

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ANALYSE DE FRÉQUENCE RÉGIONALE DES DÉBITS DE CRUE DU
QUÉBEC SIMULÉS PAR LE MODÈLE RÉGIONAL CANADIEN DU CLIMAT
(MRCC4)

MÉMOIRE PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR JACINTHE CLAVET-GAUMONT

MAI 2012

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je tiens à remercier ma directrice de recherche Laxmi Sushama, qui grâce à son intégrité et sa rigueur scientifique, a su m'inculquer sa passion pour la recherche. J'aimerais aussi remercier mon codirecteur Naveed Khaliq, pour son soutien et pour toutes les notions de statistiques qu'il m'a patiemment expliquées. Un gros merci à Sasha, Debasish et Bratislav pour leur aide précieuse permettant l'avancement de ce projet. Merci à tous mes collègues et amis, mais spécialement à Camille, Jean-Philippe Paquin, Mélissa, Danahé, Jean-Philippe Morin, Caroline, Guillaume, Marko, Maxime et Julie pour leurs conseils et soutien, mais surtout pour avoir rendu chaque journée plus merveilleuse!

Finalement, un merci spécial à ma famille et à Bessam pour leur support infini!

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	ii
LISTE DES FIGURES	v
LISTE DES TABLEAUX	vii
LISTE DES ACRONYMES.....	xi
LISTE DES SYMBOLES.....	xiii
RÉSUMÉ	1
CHAPITRE I	
INTRODUCTION	1
1.1 Problématique générale et état des connaissances.....	1
1.2 Méthodologie.....	5
1.3 Objectifs du mémoire	9
CHAPITRE II	
CANADIAN RCM PROJECTED CHANGES TO HIGH FLOWS FOR QUÉBEC WATERSHEDS USING REGIONAL FREQUENCY ANALYSIS.....	11
Abstract.....	12
2.1 Introduction.....	13
2.2 Model and simulations.....	16
2.3 Methodology	17
2.4 Results and discussion	21
2.4.1 Identification of homogeneous regions.....	21
2.4.2 Identification of a best-fit regional distribution.....	22
2.4.3 Projected changes to selected return levels.....	23
2.5 Summary and conclusions	25
Acknowledgements.....	28
Figures	29

Tableau	39
CHAPITRE III	
CONCLUSION.....	41
ANNEXE A	
TABLEAUX ET FIGURES COMPLÉMENTAIRES	45
ANNEXE B	
ÉTUDE DE CAS : RIVIÈRE À LA BALEINE	59
RÉFÉRENCES	65

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
2.1 Twenty-one watersheds, with the digital river flow directions at CRCM grid cell scale. Three letter abbreviation is used for each watershed (see Table 2.1 for details). Computational domain of the CRCM is shown in the inset.	30
2.2 (a) Results of regional homogeneity analysis; watersheds that passed (failed) the test of regional homogeneity analysis are shown in white (red). (b) L-moment ratio diagrams for three selected watersheds (CAN, LGR, and RDO) that failed the homogeneity criteria. Different coloured dots correspond to different clusters within each watershed, with the large dots representing the mean of each cluster.	31
2.3 The best-fit regional distribution identified using the Z-test of Hosking and Wallis (1997) for the 29 homogeneous watersheds/regions.	32
2.4 Spatial distribution of 5-, 10-, 30-, and 50-yr regional return levels (in m ³ /s) of 1-day high flows for the five reference period (1970–99) simulations (R1 to R5).	33
2.5 Projected changes (in %) to 5-, 10-, 30-, and 50-yr regional return levels of 1-day high flows for the future (2041–70) period with respect to the current (1970–99) reference period. The five columns from left to right correspond to five pairs of future and current simulations (F1 ~ R1, F2 ~ R2, ..., and F5 ~ R5).	34
2.6 Number of current/future pairs (out of the total 5) that predict a significant change at the 95 and 90% confidence levels, for 5-, 10-, 30-, and 50-yr regional return levels.	35
2.7 Coefficient of variation of projected changes to 5-, 10-, 30- and 50-yr regional return levels based on five pairs of current/future simulations. Watersheds/regions with increases (decreases) in return levels are shown in blue (red).	36
2.8 (a) Ensemble averaged projected changes (in %) to 5-, 10-, 30-, and 50-yr regional return values for the 2041–70 future period with respect to the 1970–99 reference period. (b) Watersheds with significant changes at the 95 (first row) and 90% (second row) confidence levels are shown in green.	37
2.9 Ensemble averaged projected changes (in %) to 5-, 10-, 30-, and 50-yr return levels at grid-cell scale.	38

