$\overline{AMS}$ (21 %, graphes [b] et [d]) et plus encore que pour les débits moyens (11 %, graphe [a]). Elle est aussi plus importante pour les crues sous-journalières (27 %, graphes [d] et [e]) que journalières (23 %, graphes [b] et [c]). Cela n'empêche pas d'observer des bassins pour lesquels l'incertitude liée au pas de temps est très importante, supérieure à 50 % et jusqu'à 75 %, pour chaque indice et chaque expérience. Les cartes sont par contre très semblables pour la projection des indices journaliers ([b] et [c]) et sous-journaliers ([d] et [e]).

- Les Rocheuses sont la région dans laquelle la variance associée au pas de temps et à ses interactions est la plus faible, la valeur maximale à travers les saisons étant de 12 % en médiane, suivi du Mexique (18 % en médiane). Dans la partie Sud/Sud-Est du Mexique au climat tropical chaud et humide, elle a tendance à être plus importante durant la première saison des pluies associée à un faible débit de base pour les projections de crues journalières, et durant la deuxième saison des pluies lorsque les cyclones sont plus fréquents pour les projections de crues sous-journalières.
- La variance associée au pas de temps est à l'inverse plus importante au Québec (29 % en médiane), dans les Plaines centrales (27 %), sur la côte Atlantique (25 %). Au Québec et sur la côte Atlantique, l'incertitude maximale liée au pas de temps se trouve généralement durant la saison convective d'été-automne comme on l'a vu dans la figure -A IV-18 : c'est la saison de plus haute incertitude liée au pas de temps dans respectivement 60 % et 50 % des bassins, tous indices confondus. La saison pour laquelle l'incertitude liée au pas de temps est maximale varie plus pour les Plaines, mais c'est plus souvent la saison printanière (dans 43 % des bassins, tous indices confondus). C'est notamment le cas dans les Plaines centrales. Dans les Appalaches également, c'est souvent la saison printanière qui montre la plus grande incertitude issue du pas de temps (46 % des cas), la saison convective étant également souvent celle d'incertitude liée au pas de temps maximale (28 % des cas).
- Bien que la figure -A IV-18 nous ait montré que le pas de temps était rarement la première source d'incertitude pour les débits de récurrence, on observe ici sur les cartes (c) et (e) qu'il apporte entre 40 et 60 % de la variance sur les débits de récurrence tant journaliers qu'aux 3 h (interactions comprises) sur 20 % des bassins. Il apporte plus de 60 % sur 3 à 4 bassins selon l'indice. On explique cette apparente contradiction par le fait que l'incertitude sur les débits

de récurrence est largement composée d'interactions : les variables indépendantes hors interactions contribuent pour 89 % de la variance totale pour $\Delta\overline{Q}$, 79 % pour $\Delta\overline{AMS}$, mais seulement 58 % pour ΔQ_{100}. La variance relative à Δt, interactions comprises, comprend ces nombreuses interactions (notamment les simulations et le MH).

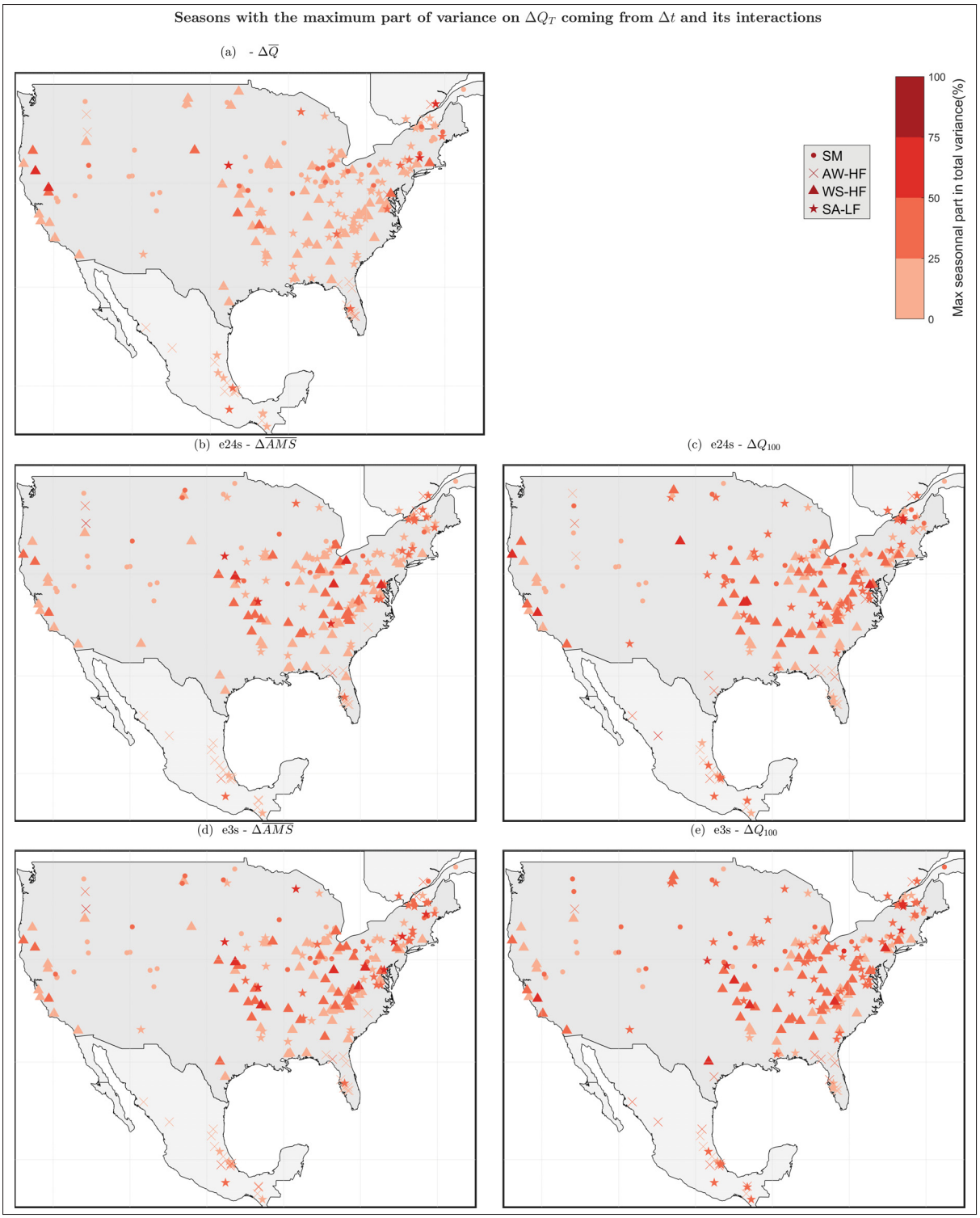


FIGURE -A IV-19 Carte des parts saisonnières maximales du pas de temps dans l'incertitude sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ (interactions comprises). La variance liée aux simulations climatiques, aux MH, aux GC, au pas de temps, et à la méthode AFC le cas échéant, est calculée pour chaque bassin-saison lors du calcul du CC sur les débits saisonniers moyens (a), maxima ([b] pour $e24s$, et [d] pour $e3s$), et de récurrence ([c] et [e]). Les cartes présentent pour chaque bassin la part de variance liée au pas de temps qui est maximale parmi toutes les saisons observées sur le bassin, interactions comprises

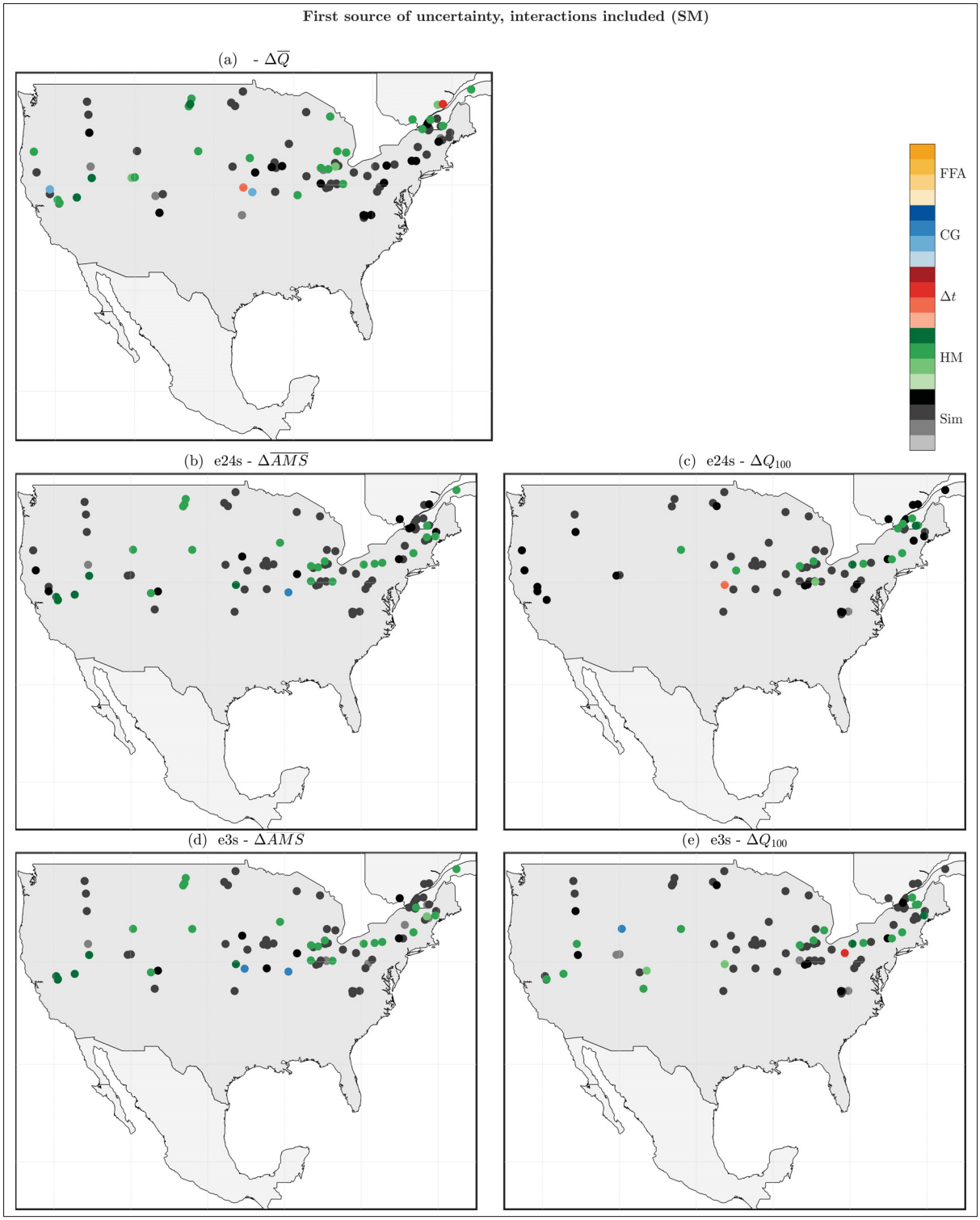


FIGURE -A IV-20 Carte des sources d'incertitude majoritaires sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ (interactions comprises). Saison de fonte *SM*. La variance liée aux simulations climatiques, MH, GC, Δt, et à la méthode AFC, est calculée pour chaque bassin pour le CC sur les débits saisonniers moyens (a), maxima ([b] pour $e24s$, et [d] pour $e3s$), et de récurrence ([c] et [e]). Les cartes présentent pour chaque bassin la source de variance la plus importante

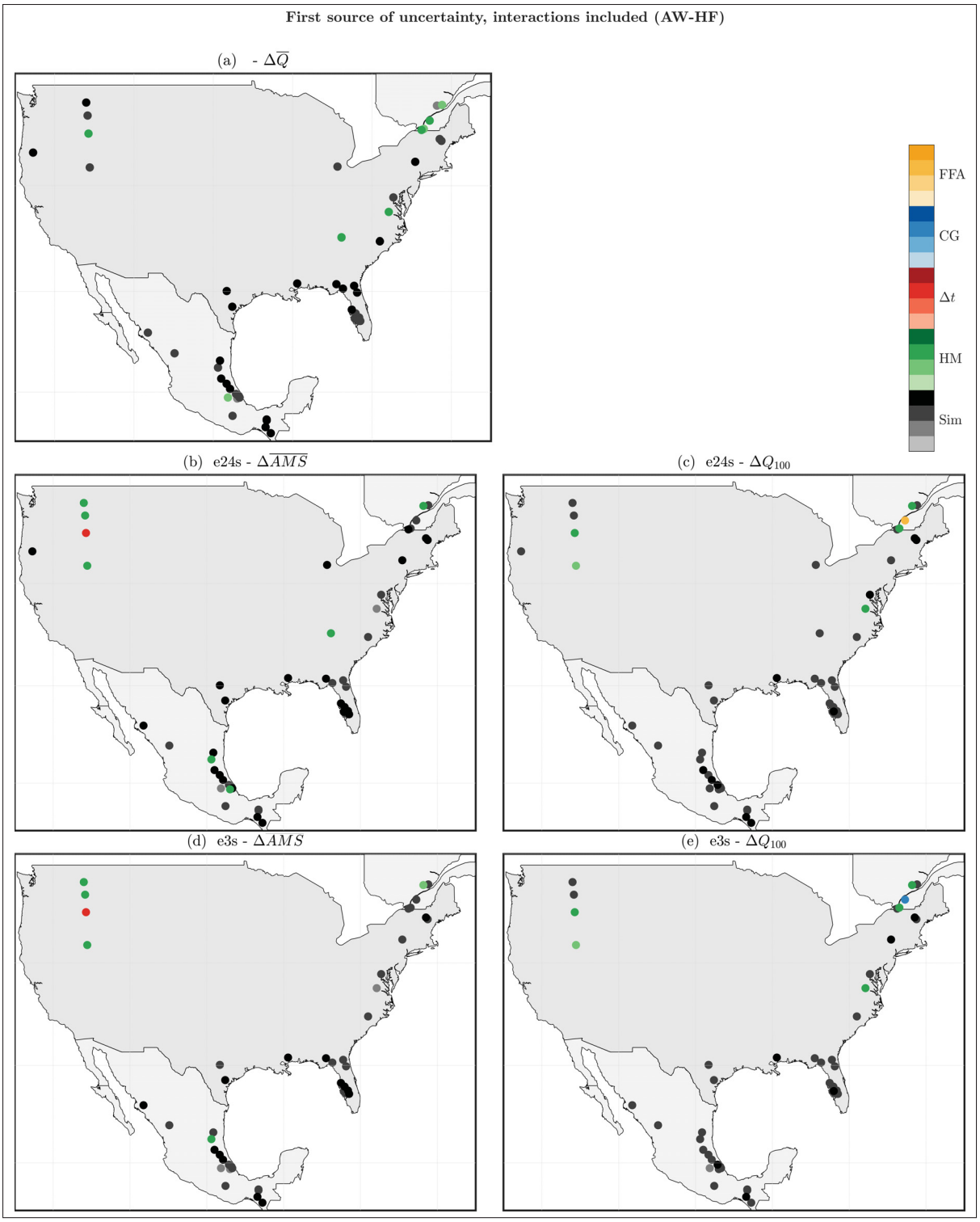


FIGURE -A IV-21 Carte des sources d'incertitude majoritaires sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ (interactions comprises). Identique à -A IV-20, mais pour la saison des tempêtes d'automne-hiver *AW-HF*

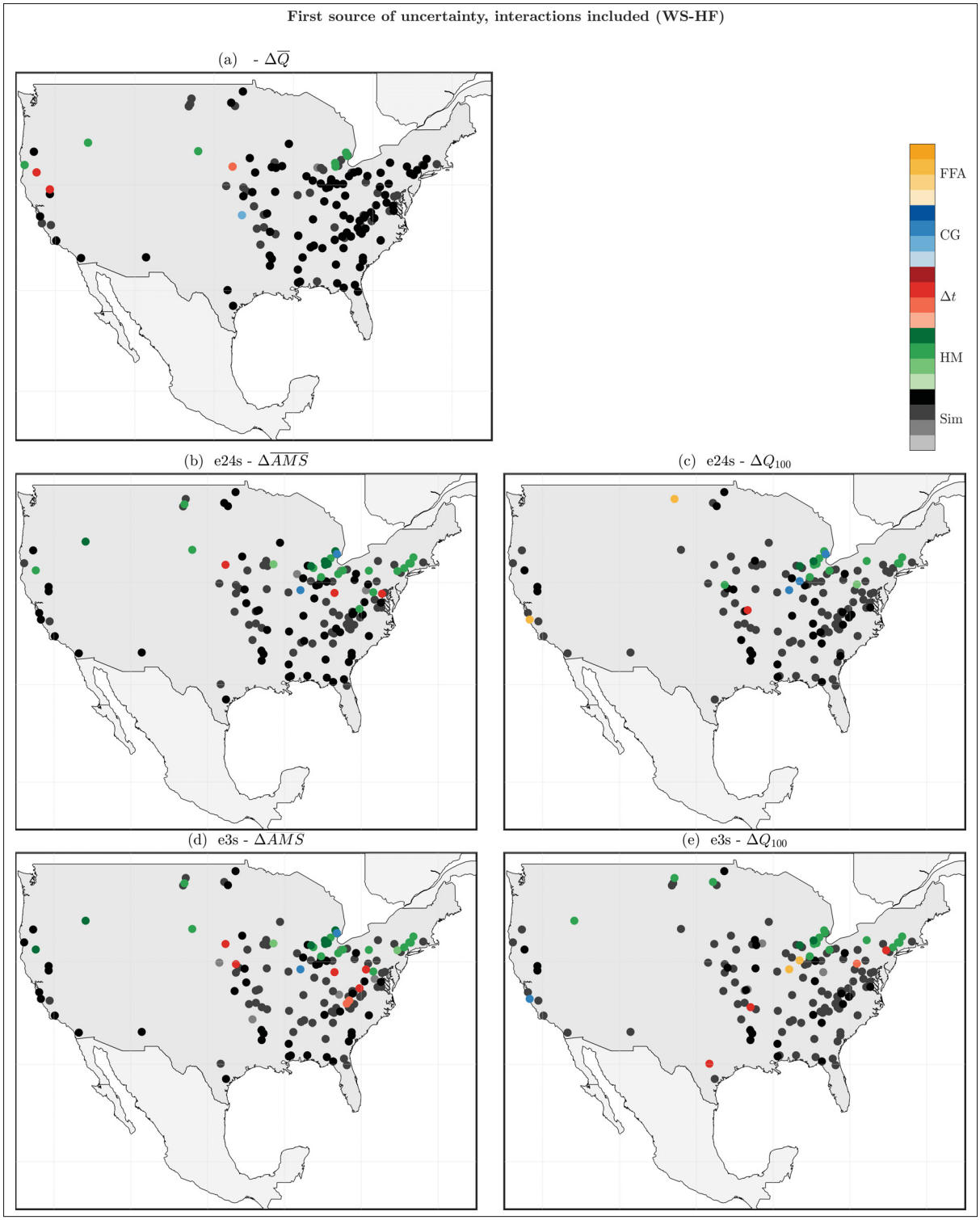


FIGURE -A IV-22 Carte des sources d'incertitude majoritaires sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ (interactions comprises). Identique à -A IV-20, mais pour la saison des pluies printanières *WS-HF*

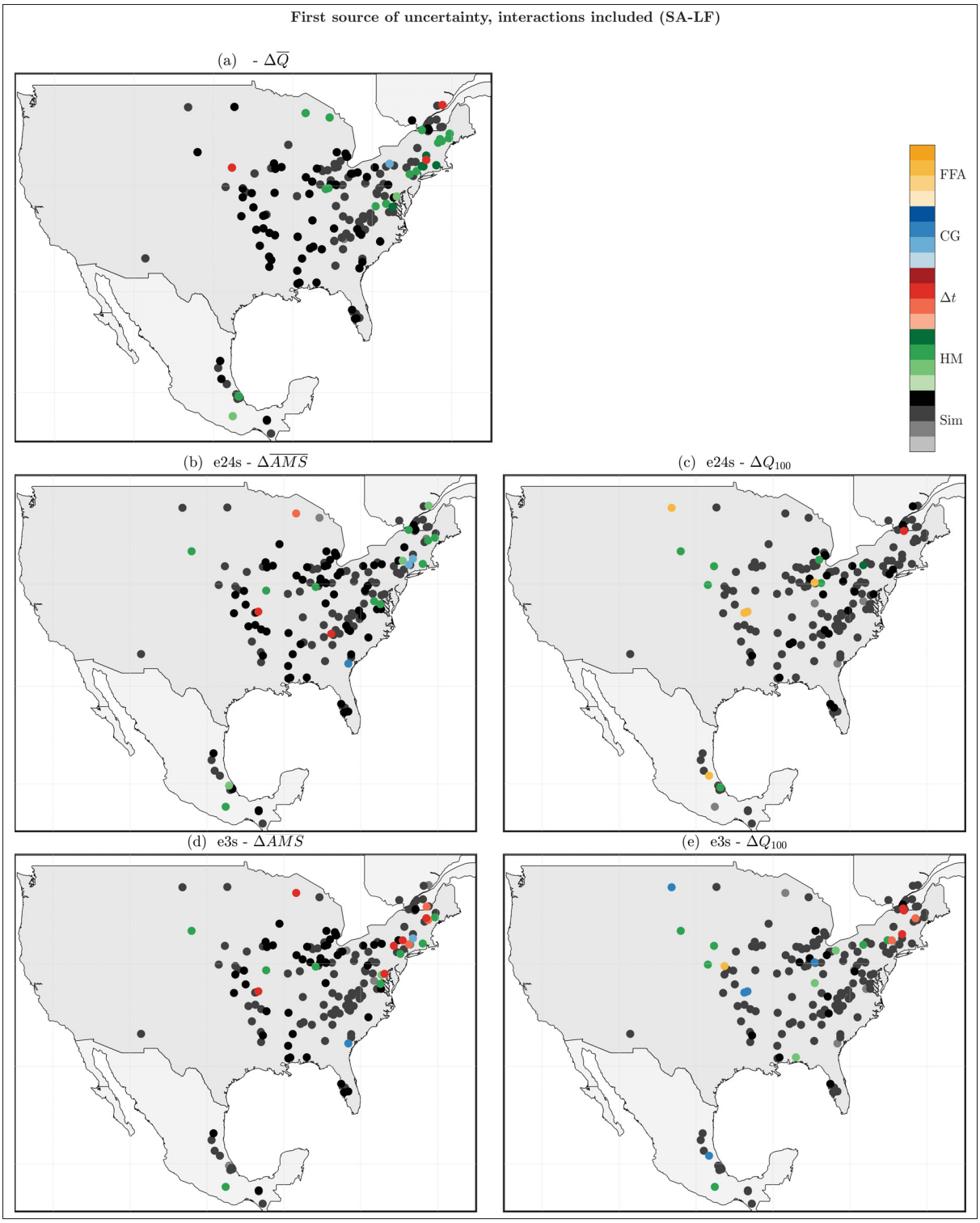


FIGURE -A IV-23 Carte des sources d'incertitude majoritaires sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ (interactions comprises). Identique à -A IV-20, mais pour la saison convective d'été-automne *SA-LF*

AIV.3.4 Analyse de la variance sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ en fonction du type de changements climatiques

Le constat de l'importance du type de changements climatiques sur les différences entre simulations 3 h et 24 h en passé récent (section AIV.4.3) nous conduit à chercher une influence similaire en climat futur. Cette approche par type de changements climatiques est d'autant plus justifiée que les simulations climatiques apportent la plus grande partie de la variance sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ dans la majorité des cas.

La figure -A IV-24 indique alors l'importance des différentes sources d'incertitude (simulation, MH, pas de temps de simulation, grille climatique de référence, méthode d'AFC) par type de changement climatique prédominant. Son analyse apporte plusieurs éléments :

- Le pas de temps est plus souvent la source d'incertitude la plus importante pour $\Delta\overline{AMS}$ lorsqu'un changement de saisonnalité des précipitations important est constaté sur le bassin : 29 % des bassins dont la saisonnalité augmente ($\Delta Seas \nearrow$) ont pour première source d'incertitude le pas de temps (graphe [a]). Il s'agit en particulier de bassins des Appalaches, sur lesquels les volumes de précipitations augmentent particulièrement au printemps (*Voir* figure -A IV-14). Le pas de temps apparaît aussi relativement souvent comme première source d'incertitude lorsque le type de changement prédominant est la diminution de saisonnalité (Δt est la première source d'incertitude pour 17 % des bassins de type $\Delta Seas \searrow$), ou l'augmentation de température (Δt est la première source d'incertitude pour 14 % des bassins de type $\Delta T \nearrow$). Ce dernier cas se retrouve principalement dans le Nord-Est (Plaines, Grands Lacs, Québec, *Voir* figure -A IV-14). Enfin, le pas de temps n'est jamais la première source d'incertitude lorsque le type de changement prédominant est la diminution des précipitations extrêmes ou moyennes, et rarement lorsque c'est l'augmentation de la précipitation moyenne (5 % des cas).
- Le MH quant à lui est la première source d'incertitude dans un grand nombre de bassins pour $\Delta\overline{AMS}$ lorsque le CC prédominant est une augmentation de température (1re source d'incertitude pour 48 % des bassins) ou de volume de précipitations (1re source pour 55 % des bassins). Les augmentations de température les plus importantes se trouvent exclusivement

dans les régions actuellement sujettes à des épisodes de fonte. On verra par ailleurs à la section AIV.4.3 (figure -A IV-29) que sur les expériences de passé récent contrasté, l'augmentation des volumes de précipitation était le changement donnant lieu aux plus grandes divergences entre GR4H et MOHYSEH parmi les différents types de CC, GR4H étant plus apte à rediriger correctement ces volumes d'eau supplémentaires[6]. Le MH apparaît aussi plus souvent comme première source d'incertitude pour les types $\Delta Seas \searrow, \Delta RX_3 - \Delta RX_{24} \nearrow$.