A.1 Comparaison de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) entre l'analyse au site et l'analyse régionale. Source: Hosking et Wallis (1997).....	48
A.2 Comparaison des hydrogrammes modélisés (bleu) et observés (rouge). Les hydrogrammes modélisés proviennent de la simulation de validation. Source : Huziy et al (2012).	49
A.3 Niveaux de retour (en m^3/s) de 10 et 30 ans pour les débits de crue d'un jour provenant des données modélisées (axe des y) et des données d'observations (axe des x). Source: Huziy et al (2012).	50
A.4 Figure complémentaire à la figure 2.2 b). Diagramme des L-moments pour les bassins MEL et ARN. Les points de couleurs correspondent aux différents clusters de chacun des bassins et les points les plus larges représentent la moyenne de chacun des clusters.	51
A.5 Niveaux de retour (en m^3/s) de 10, 30 et 50 ans pour un débit de crue d'un jour pour la période de référence R1-R5 (cercles bleus) et la période future F1-F5 (cercles rouges). Les barres verticales représentent un niveau de confiance de 95% obtenus avec la méthode du bootstrap vectoriel.	52
A.6 Moyenne d'ensemble des niveaux de retour régionaux (en m^3/s) de 10, 30 et 50 ans pour un débit de crue d'un jour pour la période de référence R1-R5 (cercles bleus) et la période future F1-F5 (cercles rouges). Les barres verticales représentent un niveau de confiance de 95% obtenus avec la méthode du bootstrap vectoriel.....	54
A.7 Médiane de l'ensemble pour les niveaux de retour régionaux (en m^3/s) de 10, 30 et 50 ans pour un débit de crue d'un jour pour la période de référence R1-R5 (cercles bleus) et la période future F1-F5 (cercles rouges). Les barres verticales représentent un niveau de confiance de 95% obtenus avec la méthode du bootstrap vectoriel.....	56

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
2.1 Description of 21 Quebec watersheds used in the study	40
A.1 Résultat du test d'hétérogénéité de Hosking et Wallis (1997) pour les 21 bassins versant à l'étude. Un bassin est « acceptablement » homogène pour $H < 1$, « possiblement » hétérogène pour $1 < H < 2$ et définitivement hétérogène pour $H > 2$. Les 7 bassins hétérogènes sont montrés en rouge.	46
A.2 Résultat du test d'hétérogénéité de Hosking et Wallis (1997) pour les subdivisions des 7 bassins versant hétérogènes. Un bassin est « acceptablement » homogène pour $H < 1$, « possiblement » hétérogène pour $1 < H < 2$ et définitivement hétérogène pour $H > 2$	47
B.1 Les extrêmes de chacun des points de grille du bassin BAL, pour les 30 ans de la simulation du MRCC piloté par ERA-40 pour la période de référence (1970-99).	60
B.2 Résultats des ratios L-moments pour le bassin BAL pour chacun de ses 17 points de grille.	62

LISTE DES ACRONYMES

AR4	4 ^{ième} rapport du GIEC
CGCM	Canadian Global Climate Model
CLASS	Canadian Land Surface Scheme
CRCM	Canadian Regional Climate Model
CRSNG	Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ERA-40	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis
FQRNT	Fonds de Recherche du Québec, Nature et Technologies
GCM	Global Climate Model
GEV	Generalized Extreme Value
GIEC	Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
GLO	Generalized Logistic
GNO	Generalized Normal
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
L-CV	L-Coefficient de Variation
MCCG	Modèle Couplé du Climat du Globe
MCG	Modèle de Circulation Générale
MRC	Modèle Régional du Climat
MRCC	Modèle Régional Canadien du Climat

NSERC	Natural Sciences and Engineering Research Council
PE3	Pearson Type 3
RCM	Regional Climate Model
RFA	Regional Frequency Analysis
SRES	Special Report on Emissions Scenarios
20C3M	Twentieth-century Climate

LISTE DES SYMBOLES

H	Mesure d'Hétérogénéité
k	Paramètre de forme
$F1, F2, F3, F4, F5$	Membres de l'ensemble correspondant au climat futur (2041-70)
l_i	i-ème L-moments
$R1, R2, R3, R4, R5$	Membres de l'ensemble correspondant au climat présent (1971-99)
RL	Niveaux de retour
T	Période de retour (en année)
Z	Z goodness-of-fit test
Z	Test d'ajustement d'une loi statistique
α	Paramètre d'échelle
λ_1	L-moyenne
λ_2	L-Coefficient de variation
ξ	Paramètre de localisation
τ_3	L-skewness
τ_4	L-kurtosis
$\Gamma(.)$	Fonction Gamma

RÉSUMÉ

Le secteur de l'énergie occupe une place prédominante dans l'économie du Québec avec plus de 96% de l'électricité consommée qui provient des centrales hydroélectriques d'Hydro-Québec. Dans un contexte de changement climatique, toutes informations concernant le changement des caractéristiques des débits de rivière sont importantes pour la gestion et la planification future de l'opération des centrales et des réservoirs de stockage. Dans la présente étude, l'objectif principal est d'estimer les niveaux de retour des débits de crue et de quantifier le changement de l'intensité de ceux-ci dans le futur dans un contexte de changement climatique. Les changements appréhendés des niveaux de retour de 5, 10, 30, et 50 ans sont ainsi estimés à l'aide des simulations du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC). Cette analyse est faite pour les débits de crue de 21 bassins versant couvrant la majorité du Québec à l'aide de l'approche d'analyse de fréquence régionale (RFA). Les flux de ruissellement d'un ensemble de dix membres du MRCC, dont cinq simulent la période de référence 1970-1999 et les cinq autres sont les simulations correspondantes pour la période future de 2041-2070, sont utilisés dans cette étude pour alimenter un schéma de routage WATROUTE (modifié). En plus du calcul des changements appréhendés et de la détermination des résultats statistiquement significatifs, une tentative est faite pour identifier le niveau de confiance du signal de changement climatique pour les différents bassins versant à l'étude. Malgré la différence entre les paires de simulations pour certains bassins, la moyenne d'ensemble des changements appréhendés montre une augmentation des niveaux de retour des débits de crue pour la plupart des bassins du domaine. En particulier, le changement des événements extrêmes associés aux périodes de retour de 5 et 10 ans (en comparaison avec les périodes de retour de 30 et 50 ans) est trouvé plus souvent statistiquement significatif pour les bassins nordiques en comparaison avec les autres. Aussi, la confiance des changements appréhendés pour les différents niveaux de retour semble être plus élevée pour ces bassins nordiques.

Mots-clés: changement climatique; débit de crue; régions homogènes; Québec; modélisation régionale du climat ; analyse de fréquence régionale

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Problématique générale et état des connaissances

Les événements hydrologiques extrêmes, tels que les inondations, les sécheresses, les précipitations fortes et les tempêtes hivernales ont un impact significatif sur la société, l'environnement et l'économie. Selon le 4^e rapport (AR4) du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC, 2007), dans un climat futur plus chaud, une intensification globale du cycle hydrologique est prévue. Par conséquent, un impact est anticipé sur les événements extrêmes, que ce soit par rapport à leur fréquence, leur sévérité ou à leur étendue. En effet, lorsque le climat est plus chaud, l'énergie disponible pour l'évapotranspiration ainsi que la capacité de l'atmosphère à retenir l'eau augmente. Bien qu'un accroissement de l'évapotranspiration puisse causer une diminution du ruissellement, ce dernier peut aussi être contrebalancé par une hausse du potentiel de précipitation. Effectivement, pour les hautes latitudes comme la province du Québec, une augmentation du ruissellement de 10 à 40% est prévue d'ici le milieu du siècle selon 12 Modèles de Circulation Générale (MCG) (GIEC, 2007).