- La simulation domine particulièrement comme première source d'incertitude pour les bassins de type $\Delta RX_3 \searrow$, $(\Delta RX_3 - \Delta RX_{24}) \searrow$, $\Delta\overline{P} \searrow$, pour respectivement 100 %, 93 % et 88 % des bassins de ces types. Les bassins de type $\Delta\overline{P} \searrow$ se retrouvent beaucoup plus souvent dans le Sud et le Mexique, alors que les bassins de type $\Delta RX_3 \searrow$, $(\Delta RX_3 - \Delta RX_{24}) \searrow$ sont plus répartis dans les régions.
- Le pas de temps et le MH sont la première source d'incertitude sur ΔQ_{100} plus souvent pour les mêmes types de changements climatiques prédominants ($\Delta Seas \nearrow$, $(\Delta RX_3 - \Delta RX_{24}) \nearrow$ pour le pas de temps ; $\Delta\overline{P} \nearrow, \Delta Seas \searrow, \Delta\overline{T} \nearrow$ pour le MH, graphe [b]). Cependant, la simulation domine vraiment comme première source d'incertitude quand on s'intéresse à ΔQ_{100}, pour tous les types de changements climatiques prédominants, et les fréquences d'occurrence de Δt et MH restent faibles. Les fréquences les plus importantes sont : le MH est la première source d'incertitude pour 25 % de bassins de type $\Delta\overline{P} \nearrow$; Δt est première source d'incertitude pour 9 % de bassins de type $\Delta Seas \nearrow$.

[6] Sur le passé récent, les contrastes de température n'étaient pas assez importants pour faire apparaître les divergences de simulation du devancement de la fonte entre les MH.

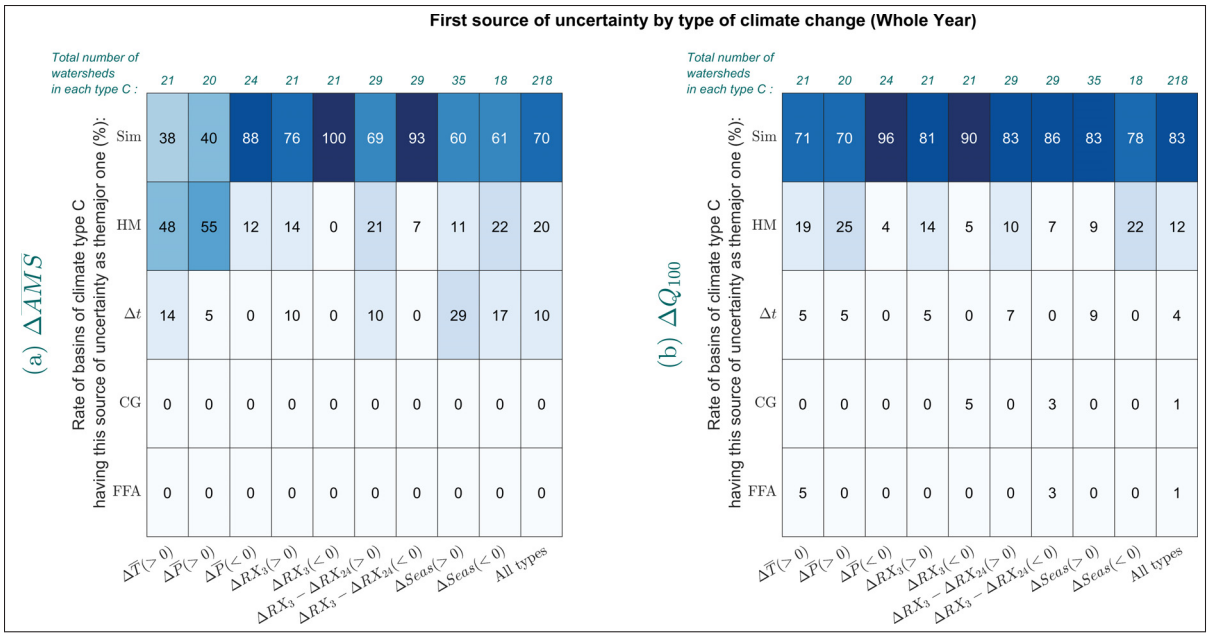


FIGURE -A IV-24 Principales sources d'incertitude sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ en fonction du type de changement climatique prédominant, pour $T = 1$ (a) et $T = 100$ (b). Chaque colonne rassemble les bassins associés au type de changement climatique prédominant C. Les graphes indiquent le taux de bassins de type C dont la source majeure d'incertitude est la simulation, le MH, Δt, la GC, ou l'AFC (interactions comprises). Le nombre de bassins dont le type de CC prédominant est C est indiqué en vert en entête. Seule l'expérience $e3s$ est considérée, et les indices sont calculés annuellement (sans répartition saisonnière)

Pour terminer, remarquons que ces résultats sont établis à partir d'indices climatiques calculés à l'échelle annuelle. Une analyse semblable menée à l'échelle saisonnière fait apparaître des particularités supplémentaires des relations entre types de changements climatiques prédominants et sources majeures d'incertitude. Les constats suivants sont particulièrement intéressants :

- L'incertitude liée au pas de temps qui apparaît assez rarement primordiale à l'échelle annuelle dans le calcul de ΔQ_{100} devient importante si on s'intéresse particulièrement aux saisons convectives chaudes d'été-automne *SA-LF*, lorsque le CC majoritaire sur un bassin est une augmentation des précipitations extrêmes ($\Delta RX_3 \nearrow$). Le pas de temps est alors la source d'incertitude majoritaire dans 27 % des bassins. Les bassins concernés par ce type de CC majoritaire sont particulièrement représentés au Québec (*Voir* figure -A IV-25).

- L'incertitude liée au pas de temps n'est jamais la première source d'incertitude durant les saisons de fonte. Le MH devient par contre la première source d'incertitude dans un grand nombre de bassins quels que soient le type de changement climatique prédominant et le type d'extrêmes visé ($\Delta\overline{AMS}$ ou ΔQ_{100}). Il l'est dans 28 % des bassins en général, mais en particulier pour les bassins sur lesquels le CC prédominant est l'augmentation des extrêmes de précipitations saisonniers (62 %, souvent rencontrés au Québec).
- La GC est la première source d'incertitude pour la projection de ΔQ_{100} pour 12 % des bassins de type $\Delta RX_3 > 0$ durant la saison de fonte (graphe [b] de la figure -A IV-26). Cela montre que l'exemple qui avait été proposé à la figure 7.11 n'est pas isolé : la GC peut jouer un rôle important sur les indices de précipitation extrêmes à travers la correction de biais, et influencer ainsi les projections de débits de récurrence.

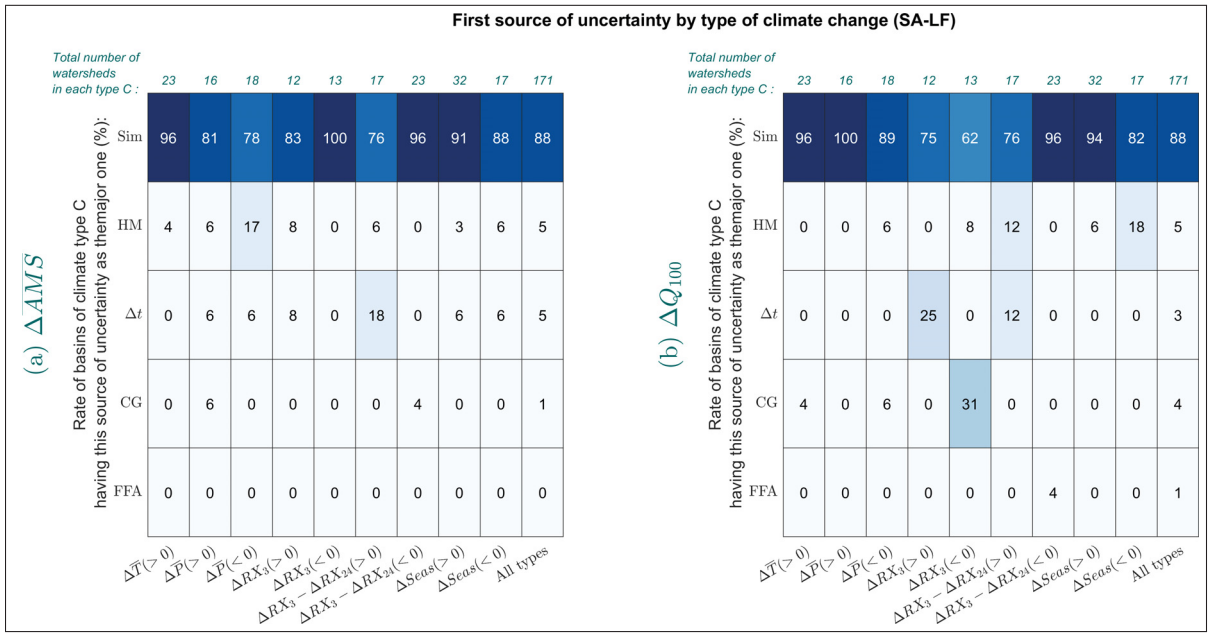


FIGURE -A IV-25 Principales sources d'incertitude sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ en fonction du type de changements climatiques. Identique à la figure -A IV-24, mais pour la saison convective d'été-automne sur faibles débits de base (*SA-LF*)

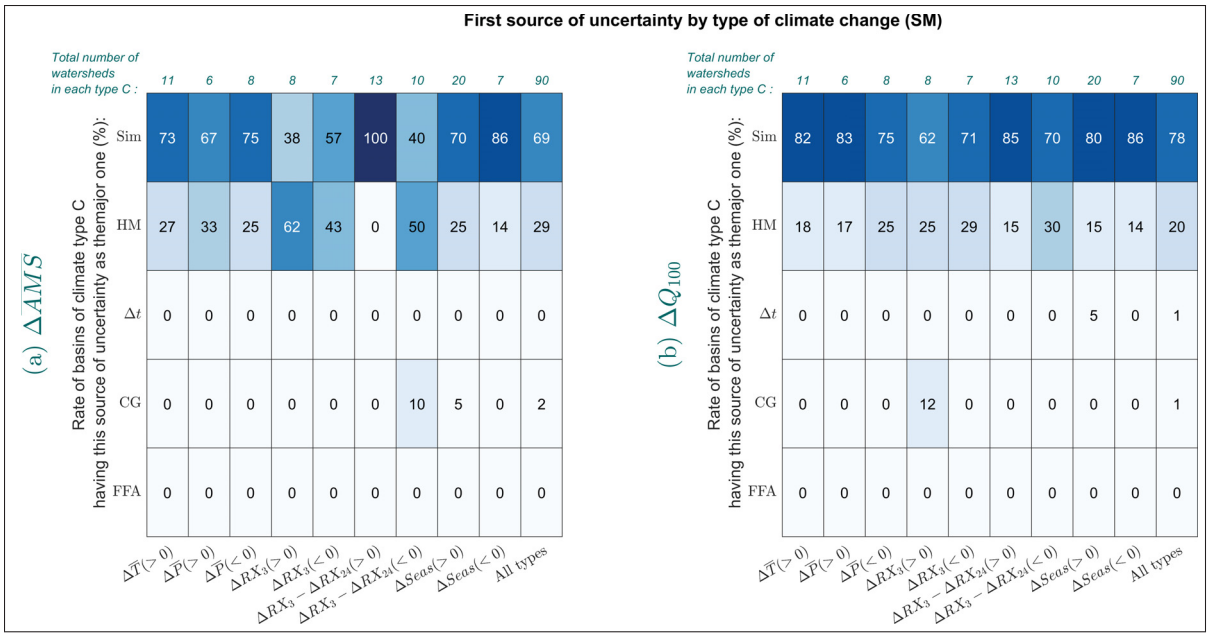


FIGURE -A IV-26 Principales sources d'incertitude sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ en fonction du type de changements climatiques. Identique à la figure -A IV-24, mais pour la saison de fonte *SM*

AIV.4 Comparaison du changement climatique simulé sur les périodes contrastées du passé aux 3 h et aux 24 h

Les différences constatées entre les changements climatiques simulés par les méthodes 3 h et 24 h dans certains contextes géophysiques et climatiques, et leurs interrelations au MH, mènent à se demander laquelle des méthodes est la plus fiable. Des éléments de réponse sont fournis ici en étudiant le CC sur les crues simulées par les deux méthodes entre périodes de climat contrasté du passé récent (section AIV.4.1) puis en comparant l'erreur des deux méthodes (section AIV.4.2). Enfin, la section AIV.4.3 analyse l'impact des choix de configuration, pas de temps compris, sur l'erreur de simulation du changement climatique sur les crues. Avant d'aborder cette section, il faut rappeler que l'étude des climats contrastés du passé présente deux inconvénients : des périodes très courtes (huit ans) qui amplifient l'impact des horsains sur le calcul des indices de crue ; des contrastes de précipitation de l'ordre de ceux entre référence et futur, mais une plage de température beaucoup plus restreinte. Ainsi, toute l'ampleur de l'impact du devancement (ou disparition) des fontes ne peut être observée. Par contre, la calibration sur des périodes

climatiques particulières permet bien de voir comment s'adaptent les MH sur les climats de validation comprenant des processus pour lesquels ils n'ont pas été calibrés.

AIV.4.1 Changement climatique sur les crues simulées avec les méthodes 3 h et 24 h selon le type de contraste

La figure -A IV-27 compare les changements climatiques médians simulés par les méthodes 324 et 24 h pour les différents contrastes climatiques de l'expérience $e24s$. Les médianes sont regroupées selon la configuration des simulations (MH, GC, type d'extrêmes), car une analyse de variance montre l'importance de l'interaction entre ces choix de configuration et le type de contraste sur la différence entre CC aux 3 h et aux 24 h. Le type d'expérience ($e3s$ ou $e24s$) est moins influent. En termes médians, on constate donc que $\Delta Q_T^{(324)}$ et $\Delta Q_T^{(24)}$ sont de même direction, tendant à augmenter pour les contrastes de type ($R99 \nearrow$, $RX_3 \nearrow$, $\overline{P} \nearrow$), et à diminuer lorsque la température augmente. En examinant de plus près les simulations, on s'aperçoit que cette diminution des magnitudes de crue avec $\overline{T} \searrow$ est associée à une diminution plus fréquente des volumes de précipitations sur ce type de contraste. Cette diminution des précipitations sur les augmentations modérées de température du passé n'est pas observée dans les projections, pour lesquelles l'augmentation de $\overline{P}$ est plus fréquente. Notons cependant que si la tendance à l'augmentation des magnitudes de crue avec celle des indices de précipitations est claire et s'observe dans 85 % des bassins (non montré), la tendance à la diminution des crues avec l'augmentation de température n'est pas observée dans toutes les régions dans le passé contrasté, non plus que la corrélation entre augmentation de température et diminution du volume de précipitation. Ainsi, malgré une médiane négative de $\Delta Q_T^{(324)}$ et $\Delta Q_T^{(24)}$ lorsque $\overline{T} \nearrow$, 43 % des bassins présentent une tendance positive. Autrement dit, si les contrastes de précipitation du passé sont suffisamment clairs pour aider à comprendre les projections, ce n'est pas le cas des contrastes de température.

Intéressons-nous maintenant aux différences entre les méthodes 324 et 24 h. Pour les contrastes portant sur les extrêmes de précipitation ($R99 \nearrow$, $RX_3 \nearrow$), l'augmentation obtenue à partir des simulations 24 h est inférieure à celle obtenue à partir des simulations 324. D'autre part, l'écart

entre les méthodes 324 et 24 h est particulièrement marqué pour la combinaison MOHYSEH-MSWEP2 : $\Delta Q_T^{(324)}|_{T\in\{1,100\}}$ est alors plus important de 16 % et 20 % pour les contrastes $R99\nearrow$ et $RX_3\nearrow$ que $\Delta Q_T^{(24)}|_{T\in\{1,100\}}$. On observe aussi une différence claire, bien que moins marquée, avec la combinaison GR4H-MSWEP2 (7 et 10 %). Tous ces constats faits à partir de cette figure -A IV-27 pour l'expérience $e24s$ sont aussi valables pour l'expérience $e3s$, mais la divergence entre 3 h et 24 h lorsque les précipitations deviennent plus extrêmes est plus marquée : on observe des valeurs médianes de $\Delta Q_T^{(3)}$ entre 22 % et 30$ supérieures à celles de $\Delta Q_T^{(24)}$ pour ($R99\nearrow, RX_3\nearrow$) (non montré).

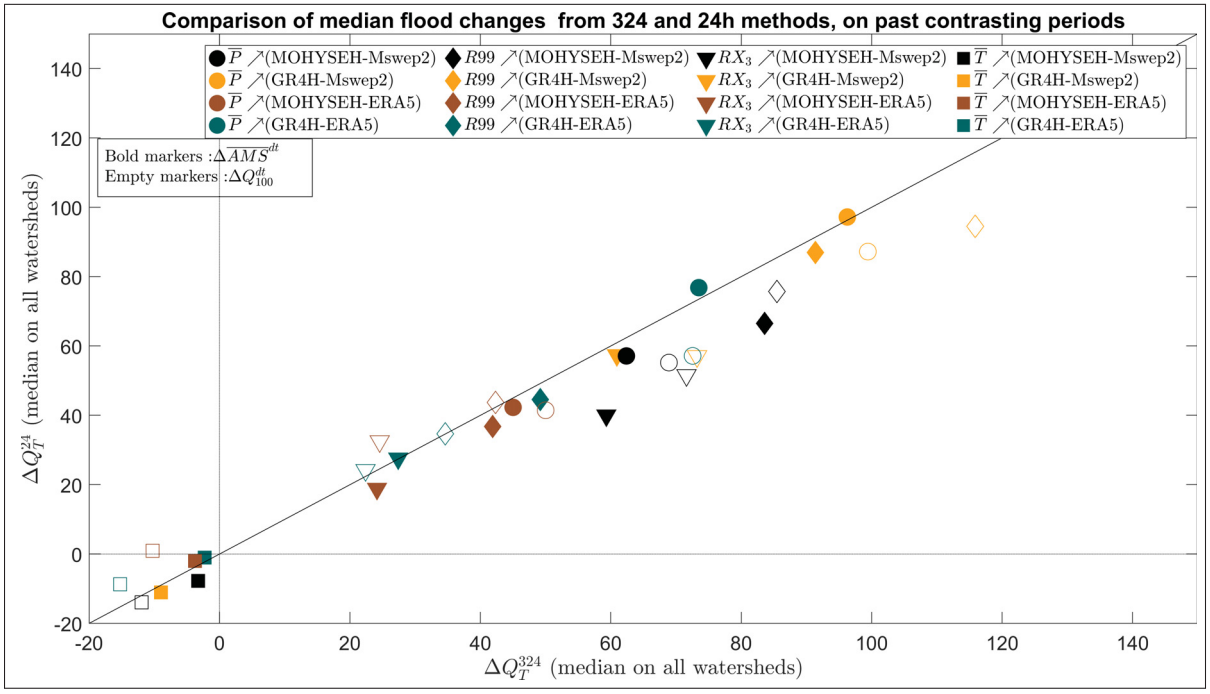


FIGURE -A IV-27 Changement climatique médian simulé par les méthodes 3 h et 24 h selon le type de contraste. Les points sont les médianes des CC sur les crues (définies au tableau 4.8) à partir des méthodes 3 h (abscisse) et 24 h (ordonnées). Les médianes sont calculées sur les deux expériences $e3s$ et $e24s$, pour tous les bassins-saisons, par MH, GC et type de contraste, Les marqueurs pleins (respectivement vides) correspondent aux extrêmes de type $\overline{AMS}$ (respectivement Q_{100})

AIV.4.2 Comparaison des erreurs sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ des méthodes 3 h et 24 h

La figure -A IV-28 compare les erreurs médianes sur le changement climatique simulé entre périodes contrastées pour les deux méthodes, $E\Delta Q_T^{(dt)}$, par MH et GC, sur différents types de contrastes et pour les deux types d'extrêmes ($T = 1 : \overline{AMS}$ et $T = 100 : Q_{100}$), à l'échelle annuelle. Tout comme les crues, le CC sur les crues est généralement sous-estimé lorsqu'on s'intéresse aux valeurs médianes sur tous les bassins, que l'on s'intéresse aux crues sous-journalières (a) ou journalières (b). On observe en particulier une sous-estimation très importante du CC sur les crues modélisées par MOHYSEH lorsque le climat devient plus humide dans toutes les configurations ($\overline{P} \nearrow$), ($E\Delta Q_T^{(dt)}|_{T\in\{1,100\},dt\in\{3,324,24\}} < -30\,\%$) ; une forte sous-estimation également du CC sur les crues modélisées par ERA5 lorsque les précipitations extrêmes augmentent ($R99 \nearrow$, $RX_3 \nearrow$), entre 15 et 35 % selon les configurations. MSWEP2 a tendance au contraire à surestimer les CC sur les crues lors de l'intensification des précipitations ($RX_3 \nearrow$, $R99 \nearrow$), à partir des méthodes 3 h et 24 h pour GR4H ($E\Delta Q_T^{(dt)}|_{T\in\{1,100\},dt\in\{3,324,24\}} > 0\,\%$), et 3 h seulement pour MOHYSEH ($E\Delta Q_T^{(dt)}|_{T\in\{1,100\},dt\in\{3,324\}} > 0\,\%$). Les crues de récurrence 100 ans sont particulièrement surestimées lors de l'intensification ($RX_3 \nearrow$) : en médiane sur tous les bassins de MOHYSEH, $E\Delta Q_{100}^{(3)} = 30\,\%$, $E\Delta Q_{100}^{(324)} = 11\,\%$. Pour GR4H, la surestimation est encore plus élevée : $E\Delta Q_{100}^{(3)} = 34\,\%$, $E\Delta Q_{100}^{(324)} = 26\,\%$. Bien sûr, les périodes de calibration et validation très courtes (huit ans) rendent l'impact des horsains très important dans l'AFC, ce qui aboutit à ces erreurs impressionnantes pour des médianes. Les erreurs médianes calculées avec AFC-POT uniquement sont moins élevées et on voit sur les graphes (a) et (b) que la surestimation est également bien présente pour les maxima annuels $\Delta\overline{AMS^{(dt)}}$. La surestimation de $\Delta Q_T^{(dt)}$ lorsque la période de validation contient des extrêmes de précipitation non observés en calibration est donc une tendance bien réelle qui ne peut être attribuée à la courte durée des séries seulement.

La figure -A IV-28 donne aussi une idée de la performance comparée des méthodes 3 h et 24 h. Ainsi, la méthode 24 h sous-estime le CC sur les crues autant ou plus que la méthode 3 h dans tous les cas pour la projection d'extrêmes 3 h (graphe [a]), et dans la plupart des cas pour la projection d'extrêmes 24 h excepté pour quelques débits de récurrence (graphe [b]). Avec MOHYSEH, la

plus-value du 3 h ($AV^{e3s}_{\Delta Q_T} = |E\Delta(F_p Q_T^{(24)})| - |E\Delta Q_T^{(3)}|$ ou $AV^{e24s}_{\Delta Q_T} = |E\Delta Q_T^{(24)}| - |E\Delta Q_T^{(324)}|$) est plus importante lors de l'augmentation des précipitations moyennes ($\Delta\overline{P}\ \nearrow$), bien qu'elle ne suffise pas à obtenir des simulations aussi performantes que GR4H dans ce contexte climatique. Dans les cas déjà mentionnés de surestimations associées à l'intensification des précipitations, les simulations 3 h sont plus performantes que 24 h en médiane dans la majorité des configurations pour MOHYSEH. GR4H-24 h par contre surestime moins les pointes sous-journalières que GR4H-3 h, et les deux sont équivalents pour le changement sur les pointes journalières. En dehors de ces tendances, à des échelles médianes, la combinaison MH-GC, le type de changements climatiques, et leurs interrelations, ont plus d'influence sur $E\Delta Q_T^{(dt)}$ que le pas de temps des simulations. Cependant, la valeur ajoutée du 3 h, $AV^{e}_{\Delta Q_T}$, est aussi sujette à une grande variabilité en fonction du bassin, qui n'est pas perceptible sur les valeurs médianes. La simulation 3 h est ainsi plus performante que la simulation 24 h d'au moins 10 % pour 28 % des bassins-saisons, toutes expériences confondues ; la simulation 24 h de son côté est plus performante que la simulation 3 h pour 26 % des simulations (non montré).