Au cours des dernières années, de nombreuses d'études ont visé la compréhension des effets du réchauffement climatique sur les caractéristiques des débits de rivière. Les impacts sur les débits extrêmes ont ainsi fait l'objet de plusieurs travaux. Parmi ceux-ci, l'étude de Milly et al. (2002) s'est intéressée à la fréquence des larges débits de crue pour 29 grands bassins à travers le monde en utilisant les sorties d'un MCG, pour la période de référence de 1865-1999 et la période future de 2000-2089. Dans un contexte de changement climatique, leurs résultats ont démontré une augmentation de la fréquence des événements

extrêmes de même qu'une augmentation de leur intensité de deux à huit fois plus grande par rapport à la période de référence.

Une panoplie d'autres études a émergé au cours des dernières années afin de quantifier le changement des caractéristiques des débits de rivière associé au réchauffement climatique. La majorité d'entre elles ont été réalisées à l'aide d'un modèle hydrologique qui utilise soit les scénarios de changement climatique d'un MCG (Arnell, 1999; Roy et al., 2001; Chiew et McMahon, 2002; Knowles et Cayan, 2002; Arnell, 2003; Whitfield et al., 2003; Cunderlik et Simonovic, 2005; Kundzewicz et al., 2007; Maurer, 2007; Gosling et al., 2011; Ranger et al., 2011; Forbes et al., 2011; Taye et al., 2011) ou d'un Modèle Régional du Climat (MRC) (Fowler et Kilsby, 2007; Leander et Buishand, 2007). Dans certains autres cas, les données de débits de rivière ont été directement prises des sorties d'un MCG (Gellens et Roulin, 1998; Milly et al., 2002; Morrison et al., 2002; Miller et al., 2003; Milly et al., 2005).

La principale lacune d'un MCG réside dans sa faible résolution spatiale. C'est pourquoi l'utilisation d'un MRC pour étudier les impacts des changements climatiques sur les extrêmes hydrométéorologiques est en hausse et certaines études ont privilégié l'utilisation directe des données de débits de rivière provenant de ce type de modèle (Kay et al., 2006; Sushama et al., 2006; De Wit et al., 2007; Poitras et al., 2011; Huziy et al., 2012). En effet, l'utilisation d'un MRC permet l'obtention de meilleurs résultats, car il permet une meilleure représentation de la topographie et de la dynamique atmosphérique à petite échelle. Ainsi, les composantes affectant directement les débits sont mieux captées spatialement. Indépendamment des modèles et des méthodes employés, les résultats montrent une grande sensibilité des débits au réchauffement climatique et c'est pourquoi il est d'une importance capitale d'étudier les débits de crue dans un climat changeant.

L'information provenant des scénarios de changement climatique d'un MRC est nécessaire afin d'analyser les impacts sur les débits de crue et d'assurer la sécurité des infrastructures, telles que les bassins et barrages hydroélectriques. Elle est aussi primordiale en ce qui concerne les normes de conception d'ingénierie. Au Québec, lors d'événements