Enfin, le contraste de type $\overline{T}\ \nearrow$ est bien sûr celui qui nous intéresse le plus, mais le faible contraste observé dans le passé récent sur la température moyenne conduit à des valeurs de $\Delta Q_T^{(dt)}$ moins marquées et une interprétation plus difficile. Les erreurs des méthodes 3 h et 24 h sont équivalentes pour la projection de crues journalières (graphe [b]), et 3 h est légèrement meilleure pour la projection de crues sous-journalières (graphe [a]). La plus-value $AV^{e3s}_{\Delta Q_T}$ reste faible, la configuration dans laquelle elle apparaît le mieux est sur les saisons convectives *SA-LF* avec MSWEP2 ($AV^{e3s}_{\Delta Q_T} = 2,5$ % en médiane [7], non montré).

Les comportements différents des combinaisons MH-GC pour la simulation de $\Delta Q_T^{(dt)}$ en passé récent contrasté montrent bien les avantages et inconvénients de chaque jeu :

- Dans un contexte dans lequel les précipitations sont appelées à devenir plus extrêmes, la GC ERA5 est trop « plate » pour simuler correctement les modifications engendrées sur les crues, MSWEP2 est significativement plus apte à représenter la réalité, malgré

[7] Rappelons que la différence entre les jeux MSWEP2 et ERA5 concerne uniquement les précipitations ; les températures ERA5 sont utilisées dans les deux cas.

sa tendance à surestimer. Par analogie, la forte différence constatée entre les deux grilles montre l'importance de forcer les MH avec des simulations climatiques performantes dans la représentation des extrêmes pour projeter les crues futures dans un contexte d'intensification des précipitations. La résolution spatio-temporelle des simulations, les grilles climatiques de référence utilisées pour la correction de biais, et la méthode de traitement des extrêmes dans cette correction de biais, sont autant de choix méthodologiques ayant un impact important sur cette représentation des extrêmes. Ce constat va dans le sens des recherches précédentes sur l'impact de la résolution spatiale sur les projections de crue, en particulier pour les bassins rapides sur lesquels l'intensification des précipitations a un impact particulièrement important (Markhali *et al.*, 2022b; Castañeda-González *et al.*, 2018; Quintero *et al.*, 2022; Mendoza *et al.*, 2016).

- Les comportements des MH GR4H et MOHYSEH sont complémentaires. MOHYSEH est plus apte à simuler les changements sur les crues liés à une intensification des précipitations à condition de l'utiliser en sous-journalier, mais ne parvient pas à représenter ceux liés à une augmentation du volume de précipitation. GR4H s'adapte moins bien à l'intensification en surestimant les augmentations de crue associées, car il ne bénéficie pas de la plus-value de la méthode sous-journalière constatée sur MOHYSEH (les méthodes 3 h et 24 h donnent des résultats beaucoup plus semblables qu'avec MOHYSEH). Par contre, GR4H représente beaucoup mieux l'augmentation des crues liée à des volumes de précipitation plus importants, indépendamment du pas de temps des simulations. Il est possible que la tendance de MOHYSEH à parvenir à l'équilibre hydrologique en surestimant l'évapotranspiration soit responsable de son incapacité à transférer correctement les pluies additionnelles qui devraient gonfler les crues à travers l'augmentation du débit moyen.
- La plus-value de la méthode 3 h est plus importante pour la projection d'extrêmes 3 h ($e3s$) que 24 h ($e24s$), et pour MOHYSEH que GR4H. Cela mène à une meilleure performance médiane de MOHYSEH-3 h par rapport à MOHYSEH-24 h, GR4H-3 h et GR4H-24 h dans toutes les configurations de $e3s$, excepté lors de l'augmentation de la précipitation moyenne ($\Delta\overline{P} \nearrow$). Cependant, ces résultats généraux peuvent varier en fonction des régions, saisons et indices visés, témoignant de nouveau de la nécessité de comprendre les phénomènes hydrologiques

en jeu sur un bassin et le comportement des combinaisons MH-GC sur ce dernier, avant de déterminer lesquels utiliser (ou du moins lesquels éliminer) pour une projection plus fiable des crues. Par exemple, pour les contrastes de type $\overline{P}$ ↗ et $\overline{T}$ ↗, la région apparaît comme le facteur majeur d'une analyse de variance comprenant le facteur *Région* et les choix de configuration (MH, GC, expérience, type d'extrêmes), tant pour déterminer $E\Delta Q_T^{(dt)}$ que $AV^e_{\Delta Q_T}$. Par contre, pour les contrastes de type RX_3 ↗ et $R99$ ↗, aucun facteur isolé n'apparaît déterminant dans la variance, qui est dominée par les interactions entre région, MH, et GC.

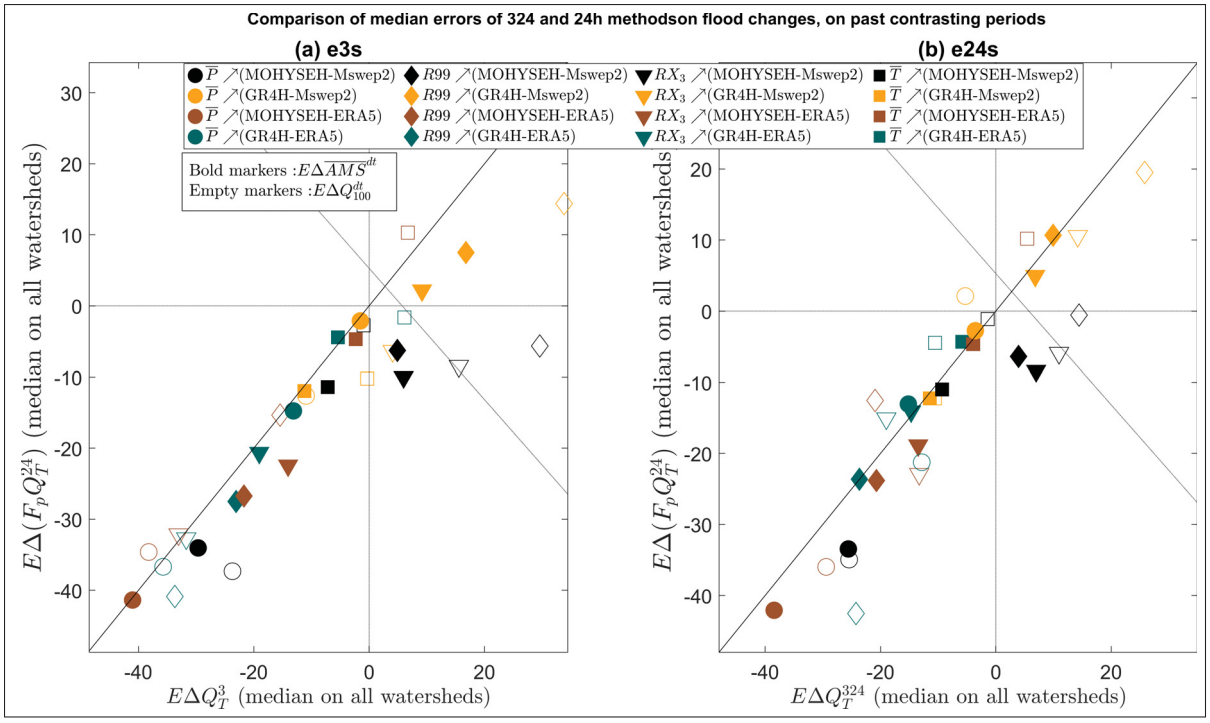


FIGURE -A IV-28 Comparaison de l'erreur des méthodes 3 h et 24 h sur la modélisation du CC entre périodes contrastées du passé. Les points sont les médianes des erreurs relatives sur la modélisation du CC sur les crues à l'échelle annuelle à partir des méthodes 3 h (abscisse) et 24 h (ordonnées). Les médianes sont calculées sur les deux expériences $e24s$ (a) et $e3s$ (b), pour tous les bassins regroupés par MH, GC et type de contraste, Les marqueurs pleins (respectivement vides) correspondent aux extrêmes de type $\overline{AMS}$ (respectivement Q_{100})

AIV.4.3 Analyse de la variance de l'erreur sur $\Delta Q_T^{(dt)}$ liée aux choix de configuration

On a vu à la section AIV.3 que le pas de temps pouvait être une source primordiale d'incertitude dans certaines régions lors de la projection de l'impact du CC sur les crues futures, particulièrement pour l'expérience $e3s$, et sur les bassins-saisons où l'intensification des précipitations était le signal de CC le plus important. Ici, on effectue une nouvelle analyse de la variance issue des choix de configuration à travers la figure -A IV-29, mais en s'intéressant cette fois directement à l'impact du pas de temps sur l'erreur de calcul du CC entre climats contrastés. Les constats suivants sont faits :

- Les sources de variance sur l'erreur de simulation du CC et leur importance relative en fonction des contrastes, des types d'extrêmes et d'expériences, et des régions sont très semblables à celles sur le CC lui-même (*Voir* figure -A IV-30). Ainsi, toutes régions et expériences confondues, la variance sur $E\Delta\overline{AMS^{(3)}}$ (graphe [a] la figure -A IV-29) est très largement dominée par le choix de la GC d'entrée lorsque le contraste imposé est l'augmentation de la température ($\Delta\overline{T}$ $\nearrow$, 76 % de la variance) ou celle des extrêmes de précipitations (73 % et 82 % pour RX_3 $\nearrow$ et $R99$ $\nearrow$). Mais la variance est dominée par le choix du MH lorsque le contraste imposé est l'augmentation du volume de précipitations ($\Delta\overline{P}$ $\nearrow$, 85 %). Le choix du pas de temps est plus important pour les augmentations de température (16 %) et des intensités de précipitation (ΔRX_3 $\nearrow$, 14 %). Par ailleurs, une part nulle ou très faible de la variance sur l'erreur est associée aux interactions entre les choix de configuration, la plus élevée apparaissant pour les augmentations de température (6 %). Ces résultats généraux sont cependant fortement dépendants de la région. Ainsi, l'Atlantique est la région pour laquelle le choix du pas de temps participe le plus à la variance de l'erreur lors d'augmentations de température ou d'intensité des précipitations (50 %). Québec et Appalaches sont les deux autres régions pour lesquelles le choix du pas de temps influe plus fortement sur l'erreur. Lors d'augmentations du volume de précipitations, le choix du pas de temps importe seulement pour le Pacifique (26 % de la variance). C'est sur la côte Pacifique également qu'apparaissent les interactions les plus importantes : lors d'augmentations de la part de précipitations extrêmes, les interactions pas de temps-MH et pas de temps-GC

comptent ensemble pour 53 % de la variance de l'erreur, l'interaction avec le MH étant plus importante pour $E\Delta\overline{AMS^{(3)}}$, et celle avec la GC pour $E\Delta\overline{AMS^{(24)}}$. L'interaction MH-GC apparaît aussi importante sur quelques combinaisons région-contraste : elle compte pour 27 % lors d'augmentations des intensités de précipitation dans le Sud, et 26 % pour les augmentations de température das les Grandes Plaines. Enfin, il y a assez peu de différence entre les variances calculées pour les expériences $e3s$ et $e24s$, c'est-à-dire que les choix de configuration ayant un impact important sur $E\Delta Q_T^{(dt)}$ sont globalement les mêmes, que l'on s'intéresse aux indices de crues journalières ou sous-journalières. L'impact du pas de temps reste un peu plus élevé pour $e3s$ que pour $e24s$ pour chaque type de contraste et chaque région, les plus grandes différences se retrouvant pour les contrastes de type RX_3 ↗, et pour les régions déjà mentionnées (Atlantique, Québec, Appalaches, Pacifique).

- Les sources de variance sur $E\Delta Q_{100}^{(dt)}$ sont très différentes de celles sur $E\Delta\overline{AMS^{(dt)}}$, et les interactions entre les différents choix de configuration comptent pour au moins 50 % de la variance dans tous les cas de figure (graphe [b]). Les interactions d'ordre 2 les plus représentées sont : MH-GC, pas de temps-AFC. Les interactions d'ordre élevé ($ge3$) représentent en moyenne 21 % de la variance (contre 2 % pour la variance sur $E\Delta\overline{AMS}$) ; il s'agit en particulier d'interactions MH-GC-pas de temps. Il en va de même pour la variance sur ΔQ_{100} (figure -A IV-30), mais la répartition entre sources pour $E\Delta Q_{100}$ et ΔQ_{100} présente beaucoup de plus de divergences que celles de $E\Delta\overline{AMS}$ et $\Delta\overline{AMS}$. On observe ainsi des corrélations respectives de 0,57 (entre les parts de variance associée à chaque source pour $E\Delta Q_{100}$ et ΔQ_{100}) et 0,96 (entre $E\Delta\overline{AMS}$ et $\Delta\overline{AMS}$). L'importance prédominante du MH et de la GC que l'on a remarquée sur $E\Delta\overline{AMS}$, disparaît pour $E\Delta Q_{100}$ à l'exception de quelques combinaisons régions-contrastes isolées et d'une persistance de l'impact de la GC pour les contrastes de type RX_3 ↗ (elle est responsable de 32 % de la variance pour l'ensemble des bassins). Le choix de l'AFC (AFC-AMS ou AFC-POT) devient la première source de variance de l'erreur sur ΔQ_{100} pour un grand nombre de régions et de contrastes, comptant pour 23 % en moyenne sur tous les contrastes et régions. Les régions pour lesquelles le pas de temps apparaît comme source de variance la plus importante sont les Appalaches, le Québec, la côte Pacifique, auxquelles il faut ajouter le Sud et le Mexique si on tient compte

des interactions entre le pas de temps et les autres variables. L'importance du pas de temps est aussi plus marquée pour l'expérience $e3s$ que $e24s$.

- Cette répartition des sources de variance sur l'erreur sur les débits de récurrence, principalement dominée par le choix de la méthode AFC et les interactions entre les choix de configuration, est due en grande partie au fait que les séries AMS sont très courtes entre climats contrastés du passé (séries de huit ans). La différence entre les méthodes AFC (AFC-AMS, basée sur les 8 valeurs de la série AMS, ou AFC-POT sur l'ensemble des extrêmes au-dessus d'un seuil) est donc importante, la méthode AFC-AMS étant marquée d'une très forte incertitude dans ce cas, et très influencée par l'éventuelle présence d'un horsain dans la série. Répéter l'analyse de variance sur une période de récurrence moins élevée n'empêche pas que l'AFC soit une source majoritaire de variance : elle passe de 23 à 21 % en passant de $T = 100$ ans à $T = 25$ ans, et descend à 12 % pour des périodes de récurrence de durée équivalente à la longueur des périodes de simulations. Répéter l'analyse de variance pour les simulations AFC-POT seulement ou AFC-AMS seulement donne par contre des résultats très différents : dans le cas des simulations POT seules, la GC est plus importante que les autres sources de variance (45 % en moyenne), alors que l'importance des autres sources dépend de la combinaison Région-contraste. Les régions Appalaches et Pacifique restent particulièrement sensibles au choix du pas de temps. Dans le cas des simulations AFC-AMS seules, la répartition des sources dépend entièrement de la combinaison contraste-Région. Le pas de temps et ses interactions au MH et surtout à la GC apparaissent des sources majeures dans toutes les régions pour au moins un type de contraste (*Voir* figure -A IV-31).
- Réitérer l'analyse de variance en regroupant les bassins par saison conserve les grandes tendances pour chaque saison (pour $E\Delta\overline{AMS}$: prédominance du MH lorsque $\overline{P}\nearrow$, de la GC sinon ; pour $E\Delta Q_{100}$: prédominance de la méthode AFC et des interactions. Figure non montrée). On note cependant l'importance particulière du pas de temps sur $E\Delta\overline{AMS}$ lors de la saison convective d'été-automne, surtout pour les contrastes de type $\overline{T}\nearrow$ avec une part de variance associée de 35 % pour $e3s$ et 19 % pour $e24s$. Il compte aussi plus pour

la variance sur $E\Delta Q_{100}$ lors de la saison de fonte pour tous les contrastes, excepté RX_3 ↗ (17 % en médiane).

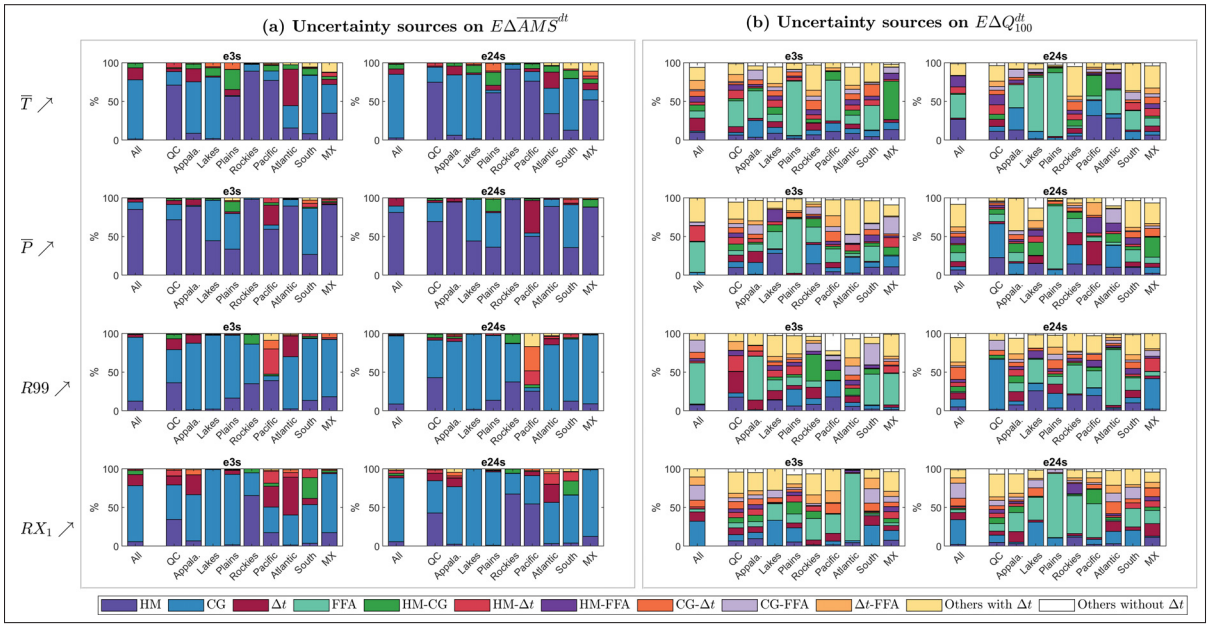


FIGURE -A IV-29 Analyse de variance de $E\Delta Q_T^{(dt)}$, l'erreur sur la modélisation du CC entre périodes contrastées du passé, par type de contraste (lignes), type d'extrêmes (colonnes), et par expérience ($e3s$ ou $e24s$). Pour les maxima annuels moyens (a), trois choix de configuration participent de la variance : MH, GC, pas de temps de simulation, ainsi que leurs interactions. Pour les débits de récurrence annuels 100 ans (b), s'ajoute la méthode d'AFC (AFC-AMS ou AFC-POT). L'analyse de variance sur les bassins est agrégée à l'échelle de la région. Les sources de variance associées à Δt sont en couleurs chaudes et les autres en couleurs froides. Les interactions de degré 3 et 4 sont regroupées en interactions associées ou non à Δt

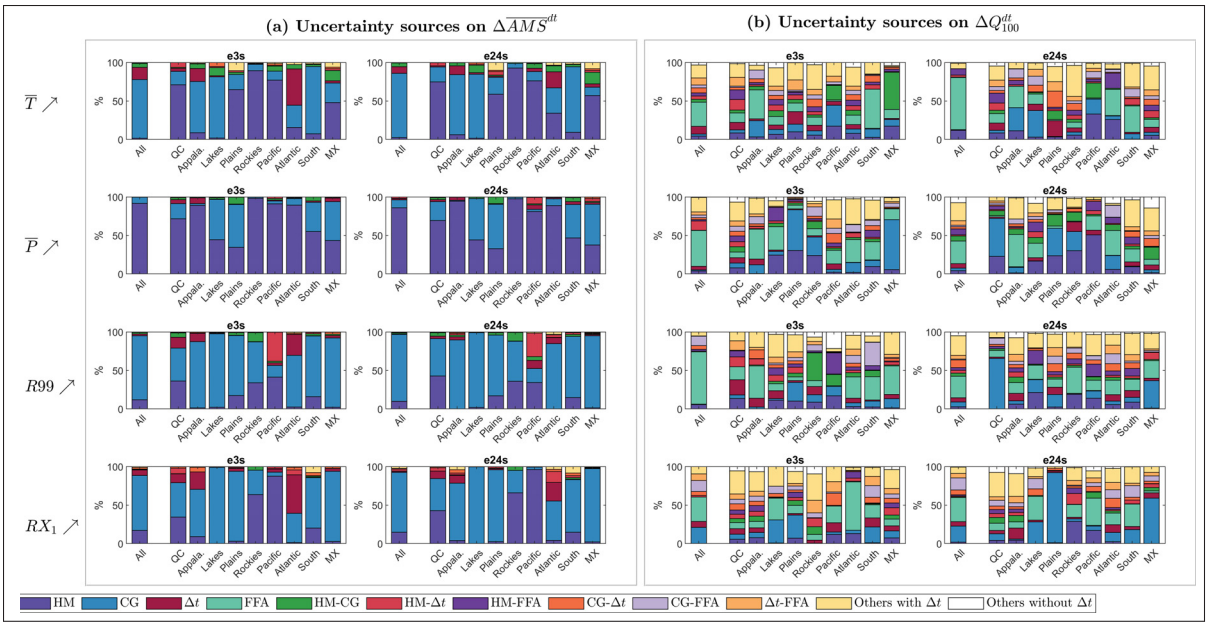


FIGURE -A IV-30 Analyse de variance de $\Delta Q_T^{(dt)}$, le CC entre périodes contrastées du passé, par type de contraste (lignes), type d'extrêmes (colonnes), et expérience ($e3s$ ou $e24s$). Pour les maxima annuels moyens ([a], $T = 1$), trois choix de configuration participent de la variance : MH, GC, pas de temps de simulation, ainsi que leurs interactions. Pour les débits de récurrence annuels 100 ans ([b], $T = 100$), s'ajoute la méthode d'AFC (AFC-AMS ou AFC-POT). L'analyse de variance sur les bassins versants est faite à l'échelle annuelle uniquement (sans saisons). Elle est agrégée à l'échelle de la région. Les sources de variance associées à Δt sont en couleurs chaudes et les autres en couleurs froides. Les interactions de degré 3 et 4 sont regroupées en interactions associées ou non à Δt

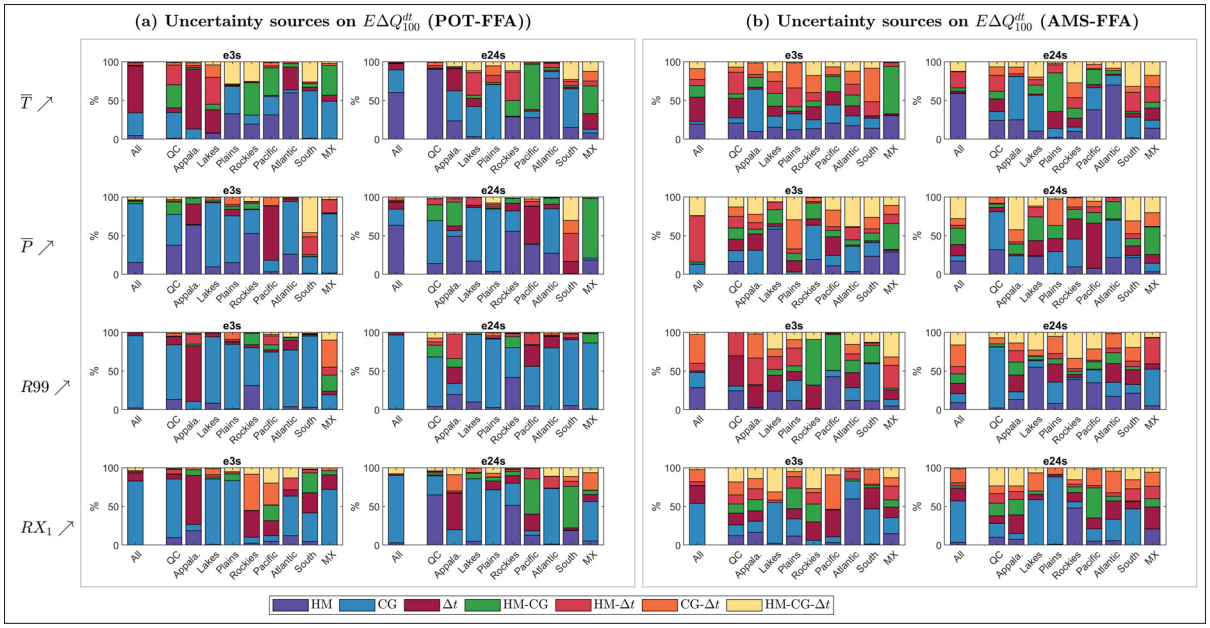


FIGURE -A IV-31 Analyse de variance de $E\Delta Q_{100}^{(dt)}$, identique à -A IV-29, mais uniquement pour l'erreur sur les débits de récurrence 100 ans, calculés par la méthode AFC-POT (a) ou AFC-AMS (b)

AIV.5 Synthèse et discussion

AIV.5.1 Projections hydroclimatiques

Les sept simulations climatiques utilisées mènent à une large enveloppe de projections climatiques et hydrologiques à l'horizon 2100, et le choix de la simulation est dans la majorité des cas la première source d'incertitude sur les projections hydrologiques à l'échelle du bassin. Les simulations tendent en médiane vers une augmentation des températures de 4,5 °C, des volumes de précipitation de 6,5 %, et de l'intensité de ces dernières aux 3 h de 47,7 %. Elles s'accompagnent d'une forte variabilité régionale et saisonnière. Le taux de précipitations neigeuses diminue drastiquement de 30 % et le changement climatique a un impact sur la saisonnalité des précipitations incertain, car les simulations ne s'accordent sur le sens de sa variation pour aucune région. La simulation CanESM2-CRCM-CA est particulièrement

différente des autres dans toutes ses caractéristiques, élargissant amplement la variabilité des simulations.