extrêmes de débits de rivière, le secteur de l'énergie est fortement touché. En effet, selon l'Office national de l'énergie, l'hydroélectricité produit plus de 95% de la puissance électrique totale de la province. Celle-ci occupe donc une place considérable dans le secteur de l'énergie mais aussi en ce qui concerne l'économie du Québec. Par conséquent, il est d'autant plus important d'étudier les événements extrêmes de débits de rivière sur le territoire québécois. Pour répondre à certains enjeux importants, la présente étude se concentre sur les changements appréhendés des débits de crue pour 21 bassins versants couvrant la majorité du Québec, une partie de l'Ontario et du Labrador (Fig. 2.1; Table 2.1). Les impacts des changements climatiques sur les débits de rivière ont été évalués dans le passé pour quelques bassins versant du Québec, par exemple, le bassin de la rivière Péribonka (Minville et al., 2009), le bassin de la Chute-du-Diable (Minville et al., 2008), le bassin de la rivière Châteauguay (Mareuil et al., 2007), et le bassin du Saguenay (Dibike et Coulibaly, 2005). Les études portant sur les bassins nordiques (Péribonka, Chute-du-Diable et Saguenay) ont démontré que dans un contexte de changement climatique, les crues printanières surviendront plus tôt en saison et la pointe de crue serait d'ailleurs plus intense. Pour ce qui est des bassins plus au sud tel que celui de la rivière Châteauguay, une diminution de la pointe printanière de l'ordre de 8 à 30% est prévue. Au meilleur de notre connaissance, aucune étude exhaustive n'a été réalisée sur l'ensemble du Québec à l'échelle du bassin versant pour les débits de crue.

Un événement extrême est par définition un événement très rare, de forte ou de faible intensité. Dans le cas des débits, il est appelé débit d'étiage lorsqu'il est de faible intensité et débit de crue lorsqu'il est d'intensité forte. Ces épisodes extrêmes sont couramment calculés en termes de niveau de retour. Par définition, il s'agit d'un débit d'une certaine valeur qui sera dépassée en moyenne une fois chaque nombre spécifique d'année. Ce nombre d'années est communément appelé période de retour. Traditionnellement, les études pour la conception et la gestion de barrage hydroélectrique se réalisaient à l'aide de données d'observations prises à une seule station de jaugeage. La majorité du temps, la série de données est de courte durée et l'événement extrême à estimer a une période de retour plus grande que la période couverte par les données elles-mêmes. L'incertitude reliée à ce type de calcul est grande et il est ardu d'estimer avec confiance l'intensité de ces événements. C'est dans l'optique

d'évaluer avec une plus grande fiabilité ces événements extrêmes que l'approche de l'Analyse de Fréquence Régionale (RFA pour *Regional Frequency Analysis*) a été développée. L'origine de cette méthode réside dans l'indice de crue (*index-flood*) de Dalrymple (1960) et elle fut plus tard développée et formalisée par Hosking et Wallis (1997). Cette approche se base sur des régions homogènes et substitue l'espace pour le temps en rassemblant toutes les données disponibles de la région homogène d'intérêt. En d'autres mots, les données de plusieurs sites d'observations (point de grille) sont utilisées pour estimer la fréquence d'un événement extrême n'importe où dans la même région homogène. Pour le calcul d'événements extrêmes ayant une grande période de retour, l'incertitude reliée à l'approche RFA est toujours moindre que celle pour une analyse se basant sur un seul site. En effet, la figure A.1 (Hosking et Wallis, 1997) démontre bien l'efficacité de la méthode en comparant l'erreur quadratique moyenne de divers événements extrêmes calculés en utilisant un seul site ou en utilisant l'approche RFA. En effet, le pourcentage d'erreur associé à l'approche régionale est toujours inférieur à celui associé à l'analyse au site. D'ailleurs, pour une longueur de banque de donnée typique de 30 ans, l'analyse régionale permet l'obtention de résultats ayant une erreur quadratique moyenne d'environ 20% inférieure.

Hosking et Wallis (1997) ont développé l'approche RFA basée sur les L-moments. Ceux-ci sont des combinaisons linéaires d'ordre statistique et ils sont analogues aux moments ordinaires (moyenne, écart-type, asymétrie et aplatissement). L'approche RFA basée sur les L-moments a été utilisée avec succès dans plusieurs études sur les débits extrêmes autour du monde, par exemple en Inde (Kumar et al., 2003), en Égypte (Atiem et Harmancioglu, 2006), au Pakistan (Hussain et Pasha, 2008), en Tunisie (Ellouze and Abida, 2008), en Turquie (Saf, 2009), en Italie (Noto et Loggia, 2009) et en Chine (Yang et al., 2010). Ces diverses études ont utilisé des données d'observations et ce sont intéressé à la période actuelle. Dans la présente étude, l'approche RFA est utilisée pour calculer les changements appréhendés pour les niveaux de retour pour de courtes (5 et 10 ans) et de longues (30 et 50 ans) périodes de retour et ce, à l'aide du MRC canadien (MRCC) afin de simuler la période présente (1970-1999) et la période future (2041-2070).

Les caractéristiques de débit de rivière ont été étudiées sur le domaine de l'Amérique du Nord avec des MRCs par quelques travaux mentionnés précédemment (Sushama et al., 2006; Huziy et al., 2012; Poitras et al., 2011). Leurs résultats montrent une augmentation de l'intensité des débits moyens et extrêmes, particulièrement pour les régions nordiques. Par ailleurs, les résultats dénotent un pic de la fonte des neiges qui survient plus tôt pour le climat futur et ce, pour la majorité des bassins étudiés. Au Québec, le débit de crue se produit la majorité du temps au printemps, avec la fonte des glaces et de la neige et aussi occasionnellement (pour les bassins plus au sud) durant l'automne en raison des tempêtes ou des pluies torrentielles et du faible potentiel d'évapotranspiration (Javelle et al., 2002). Le débit de crue peut donc être défini par deux mécanismes différents qui devraient être étudiés séparément. La présente étude se concentre sur la crue maximale d'un jour, pour la saison printanière. La province du Québec s'étend sur plus de 18° de latitude et par conséquent, la fonte de la neige peut survenir en mars pour les régions plus au sud et jusqu'en juillet pour les régions plus au nord. La crue printanière d'un jour est donc définie comme étant la journée où le débit maximal est mesuré entre mars et juillet. Huziy et al. (2012) ont présenté les hydrogrammes pour plusieurs bassins versant du Québec et les résultats montrent que les crues printanières surviennent toujours durant cette période tant en climat actuel (1970-99) qu'en climat futur (2041-70). Le critère d'un jour a été sélectionné, car en conception de barrage hydroélectrique, ils sont couramment utilisés. D'ailleurs, si l'on compare la crue aux débits d'étiage, une durée d'une journée est suffisante pour avoir des conséquences très dévastatrices.

1.2 Méthodologie

Une version modifiée du modèle de rivière WATROUTE développé à l'Université de Waterloo (Soulis et al., 2000) est utilisée pour générer les débits de rivière à partir des données de ruissellement provenant d'un ensemble de 10 membres du MRCC. Il s'agit d'un schéma de routage dans lequel la direction de l'écoulement des rivières, leurs longueurs et leurs pentes sont calculées (Huziy et al., 2012) à l'aide des données d'HydroSHEDS (Lehner et al., 2008). Cette banque de données fournit plusieurs informations hydrographiques telles

que le réseau des rivières, les frontières des bassins versants, la direction du drainage et l'accumulation de l'écoulement et ce, pour différentes résolutions. Dans la présente étude, une résolution de 30 arc-secondes est utilisée. Huziy et al. (2012) ont ensuite sélectionné plusieurs stations de jaugeages à travers la province du Québec et ils ont démontré qu'en général les données simulées représentent bien les observations. Toutefois, les hydrogrammes (Fig. A.2) montrent presque toujours un décalage de phase avec la fonte des neiges qui est modélisée un peu trop tôt par rapport aux observations. Ce décalage serait causé par un biais positif de la température pendant le printemps. Pour les stations plus au Nord, une surestimation de l'intensité de la pointe de crue est simulée pour les stations 103715 et 093801, tandis que pour les stations 104001 et 093806, cette pointe est très bien modélisée. La différence d'intensité pour les deux stations concorde avec un biais positif dans le modèle concernant l'équivalent en eau de la neige (*Snow water equivalent*). Les différences dénotées sur l'amplitude et sur le moment d'occurrence de la crue peuvent être quantifiées à l'aide du coefficient Nash-Sutcliffe et du coefficient de corrélation disponible à la Fig. A.2. En ce qui a trait aux débits de crue d'un jour (Fig. A.3), les événements extrêmes simulés et associés à des périodes de retour de 10 et 30 ans correspondent très bien aux niveaux de retour observés principalement pour les débits inférieurs à $1000 \text{ m}^3/\text{s}$. Les événements extrêmes de débits supérieurs à $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ sont légèrement surestimés par le modèle.