L'impact du changement climatique sur les débits consiste en une augmentation médiane des débits annuels moyens ($\Delta\overline{Q^{(3)}} = 5\,\%$) et de crue ($\Delta\overline{AMS^{(3)}} = 25\,\%$, $\Delta Q_{100}^{(3)} = 43\,\%$). Bien sûr, les tendances régionales et saisonnières observées sur le climat mènent à des tendances régionales et saisonnières pour l'hydrologie aussi : les débits moyens annuels sont en augmentation médiane à l'Est et au Nord ($\Delta\overline{Q^{(3)}} = 9\,\%$), et en diminution médiane à l'Ouest et au Sud / Mexique ($\Delta\overline{Q^{(3)}} = -5\,\%$). Les débits de crues fréquentes ($\overline{AMS^{(3)}}$) augmentent dans toutes les régions excepté les Rocheuses et le Mexique où ils sont stables en médiane. Les débits de crues rares $Q_{100}^{(3)}$ augmentent pour toutes les régions, mais plus particulièrement sur la côte Atlantique et dans les Appalaches (en médiane, $\Delta Q_{100}^{(3)} = 54\,\%$), et moins dans les Rocheuses (en médiane, $\Delta Q_{100}^{(3)} = 18\,\%$). Les particularités climatiques saisonnières ont pour impact hydrologique une augmentation des débits moyens pour les saisons *SM* et *WS-HF* (en médiane, $\Delta\overline{Q^{(3)}} = 10\,\%$), et une diminution pour les saisons *SA-LF* et *AW-HF* ($\Delta\overline{Q^{(3)}} = -9\,\%$). Du côté des crues, on constate une augmentation moins importante des débits de crues durant la saison de fonte *SM* (en médiane, $\Delta\overline{AMS^{(3)}} = 10\,\%$ et $\Delta Q_{100}^{(3)} = 17\,\%$), mais une augmentation plus importante des débits de crues rares durant les saisons *SA-LF* et *AW-HF* ($\Delta Q_{100}^{(3)} = 51\,\%$).

Les projections de changement sur les débits moyens et sur les crues fréquentes calculées à partir des simulations 3 h sont bien corrélées entre MH : coefficient de Pearson de 0,89 pour les débits moyens et 0,83 pour les crues fréquentes, mieux que celles issues des simulations 24 h (0,86 et 0,78 respectivement pour les débits moyens et les crues fréquentes). Le rapport entre les simulations des deux MH n'est cependant pas 1 :1. GR4H produit des changements plus intenses, tant en diminution qu'en augmentation, c'est-à-dire en général une diminution des débits moyens et une augmentation des débits de crue plus importantes. La corrélation entre les deux MH se retrouve sur l'impact du changement climatique sur les crues de temps de récurrence inférieur à la durée des séries (30 ans), et sur celui sur les crues 100 ans estimées par la méthode AFC-POT (0,72), mais elle ne se retrouve pas par l'AFC-AMS-100 ans (0,03). L'ajustement fréquent de distributions statistiques différentes avec l'un et l'autre MH mènent à

des écarts importants sur les périodes de récurrence >30 ans, GR4H-3 h produisant souvent des horsains très élevés. Une corrélation non affine est tout de même présente avec l'AFC-AMS-100 ans (corrélation de Spearman de 0,63). Aussi, on a noté des différences régionales entre les deux MH, MOHYSEH produisant des changements sur les crues plus élevés au Mexique que GR4H, mais plus faibles dans les Grands Lacs et les Rocheuses.

Enfin, les résultats obtenus soulèvent une question qu'il serait judicieux d'étudier : les calibrations ont été faites ici sur les 15 années les plus chaudes du passé récent afin de rapprocher le fonctionnement des MH des conditions futures, et de diminuer leur nécessité d'adaptation. Cependant, ces calibrations sont par conséquent faites sur un climat qui est aussi différent du climat de référence et qui n'est pas représentatif de la variabilité climatique annuelle et décennale. Notamment, on a vu dans l'étude des climats contrastés que les périodes les plus chaudes du passé étaient souvent associées à des volumes de précipitation moindres. Cela veut dire que pour les bassins concernés, calibrer sur les périodes les plus chaudes mène à une perte d'information sur le comportement des bassins pour des volumes de précipitations plus importants. Or, on projette justement une augmentation des précipitations sur la majorité des bassins dans le futur. Il serait peut-être plus cohérent de calibrer sur un climat plus complet et non sur les années les plus chaudes seulement.

AIV.5.2 Différences entre les changements climatiques projetés aux 3 h et aux 24 h

Les simulations 3 h et 24 h s'accordent globalement sur les tendances d'impact du changement climatique, avec une très bonne corrélation entre les deltas projetés sur les débits moyens (0,96) et les crues fréquentes journalières $\overline{AMS}$ (0,92). La corrélation disparaît de nouveau pour les crues rares journalières modélisées avec l'AFC-AMS (Q_{100}) (0,14) mais pas avec POT (0,85). Les corrélations entre deltas aux 324 et aux 24 h sont du même ordre de grandeur. Cependant, la différence ECC_T^{e24s} a tendance à être positive (+1,9 % en médiane), tant pour les débits moyens que pour les crues, c'est-à-dire que les projections 324 sont translatées : on observe des augmentations plus importantes et des diminutions moins importantes aux 324.

Il existe pourtant des différences importantes entre les simulations issues des deux pas de temps à l'échelle du bassin. Nos résultats ont en effet montré que l'impact du pas de temps sur la simulation du changement climatique sur les crues est très dépendant du MH, particulièrement sur les bassins comprenant actuellement une saison de fonte et sur ceux sujets à de fortes augmentations des volumes de précipitation dans le futur. À l'échelle annuelle, GR4H a tendance à produire une différence plus importante que MOHYSEH entre le changement sur les pointes de crue (aux 3 h) et celui sur les volumes de crues journaliers de la série 324 : ECC_T^{e3m} =+13 % en médiane contre ECC_T^{e3m} =+4 % pour MOHYSEH, pour les bassins de temps de pointe calibré inférieur à la journée. Ces différences entre les deux MH soulignent une représentation différente tant des hydrogrammes de crue que des débits de base et de leurs variations.

Si GR4H mène à des différences entre les deltas aux 3 h et aux 324 plus importantes que MOHYSEH, la différence entre l'impact du CC sur les crues issues des simulations calibrées aux 3 h et aux 24 h est de son côté plus importante pour MOHYSEH que pour GR4H. La corrélation entre les paramètres des modèles calibrés aux 3 h et aux 24 h est en effet bien moins importante pour MOHYSEH (0,68) que pour GR4H (0,91), en partie en raison de l'équifinalité plus grande de MOHYSEH puisque le modèle est plus complexe. On a montré que les différences de calibration de MOHYSEH aux 3 h et aux 24 h menaient à une grande plus-value du 3 h sur le 24 h, la version 24 h ayant du mal à représenter les débits moyens en raison d'une évaporation trop importante. Par ailleurs, on observe des corrélations entre la différence des paramètres calibrés aux deux pas de temps, et la différence entre les CC qu'ils simulent. En conclusion, deux types de différences entre les paramètres calibrés aux 3 h et aux 24 h ont été mises en évidence en lien avec des différences sur la simulation du changement climatique.

Enfin, on a constaté des différences dans la saisonnalité des maxima annuels des séries 3 h, 324 et 24 h, particulièrement marquées avec MOHYSEH. Les simulations 24 h ont une saisonnalité plus marquée que les simulations 324, elles-mêmes présentant une saisonnalité plus marquée que les simulations 3 h. Les divergences entre 3 h et 324, et entre 324 et 24 h sont du même acabit. Les versions 24 h forment plus souvent des maxima annuels durant les saisons de plus haut débit de base. On les trouve donc en fin de saison de fonte, pour la majorité des bassins de

cette étude, mais aussi en fin de saison des tempêtes hivernales sur le Pacifique, et à l'automne au Mexique. Seul le Sud ne présente pas de saisonnalité particulière aux 24 h, bien qu'il soit aussi la région dans laquelle les mois des maxima annuels 3 h et 24 h divergent le plus souvent. Les bassins n'y présentent effectivement pas de cycle annuel du débit de base comme dans les autres régions. Au total, entre 14 et 24 % des maxima annuels 3 h et 24 h sont détectés à des mois différents, en fonction des régions. On constate par contre assez peu de différences entre référence et futur dans ces caractéristiques, excepté le fait que les maxima 24 h divergents des bassins mixtes sont plus précoces avec le devancement des fontes. Ces différences ont des conséquences sur l'AFC faite aux 3 h, 324 ou 24 h : les événements participant des séries AMS annuelles aux 3 h sont plus souvent le résultat de processus hydrologiques différents rendant les séries moins homogènes. Il semble donc plus important encore de pratiquer l'AFC saisonnière avec les séries sous-journalières qu'avec les séries journalières. Par ailleurs, les différentes saisonnalités constatées montrent des différences de fond entre les simulations 24 h et 3 h, les premières donnant lieu plus fréquemment à des crues annuelles de volume et les secondes à des crues annuelles liées à l'intensité des précipitations, souvent à l'été-automne.

AIV.5.3 Participation du choix du pas de temps à l'incertitude portant sur les projections

Les simulations climatiques sont le plus souvent la première source d'incertitude pour tous les indices et toutes les régions (83 % des bassins à l'échelle annuelle), en raison de la grande dispersion observée entre simulations climatiques sur la projection des indices de précipitations, qui sont significativement reliés aux pointes de crue (figures -A IV-1 et -A IV-2). Cependant, l'importance relative des différentes sources d'incertitude sur la projection des changements hydrologiques dépend beaucoup du bassin-saison et de l'indice hydrologique visé, et des tendances régionales ou saisonnières peuvent être détectées. Ainsi, les méthodes d'AFC et les GC sont plus rarement la première source d'incertitude que les autres sources, et les bassins sur lesquels elles le sont se retrouvent essentiellement lors de la saison convective d'été-automne, pour la projection de crues journalières (cas de l'AFC) ou de crues sous-journalières (cas des GC). Le MH et le pas de temps sont beaucoup plus souvent la première source d'incertitude, en

particulier pour les crues maxima saisonnières et les débits de récurrence sous-journaliers. La part d'incertitude liée au pas de temps, interactions comprises, est généralement entre 0 et 40 % pour la projection de changement sur les débits moyens, et entre 20 et 60 % pour les changements sur les crues. Elle dépasse 60 % sur quelques bassins de toutes les régions excepté le Mexique, la Floride et les abords du Golfe du Mexique. Ce sont les saisons de pluies printanières *WS-HF* et convectives d'été-automne *SA-LF* qui apportent les plus fortes incertitudes liées au pas de temps sur les projections de changements sur les crues, la saison convective donnant lieu au plus grand nombre de bassins pour lesquels Δt est la 1re source d'incertitude sur la côte Atlantique et au Québec.

On remarque aussi que les bassins du Sud-Est des États-Unis (Floride, Golfe du Mexique) et le Sud profond (Mississippi, Tennessee, Arkansas. . .) montrent deux comportements différents quant aux sources d'incertitude, et ne devraient pas être regroupés dans une même grande région du *Sud* pour l'étude de projections, contrairement au découpage régional utilisé ici.

On a aussi montré que le type de changements climatiques projetés sur un bassin était déterminant pour la source d'incertitude majoritaire. À l'échelle annuelle, la source primordiale d'incertitude sur $\Delta\overline{AMS}$ devient le MH dans une majorité de bassins quand le CC prédominant est une augmentation de la température ou de la précipitation moyenne. Le pas de temps est plus souvent une source primordiale pour ce même indice quand le CC prédominant est une augmentation de température (comme souvent au Québec et dans les Plaines), ou surtout de la saisonnalité des précipitations (comme souvent dans les Appalaches). Mais il est aussi plus fréquemment la source primordiale d'incertitude quand on observe une grande variabilité des projections de température ou de précipitations extrêmes à travers les simulations. Il n'est jamais la première source d'incertitude lorsque le changement dominant est une diminution des précipitations, et rarement lorsque le changement prédominant porte sur les extrêmes de précipitation. Les simulations climatiques sont la source primordiale d'incertitude de 95 % des bassins sur $\Delta\overline{AMS}$ toujours quand la variabilité la plus importante à travers les simulations concerne la précipitation moyenne. On observe aussi des particularités saisonnières, l'AFC et les GC étant par exemple plus souvent sources primordiales d'incertitude pour certains types de changements climatiques

au printemps et à l'été-automne. S'agissant des débits de récurrence, MH et pas de temps sont plus fréquemment la première source d'incertitude dans les mêmes types de contexte climatique, mais les simulations dominent plus souvent, dans 82 % des cas au lieu de 71 %.

Enfin, il faut souligner qu'une source d'incertitude qui peut être importante dans certains contextes, la méthode de correction de biais des simulations climatiques (Maraun *et al.*, 2015; Chae et Chung, 2024), n'a pas été prise en compte dans cette étude dans laquelle seule la méthode MBCn de Cannon (2018); Zhang *et al.* (2021) est utilisée. Les études précédentes ont montré la robustesse de cette méthode pour la correction de biais, mais il serait tout de même intéressant d'ajouter d'autres méthodes de correction sur l'échantillon diversifié proposé dans cette étude, en s'intéressant notamment au traitement des extrêmes. L'étude de cas 7.4 a en effet montré que la présence d'un extrême particulièrement rare sur une seule des séries de précipitations utilisées pour corriger le biais des simulations (plus courante avec MSWEP2) menait à des divergences importantes entre les extrêmes de précipitations corrigés par ERA5 et par MSWEP2, lors d'une intensification des précipitations. Cette divergence se retrouve sur les changements projetés pour les crues extrêmes. La GC devient alors la 1re source d'incertitude.

AIV.5.4 Performance des simulations du changement entre périodes contrastées du passé

Les performances des MH à simuler le CC sur les débits moyens et les crues ont été estimées entre les périodes contrastées du passé récent.

On a constaté que les simulations sous-estiment le CC sur les crues tout comme elles sous-estiment les crues, excepté dans le cas où le contraste climatique est défini par une intensification des précipitations conduite par MSWEP2. Dans ce cas, les MH surestiment le CC sur les indices de crue (excepté MOHYSEH-24 h qui a plus de mal à simuler les hydrogrammes de crue et donc les crues rapides : alors que les temps de pointe calibrés par GR4H-3 h, GR4H-24 h et MOHYSEH-3 h sont corrélés aux temps de concentration des bassins, ce n'est pas le cas pour MOHYSEH-24 h). La surestimation n'apparaît pas avec ERA5 qui est beaucoup plus « plate ». De plus, en valeurs médianes à l'échelle annuelle, les MH calibrés aux 3 h sous-estiment (ou

surestiment) moins le CC sur les crues que les MH calibrés aux 24 h. La seule exception apparaît avec GR4H lors de l'intensification des précipitations déjà mentionnée : la version 3 h surestime plus les indices de crue que la version 24 h. La plus-value du 3 h est aussi plus importante sur la simulation des changements sur les indices 3 h (expérience $e3s$) que sur les indices 24 h (expérience $e24s$). Ces constats médians n'empêchent pas des particularités régionales et saisonnières : le 3 h est par exemple bien meilleur pour la simulation du changement sur les crues d'été-automne, et dans les régions de la côte Est jusqu'au Québec.

De plus, on constate que le MH est la première source de variance de l'erreur sur le CC sur les crues fréquentes ($EQ_1^{(dt)}$) pour les contrastes de type $\overline{P}\ \nearrow$, ce qui est cohérent avec la plus grande variance rencontrée sur le CC sur les crues entre référence et futur lorsque le changement climatique dominant est l'augmentation de précipitation. Le pas de temps quant à lui influence plus l'erreur sur $\Delta Q_1^{(dt)}$ quand le contraste est de type $RX_3\ \nearrow$ ou $\overline{T}\ \nearrow$, mais il est surtout associé à des régions et saisons particulières : saison *SA-LF*, régions Atlantique et Pacifique, et dans une moindre mesure Québec et Appalaches. La variance sur l'erreur sur les crues de récurrence ($E\Delta Q_{100}^{(dt)}$ est de son côté très marquée par le choix de la méthode d'AFC, en raison de la forte instabilité sur la méthode d'AFC-AMS qui ajuste des distributions statistiques à des séries de seulement huit données. Ce dernier résultat est donc peu utilisable, et la variance sur l'erreur pourrait être recalculée en utilisant uniquement la méthode AFC-POT plus fiable dans ce cas.

De façon générale, ces résultats demanderaient à être vérifiés sur des séries historiques plus longues, puisque les courtes séries de huit ans utilisées impliquent que le calcul des indices de crue soit très influencé par les éventuels horsains des séries (y compris pour le calcul de $\Delta\overline{AMS}$). Ces horsains peuvent ainsi amplifier les différences entre observations et simulations, ou entre versions 3 h et 24 h. Cependant, il reste intéressant de constater que les MH parviennent à simuler le changement climatique sur les crues avec des erreurs médianes de moins de 10 %, sur des contrastes de précipitation très marqués par rapport à la période de calibration. Cette bonne performance médiane est conditionnée par : 1) l'utilisation de données climatiques adéquates (MSWEP2 mais non ERA5) ; 2) l'utilisation de MH adaptés au type de changements climatiques en jeu. Par exemple, MOHYSEH n'est pas bien adapté pour des augmentations des

volumes de précipitations, car il représente moins bien les débits moyens (du moins avec le type de calibration qui a été utilisé ici) et sous-estime d'autant plus leur augmentation. GR4H est moins bien adapté à l'intensification des extrêmes de précipitation, car il représente moins bien les hydrogrammes de crue. Ces intensifications sont mieux représentées par la combinaison MOHYSEH-MSWEP2-3 h. Les contrastes de température utilisés dans le passé récent sont trop faibles pour tirer une conclusion sur la capacité des MH à simuler le CC dans ces conditions. Mais les différences constatées sur les simulations futures entre GR4H et MOHYSEH montrent bien que le choix du MH est aussi crucial dans un contexte de modification des fontes, MOHYSEH étant certainement mieux adapté. De façon plus générale, ces exemples d'échec (MOHYSEH sur l'augmentation des précipitations et GR4H sur le devancement de la fonte) montrent bien que pour obtenir des projections fiables, il faut s'assurer que le fonctionnement interne du modèle ne soit pas trop différent de la réalité du bassin.

BIBLIOGRAPHIE

Addor, N. et L. Melsen. 2019. « Legacy, Rather Than Adequacy, Drives the Selection of Hydrological Models ». *Water Resources Research*, vol. 55, n° 1, p. 378-390.

Addor, N., A. J. Newman, N. Mizukami, et M. P. Clark. 2017. « The CAMELS data set : catchment attributes and meteorology for large-sample studies ». *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, vol. 21, n° 10, p. 5293-5313.

Addor, N., G. Nearing, C. Prieto, A. J. Newman, N. Le Vine, et M. P. Clark. 2018. « A Ranking of Hydrological Signatures Based on Their Predictability in Space ». *Water Resources Research*, vol. 54, n° 11, p. 8792-8812.

Ahn, M. S., P. J. Gleckler, J. Lee, A. G. Pendergrass, et C. Jakob. 2022. « Benchmarking Simulated Precipitation Variability Amplitude across Time Scales ». *Journal of Climate*, vol. 35, n° 20, p. 3173-3196.

Ali, G., D. Tetzlaff, C. Soulsby, J. J. McDonnell, et R. Capell. 2012. « A comparison of similarity indices for catchment classification using a cross-regional dataset ». *Advances in Water Resources*, vol. 40, p. 11-22.

Alila, Y. et A. Mtiraoui. 2002. « Implications of heterogeneous flood-frequency distributions on traditional stream-discharge prediction techniques ». *Hydrological Processes*, vol. 16, n° 5, p. 1065-1084.

Ammar, M. E., A. Gharib, Z. Islam, E. G. R. Davies, M. Seneka, et M. Faramarzi. 2020. « Future floods using hydroclimatic simulations and peaks over threshold : An alternative to nonstationary analysis inferred from trend tests ». *Advances in Water Resources*, vol. 136.

Anderson, T. W. et D. A. Darling. 1954. « A Test of Goodness of Fit ». *Journal of the American Statistical Association*, vol. 49, n° 268, p. 765-769.

Ansa Thasneem, S., N. R. Chithra, et S. G. Thampi. 2023. « Quantification of uncertainties in streamflow extremes in the Chaliyar river basin, India under climate change ». *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 152, n° 1-2, p. 435-453.

Armon, M., F. Marra, Y. Enzel, D. Rostkier-Edelstein, C. I. Garfinkel, O. Adam, U. Dayan, et E. Morin. 2022. « Reduced Rainfall in Future Heavy Precipitation Events Related to Contracted Rain Area Despite Increased Rain Rate ». *Earth's Future*, vol. 10, n° 1.

Arsenault, R., F. Brissette, et J.-L. Martel. 2018. « The hazards of split-sample validation in hydrological model calibration ». *Journal of hydrology*, vol. 566, p. 346-362.

Arsenault, R., F. Brissette, J.-L. Martel, M. Troin, G. Lévesque, J. Davidson-Chaput, M. C. Gonzalez, A. Ameli, et A. Poulin. 2020. « A comprehensive, multisource database for hydrometeorological modeling of 14,425 North American watersheds ». *Scientific Data*, vol. 7, n° 1, p. 243.

Aryal, A., S. Shrestha, et M. S. Babel. 2019. « Quantifying the sources of uncertainty in an ensemble of hydrological climate-impact projections ». *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 135, n° 1, p. 193-209.

Asadzadeh, M., L. Leon, W. Yang, et D. Bosch. 2016. « One-day offset in daily hydrologic modeling : An exploration of the issue in automatic model calibration ». *Journal of Hydrology*, vol. 534, p. 164-177.

Ashkar, F. et J. Rousselle. 1985. « A Report On The Analysis Of Floods Using Probability Theory ». *International Journal of Modelling and Simulation*, vol. 5, n° 1, p. 9-14.

Astagneau, P. C., F. Bourgin, V. Andréassian, et C. Perrin. 2021. « When does a parsimonious model fail to simulate floods ? Learning from the seasonality of model bias ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 66, n° 8, p. 1288-1305.

Astagneau, P. C., F. Bourgin, V. Andréassian, et C. Perrin. 2022. « Catchment response to intense rainfall : Evaluating modelling hypotheses ». *Hydrological Processes*, vol. 36, n° 8.

Balkema, A. A. et L. De Haan. 1974. « Residual life time at great age ». *The Annals of probability*, p. 792-804.

Barbero, R., H. J. Fowler, G. Lenderink, et S. Blenkinsop. 2017. « Is the intensification of precipitation extremes with global warming better detected at hourly than daily resolutions ? ». *Geophysical Research Letters*, vol. 44, n° 2, p. 974-983.

Barbero, R., H. J. Fowler, S. Blenkinsop, S. Westra, V. Moron, E. Lewis, S. Chan, G. Lenderink, E. Kendon, S. Guerreiro, X. F. Li, R. Villalobos, H. Ali, et V. Mishra. 2019. « A synthesis of hourly and daily precipitation extremes in different climatic regions ». *Weather and Climate Extremes*, vol. 26.

Bartens, A. et U. Haberlandt. 2023. « Flood frequency analysis using mean daily flows vs. instantaneous peak flows ». *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, vol. 2023, p. 1-28.

Bartiko, D., D. Y. Oliveira, N. B. Bonumá, et P. L. B. Chaffe. 2019. « Spatial and seasonal patterns of flood change across Brazil ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 64, n° 9, p. 1071-1079.

Bastola, S. et V. Misra. 2013. « Sensitivity of hydrological simulations of southeastern United States watersheds to temporal aggregation of rainfall ». *Journal of Hydrometeorology*,

vol. 14, n° 4, p. 1334-1344.

Beck, H. E., A. I. J. M. van Dijk, V. Levizzani, J. Schellekens, D. G. Miralles, B. Martens, et A. de Roo. 2017. « MSWEP : 3-hourly 0.25° global gridded precipitation (1979–2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 21, n° 1, p. 589-615.

Beck, H. E., E. F. Wood, M. Pan, C. K. Fisher, D. G. Miralles, A. I. J. M. van Dijk, T. R. McVicar, et R. F. Adler. 2019. « MSWEP V2 Global 3-Hourly 0.1° Precipitation : Methodology and Quantitative Assessment ». *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 100, n° 3, p. 473-500.

Bennett, J. C., D. E. Robertson, P. G. D. Ward, H. Hapuarachchi, et Q. J. Wang. 2016. « Calibrating hourly rainfall-runoff models with daily forcings for streamflow forecasting applications in meso-scale catchments ». *Environmental Modelling and Software*, vol. 76, p. 20-36.

Beranová, R., J. Kyselý, et M. Hanel. 2018. « Characteristics of sub-daily precipitation extremes in observed data and regional climate model simulations ». *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 132, n° 1-2, p. 515-527.

Berg, P., O. B. Christensen, K. Klehmet, G. Lenderink, J. Olsson, C. Teichmann, et W. Yang. 2019. « Summertime precipitation extremes in a EURO-CORDEX 0.11° ensemble at an hourly resolution ». *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 19, n° 4, p. 957-971.

Bergeron, O. 2016. *Guide d'utilisation. grilles climatiques trois heures du programme de surveillance du climat du québec. version 1.* Report.

Beven, K. 1987. « Towards a new paradigm in hydrology ». In *IAHS Publication (International Association of Hydrological Sciences).* p. 393-403.

Beven, K. 2006. « A manifesto for the equifinality thesis ». *Journal of Hydrology*, vol. 320, n° 1-2, p. 18-36.

Beven, K., J. Bathurst, E. O'Connell, I. A. N. Littlewood, J. I. M. Blackie, et M. Robinson, 2015. *Hydrological Modelling*, p. 216-239. John Wiley & Sons. ISBN 9781119074304 9781119074274. doi : 10.1002/9781119074304.ch7. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/9781119074304.ch7>.

Beylich, M., U. Haberlandt, et F. Reinstorf. 2021. « Daily vs. hourly simulation for estimating future flood peaks in mesoscale catchments ». *Hydrology Research*, vol. 52, n° 4, p. 821-833.

Blöschl, G. et A. Montanari. 2010. « Climate change impacts—throwing the dice ? ». *Hydrological Processes*, vol. 24, n° 3, p. 374-381.

Bobée, B. 1999. « Estimation des événements extrêmes de crue par l'analyse fréquentielle : une revue critique ». *La Houille Blanche*, , p. 100-105.

Boithias, L., S. Sauvage, A. Lenica, H. Roux, K. C. Abbaspour, K. Larnier, D. Dartus, et J. M. Sánchez-Pérez. 2017. « Simulating flash floods at hourly time-step using the SWAT model ». *Water (Switzerland)*, vol. 9, n° 12.

Bosshard, T., M. Carambia, K. Goergen, S. Kotlarski, P. Krahe, M. Zappa, et C. Schär. 2013. « Quantifying uncertainty sources in an ensemble of hydrological climate-impact projections ». *Water Resources Research*, vol. 49, n° 3, p. 1523-1536.

Bouaziz, L. J. E., F. Fenicia, G. Thirel, T. De Boer-Euser, J. Buitink, C. C. Brauer, J. De Niel, B. J. Dewals, G. Drogue, B. Grelier, L. A. Melsen, S. Moustakas, J. Nossent, F. Pereira, E. Sprokkereef, J. Stam, A. H. Weerts, P. Willems, H. H. G. Savenije, et M. Hrachowitz. 2021. « Behind the scenes of streamflow model performance ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 25, n° 2, p. 1069-1095.

Bransby Williams, G. 1922. « Flood discharges and the dimensions of spillways in India ». *Engineering (London)*, vol. 134, n° 9, p. 321-322.

Brecht, B. M., G. Schädler, et J. W. Schipper. 2020. « UTCI climatology and its future change in Germany - an RCM ensemble approach ». *Meteorologische Zeitschrift*, vol. 29, n° 2, p. 97-116.

Breiman, L., J. H. Friedman, R. A. Olshen, et C. J. Stone, 2017. *Classification and regression trees*. Classification and Regression Trees. 1-358 p.

Brighenti, T. M., N. B. Bonumá, R. Srinivasan, et P. L. B. Chaffe. 2019. « Simulating sub-daily hydrological process with SWAT : a review ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 64, n° 12, p. 1415-1423.

Brigode, P., L. Oudin, et C. Perrin. 2013. « Hydrological model parameter instability : A source of additional uncertainty in estimating the hydrological impacts of climate change ? ». *Journal of Hydrology*, vol. 476, p. 410-425.

Brown, R., D. Tapsoba, et C. Derksen. 2018. « Evaluation of snow water equivalent datasets over the Saint-Maurice river basin region of southern Québec ». *Hydrological Processes*, vol. 32, n° 17, p. 2748-2764.

Broxton, P. D., X. Zeng, et N. Dawson. 2016. « Why Do Global Reanalyses and Land Data Assimilation Products Underestimate Snow Water Equivalent ? ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 17, n° 11, p. 2743-2761.

Brunner, M. I., L. Slater, L. M. Tallaksen, et M. Clark. 2021. « Challenges in modeling and predicting floods and droughts : A review ». *Wiley Interdisciplinary Reviews : Water*,

vol. 8, n° 3.

Brunner, M. I., B. Hingray, M. Zappa, et A.-C. Favre. 2019. « Future Trends in the Interdependence Between Flood Peaks and Volumes : Hydro-Climatological Drivers and Uncertainty ». *Water Resources Research*, vol. 55, n° 6, p. 4745-4759.

Bucchignani, E., P. Mercogliano, H. J. Panitz, et M. Montesarchio. 2018. « Climate change projections for the Middle East–North Africa domain with COSMO-CLM at different spatial resolutions ». *Advances in Climate Change Research*, vol. 9, n° 1, p. 66-80.

Bukovsky, M. 2012. « Masks for the Bukovsky regionalization of North America, Regional Integrated Sciences Collective ». *Institute for Mathematics Applied to Geosciences, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO. Downloaded*, p. 06-18.

Burkey, J. 2009. « Log-Pearson Flood Flow Frequency using USGS 17B ». <https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/22628-log-pearson-flood-flow-frequency-using-usgs-17b>.

Busuioc, A., M. Baciu, T. Breza, A. Dumitrescu, C. Stoica, et N. Baghina. 2017. « Changes in intensity of high temporal resolution precipitation extremes in Romania : Implications for Clausius-Clapeyron scaling ». *Climate Research*, vol. 72, n° 3, p. 239-249.

Bérubé, S., F. Brissette, et R. Arsenault. 2022. « Optimal Hydrological Model Calibration Strategy for Climate Change Impact Studies ». *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 27, n° 3, p. 04021053.

Camargo, S. J. et A. A. Wing. 2016. « Tropical cyclones in climate models ». *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, vol. 7, n° 2, p. 211-237.

Cannon, A. J. 2016. « Multivariate bias correction of climate model output : Matching marginal distributions and intervariable dependence structure ». *Journal of Climate*, vol. 29, n° 19, p. 7045-7064.

Cannon, A. J., S. R. Sobie, et T. Q. Murdock. 2015. « Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping : How well do methods preserve changes in quantiles and extremes ? ». *Journal of Climate*, vol. 28, n° 17, p. 6938-6959.

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*, vol. 50, n° 1, p. 31-49.

Casado-Rodríguez, J. et M. del Jesus. 2022. « Hydrograph separation for tackling equifinality in conceptual hydrological models ». *Journal of Hydrology*, vol. 610.

Castaneda-Gonzalez, M. 2022. « Investigating the modelling uncertainties associated with the generation of flood projections ». Thesis, École de technologie supérieure.

Castaneda-Gonzalez, M., A. Poulin, R. Romero-Lopez, R. Turcotte, et D. Chaumont. 2022. « Uncertainty sources in flood projections over contrasting hydrometeorological regimes ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 67, n° 15, p. 2232-2253.

Castañeda-González, M., A. Poulin, R. Romero-López, R. Arsenault, et F. Brissette. 2018. « Sensitivity of seasonal flood simulations to regional climate model spatial resolution, ». *Climate Dynamics*.

Centre d'Expertise Hydrique du Québec (CEHQ). 2020. « Lignes directrices pour l'estimation des débits de crue sur le territoire québécois ». <https://www.cehq.gouv.qc.ca/debits-crues/methodes-estimation.htm>.

Chae, S. T. et E. S. Chung. 2024. « Significant contribution of bias correction methods to uncertainty in future runoff projections under CMIP6 climate change ». *Journal of Hydrology : Regional Studies*, vol. 56.

Chan, S. C., E. J. Kendon, H. J. Fowler, S. Blenkinsop, C. A. T. Ferro, et D. B. Stephenson. 2013. « Does increasing the spatial resolution of a regional climate model improve the simulated daily precipitation ? ». *Climate Dynamics*, vol. 41, n° 5-6, p. 1475-1495.

Chawla, I. et P. P. Mujumdar. 2018. « Partitioning uncertainty in streamflow projections under nonstationary model conditions ». *Advances in Water Resources*, vol. 112, p. 266-282.

Chebbi, S. 2021. « Attribution de l'incertitude structurelle du modèle hydrologique dans les études d'impact du changement climatique ». Thesis, École de technologie supérieure.

Chen, B., W. F. Krajewski, F. Liu, W. Fang, et Z. Xu. 2017. « Estimating instantaneous peak flow from mean daily flow ». *Hydrology Research*, vol. 48, n° 6, p. 1474-1488.

Chen, D. et A. Dai. 2018. « Dependence of estimated precipitation frequency and intensity on data resolution ». *Climate Dynamics*, vol. 50, n° 9-10, p. 3625-3647.

Chen, D. et A. Dai. 2019. « Precipitation Characteristics in the Community Atmosphere Model and Their Dependence on Model Physics and Resolution ». *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, vol. 11, n° 7, p. 2352-2374.

Chen, D., A. Dai, et A. Hall. 2021a. « The Convective-To-Total Precipitation Ratio and the "Drizzling" Bias in Climate Models ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 126, n° 16.

Chen, J., R. Arsenault, F. P. Brissette, et S. Zhang. 2021b. « Climate Change Impact Studies : Should We Bias Correct Climate Model Outputs or Post-Process Impact Model Outputs ? ».

Water Resources Research, vol. 57, n° 5.

Chen, J. et F. P. Brissette. 2017. « Hydrological modelling using proxies for gauged precipitation and temperature ». *Hydrological Processes*, vol. 31, n° 22, p. 3881-3897.

Chen, J., F. P. Brissette, A. Poulin, et R. Leconte. 2011. « Overall uncertainty study of the hydrological impacts of climate change for a Canadian watershed ». *Water Resources Research*, vol. 47, n° 12, p. n/a-n/a.

Chen, J., F. P. Brissette, D. Chaumont, et M. Braun. 2013a. « Finding appropriate bias correction methods in downscaling precipitation for hydrologic impact studies over North America ». *Water Resources Research*, vol. 49, n° 7, p. 4187-4205.

Chen, J., F. P. Brissette, D. Chaumont, et M. Braun. 2013b. « Performance and uncertainty evaluation of empirical downscaling methods in quantifying the climate change impacts on hydrology over two North American river basins ». *Journal of Hydrology*, vol. 479, p. 200-214.

Chen, J., F. P. Brissette, et P. Lucas-Picher. 2015a. « Assessing the limits of bias-correcting climate model outputs for climate change impact studies ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 120, n° 3, p. 1123-1136.

Chen, L., V. P. Singh, S. Guo, J. Zhou, J. Zhang, et P. Liu. 2015b. « An objective method for partitioning the entire flood season into multiple sub-seasons ». *Journal of Hydrology*, vol. 528, p. 621-630.

Chen, T., H. Zhang, C. Sun, H. Li, et Y. Gao. 2018. « Multivariate statistical approaches to identify the major factors governing groundwater quality ». *Applied Water Science*, vol. 8, n° 7.

Chlumsky, R., J. R. Craig, S. G. M. Lin, S. Grass, L. Scantlebury, G. Brown, et R. Arabzadeh. 2022. « RavenR v2.1.4 : An open-source R package to support flexible hydrologic modelling ». *Geoscientific Model Development*, vol. 15, n° 18, p. 7017-7030.

Christensen, J. H., F. Boberg, O. B. Christensen, et P. Lucas-Picher. 2008. « On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation ». *Geophysical Research Letters*, vol. 35, n° 20.

Clark, M. P. et D. Kavetski. 2010. « Ancient numerical daemons of conceptual hydrological modeling : 1. Fidelity and efficiency of time stepping schemes ». *Water Resources Research*, vol. 46, n° 10.

Clark, M. P., A. G. Slater, D. E. Rupp, R. A. Woods, J. A. Vrugt, H. V. Gupta, T. Wagener, et L. E. Hay. 2008. « Framework for Understanding Structural Errors (FUSE) : A modular framework to diagnose differences between hydrological models ». *Water Resources*

Research, vol. 44, n° 12.

Coelho, G. D. A., C. M. Ferreira, J. Johnston, J. L. Kinter, I. J. Dollan, et V. Maggioni. 2022. « Potential Impacts of Future Extreme Precipitation Changes on Flood Engineering Design Across the Contiguous United States ». *Water Resources Research*, vol. 58, n° 4.

Coles, S., J. Bawa, L. Trenner, et P. Dorazio, 2001. *An introduction to statistical modeling of extreme values*, volume 208.

Comisión Federal de Electricidad (CFE). 2017. « Red automática de estaciones hidroclimatológicas de la CFE ». <https://www.gob.mx/ineel/prensa/red-automatica-de-estaciones-hidroclimatologicas-de-la-cfe>.

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). 2016. « Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS) ». <https://app.conagua.gob.mx/bandas/>.

Conte, D., S. Gualdi, et P. Lionello. 2020. « Effect of model resolution on intense and extreme precipitationinthe mediterranean region ». *Atmosphere*, vol. 11, n° 7.

Coopersmith, E., M. Yaeger, S. Ye, L. Cheng, et M. Sivapalan. 2012. « Exploring the physical controls of regional patterns of flow duration curves–Part 3 : A catchment classification system based on seasonality and runoff regime ». *Hydrology & Earth System Sciences Discussions*, vol. 9, n° 6.

Coopersmith, E., B. Minsker, et M. Sivapalan. 2014. « Patterns of regional hydroclimatic shifts : An analysis of changing hydrologic regimes ». *Water Resources Research*, vol. 50, n° 3, p. 1960-1983.

Cortés-Hernández, V. E., F. Zheng, J. Evans, M. Lambert, A. Sharma, et S. Westra. 2015. « Evaluating regional climate models for simulating sub-daily rainfall extremes ». *Climate Dynamics*, vol. 47, n° 5-6, p. 1613-1628.

Craig, J. R., G. Brown, R. Chlumsky, R. W. Jenkinson, G. Jost, K. Lee, J. Mai, M. Serrer, N. Sgro, M. Shafii, A. P. Snowdon, et B. A. Tolson. 2020. « Flexible watershed simulation with the Raven hydrological modelling framework ». *Environmental Modelling and Software*, vol. 129, n° 1-2, p. 104728.

Cudworth, A. G. et O. United States Bureau of Reclamation Denver, 1989. *Flood hydrology manual*. Water resources technical publication. éd 1st. Denver, Washington, DC : U.S. Dept. of the Interior, Bureau of Reclamation, Denver Office ; For sale by the Supt. of Docs., U.S. G.P.O. Denver, Washington, DC.

Cunderlik, J. M., T. B. M. J. Ouarda, et B. Bobee. 2004. « Determination of flood seasonality from hydrological records ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 49, n° 3, p. 511-526.

Cunnane, C. 1973. « A particular comparison of annual maxima and partial duration series methods of flood frequency prediction ». *Journal of hydrology*, vol. 18, n° 3-4, p. 257-271.

Curry, C. L., B. Tencer, K. Whan, A. J. Weaver, M. Giguère, et E. Wiebe. 2016. « Searching for Added Value in Simulating Climate Extremes with a High-Resolution Regional Climate Model over Western Canada. II : Basin-Scale Results ». *Atmosphere-Ocean*, vol. 54, n° 4, p. 385-402.

Dankers, R., O. B. Christensen, L. Feyen, M. Kalas, et A. de Roo. 2007. « Evaluation of very high-resolution climate model data for simulating flood hazards in the Upper Danube Basin ». *Journal of Hydrology*, vol. 347, n° 3, p. 319-331.

David, P. C., P. L. B. Chaffe, V. B. P. Chagas, M. Dal Molin, D. Y. Oliveira, A. H. F. Klein, et F. Fenicia. 2022. « Correspondence Between Model Structures and Hydrological Signatures : A Large-Sample Case Study Using 508 Brazilian Catchments ». *Water Resources Research*, vol. 58, n° 3, p. e2021WR030619.

Davison, A. C. et R. L. Smith. 1990. « Models for exceedances over high thresholds ». *Journal of the Royal Statistical Society : Series B (Methodological)*, vol. 52, n° 3, p. 393-425.

De Boer-Euser, T., L. Bouaziz, J. De Niel, C. Brauer, B. Dewals, G. Drogue, F. Fenicia, B. Grelier, J. Nossent, F. Pereira, H. Savenije, G. Thirel, et P. Willems. 2017. « Looking beyond general metrics for model comparison - Lessons from an international model intercomparison study ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 21, n° 1, p. 423-440.

Deque, M. 2007. « Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario : Model results and statistical correction according to observed values ». *Global and Planetary Change*, vol. 57, n° 1-2, p. 16-26.

Destuynder, V., S. P. Markhali, et A. Poulin. 2025. « [Pre-print] Understanding the limits of two lumped hydrological models through divergences between daily and sub-daily projections ». *SSRN*.

Diaconescu, E. P., P. Gachon, R. Laprise, et J. F. Scinocca. 2016. « Evaluation of Precipitation Indices over North America from Various Configurations of Regional Climate Models ». *Atmosphere - Ocean*, vol. 54, n° 4, p. 418-439.

Ding, J., U. Haberlandt, et J. Dietrich. 2014. « Estimation of the instantaneous peak flow from maximum daily flow : a comparison of three methods ». *Hydrology Research*, vol. 46, n° 5, p. 671-688.

Ding, J., M. Wallner, H. Müller, et U. Haberlandt. 2016. « Estimation of instantaneous peak flows from maximum mean daily flows using the HBV hydrological model ». *Hydrological Processes*, vol. 30, n° 9, p. 1431-1448.

Do, H. X., S. Westra, et M. Leonard. 2017. « A global-scale investigation of trends in annual maximum streamflow ». *Journal of Hydrology*, vol. 552, p. 28-43.

Duan, K., X. Wang, B. Liu, T. Zhao, et X. Chen. 2021. « Comparing bayesian model averaging and reliability ensemble averaging in post-processing runoff projections under climate change ». *Water (Switzerland)*, vol. 13, n° 15.

Duan, Q., S. Sorooshian, et V. K. Gupta. 1994. « Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models ». *Journal of Hydrology*, vol. 158, n° 3-4, p. 265-284.

Duethmann, D., G. Bloschl, et J. Parajka. 2020. « Why does a conceptual hydrological model fail to correctly predict discharge changes in response to climate change ? ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 24, n° 7, p. 3493-3511.

Durocher, M., S. Mostofi Zadeh, D. H. Burn, et F. Ashkar. 2018. « Comparison of automatic procedures for selecting flood peaks over threshold based on goodness-of-fit tests ». *Hydrological Processes*, vol. 32, n° 18, p. 2874-2887.

Durrans, S. R., S. J. Burian, S. J. Nix, A. Hajji, R. E. Pitt, C. Y. Fan, et R. Field. 1999. « Polynomial-based disaggregation of hourly rainfall for continuous hydrologic simulation ». *Journal of the American Water Resources Association*, vol. 35, n° 5, p. 1213-1221.

Ehret, U., E. Zehe, V. Wulfmeyer, K. Warrach-Sagi, et J. Liebert. 2012. « HESS Opinions : Should we apply bias correction to global and regional climate model data ? ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 16, n° 9, p. 3391-3404.

El Adlouni, S., B. Bobée, et T. B. M. J. Ouarda. 2008. « On the tails of extreme event distributions in hydrology ». *Journal of Hydrology*, vol. 355, n° 1, p. 16-33.

Ellis, W. et D. Gray. 1966. « Interrelationships between the peak instantaneous and average daily discharges of small prairie streams ». *Canadian Agricultural Engineering*, vol. 2, p. 1-3.

England Jr, J. F., T. A. Cohn, B. A. Faber, J. R. Stedinger, W. O. Thomas Jr, A. G. Veilleux, J. E. Kiang, et J. R. R. Mason. 2019. *Guidelines for determining flood flow frequency—bulletin 17c*. Report 4-B5.

Essou, G. R. C., F. Brissette, et P. Lucas-Picher. 2017. « The use of reanalyses and gridded observations as weather input data for a hydrological model : Comparison of performances of simulated river flows based on the density of weather stations ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 18, n° 2, p. 497-513.

European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). 2018. « CORDEX : Regional climate projections ». <https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/CORDEX%3A+Regional+climate+projections#CORDEX:Regionalclimateprojections-Domains>.

Fagerland, M. W., S. Lydersen, et P. Laake. 2013. « The McNemar test for binary matched-pairs data : mid-p and asymptotic are better than exact conditional ». *BMC medical research methodology*, vol. 13, p. 1-8.

Faghih, M. et F. Brissette. 2023. « The role of internal climate variability on future streamflow projections ». *Journal of Hydrology*, vol. 625.

Faghih, M., F. Brissette, et P. Sabeti. 2022. « Impact of correcting sub-daily climate model biases for hydrological studies ». *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, vol. 26, n° 6, p. 1545-1563.

Fang, G., J. Yang, Y. Chen, et C. Zammit. 2015. « Comparing bias correction methods in downscaling meteorological variables for a hydrologic impact study in an arid area in China ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 19, n° 6, p. 2547-2559.

Feng, S., Q. Hu, W. Huang, C.-H. Ho, R. Li, et Z. Tang. 2014. « Projected climate regime shift under future global warming from multi-model, multi-scenario CMIP5 simulations ». *Global and Planetary Change*, vol. 112, p. 41-52.

Feng, Y., M. Zhou, et X. Tong. 2020. « Imbalanced classification : an objective-oriented review ». *arXiv preprint arXiv :2002.04592*.

Feng, Z.-k., J.-s. Zhang, et W.-j. Niu. 2024. « A state-of-the-art review of long short-term memory models with applications in hydrology and water resources ». *Applied Soft Computing*, vol. 167, p. 112352.

Fenicia, F., D. Kavetski, H. H. G. Savenije, M. P. Clark, G. Schoups, L. Pfister, et J. Freer. 2014. « Catchment properties, function, and conceptual model representation : Is there a correspondence ? ». *Hydrological Processes*, vol. 28, n° 4, p. 2451-2467.

Fenicia, F., H. H. G. Savenije, P. Matgen, et L. Pfister. 2008. « Understanding catchment behavior through stepwise model concept improvement ». *Water Resources Research*, vol. 44, n° 1.

Ferdowsi, A., S. F. Mousavi, S. Farzin, et H. Karami. 2020. « Optimization of dam's spillway design under climate change conditions ». *Journal of Hydroinformatics*, vol. 22, n° 4, p. 916-936.

Ficchì, A., C. Perrin, et V. Andréassian. 2016. « Impact of temporal resolution of inputs on hydrological model performance : An analysis based on 2400 flood events ». *Journal of Hydrology*, vol. 538, p. 454-470.

Ficchì, A., C. Perrin, et V. Andréassian. 2019. « Hydrological modelling at multiple sub-daily time steps : Model improvement via flux-matching ». *Journal of Hydrology*, vol. 575, p. 1308-1327.

Filipova, V. et A. Hammond. 2022. « Estimating Instantaneous peak flows from daily mean flows : a comparison between methods ». In *AGU Fall Meeting Abstracts*. p. H34B-02.

Fill, H. D. et A. A. Steiner. 2003. « Estimating instantaneous peak flow from mean daily flow data ». *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 8, n° 6, p. 365-369.

Fisher, R. A. et L. H. C. Tippett. 1928. « Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample ». In *Mathematical proceedings of the Cambridge philosophical society*. p. 180-190. Cambridge University Press.

Formetta, G., I. Prosdocimi, E. Stewart, et V. Bell. 2018. « Estimating the index flood with continuous hydrological models : An application in Great Britain ». *Hydrology Research*, vol. 49, n° 1, p. 123-133.

Fortier-Filion, T.-C. 2011. « Développement d'une procédure de mise en place d'un modèle hydrologique global sur des bassins jaugés et non jaugés : application du modèle MOHYSE au Québec ». Thesis, INRS-Eau, Terre et Environnement.

Fortin, V. et R. Turcotte. 2006. « Le modèle hydrologique MOHYSE ». *Note de cours pour SCA7420, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal*, vol. 23.

Fowler, H. J., S. Blenkinsop, et C. Tebaldi. 2007. « Linking climate change modelling to impacts studies : recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling ». *International Journal of Climatology*, vol. 27, n° 12, p. 1547-1578.