Dans la présente étude, un ensemble de cinq paires du MRCC piloté par cinq différents membres du Modèle Couplé Climatique Global version 3 (MCCG3) (Scinocca et McFarlane, 2004; McFarlane et al., 2005) est utilisé. Chaque paire représente la période de référence (1970-1999) et la période future (2041-2070). Les simulations de la période de référence suivent le scénario du climat du 20^e siècle (20C3M) et celles pour le futur utilisent le scénario A2 du SRES (Houghton et al., 2001). Étant donné la nature de l'ensemble du MRCC, les incertitudes reliées à la variabilité naturelle du MCCG et la variabilité interne du MRCC pourront être évaluées. D'autres incertitudes liées au MRC telles que les incertitudes structurelles (de Elia et al., 2008), celles liés aux scénarios, ne peuvent être quantifiées à l'aide de cet ensemble car celui-ci se base sur un seul modèle et un seul scénario. Pour définir les régions homogènes, une autre simulation sera utilisée, il s'agit du MRCC piloté par les réanalyses ERA-40 (simulation de validation).

Tel que mentionné précédemment, l'approche RFA est utilisée afin de calculer les niveaux de retour de 5, 10, 30, et 50 ans pour chacun des 21 bassins versant. Une analyse à l'échelle du bassin a l'avantage d'offrir des résultats plus précis et ainsi plus utiles pour les ingénieurs en conception d'ouvrages hydroélectriques. Pour utiliser l'approche RFA, il est premièrement important de s'assurer que les bassins répondent aux critères d'homogénéité. Habituellement, le test d'hétérogénéité est effectué à l'aide de données d'observations de stations de jaugeage. Dans notre cas, ces stations ne sont pas assez nombreuses, surtout au nord de la province où elles sont quasi-inexistantes (ou inexistantes en particulier pour quelques bassins nordiques). Les données provenant du MRCC piloté par les réanalyses ERA-40 sont donc utilisées car elles sont les données disponibles, à l'échelle régionale, les plus proches des observations. Le test d'hétérogénéité de Hosking et Wallis (1997) basé sur les L-moments est utilisé comme critère pour classer dans différentes catégories les 21 bassins versants. Les auteurs ont défini les mesures d'hétérogénéité communément appelées H_1 , H_2 et H_3 et définies comme la déviation pondérée du L-coefficient de variation (L-CV), L-asymétrie (*L-skewness*) et L-aplatissement (*L-kurtosis*). Un bassin est considéré comme « acceptablement » homogène si $H < 1$, « possiblement » hétérogène si $1 \leq H < 2$ et définitivement hétérogène si $H > 2$. D'autres sous-critères ont été développés et sont explicités dans la section 2.3. Advenant le cas où une région ne passe pas le test d'hétérogénéité, celle-ci sera séparée en un minimum de sous-régions en se basant sur l'algorithme des clusters (Hosking et Wallis, 1997).