Fowler, H. J., G. Lenderink, A. F. Prein, S. Westra, R. P. Allan, N. Ban, R. Barbero, P. Berg, S. Blenkinsop, H. X. Do, S. Guerreiro, J. O. Haerter, E. J. Kendon, E. Lewis, C. Schaer, A. Sharma, G. Villarini, C. Wasko, et X. Zhang. 2021. « Anthropogenic intensification of short-duration rainfall extremes ». *Nature Reviews Earth and Environment*, vol. 2, n° 2, p. 107-122.

François, B., K. E. Schlef, S. Wi, et C. M. Brown. 2019. « Design considerations for riverine floods in a changing climate – A review ». *Journal of Hydrology*, vol. 574, p. 557-573.

François, B., M. Vrac, A. J. Cannon, Y. Robin, et D. Allard. 2020. « Multivariate bias corrections of climate simulations : which benefits for which losses ? ». *Earth System Dynamics*, vol. 11, n° 2, p. 537-562.

Friedman, J. H. 2001. « Greedy function approximation : A gradient boosting machine ». *Annals of Statistics*, vol. 29, n° 5, p. 1189-1232.

Fuentes-Andino, D., Y. Hundecha, G. Lindström, et J. Olsson. 2022. « Exploring the potential for parameter transfer from daily to hourly time step in the HYPE model for Sweden ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 67, n° 13, p. 1988-2001.

Fuller, W. E. 1914. « Flood flows ». *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, vol. 77, n° 1293, p. 564-617.

Galar, M., A. Fernandez, E. Barrenechea, H. Bustince, et F. Herrera. 2012. « A Review on Ensembles for the Class Imbalance Problem : Bagging-, Boosting-, and Hybrid-Based Approaches ». *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics, Part C (Applications and Reviews)*, vol. 42, n° 4, p. 463-484.

Galavi, H. et M. Mirzaei. 2020. « Analyzing Uncertainty Drivers of Climate Change Impact Studies in Tropical and Arid Climates ». *Water Resources Management*, vol. 34, n° 6, p. 2097-2109.

García Conde, A. J. 2013. « Análisis de distribuciones estadísticas alternativas a las tradicionales para la optimación de los caudales de cálculo empleados en los estudios hidrológicos ». Thesis, Universidad de Extremadura.

García-Valdecasas Ojeda, M., F. Di Sante, E. Coppola, A. Fantini, R. Nogherotto, F. Raffaele, et F. Giorgi. 2022. « Climate change impact on flood hazard over Italy ». *Journal of Hydrology*, vol. 615.

Gaál, L., J. Szolgay, S. Kohnová, K. Hlavčová, J. Parajka, A. Viglione, R. Merz, et G. Blöschl. 2015. « Dependence between flood peaks and volumes : a case study on climate and hydrological controls ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 60, n° 6, p. 968-984.

Giorgi, F., E. Coppola, F. Solmon, L. Mariotti, M. B. Sylla, X. Bi, N. Elguindi, G. T. Diro, V. Nair, G. Giuliani, U. U. Turuncoglu, S. Cozzini, I. Güttler, T. A. OBrien, A. B. Tawfik, A. Shalaby, A. S. Zakey, A. L. Steiner, F. Stordal, L. C. Sloan, et C. Brankovic. 2012. « RegCM4 : model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains ». *Climate Research*, vol. 52, p. 7-29.

Gontara, E. et F. Chebana. 2025. « Mixture copula parameter estimation with metaheuristic algorithms, comparative study under hydrological context ». *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*.

Gouvernement du Canada. 2022 2022. « Définitions des extrêmes climatiques de base ». <https://scenarios-climatiques.canada.ca/?page=climdex-indices>.

Gravelius, H., 1914. *Flusskunde*, volume 1.

Guo, Q., J. Chen, X. J. Zhang, C. Y. Xu, et H. Chen. 2020. « Impacts of Using State-of-the-Art Multivariate Bias Correction Methods on Hydrological Modeling Over North America ». *Water Resources Research*, vol. 56, n° 5.

Gupta, H. V., H. Kling, K. K. Yilmaz, et G. F. Martinez. 2009. « Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria : Implications for improving hydrological modelling ». *Journal of Hydrology*, vol. 377, n° 1-2, p. 80-91.

Guyon, I., S. Gunn, M. Nikravesh, et L. A. Zadeh, 2008. *Feature extraction : foundations and applications*, volume 207.

Hailegeorgis, T. T. et K. Alfredsen. 2014. « Comparative evaluation of performances of different conceptualisations of distributed HBV runoff response routines for prediction of hourly streamflow in boreal mountainous catchments ». *Hydrology Research*, vol. 46, n° 4, p. 607-628.

Hamm, A., A. Arndt, C. Kolbe, X. Wang, B. Thies, O. Boyko, P. Reggiani, D. Scherer, J. Bendix, et C. Schneider. 2020. « Intercomparison of gridded precipitation datasets over a sub-region of the central himalaya and the southwestern tibetan plateau ». *Water (Switzerland)*, vol. 12, n° 11.

Hamon, W. R. 1961. « Estimating potential evapotranspiration ». *Journal of the Hydraulics Division*, vol. 87, n° 3, p. 107-120.

Hansen, C. H., E. Goharian, et S. Burian. 2017. « Downscaling Precipitation for Local-Scale Hydrologic Modeling Applications : Comparison of Traditional and Combined Change Factor Methodologies ». *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 22, n° 9.

Hao, R.-N., Y.-P. Xu, et Y.-M. Chiang. 2021. « Identification of the controlling factors for hydrological responses by artificial neural networks ». *Hydrological Processes*, vol. 35, n° 11, p. e14420.

Hao, Z. et V. P. Singh. 2016. « Review of dependence modeling in hydrology and water resources ». *Progress in Physical Geography : Earth and Environment*, vol. 40, n° 4, p. 549-578.

Harding, K. J. et P. K. Snyder. 2014. « Examining future changes in the character of Central U.S. warm-season precipitation using dynamical downscaling ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 119, n° 23, p. 13,116-13,136.

Hastie, T. J., R. J. Tibshirani, et J. H. Friedman, 2009. *The elements of statistical learning data mining, inference, and prediction*. Springer series in statistics, 0172-7397. éd 2nd edition. New York, N.Y. : Springer.

Hecht, J. S., N. A. Barth, K. R. Ryberg, et A. E. Gregory. 2022. « Simulation experiments comparing nonstationary design-flood adjustments based on observed annual peak flows in the conterminous United States ». *Journal of Hydrology X*, vol. 17, p. 100115.

Hennermann,K., B. P. 2018. « ERA5 data documentation ». <https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5%3A+data+documentation>.

Her, Y. et I. Chaubey. 2015. « Impact of the numbers of observations and calibration parameters on equifinality, model performance, and output and parameter uncertainty ». *Hydrological*

Processes, vol. 29, n° 19, p. 4220-4237.

Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Horányi, J. Muñoz-Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, S. Abdalla, X. Abellan, G. Balsamo, P. Bechtold, G. Biavati, J. Bidlot, M. Bonavita, G. De Chiara, P. Dahlgren, D. Dee, M. Diamantakis, R. Dragani, J. Flemming, R. Forbes, M. Fuentes, A. Geer, L. Haimberger, S. Healy, R. J. Hogan, E. Hólm, M. Janisková, S. Keeley, P. Laloyaux, P. Lopez, C. Lupu, G. Radnoti, P. de Rosnay, I. Rozum, F. Vamborg, S. Villaume, et J.-N. Thépaut. 2020. « The ERA5 global reanalysis ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 146, n° 730, p. 1999-2049.

Honti, M., A. Scheidegger, et C. Stamm. 2014. « The importance of hydrological uncertainty assessment methods in climate change impact studies ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 18, n° 8, p. 3301-3317.

Horton, P., B. Schaefli, et M. Kauzlaric. 2022. « Why do we have so many different hydrological models ? A review based on the case of Switzerland ». *Wiley Interdisciplinary Reviews : Water*, vol. 9, n° 1.

Horton, R. E. 1945. « Erosional development of streams and their drainage basins ; hydrophysical approach to quantitative morphology ». *GSA Bulletin*, vol. 56, n° 3, p. 275-370.

Hosking, J. R. et J. R. Wallis. 1987. « Parameter and quantile estimation for the generalized Pareto distribution ». *Technometrics*, vol. 29, n° 3, p. 339-349.

Hu, L., E. I. Nikolopoulos, F. Marra, et E. N. Anagnostou. 2020. « Sensitivity of flood frequency analysis to data record, statistical model, and parameter estimation methods : An evaluation over the contiguous United States ». *Journal of Flood Risk Management*, vol. 13, n° 1.

Hu, L., E. I. Nikolopoulos, F. Marra, et E. N. Anagnostou. 2023. « Toward an improved estimation of flood frequency statistics from simulated flows ». *Journal of Flood Risk Management*, vol. 16, n° 2, p. e12891.

Huang, S., V. Krysanova, et F. F. Hattermann. 2014. « Does bias correction increase reliability of flood projections under climate change ? A case study of large rivers in Germany ». *International Journal of Climatology*, vol. 34, n° 14, p. 3780-3800.

Huang, Y., A. Bárdossy, et K. Zhang. 2019. « Sensitivity of hydrological models to temporal and spatial resolutions of rainfall data ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 23, n° 6, p. 2647-2663.

Hui, Y., Y. Xu, J. Chen, C.-Y. Xu, et H. Chen. 2020. « Impacts of bias nonstationarity of climate model outputs on hydrological simulations ». *Hydrology Research*, vol. 51, n° 5, p. 925-941.

Hundecha, Y., M. A. Sunyer, D. Lawrence, H. Madsen, P. Willems, G. Bürger, J. Kriaučiūnienė, A. Loukas, M. Martinkova, M. Osuch, L. Vasiliades, B. von Christierson, K. Vormoor, et I. Yücel. 2016. « Inter-comparison of statistical downscaling methods for projection of extreme flow indices across Europe ». *Journal of Hydrology*, vol. 541, p. 1273-1286.

Huot, P.-L. 2014. « Évaluation de méthodes d'optimisation pour le calage efficace de modèles hydrologiques coûteux en temps de calcul ». Thesis, École de technologie supérieure.

Hurvich, C. M. et C.-L. Tsai. 1989. « Regression and time series model selection in small samples ». *Biometrika*, vol. 76, n° 2, p. 297-307.

Huscroft, J., T. Gleeson, J. Hartmann, et J. Börker. 2018. « Compiling and mapping global permeability of the unconsolidated and consolidated Earth : GLobal HYdrogeology MaPS 2.0 (GLHYMPS 2.0) ». *Geophysical Research Letters*, vol. 45, n° 4, p. 1897-1904.

Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). 2010. *Documento técnico descriptivo de la red hidrográfica escala 1 : 50,000*. Report.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2023. *Annex III : Tables of Historical and Projected Well-mixed Greenhouse Gas Mixing Ratios and Effective Radiative Forcing of All Climate Forcers*, p. 2139-2152. Cambridge University Press, Cambridge. ISBN 9781009157889. doi : DOI:10.1017/9781009157896.017. <https://www.cambridge.org/core/product/C1DE0E646C882137BA773363D5BFBA20>.

Jaafar, H. H., F. A. Ahmad, et N. El Beyrouthy. 2019. « GCN250, new global gridded curve numbers for hydrologic modeling and design ». *Scientific Data*, vol. 6, n° 1, p. 145.

Jalbert, J., A.-C. Favre, C. Bélisle, et J.-F. Angers. 2017. « A spatiotemporal model for extreme precipitation simulated by a climate model, with an application to assessing changes in return levels over North America ». *Journal of the Royal Statistical Society : Series C (Applied Statistics)*, vol. 66, n° 5, p. 941-962.

Jenkinson, A. F. 1955. « The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 81, n° 348, p. 158-171.

Ji, H. K., M. Mirzaei, S. H. Lai, A. Dehghani, et A. Dehghani. 2023. « The robustness of conceptual rainfall-runoff modelling under climate variability – A review ». *Journal of Hydrology*, vol. 621, p. 129666.

Jiang, S., E. Bevacqua, et J. Zscheischler. 2022. « River flooding mechanisms and their changes in Europe revealed by explainable machine learning ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 26, n° 24, p. 6339-6359.

Jie, M.-X., H. Chen, C.-Y. Xu, Q. Zeng, J. Chen, J.-S. Kim, S.-l. Guo, et F.-Q. Guo. 2018. « Transferability of Conceptual Hydrological Models Across Temporal Resolutions : Approach and Application ». *Water Resources Management*, vol. 32, n° 4, p. 1367-1381.

Jimeno-Sáez, P., J. Senent-Aparicio, J. Pérez-Sánchez, D. Pulido-Velazquez, et J. María Cecilia. 2017. « Estimation of instantaneous peak flow using machine-learning models and empirical formula in Peninsular Spain ». *Water (Switzerland)*, vol. 9, n° 5.

Joyce, R. J., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, et P. Xie. 2004. « CMORPH : A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 5, n° 3, p. 487-503.

Kain, J. S. 2004. « The Kain–Fritsch convective parameterization : an update ». *Journal of applied meteorology*, vol. 43, n° 1, p. 170-181.

Kaufman, L. et P. J. Rousseeuw, 2009. *Finding groups in data : an introduction to cluster analysis*.

Kavetski, D. et F. Fenicia. 2011. « Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling : 2. Application and experimental insights ». *Water Resources Research*, vol. 47, n° 11.

Kavetski, D., F. Fenicia, et M. P. Clark. 2011. « Impact of temporal data resolution on parameter inference and model identification in conceptual hydrological modeling : Insights from an experimental catchment ». *Water Resources Research*, vol. 47, n° 5.

Kay, A. L., H. N. Davies, V. A. Bell, et R. G. Jones. 2008. « Comparison of uncertainty sources for climate change impacts : flood frequency in England ». *Climatic Change*, vol. 92, n° 1-2, p. 41-63.

Kay, A. L., A. C. Rudd, H. N. Davies, E. J. Kendon, et R. G. Jones. 2015. « Use of very high resolution climate model data for hydrological modelling : baseline performance and future flood changes ». *Climatic Change*, vol. 133, n° 2, p. 193-208.

Kedem, B. et L. S. Chiu. 1987. « Are rain rate processes self-similar ? ». *Water Resources Research*, vol. 23, n° 10, p. 1816-1818.

Kelder, T., N. Wanders, K. Van Der Wiel, T. I. Marjoribanks, L. J. Slater, R. L. Wilby, et C. Prudhomme. 2022. « Interpreting extreme climate impacts from large ensemble simulations - Are they unseen or unrealistic ? ». *Environmental Research Letters*, vol. 17, n° 4.

Kemter, M., N. Marwan, G. Villarini, et B. Merz. 2023. « Controls on Flood Trends Across the United States ». *Water Resources Research*, vol. 59, n° 2.

Kendon, E. J., N. M. Roberts, H. J. Fowler, M. J. Roberts, S. C. Chan, et C. A. Senior. 2014. « Heavier summer downpours with climate change revealed by weather forecast resolution model ». *Nature Climate Change*, vol. 4, n° 7, p. 570-576.

Khajehali, M., H. R. Safavi, M. R. Nikoo, M. R. Najafi, et R. Alizadeh-Sh. 2025. « A copula-based multivariate flood frequency analysis under climate change effects ». *Scientific Reports*, vol. 15, n° 1, p. 146.

Kim, D., J. A. Chun, et C. M. Aikins. 2018. « An hourly-scale scenario-neutral flood risk assessment in a mesoscale catchment under climate change ». *Hydrological Processes*, vol. 32, n° 22, p. 3416-3430.

Kleinn, J. 2005. « Hydrologic simulations in the Rhine basin driven by a regional climate model ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, n° D4, p. n/a-n/a.

Kolmogorov, A. N. 1962. « A refinement of previous hypotheses concerning the local structure of turbulence in a viscous incompressible fluid at high Reynolds number ». *Journal of Fluid Mechanics*, vol. 13, n° 1, p. 82-85.

Kratzert, F., D. Klotz, G. Shalev, G. Klambauer, S. Hochreiter, et G. Nearing. 2019. « Towards learning universal, regional, and local hydrological behaviors via machine learning applied to large-sample datasets ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 23, n° 12, p. 5089-5110.

Krause, P., D. P. Boyle, et F. Bäse. 2005. « Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment ». *Advances in Geosciences*, vol. 5, p. 89-97.

Krysanova, V., C. Donnelly, A. Gelfan, D. Gerten, B. Arheimer, F. Hattermann, et Z. W. Kundzewicz. 2018. « How the performance of hydrological models relates to credibility of projections under climate change ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 63, n° 5, p. 696-720.

Kundzewicz, Z. W., N. Lugeri, R. Dankers, Y. Hirabayashi, P. Döll, I. Pińskwar, T. Dysarz, S. Hochrainer, et P. Matczak. 2010. « Assessing river flood risk and adaptation in Europe-review of projections for the future ». *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, vol. 15, n° 7, p. 641-656.

La Follette, P. T., A. J. Teuling, N. Addor, M. Clark, K. Jansen, et L. A. Melsen. 2021. « Numerical daemons of hydrological models are summoned by extreme precipitation ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 25, n° 10, p. 5425-5446.

Laio, F. 2004. « Cramer–von Mises and Anderson-Darling goodness of fit tests for extreme value distributions with unknown parameters ». *Water Resources Research*, vol. 40, n° 9.

Lang, M., T. Ouarda, et B. Bobée. 1999. « Towards operational guidelines for over-threshold modeling ». *Journal of hydrology*, vol. 225, n° 3-4, p. 103-117.

Langhammer, J. et J. Bernsteinová. 2020. « Which aspects of hydrological regime in mid-latitude montane basins are affected by climate change ? ». *Water (Switzerland)*, vol. 12, n° 8.

Langridge, M., B. Gharabaghi, E. McBean, H. Bonakdari, et R. Walton. 2020. « Understanding the dynamic nature of Time-to-Peak in UK streams ». *Journal of Hydrology*, vol. 583, p. 124630.

Laprise, R., D. Caya, A. Frigon, et D. Paquin. 2003. « Current and perturbed climate as simulated by the second-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM-II) over northwestern North America ». *Climate Dynamics*, vol. 21, n° 5-6, p. 405-421.

Latifovic, R., C. Homer, R. Ressl, D. Pouliot, S. N. Hossain, R. R. Colditz, I. Olthof, C. P. Giri, et A. Victoria. 2016. « 20 North American Land-Change Monitoring System ». *Remote sensing of land use and land cover*, p. 303.

Le Quéré, C. 2016. « Budget, Global Carbon ». *Earth Syst. Sci. Data*, vol. 8, p. 605-649.

Leadbetter, M. R. 1991. « On a basis for 'Peaks over Threshold' modeling ». *Statistics And Probability Letters*, vol. 12, n° 4, p. 357-362.

Leduc, M., A. Mailhot, A. Frigon, J. L. Martel, R. Ludwig, G. B. Brietzke, M. Giguère, F. Brissette, R. Turcotte, M. Braun, et J. Scinocca. 2019. « The ClimEx project : A 50-member ensemble of climate change projections at 12-km resolution over Europe and northeastern North America with the Canadian Regional Climate Model (CRCM5) ». *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 58, n° 4, p. 663-693.

Lee, D., S. K. Min, I. H. Park, J. B. Ahn, D. H. Cha, E. C. Chang, et Y. H. Byun. 2022. « Enhanced Role of Convection in Future Hourly Rainfall Extremes Over South Korea ». *Geophysical Research Letters*, vol. 49, n° 22.

Lee, J., J. E. Lee, et N. W. Kim. 2020. « Estimation of hourly flood hydrograph from daily flows using artificial neural network and flow disaggregation technique ». *Water*, vol. 13, n° 1, p. 30.

Lee, M. H., D. H. Bae, et E. S. Im. 2019. « Effect of the Horizontal Resolution of Climate Simulations on the Hydrological Representation of Extreme Low and High Flows ». *Water Resources Management*, vol. 33, n° 13, p. 4653-4666.

Leggett, J., W. J. Pepper, R. J. Swart, J. Edmonds, L. Meira Filho, I. Mintzer, et M. Wang. 1992. « Emissions scenarios for the IPCC : an update ». *Climate change*, p. 69-95.

Lei, M., J. Li, L. Zhang, C. Deng, Y. Li, et J. He. 2022. « Inconsistent Frequency Trends Between Hourly and Daily Precipitation During Warm Season in Mainland of China ». *Geophysical Research Letters*, vol. 49, n° 19.

Lemaitre-Basset, T., L. Collet, G. Thirel, J. Parajka, G. Evin, et B. Hingray. 2021. « Climate change impact and uncertainty analysis on hydrological extremes in a French Mediterranean catchment ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 66, n° 5, p. 888-903.

Lenderink, G., R. Barbero, J. M. Loriaux, et H. J. Fowler. 2017. « Super-Clausius-Clapeyron scaling of extreme hourly convective precipitation and its relation to large-scale atmospheric conditions ». *Journal of Climate*, vol. 30, n° 15, p. 6037-6052.

Lenderink, G. et E. Van Meijgaard. 2008. « Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes ». *Nature Geoscience*, vol. 1, n° 8, p. 511.

Li, J., F. Johnson, J. Evans, et A. Sharma. 2017. « A comparison of methods to estimate future sub-daily design rainfall ». *Advances in Water Resources*, vol. 110, p. 215-227.

Li, X., S. Huang, R. He, G. Wang, M. L. Tan, X. Yang, et Z. Zheng. 2020. « Impact of temporal rainfall resolution on daily streamflow simulations in a large-sized river basin ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 65, n° 15, p. 2630-2645.

Li, Z., Y. Wang, W. Zhao, Z. Xu, et Z. Li. 2016. « Frequency analysis of high flow extremes in the Yingluoxia watershed in northwest China ». *Water (Switzerland)*, vol. 8, n° 5.

Li, Z., S. Gao, M. Chen, J. J. Gourley, et Y. Hong. 2022a. « Spatiotemporal Characteristics of US Floods : Current Status and Forecast Under a Future Warmer Climate ». *Earth's Future*, vol. 10, n° 10.

Li, Z., S. Gao, M. Chen, J. J. Gourley, C. Liu, A. F. Prein, et Y. Hong. 2022b. « The conterminous United States are projected to become more prone to flash floods in a high-end emissions scenario ». *Communications Earth and Environment*, vol. 3, n° 1.

Liu, H. et H. Motoda, 2012. *Feature selection for knowledge discovery and data mining*, volume 454.

Liu, Q., L. S. Chiu, et X. Hao. 2013. « The impact of spatial and temporal resolutions in tropical summer rainfall distribution : Preliminary results ». In *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. p. 183-191.

Liu, S., S. Huang, Q. Huang, Y. Xie, G. Leng, J. Luan, X. Song, X. Wei, et X. Li. 2017. « Identification of the non-stationarity of extreme precipitation events and correlations with large-scale ocean-atmospheric circulation patterns : A case study in the Wei River Basin, China ». *Journal of Hydrology*, vol. 548, p. 184-195.

Loh, W.-Y. 2002. « Regression Trees With Unbiased Variable Selection and Interaction Detection ». *Statistica Sinica*, vol. 12, p. 361-386.

Lorenz, D. L., G. H. Carlson, et C. A. Sanocki, 1997. *Techniques for estimating peak flow on small streams in Minnesota*, volume 97.

Lu, Y., J. Tu, Z. G. Gao, X. G. Li, S. Yang, et X. Y. Yang. 2020. « Impact of temporal rainfall resolution on SWAT hydrological simulation ». *Zhongguo Huanjing Kexue/China Environmental Science*, vol. 40, n° 12, p. 5383-5390.

Lucas-Picher, P., R. Laprise, et K. Winger. 2017. « Evidence of added value in North American regional climate model hindcast simulations using ever-increasing horizontal resolutions ». *Climate Dynamics*, vol. 48, n° 7-8, p. 2611-2633.

Lucas-Picher, P., D. Argüeso, E. Brisson, Y. Tramblay, P. Berg, A. Lemonsu, S. Kotlarski, et C. Caillaud. 2021. « Convection-permitting modeling with regional climate models : Latest developments and next steps ». *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, vol. 12, n° 6.

Luke, A., J. A. Vrugt, A. AghaKouchak, R. Matthew, et B. F. Sanders. 2017. « Predicting nonstationary flood frequencies : Evidence supports an updated stationarity thesis in the United States ». *Water Resources Research*, vol. 53, n° 7, p. 5469-5494.

Lun, D., A. Viglione, M. Bertola, J. Komma, J. Parajka, P. Valent, et G. Blöschl. 2021. « Characteristics and process controls of statistical flood moments in Europe - a data-based analysis ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 25, n° 10, p. 5535-5560.

Lyne, V. et M. Hollick. 1979. « Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling ». In *Institute of Engineers Australia National Conference*. p. 89-93. Institute of Engineers Australia Barton, Australia.

Mackay, J. D., N. E. Barrand, D. M. Hannah, S. Krause, C. R. Jackson, J. Everest, G. Aoalgeirsdóttir, et A. Black. 2019. « Future evolution and uncertainty of river flow regime change in a deglaciating river basin ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 23, n° 4, p. 1833-1865.

Madsen, H., D. Lawrence, M. Lang, M. Martinkova, et T. R. Kjeldsen. 2014. « Review of trend analysis and climate change projections of extreme precipitation and floods in Europe ». *Journal of Hydrology*, vol. 519, n° PD, p. 3634-3650.

Madsen, H., P. F. Rasmussen, et D. Rosbjerg. 1997. « Comparison of annual maximum series and partial duration series methods for modeling extreme hydrologic events : 1. At-site modeling ». *Water Resources Research*, vol. 33, n° 4, p. 747-757.

Maghsood, F. F., H. Moradi, A. R. M. Bavani, M. Panahi, R. Berndtsson, et H. Hashemi. 2019. « Climate change impact on flood frequency and source area in northern Iran under CMIP5 scenarios ». *Water (Switzerland)*, vol. 11, n° 2.

Mallakpour, I. et G. Villarini. 2015. « The changing nature of flooding across the central United States ». *Nature Climate Change*, vol. 5, n° 3, p. 250-254.

Mandal, S. et S. P. Simonovic. 2017. « Quantification of uncertainty in the assessment of future streamflow under changing climate conditions ». *Hydrological Processes*, vol. 31, n° 11, p. 2076-2094.

Mani, A. et F. T.-C. Tsai. 2016. « Ensemble averaging methods for quantifying uncertainty sources in modeling climate change impact on runoff projection ». *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 22, n° 4, p. 04016067.

Maraun, D. 2012. « Nonstationarities of regional climate model biases in European seasonal mean temperature and precipitation sums ». *Geophysical Research Letters*, vol. 39, n° 6.

Maraun, D. 2016. « Bias Correcting Climate Change Simulations - a Critical Review ». *Current Climate Change Reports*, vol. 2, n° 4, p. 211-220.

Maraun, D., F. Wetterhall, A. Ireson, R. Chandler, E. Kendon, M. Widmann, S. Brienen, H. Rust, T. Sauter, et M. Themeßl. 2010. « Precipitation downscaling under climate change : Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user ». *Reviews of Geophysics*, vol. 48, n° 3.

Maraun, D., M. Widmann, J. M. Gutiérrez, S. Kotlarski, R. E. Chandler, E. Hertig, J. Wibig, R. Huth, et R. A. I. Wilcke. 2015. « VALUE : A framework to validate downscaling approaches for climate change studies ». *Earth's Future*, vol. 3, n° 1, p. 1-14.

Markhali, S. P., A. Poulin, et M.-A. Boucher. 2022a. « Spatio-temporal discretization uncertainty of distributed hydrological models ». *Hydrological Processes*, vol. 36, n° 6.

Markhali, S. P., A. Poulin, M.-A. Boucher, J. Mai, J. Seibert, et M. Zaerpour. 2022b. « Multi-Scale Flood Simulations Under Climate Change Scenarios ». *Authorea Preprints*.

Markham, C. G. 1970. « Seasonality of Precipitation in the United States ». *Annals of the Association of American Geographers*, vol. 60, n° 3, p. 593-597.

Martel, J. L., A. Mailhot, F. Brissette, et D. Caya. 2018. « Role of natural climate variability in the detection of anthropogenic climate change signal for mean and extreme precipitation at local and regional scales ». *Journal of Climate*, vol. 31, n° 11, p. 4241-4263.

Martel, J. L., A. Mailhot, et F. Brissette. 2020. « Global and regional projected changes in 100-yr subdaily, daily, and multiday precipitation extremes estimated from three large

ensembles of climate simulations ». *Journal of Climate*, vol. 33, n° 3, p. 1089-1103.

Martel, J.-L., F. P. Brissette, P. Lucas-Picher, M. Troin, et R. Arsenault. 2021. « Climate Change and Rainfall Intensity-Duration-Frequency Curves : Overview of Science and Guidelines for Adaptation ». *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 26, n° 10, p. 03121001.

Martynov, A., R. Laprise, L. Sushama, K. Winger, L. Šeparović, et B. Dugas. 2013. « Reanalysis-driven climate simulation over CORDEX North America domain using the Canadian Regional Climate Model, version 5 : model performance evaluation ». *Climate Dynamics*, vol. 41, n° 11-12, p. 2973-3005.

Masson, J. 1991. « Un problème parmi d'autres dans l'analyse des distributions des variables hydrologiques : les horsains (outliers) ». *Statistique impliquée. Paris : ORSTOM (Colloques et Séminaires), Séminfor*, vol. 5, p. 02-04.

Mathevet, T. 2005. « Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants ». Thesis, ENGREF Paris.

MathWorks. 2024. « Statistics and Machine Learning Toolbox version 24.2 (R2024b) ». <https://www.mathworks.com>.

Maurer, E. P., T. Das, et D. R. Cayan. 2013. « Errors in climate model daily precipitation and temperature output : Time invariance and implications for bias correction ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 17, n° 6, p. 2147-2159.

McMillan, H. K. 2021. « A review of hydrologic signatures and their applications ». *WIREs Water*, vol. 8, n° 1, p. e1499.

Meaurio, M., A. Zabaleta, L. Boithias, A. M. Epelde, S. Sauvage, J.-M. Sánchez-Pérez, R. Srinivasan, et I. Antiguedad. 2017. « Assessing the hydrological response from an ensemble of CMIP5 climate projections in the transition zone of the Atlantic region (Bay of Biscay) ». *Journal of Hydrology*, vol. 548, p. 46-62.

Mediero, L., D. Santillán, L. Garrote, et A. Granados. 2014. « Detection and attribution of trends in magnitude, frequency and timing of floods in Spain ». *Journal of Hydrology*, vol. 517, p. 1072-1088.

Melsen, L. A., A. Teuling, P. J. J. F. Torfs, M. Zappa, N. Mizukami, M. Clark, et R. Uijlenhoet. 2016. « Representation of spatial and temporal variability in large-domain hydrological models : Case study for a mesoscale pre-Alpine basin ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 20, p. 2207-2226.

Mendoza, P. A., N. Mizukami, K. Ikeda, M. P. Clark, E. D. Gutmann, J. R. Arnold, L. D. Brekke, et B. Rajagopalan. 2016. « Effects of different regional climate model resolution

and forcing scales on projected hydrologic changes ». *Journal of Hydrology*, vol. 541, p. 1003-1019.

Meresa, H., C. Murphy, R. Fealy, et S. Golian. 2021. « Uncertainties and their interaction in flood hazard assessment with climate change ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 25, n° 9, p. 5237-5257.

Meresa, H., B. Tischbein, J. Mendela, R. Demoz, T. Abreha, M. Weldemichael, et K. Ogbu. 2022a. « The role of input and hydrological parameters uncertainties in extreme hydrological simulations ». *Natural Resource Modeling*, vol. 35, n° 1.

Meresa, H., Y. Zhang, J. Tian, N. Ma, X. Zhang, H. Heidari, et S. Naeem. 2023. « An Integrated Modeling Framework in Projections of Hydrological Extremes ». *Surveys in Geophysics*, vol. 44, n° 2, p. 277-322.

Meresa, H., Y. Zhang, J. Tian, et M. A. Faiz. 2022b. « Disentangling aggregated uncertainty sources in peak flow projections under different climate scenarios ». *Journal of Hydrology*, vol. 613, p. 128426.

Meresa, H. K. et R. J. Romanowicz. 2017. « The critical role of uncertainty in projections of hydrological extremes ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 21, n° 8, p. 4245-4258.

Metzger, A., F. Marra, J. A. Smith, et E. Morin. 2020. « Flood frequency estimation and uncertainty in arid/semi-arid regions ». *Journal of Hydrology*, vol. 590.

Micovic, Z. et M. C. Quick. 2009. « Investigation of the model complexity required in runoff simulation at different time scales/Etude de la complexité de modélisation requise pour la simulation d'écoulement à différentes échelles temporelles ». *Hydrological sciences journal*, vol. 54, n° 5, p. 872-885.

Ministère de l'Environnement de la Lutte contre les changements climatiques de la Faune et des Parcs (MELCCFP). 2015. *Calcul des facteurs de pointe à différentes stations hydrométriques du québec.* Report.

Ministère de l'Environnement de la Lutte contre les changements climatiques de la Faune et des Parcs (MELCCFP). 2020. « Stations hydrométriques de l'Atlas hydroclimatique ». <https://www.cehq.gouv.qc.ca/atlas-hydroclimatique/stations-hydrometriques/index.htm>.

Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles (MERN). 2020. « Réseau hydrographique — Géobase du réseau hydrographique du Québec (GRHQ). ». <https://mern.gouv.qc.ca/repertoire-geographique/reseau-hydrographique-grhq/>.

Mondal, A. et D. Daniel. 2019. « Return levels under nonstationarity : The need to update infrastructure design strategies ». *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 24, n° 1.

Morbidelli, R., C. Saltalippi, A. Flammini, M. Cifrodelli, T. Picciafuoco, C. Corradini, M. C. Casas-Castillo, H. J. Fowler, et S. M. Wilkinson. 2017. « Effect of temporal aggregation on the estimate of annual maximum rainfall depths for the design of hydraulic infrastructure systems ». *Journal of Hydrology*, vol. 554, p. 710-720.

Morbidelli, R., C. Saltalippi, A. Flammini, C. Corradini, S. M. Wilkinson, et H. J. Fowler. 2018. « Influence of temporal data aggregation on trend estimation for intense rainfall ». *Advances in Water Resources*, vol. 122, p. 304-316.

Morrison, A., G. Villarini, W. Zhang, et E. Scoccimarro. 2019. « Projected changes in extreme precipitation at sub-daily and daily time scales ». *Global and Planetary Change*, vol. 182.

Mostofi Zadeh, S., D. H. Burn, et N. O'Brien. 2020. « Detection of trends in flood magnitude and frequency in Canada ». *Journal of Hydrology : Regional Studies*, vol. 28.

Moustakis, Y., S. M. Papalexiou, C. J. Onof, et A. Paschalis. 2021. « Seasonality, intensity, and duration of rainfall extremes change in a warmer climate ». *Earth's Future*, vol. 9, n° 3, p. e2020EF001824.

Muerth, M. J., B. Gauvin St-Denis, S. Ricard, J. A. Velázquez, J. Schmid, M. Minville, D. Caya, D. Chaumont, R. Ludwig, et R. Turcotte. 2012. « On the need for bias correction in regional climate scenarios to assess climate change impacts on river runoff ». *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, vol. 9, n° 9, p. 10205-10243.

Muñoz-Castro, E., P. A. Mendoza, N. Vásquez, et X. Vargas. 2023. « Exploring parameter (dis)agreement due to calibration metric selection in conceptual rainfall–runoff models ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 68, n° 12, p. 1754-1768.

Nahar, J., F. Johnson, et A. Sharma. 2017. « Assessing the extent of non-stationary biases in GCMs ». *Journal of Hydrology*, vol. 549, p. 148-162.

Najibi, N., S. Mukhopadhyay, et S. Steinschneider. 2022. « Precipitation Scaling With Temperature in the Northeast US : Variations by Weather Regime, Season, and Precipitation Intensity ». *Geophysical Research Letters*, vol. 49, n° 8.

Nakicenovic, N., J. Alcamo, A. Grubler, K. Riahi, R. Roehrl, H.-H. Rogner, et N. Victor, 2000. *Special report on emissions scenarios (SRES), a special report of Working Group III of the intergovernmental panel on climate change*.

Nash, J. E. et J. V. Sutcliffe. 1970. « River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles ». *Journal of Hydrology*, vol. 10, n° 3, p. 282-290.

Nash, J. 1957. « The form of the instantaneous unit hydrograph ». *Comptes Rendus et Rapports Assemblee Generale de Toronto*, vol. 3, p. 114-121.

Nathan, R. J. et T. A. McMahon. 1990. « EVALUATION OF AUTOMATED TECHNIQUES FOR BASE-FLOW AND RECESSION ANALYSES ». *Water Resources Research*, vol. 26, n° 7, p. 1465-1473.

Nearing, G. S., F. Kratzert, A. K. Sampson, C. S. Pelissier, D. Klotz, J. M. Frame, C. Prieto, et H. V. Gupta. 2021. « What Role Does Hydrological Science Play in the Age of Machine Learning ? ». *Water Resources Research*, vol. 57, n° 3.

Nguyen, P., E. J. Shearer, H. Tran, M. Ombadi, N. Hayatbini, T. Palacios, P. Huynh, D. Braithwaite, G. Updegraff, et K. Hsu. 2019. « The CHRS Data Portal, an easily accessible public repository for PERSIANN global satellite precipitation data ». *Scientific data*, vol. 6, n° 1, p. 1-10.

Nordbeck, R., L. Löschner, M. P. Jara, et M. Pregernig. 2019. « Exploring science-policy interactions in a technical policy field : Climate change and flood risk management in Austria, Southern Germany, and Switzerland ». *Water (Switzerland)*, vol. 11, n° 8.

Núñez Mejía, S. X., S. Mendoza Paz, H. Tabari, et P. Willems. 2023. « Climate change impacts on hydrometeorological and river hydrological extremes in Quito, Ecuador ». *Journal of Hydrology : Regional Studies*, vol. 49.

Obeysekera, J. et J. D. Salas. 2014. « Quantifying the uncertainty of design floods under nonstationary conditions ». *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 19, n° 7, p. 1438-1446.

Ochoa-Rodriguez, S., L. P. Wang, A. Gires, R. D. Pina, R. Reinoso-Rondinel, G. Bruni, A. Ichiba, S. Gaitan, E. Cristiano, J. Van Assel, S. Kroll, D. Murlà-Tuyls, B. Tisserand, D. Schertzer, I. Tchiguirinskaia, C. Onof, P. Willems, et M. C. Ten Veldhuis. 2015. « Impact of spatial and temporal resolution of rainfall inputs on urban hydrodynamic modelling outputs : A multi-catchment investigation ». *Journal of Hydrology*, vol. 531, p. 389-407.

Odey, G. et Y. Cho. 2025. « Event-Based vs. Continuous Hydrological Modeling with HEC-HMS : A Review of Use Cases, Methodologies, and Performance Metrics ». *Hydrology*, vol. 12, n° 2, p. 39.

O'Loughlin, F., M. Bruen, et T. Wagener. 2013. « Parameter sensitivity of a watershed-scale flood forecasting model as a function of modelling time-step ». *Hydrology Research*, vol. 44, n° 2, p. 334-350.

Olsson, J., P. Berg, et A. Kawamura. 2015. « Impact of RCM spatial resolution on the reproduction of local, subdaily precipitation ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 16, n° 2, p. 534-547.

Ortenzi, S., F. Mincu, G. Neculau, V. Chendes, C. Cencetti, et L. D. Matteo. 2024. « Definition of runoff thresholds integrating satellite data and in situ measurements : results from Vionesti experimental basin (Romania) ». *Italian Journal of Engineering Geology and*

Environment, , p. 235-242.

Ostrowski, M., M. Bach, V. Gamerith, S. De Simone, G. Technische Universität Darmstadt, G. Technische Universität Darmstadt, A. Graz University of Technology, et G. Technische Universität Darmstadt. 2010. « Analysis of the time-step dependency of parameters in conceptual hydrological models ». <http://tuprints.ulb.tu-darmstadt.de/2099/>.

Ouarda, T. B. M. J. et F. Ashkar. 1998. « Effect of trimming on LP III flood quantile estimates ». *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 3, n° 1, p. 33-42.

Ouarda, T. B. M. J., P. F. Rasmussen, B. Bobée, et J. Bernier. 1998. « Use of historical information in hydrologic frequency analysis ». *Revue des Sciences de l'Eau*, vol. 11, n° SPEC. ISS., p. 41-49.

Ouarda, T. B. M. J., J. M. Cunderlik, A. St-Hilaire, M. Barbet, P. Bruneau, et B. Bobee. 2006. « Data-based comparison of seasonality-based regional flood frequency methods ». *Journal of Hydrology*, vol. 330, n° 1, p. 329-339.

Oudin, L., F. Hervieu, C. Michel, C. Perrin, V. Andréassian, F. Anctil, et C. Loumagne. 2005. « Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model ? : Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling ». *Journal of hydrology*, vol. 303, n° 1-4, p. 290-306.

Pagliero, L., F. Bouraoui, J. Diels, P. Willems, et N. McIntyre. 2019. « Investigating regionalization techniques for large-scale hydrological modelling ». *Journal of Hydrology*, vol. 570, p. 220-235.

Pan, S., W. Xuan, Y. P. Xu, H. Gu, et Z. Bai. 2021. « Temporary dependency of parameter sensitivity for different flood types ». *Hydrology Research*, vol. 52, n° 5, p. 990-1014.

Pan, X., A. Rahman, K. Haddad, et T. B. M. J. Ouarda. 2022. « Peaks-over-threshold model in flood frequency analysis : a scoping review ». *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, vol. 36, n° 9, p. 2419-2435.

Panagos, P., P. Borrelli, K. Meusburger, B. Yu, A. Klik, K. Jae Lim, J. E. Yang, J. Ni, C. Miao, N. Chattopadhyay, S. H. Sadeghi, Z. Hazbavi, M. Zabihi, G. A. Larionov, S. F. Krasnov, A. V. Gorobets, Y. Levi, G. Erpul, C. Birkel, N. Hoyos, V. Naipal, P. T. S. Oliveira, C. A. Bonilla, M. Meddi, W. Nel, H. Al Dashti, M. Boni, N. Diodato, K. Van Oost, M. Nearing, et C. Ballabio. 2017. « Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records ». *Scientific Reports*, vol. 7, n° 1, p. 4175.

Parton, W. J. et J. A. Logan. 1981. « A model for diurnal variation in soil and air temperature ». *Agricultural Meteorology*, vol. 23, p. 205-216.

Pastén-Zapata, E., J. M. Jones, H. Moggridge, et M. Widmann. 2020. « Evaluation of the performance of Euro-CORDEX Regional Climate Models for assessing hydrological climate change impacts in Great Britain : A comparison of different spatial resolutions and quantile mapping bias correction methods ». *Journal of Hydrology*, vol. 584.

Pastén-Zapata, E., T. Eberhart, K. H. Jensen, J. C. Refsgaard, et T. O. Sonnenborg. 2022a. « Towards a More Robust Evaluation of Climate Model and Hydrological Impact Uncertainties ». *Water Resources Management*, vol. 36, n° 10, p. 3545-3560.

Pastén-Zapata, E., R. Pimentel, P. Royer-Gaspard, T. O. Sonnenborg, J. Aparicio-Ibañez, A. Lemoine, M. J. Pérez-Palazón, R. Schneider, C. Photiadou, G. Thirel, et J. C. Refsgaard. 2022b. « The effect of weighting hydrological projections based on the robustness of hydrological models under a changing climate ». *Journal of Hydrology : Regional Studies*, vol. 41.

Perrin, C., C. Michel, et V. Andréassian. 2003. « Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation ». *Journal of Hydrology*, vol. 279, n° 1-4, p. 275-289.

Pickands, J. 1975. « Statistical Inference Using Extreme Order Statistics ». *The Annals of Statistics*, vol. 3, n° 1, p. 119-131.

Pitié, F., A. C. Kokaram, et R. Dahyot. 2007. « Automated colour grading using colour distribution transfer ». *Computer Vision and Image Understanding*, vol. 107, n° 1, p. 123-137.

Plavšić, J., V. Mihailović, et B. Blagojević. 2014. « Assessment of methods for outlier detection and treatment in flood frequency analysis ». In *Proceedings of the Mediterranean Meeting on Monitoring, modelling and early warning of extreme events triggered by heavy rainfalls. PON 01-01503-MED-FRIEND project University of Calabria, Cosenza (Italy), June 26th-28th, 2014*. p. 181-192.

Plummer, D., D. Caya, A. Frigon, H. Côté, M. Giguère, D. Paquin, S. Biner, R. Harvey, et R. De Elia. 2006. « Climate and climate change over North America as simulated by the Canadian RCM ». *Journal of climate*, vol. 19, n° 13, p. 3112-3132.

Poncet, N., P. Lucas-Picher, Y. Tramblay, G. Thirel, H. Vergara, J. Gourley, et A. Alias. 2023. « Does a convection-permitting regional climate model bring new perspectives on the projection of Mediterranean floods ? ». *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, vol. 2023, p. 1-36.

Pontoppidan, M., J. Reuder, S. Mayer, et E. W. Kolstad. 2017. « Downscaling an intense precipitation event in complex terrain : the importance of high grid resolution ». *Tellus, Series A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, vol. 69, n° 1.

Poschlod, B. 2021. « Using high-resolution regional climate models to estimate return levels of daily extreme precipitation over Bavaria ». *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 21, n° 11, p. 3573-3598.

Poulin, A., M. Glaus, R. Romero López, L. Blondeau-Bouchard, M. Castañeda-Gonzalez, D. Chaumont, G. Dallaire, Destuynder, J. A. Galindo Sosa, et D. Paquin. 2017. *Complémentarité et diversité québec-mexique en matière de gestion de l'eau dans le contexte des changements climatiques : impacts sur les régimes hydriques et prise de décision en adaptation*. Report.

Prein, A. F. et A. G. Pendergrass. 2019. « Can We Constrain Uncertainty in Hydrologic Cycle Projections ? ». *Geophysical Research Letters*, vol. 46, n° 7, p. 3911-3916.

Prein, A. F., A. Gobiet, H. Truhetz, K. Keuler, K. Goergen, C. Teichmann, C. Fox Maule, E. van Meijgaard, M. Déqué, G. Nikulin, R. Vautard, A. Colette, E. Kjellström, et D. Jacob. 2016. « Precipitation in the EURO-CORDEX 0.11 and 0.44 simulations : high resolution, high benefits ? ». *Climate Dynamics*, vol. 46, n° 1-2, p. 383-412.

Prein, A. F., C. Liu, K. Ikeda, S. B. Trier, R. M. Rasmussen, G. J. Holland, et M. P. Clark. 2017. « Increased rainfall volume from future convective storms in the US ». *Nature Climate Change*, vol. 7, n° 12, p. 880-884.

Qiu, H., J. Qi, S. Lee, G. E. Moglen, G. W. McCarty, M. Chen, et X. Zhang. 2021. « Effects of temporal resolution of river routing on hydrologic modeling and aquatic ecosystem health assessment with the SWAT model ». *Environmental Modelling and Software*, vol. 146.

Quintero, F., G. Villarini, A. F. Prein, W. F. Krajewski, et W. Zhang. 2022. « On the role of atmospheric simulations horizontal grid spacing for flood modeling ». *Climate Dynamics*, vol. 59, n° 11-12, p. 3167-3174.

Ragettli, S., J. Zhou, H. Wang, C. Liu, et L. Guo. 2017. « Modeling flash floods in ungauged mountain catchments of China : A decision tree learning approach for parameter regionalization ». *Journal of Hydrology*, vol. 555, p. 330-346.

Razavi, T. et P. Coulibaly. 2013. « Classification of Ontario watersheds based on physical attributes and streamflow series ». *Journal of Hydrology*, vol. 493, p. 81-94.

Ren, L., H. Shen, F. Yuan, C. Zhao, X. Yang, et P. Zheng. 2016. « Hydrological drought characteristics in the Weihe catchment in a changing environment ». *Shuikexue Jinzhan/Advances in Water Science*, vol. 27, n° 4, p. 492-500.

Reynolds, C., T. Jackson, et W. Rawls. 2000. « Estimating soil water-holding capacities by linking the Food and Agriculture Organization soil map of the world with global pedon databases and continuous pedotransfer functions ». *Water Resources Research*, vol. 36, n° 12, p. 3653-3662.

Riboust, P. et F. Brissette. 2015. « Climate Change Impacts and Uncertainties on Spring Flooding of Lake Champlain and the Richelieu River ». *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, vol. 51, n° 3, p. 776-793.

Ricard, S., A.-C. Parent, A. Bédard-Therrien, B. Morse, et F. Anctil. 2022. « Exploring frequency analysis alternatives on instantaneous peak flow, in the context of flood plain delineation in southern Québec, Canada ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 49, n° 6, p. 855-863.

Robinson, N., J. Regetz, et R. P. Guralnick. 2014. « EarthEnv-DEM90 : A nearly-global, void-free, multi-scale smoothed, 90m digital elevation model from fused ASTER and SRTM data ». *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 87, p. 57-67.

Rodríguez-Iturbe, I. et J. B. Valdés. 1979. « The geomorphologic structure of hydrologic response ». *Water Resources Research*, vol. 15, n° 6, p. 1409-1420.

Romanowicz, R. J., M. Osuch, et M. Grabowiecka. 2013. « On the choice of calibration periods and objective functions : A practical guide to model parameter identification ». *Acta Geophysica*, vol. 61, n° 6, p. 1477-1503.

Rosso, R. 1984. « Nash Model Relation to Horton Order Ratios ». *Water Resources Research*, vol. 20, n° 7, p. 914-920.

Rowe, T. J. et J. C. Smithers. 2018. « Continuous simulation modelling for design flood estimation - a South African perspective and recommendations ». *Water SA*, vol. 44, n° 4, p. 691-705.

Rémillard, L., J. Rousselle, F. Ashkar, et D. Sparks. 2004. « Analysis of the Seasonal Nature of Extreme Floods Across Canada ». *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 9, n° 5, p. 392-401.

Saadi, M., L. Oudin, et P. Ribstein. 2021. « Physically consistent conceptual rainfall–runoff model for urbanized catchments ». *Journal of Hydrology*, vol. 599.

Sabeti, P. 2022. « Optimal temporal resolution for hydrological modeling studies ». Thesis, École de technologie supérieure.

Salajegheh, A. et J. Dastorani. 2006. « Determining of regional coefficients of Fuller's empirical formula to estimante maximum instantaneous discharges in Dasht Kavir basin, Kalshour Sabzevar, Iran ». *Desert*, vol. 11, n° 1, p. 53-59.

Sangal, B. P. 1983. « Practical method of estimating peak flow ». *Journal of Hydraulic Engineering*, vol. 109, n° 4, p. 549-563.

Schaake, J., S. Cong, et Q. Duan. 2006. « The US MOPEX data set ». *IAHS publication*, vol. 307, n° 9.

Schlef, K. E., B. François, et C. Brown. 2021. « Comparing Flood Projection Approaches Across Hydro-Climatologically Diverse United States River Basins ». *Water Resources Research*, vol. 57, n° 1.

Schwalm, C. R., S. Glendon, et P. B. Duffy. 2020. « RCP8.5 tracks cumulative CO₂ emissions ». *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 117, n° 33, p. 19656-19657.

Sebok, E., H. J. Henriksen, E. Pastén-Zapata, P. Berg, G. Thirel, A. Lemoine, A. Lira-Loarca, C. Photiadou, R. Pimentel, P. Royer-Gaspard, E. Kjellström, J. H. Christensen, J. P. Vidal, P. Lucas-Picher, M. G. Donat, G. Besio, M. J. Polo, S. Stisen, Y. Caballero, I. G. Pechlivanidis, L. Troldborg, et J. C. Refsgaard. 2022. « Use of expert elicitation to assign weights to climate and hydrological models in climate impact studies ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 26, n° 21, p. 5605-5625.

Seiffert, C., T. M. Khoshgoftaar, J. Van Hulse, et A. Napolitano. 2008. « RUSBoost : Improving classification performance when training data is skewed ». In *2008 19th international conference on pattern recognition*. p. 1-4. IEEE.

Seiller, G., F. Anctil, et C. Perrin. 2012. « Multimodel evaluation of twenty lumped hydrological models under contrasted climate conditions ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 16, n° 4, p. 1171-1189.

Separović, L., A. Alexandru, R. Laprise, A. Martynov, L. Sushama, K. Winger, K. Tete, et M. Valin. 2013. « Present climate and climate change over North America as simulated by the fifth-generation Canadian regional climate model ». *Climate Dynamics*, vol. 41, n° 11-12, p. 3167-3201.

Shabani, M. et N. Shabani. 2012. « Application of artificial neural networks in instantaneous peak flow estimation for Kharestan Watershed, Iran ». *Journal of resources and ecology*, vol. 3, n° 4, p. 379.

Sharma, A., S. Hettiarachchi, et C. Wasko. 2021. « Estimating design hydrologic extremes in a warming climate : Alternatives, uncertainties and the way forward ». *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, vol. 379, n° 2195.

Sharma, A., C. Wasko, et D. P. Lettenmaier. 2018. « If Precipitation Extremes Are Increasing, Why Aren't Floods ? ». *Water Resources Research*, vol. 54, n° 11, p. 8545-8551.

Sharma, S. K., S. Gajbhiye, et S. Tignath. 2015. « Application of principal component analysis in grouping geomorphic parameters of a watershed for hydrological modeling ». *Applied*

Water Science, vol. 5, n° 1, p. 89-96.

Shaw, S. B., A. A. Royem, et S. J. Riha. 2011. « The relationship between extreme hourly precipitation and surface temperature in different hydroclimatic regions of the United States ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 12, n° 2, p. 319-325.

Shen, H., B. A. Tolson, et J. Mai. 2022. « Time to Update the Split-Sample Approach in Hydrological Model Calibration ». *Water Resources Research*, vol. 58, n° 3.

Sheng, S., H. Chen, F. Q. Guo, J. Chen, C. Y. Xu, et S. L. Guo. 2020. « Transferability of a Conceptual Hydrological Model across Different Temporal Scales and Basin Sizes ». *Water Resources Management*, vol. 34, n° 9, p. 2953-2968.

Shokouhifar, Y., M. Lotfirad, H. Esmaeili-Gisavandani, et A. Adib. 2022. « Evaluation of climate change effects on flood frequency in arid and semi-arid basins ». *Water Supply*, vol. 22, n° 8, p. 6740-6755.

Shrestha, M., S. C. Acharya, et P. K. Shrestha. 2017. « Bias correction of climate models for hydrological modelling - are simple methods still useful ? ». *Meteorological Applications*, vol. 24, n° 3, p. 531-539.

Shrestha, R. R., M. A. Schnorbus, A. T. Werner, et F. W. Zwiers. 2014. « Evaluating hydroclimatic change signals from statistically and dynamically downscaled GCMs and hydrologic models ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 15, n° 2, p. 844-860.

Sidike, A., X. Chen, T. Liu, K. Durdiev, et Y. Huang. 2016. « Investigating alternative climate data sources for hydrological simulations in the upstream of the Amu Darya River ». *Water*, vol. 8, n° 10, p. 441.

Sikorska, A. E. et J. Seibert. 2018. « Appropriate temporal resolution of precipitation data for discharge modelling in pre-alpine catchments ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 63, n° 1, p. 1-16.

Sinclair, C., B. Spurr, et M. Ahmad. 1990. « Modified anderson darling test ». *Communications in Statistics-Theory and Methods*, vol. 19, n° 10, p. 3677-3686.

Singh, P. K., V. Kumar, R. C. Purohit, M. Kothari, et P. K. Dashora. 2009. « Application of principal component analysis in grouping geomorphic parameters for hydrologic modeling ». *Water Resources Management*, vol. 23, n° 2, p. 325-339.

Singh, P. K., S. K. Mishra, et M. K. Jain. 2014. « A review of the synthetic unit hydrograph : from the empirical UH to advanced geomorphological methods ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 59, n° 2, p. 239-261.

Singh, S., K. Mishra, R. Chavan, et H. L. Tiwari. 2025. « Advancements and Challenges in Hydrological Modeling : A Comprehensive Review ». In *Hydrology and Hydrologic Modelling*. p. 423-442. Springer Nature Singapore.

Singh, V. P., 2013. *Entropy-based parameter estimation in hydrology*, volume 30.

Sinha, S., M. Rode, et D. Borchardt. 2016. « Examining runoff generation processes in the Selke catchment in central Germany : Insights from data and semi-distributed numerical model ». *Journal of Hydrology : Regional Studies*, vol. 7, p. 38-54.

Solari, S., M. Egüen, M. J. Polo, et M. A. Losada. 2017. « Peaks Over Threshold (POT) : A methodology for automatic threshold estimation using goodness of fit p -value ». *Water Resources Research*, vol. 53, n° 4, p. 2833-2849.

Sotomayor, G., H. Hampel, R. F. Vázquez, et P. L. M. Goethals. 2020. « Multivariate-statistics based selection of a benthic macroinvertebrate index for assessing water quality in the Paute River basin (Ecuador) ». *Ecological Indicators*, vol. 111.

Spellman, P., V. Webster, et D. Watkins. 2018. « Bias correcting instantaneous peak flows generated using a continuous, semi-distributed hydrologic model ». *Journal of Flood Risk Management*, vol. 11, n° 4.

Spieler, D., J. Mai, J. R. Craig, B. A. Tolson, et N. Schütze. 2020. « Automatic Model Structure Identification for Conceptual Hydrologic Models ». *Water Resources Research*, vol. 56, n° 9, p. e2019WR027009.

Stańczyk, U. 2015. « Feature evaluation by filter, Wrapper and embedded approaches ». *Studies in Computational Intelligence*, vol. 584, p. 29-44.

Steinschneider, S., A. Polebitski, C. Brown, et B. H. Letcher. 2012. « Toward a statistical framework to quantify the uncertainties of hydrologic response under climate change ». *Water Resources Research*, vol. 48, n° 11.

Stocker, T., 2014. *Climate change 2013 : the physical science basis : Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. New York : Cambridge University Press.

Sun, X. et G. Wang. 2022. « Causes for the Negative Scaling of Extreme Precipitation at High Temperatures ». *Journal of Climate*, vol. 35, n° 18, p. 6119-6134.

Sunyer, M. A., Y. Hundecha, D. Lawrence, H. Madsen, P. Willems, M. Martinkova, K. Vormoor, G. Bürger, M. Hanel, J. Kriaučiūnienė, A. Loukas, M. Osuch, et I. Yücel. 2015. « Inter-comparison of statistical downscaling methods for projection of extreme precipitation in Europe ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 19, n° 4, p. 1827-1847.

Sunyer, M. A., J. Luchner, C. Onof, H. Madsen, et K. Arnbjerg-Nielsen. 2017. « Assessing the importance of spatio-temporal RCM resolution when estimating sub-daily extreme precipitation under current and future climate conditions ». *International Journal of Climatology*, vol. 37, n° 2, p. 688-705.

Swetapadma, S. et C. S. P. Ojha, 2023. *A comparison between partial duration series and annual maximum series modeling for flood frequency analysis*, volume 14, p. 173-192. Elsevier Ltd. doi : 10.1016/B978-0-443-18640-0.00007-9. <https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-85162272967&doi=10.1016%2fB978-0-443-18640-0.00007-9&partnerID=40&md5=7bd39a1a571a5ba25c0a43761dd7852e>.

Tabari, H. 2021. « Extreme value analysis dilemma for climate change impact assessment on global flood and extreme precipitation ». *Journal of Hydrology*, vol. 593.

Tabari, H., R. De Troch, O. Giot, R. Hamdi, P. Termonia, S. Saeed, E. Brisson, N. Van Lipzig, et P. Willems. 2016. « Local impact analysis of climate change on precipitation extremes : Are high-resolution climate models needed for realistic simulations ? ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 20, n° 9, p. 3843-3857.

Taguas, E., J. Ayuso, A. Pena, Y. Yuan, M. Sanchez, J. Giraldez, et R. Pérez. 2008. « Testing the relationship between instantaneous peak flow and mean daily flow in a Mediterranean Area Southeast Spain ». *Catena*, vol. 75, n° 2, p. 129-137.

Talbot, F., J. D. Sylvain, G. Drolet, A. Poulin, J. L. Martel, et R. Arsenault. 2025. « Assessing hydroclimatic impacts of climate change in snowy catchments using a physically based hydrological model ». *Journal of Hydrology : Regional Studies*, vol. 59.

Tan, X., Y. Wu, B. Liu, et S. Chen. 2020. « Inconsistent changes in global precipitation seasonality in seven precipitation datasets ». *Climate Dynamics*, vol. 54, p. 3091-3108.

Tang, W. et S. K. Carey. 2017. « HydRun : A MATLAB toolbox for rainfall–runoff analysis ». *Hydrological Processes*, vol. 31, n° 15, p. 2670-2682.

Tang, Y., P. Reed, T. Wagener, et K. Van Werkhoven. 2007. « Comparing sensitivity analysis methods to advance lumped watershed model identification and evaluation ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 11, n° 2, p. 793-817.

Tarek, M., F. P. Brissette, et R. Arsenault. 2020. « Evaluation of the ERA5 reanalysis as a potential reference dataset for hydrological modelling over North America ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 24, n° 5, p. 2527-2544.

Taylor, K. E., R. J. Stouffer, et G. A. Meehl. 2012. « An Overview of CMIP5 and the Experiment Design ». *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 93, n° 4, p. 485-498.

Teng, J., N. J. Potter, F. H. S. Chiew, L. Zhang, B. Wang, J. Vaze, et J. P. Evans. 2015. « How does bias correction of regional climate model precipitation affect modelled runoff ? ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 19, n° 2, p. 711-728.

Teutschbein, C. et J. Seibert. 2013. « Is bias correction of regional climate model (RCM) simulations possible for non-stationary conditions ? ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 17, n° 12, p. 5061-5077.

Teutschbein, C. et J. Seibert. 2012. « Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies : Review and evaluation of different methods ». *Journal of Hydrology*, vol. 456-457, p. 12-29.

Thackeray, C. W., A. M. DeAngelis, A. Hall, D. L. Swain, et X. Qu. 2018. « On the Connection Between Global Hydrologic Sensitivity and Regional Wet Extremes ». *Geophysical Research Letters*, vol. 45, n° 20, p. 11,343-11,351.

Thomas, B. E., H. W. Hjalmarson, et S. D. Waltemeyer. 1997. « Methods for estimating magnitude and frequency of floods in the Southwestern United States ». *US Geological Survey Water Supply Paper*, vol. 2433, p. 1-108.

Thomassen, E. D., S. L. Thorndahl, C. B. Andersen, I. B. Gregersen, K. Arnbjerg-Nielsen, et H. J. D. Sørup. 2022. « Comparing spatial metrics of extreme precipitation between data from rain gauges, weather radar and high-resolution climate model re-analyses ». *Journal of Hydrology*, vol. 610.

Tirpak, D. et P. Vellinga. 1990. « Emissions scenarios ». *Climate Change : The IPCC Response Strategies*, p. 9-43.

Tisseuil, C., M. Vrac, S. Lek, et A. J. Wade. 2010. « Statistical downscaling of river flows ». *Journal of Hydrology*, vol. 385, n° 1-4, p. 279-291.

Todd, M. C., R. G. Taylor, T. J. Osborn, D. G. Kingston, N. W. Arnell, et S. N. Gosling. 2011. « Uncertainty in climate change impacts on basin-scale freshwater resources – preface to the special issue : the QUEST-GSI methodology and synthesis of results ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 15, n° 3, p. 1035-1046.

Tramblay, Y., P. Arnaud, G. Artigue, M. Lang, E. Paquet, L. Neppel, et E. Sauquet. 2023. « Changes in Mediterranean flood processes and seasonality ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 27, n° 15, p. 2973-2987.

Tripathi, O. P. et F. Dominguez. 2013. « Effects of spatial resolution in the simulation of daily and subdaily precipitation in the southwestern US ». *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 118, n° 14, p. 7591-7605.

Troin, M., J. A. Velázquez, D. Caya, et F. Brissette. 2015. « Comparing statistical post-processing of regional and global climate scenarios for hydrological impacts assessment : A case study of two Canadian catchments ». *Journal of Hydrology*, vol. 520, p. 268-288.

Turcotte, R., L.-G. Fortin, V. Fortin, J.-P. Fortin, et J.-P. Villeneuve. 2007. « Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada ». *Hydrology research*, vol. 38, n° 3, p. 211-234.

Turkington, T., K. Breinl, J. Ettema, D. Alkema, et V. Jetten. 2016. « A new flood type classification method for use in climate change impact studies ». *Weather and Climate Extremes*, vol. 14, p. 1-16.

United States Geological Survey (USGS). 2020. « National Hydrography Dataset (NHD) ». <https://www.usgs.gov/national-hydrography/national-hydrography-dataset>.

United States Geological Survey (USGS). 2021. « National Water Information System (NWIS) ». <https://nwis.waterservices.usgs.gov/>.

Valéry, A. 2010. « Modélisation précipitations débit sous influence nivale : Elaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants ». Thesis, Doctorat Hydrobiologie, Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement AgroParisTech. <https://hal.inrae.fr/tel-02594605>.

Valéry, A., V. Andréassian, et C. Perrin. 2014. « 'As simple as possible but not simpler' : What is useful in a temperature-based snow-accounting routine ? Part 2–Sensitivity analysis of the Cemaneige snow accounting routine on 380 catchments ». *Journal of hydrology*, vol. 517, p. 1176-1187.

Van Esse, W., C. Perrin, M. J. Booij, D. C. Augustijn, F. Fenicia, D. Kavetski, et F. Lobligeois. 2013. « The influence of conceptual model structure on model performance : a comparative study for 237 French catchments ». *Hydrology and earth system sciences*, vol. 17, n° 10, p. 4227-4239.

Van Vuuren, D. P., J. Edmonds, M. Kainuma, K. Riahi, A. Thomson, K. Hibbard, G. C. Hurtt, T. Kram, V. Krey, et J.-F. Lamarque. 2011. « The representative concentration pathways : an overview ». *Climatic change*, vol. 109, n° 1-2, p. 5.

Vansteenkiste, T., M. Tavakoli, V. Ntegeka, F. De Smedt, O. Batelaan, F. Pereira, et P. Willems. 2014. « Intercomparison of hydrological model structures and calibration approaches in climate scenario impact projections ». *Journal of Hydrology*, vol. 519, p. 743-755.

Velázquez, J. A., M. Troin, D. Caya, et F. Brissette. 2015. « Evaluating the Time-Invariance Hypothesis of Climate Model Bias Correction : Implications for Hydrological Impact Studies ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 16, n° 5, p. 2013-2026.

Vidrio-Sahagún, C. T., J. Ruschkowski, J. He, A. Pietroniro, et M. Hairabedian. 2025. « Design flood estimation in flood hazard studies : a three-decade systematic review of practices in Canada ». *Canadian Water Resources Journal*.

Villarini, G. et W. Zhang. 2020. « Projected changes in flooding : a continental U.S. perspective ». *Annals of the New York Academy of Sciences*, vol. 1472, n° 1, p. 95-103.

Von Mises, R. 1936. « La distribution de la plus grande de n valeurs ». *Rev. Math. Union Interbalcanique*, vol. 1, p. 141-160.

Vrac, M. et P. Friederichs. 2015. « Multivariate-intervariable, spatial, and temporal-bias correction ». *Journal of Climate*, vol. 28, n° 1, p. 218-237.

Wallner, M. et U. Haberlandt. 2015a. « Non-stationary hydrological model parameters : A framework based on SOM-B ». *Hydrological Processes*, vol. 29, n° 14, p. 3145-3161.

Wallner, M. et U. Haberlandt. 2015b. « Climate-induced changes in flood runoff of the Aller-Leine catchment-a case study using HBV-IWW ». *HYDROLOGIE UND WASSER-BEWIRTSCHAFTUNG*, vol. 59, n° 4, p. 174-183.

Wang, H., X. Li, et S. Hao. 2015. « Effects of rainfall data resolution on watershed-scale model performance in predicting runoff ». *Journal of Water and Climate Change*, vol. 6, n° 2, p. 227-240.

Wang, W., J. Liu, C. Li, F. Yu, Y. Xie, Q. Qiu, Y. Jiao, et G. Zhang. 2020. « Assessing the applicability of conceptual hydrological models for design flood estimation in small-scale watersheds of northern China ». *Natural Hazards*, vol. 102, n° 3, p. 1135-1153.

Wang, Y., B. He, et K. Takase. 2009. « Effects of temporal resolution on hydrological model parameters and its impact on prediction of river discharge/Effets de la résolution temporelle sur les paramètres d'un modèle hydrologique et impact sur la prévision de l'écoulement en rivière ». *Hydrological sciences journal*, vol. 54, n° 5, p. 886-898.

Wasko, C., S. Westra, R. Nathan, H. G. Orr, G. Villarini, R. Villalobos Herrera, et H. J. Fowler. 2021. « Incorporating climate change in flood estimation guidance ». *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, vol. 379, n° 2195, p. 20190548.

Westra, S., M. Thyer, M. Leonard, D. Kavetski, et M. Lambert. 2014. « A strategy for diagnosing and interpreting hydrological model nonstationarity ». *Water Resources Research*, vol. 50, n° 6, p. 5090-5113.

Whan, K. et F. Zwiers. 2015. « Evaluation of extreme rainfall and temperature over North America in CanRCM4 and CRCM5 ». *Climate Dynamics*, vol. 46, n° 11-12, p. 3821-3843.

Wheater, H. S., R. E. Chandler, C. J. Onof, V. S. Isham, E. Bellone, C. Yang, D. Lekkas, G. Lourmas, et M. L. Segond. 2005. « Spatial-temporal rainfall modelling for flood risk estimation ». *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, vol. 19, n° 6, p. 403-416.

Wilby, R. L., L. E. Hay, W. J. Gutowski, R. W. Arritt, E. S. Takle, Z. Pan, G. H. Leavesley, et M. P. Clark. 2000. « Hydrological responses to dynamically and statistically downscaled climate model output ». *Geophysical Research Letters*, vol. 27, n° 8, p. 1199-1202.

Wilks, S. S. 1932. « Certain Generalizations in the Analysis of Variance ». *Biometrika*, vol. 24, n° 3/4, p. 471-494.

Willkofer, F., R. R. Wood, et R. Ludwig. 2024. « Assessing the impact of climate change on high return levels of peak flows in Bavaria applying the CRCM5 large ensemble ». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 28, n° 13, p. 2969-2989.

Wilson, D. D. D. 2014. « Trends in floods in small Norwegian catchments-instantaneous vs daily peaks ». *IAHS-AISH Proceedings and Reports*, vol. 363, p. 42-47.

Winter, B., K. Schneeberger, N. V. Dung, M. Huttenlau, S. Achleitner, J. Stötter, B. Merz, et S. Vorogushyn. 2019. « A continuous modelling approach for design flood estimation on sub-daily time scale ». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 64, n° 5, p. 539-554.

Woldegiorgis, B. T., H. Baulch, H. Wheater, J. Crossman, M. Clark, T. Stadnyk, et A. Bajracharya. 2023. « Impacts of Uncontrolled Operator Splitting Methods on Parameter Identification, Prediction Uncertainty, and Subsurface Flux Representation in Conceptual Hydrological Models ». *Water Resources Research*, vol. 59, n° 7.

Wu, S., J. Zhao, H. Wang, et M. Sivapalan. 2021. « Regional Patterns and Physical Controls of Streamflow Generation Across the Conterminous United States ». *Water Resources Research*, vol. 57, n° 6, p. e2020WR028086.

Xia, Y., Z. Hao, C. Shi, Y. Li, J. Meng, T. Xu, X. Wu, et B. Zhang. 2019. « Regional and Global Land Data Assimilation Systems : Innovations, Challenges, and Prospects ». *Journal of Meteorological Research*, vol. 33, p. 1-31.

Xue, C., X. Shen, Z. Ding, N. Wu, Y. Zhang, X. Chen, et C. Guo. 2022. « Organizational Modes of Spring and Summer Convective Storms and Associated Severe Weather over Southern China during 2015–19 ». *Monthly Weather Review*, vol. 150, n° 11, p. 3031-3049.

Yang, X., F. Li, W. Qi, M. Zhang, C. Yu, et C.-Y. Xu. 2023. « Regionalization methods for PUB : a comprehensive review of progress after the PUB decade ». *Hydrology Research*, vol. 54, n° 7, p. 885-900.

Yi, B., L. Chen, Y. Liu, H. Guo, Z. Leng, X. Gan, T. Xie, et Z. Mei. 2023. « Hydrological modelling with an improved flexible hybrid runoff generation strategy ». *Journal of Hydrology*, vol. 620, p. 129457.

Zavaleta, S. P. I., M. C. Gonzalez, R. R. López, A. Poulin, M. Glaus, E. E. M. Bandala, et E. C. Gonzalez. 2015. « Global model MOHYSE, a new tool to assess the effect of hydro-meteorological phenomena in the tropics ». In *2015 International Conference on Computing Systems and Telematics (ICCSAT)*. p. 1-7. IEEE.

Zeng, L., L. Xiong, D. Liu, J. Chen, et J. S. Kim. 2019. « Improving parameter transferability of GR4J model under changing environments considering nonstationarity ». *Water (Switzerland)*, vol. 11, n° 10.

Zeng, Q., H. Chen, C. Y. Xu, M. X. Jie, et Y. K. Hou. 2016. « Feasibility and uncertainty of using conceptual rainfallrunoff models in design flood estimation ». In *Hydrology Research*. p. 701-717.

Zhang, L., F. Yuan, B. Wang, L. Ren, C. Zhao, J. Shi, Y. Liu, S. Jiang, X. Yang, T. Chen, et S. Liu. 2021. « Quantifying uncertainty sources in extreme flow projections for three watersheds with different climate features in China ». *Atmospheric Research*, vol. 249.

Zhang, L., P. Wu, T. Zhou, M. J. Roberts, et R. Schiemann. 2016. « Added value of high resolution models in simulating global precipitation characteristics ». *Atmospheric Science Letters*, vol. 17, n° 12, p. 646-657.

Zhang, P., G. Chen, C. Wang, P. Zhao, L. Li, J. Cao, et Y. Li. 2025. « Rainfall-runoff generation patterns and key influencing factors in the plain of the Taihu Lake Basin, China ». *Journal of Hydrology : Regional Studies*, vol. 58.

Zhao, J., Y. Duan, Y. Hu, B. Li, et Z. Liang. 2023. « The numerical error of the Xinanjiang model ». *Journal of Hydrology*, vol. 619, p. 129324.

Zhao, Y. 2015. « Investigation of uncertainties in assessing climate change impacts on the hydrology of a Canadian river watershed ». Thesis, Ecole de Technologie Supérieure.

Zorzetto, E., G. Botter, et M. Marani. 2016. « On the emergence of rainfall extremes from ordinary events ». *Geophysical Research Letters*, vol. 43, n° 15, p. 8076-8082.