La seconde étape de l'approche RFA est l'ajustement des données à la meilleure distribution statistique pour chacune des régions homogènes, ce qui permettra par la suite le calcul éventuel des niveaux de retour. Le Z-test de Hosking et Wallis (1997) est utilisé pour ajuster les données de chaque région homogène à la meilleure distribution possible parmi les candidats suivants : valeur extrêmes généralisées (GEV pour *Generalized Extreme Value*), logistique généralisée (GLO pour *Generalized Logistic*), normale généralisée (GNO pour *Generalized Normal*) et Pearson Type 3 (PE3). Bien que les distributions soient choisies en fonction de la simulation de validation, le choix des distributions reste le même pour les 10 membres de l'ensemble. Les paramètres de chaque distribution sont cependant recalculés

pour chacune des simulations de la période présente et future. Après avoir identifié le meilleur ajustement à une distribution statistique, les niveaux de retour de 5, 10, 30 et 50 ans sont calculés en multipliant les facteurs de croissance (provenant de la distribution statistique précédemment choisie) avec la moyenne des extrêmes de chaque région homogène. Il est ensuite possible de comparer les résultats obtenus pour les simulations présentes et futures dans le but d'évaluer les changements appréhendés des extrêmes débits de crue dans une optique de changement climatique.

Dans l'approche RFA, l'indépendance et la stationnarité sont deux conditions essentielles à respecter. Pour ce qui est de la stationnarité, il est considéré que pour chaque période à l'étude, soit la période présente (1970-99) et future (2041-70), la distribution statistique des extrêmes ne change pas. Pour tenir compte de la dépendance qui pourrait exister entre les extrêmes des différents sites (point de grilles), des intervalles de confiance sont développés. Lors de l'utilisation de l'approche RFA, les corrélations qui peuvent exister ne sont pas considérées directement, mais sont prises en compte à l'aide de ces intervalles de confiance. Ceux-ci sont évalués avec la méthode du bootstrap vectoriel (Efron et Tibshirani, 1993; GREHYS, 1996; Davison et Hinkley, 1997; Khaliq et al., 2009; Mladjic et al., 2011).

De plus, afin d'estimer le niveau de confiance des différents changements appréhendés aux niveaux de retour, le calcul du coefficient de variation défini comme étant le ratio entre l'écart-type et la moyenne d'ensemble est effectué. Plus le coefficient de variation est petit, plus le niveau de confiance est grand pour les changements appréhendés d'un niveau de retour pour un bassin versant. Finalement, les résultats des niveaux de retour sont ramenés à l'échelle du point de grille afin d'obtenir plus d'information spatiale. Pour ce faire, le facteur de croissance régional (i.e. un facteur pour chacun des bassins) est multiplié avec la moyenne des extrêmes à chacun des points de grille.

En résumé, la présente étude s'intéresse au débit de crue d'un jour survenant pendant la période de mars à juillet. Cinq paires de simulations du MRCC sont utilisées pour simuler les débits pour deux différentes périodes : 1970-99 et 2041-70. La méthode RFA basée sur les L-moments de Hosking et Wallis (1997) est utilisée afin de calculer les niveaux de retour

régionaux et à l'échelle du point de grille, pour des périodes de retour de 5, 10, 30 et 50 ans. Les résultats obtenus pour les deux différentes périodes sont ensuite comparés afin de quantifier la différence d'intensité et de remarquer si le réchauffement climatique a un impact notable sur les débits de crue. Finalement le niveau de confiance pouvant être accordé aux résultats des changements appréhendés des niveaux de retour est évalué à l'aide de l'analyse d'incertitude du bootstrap vectoriel et du calcul du coefficient de variation.

1.3 Objectifs du mémoire

L'objectif principal est d'estimer les changements appréhendés des niveaux de retour des débits de crue associés à des périodes de retour de 5, 10, 30 et 50 ans dans un contexte de changement climatique. Voici les différentes étapes :

- 1) Définir les bassins versants homogènes et identifier la meilleure distribution statistique pouvant s'ajuster aux données parmi GEV, GNO, GLO et PE3.
- 2) Estimer les changements appréhendés de l'intensité de la pointe de crue printanière d'un jour, entre la période de référence (1970-99) et la période future (2041-70) dans un contexte de changement climatique pour des périodes de retour de 5, 10, 30 et 50 ans.
- 3) Vérifier si les changements appréhendés des différents niveaux de retour sont statistiquement significatifs en utilisant la méthode du bootstrap vectoriel.
- 4) Identifier le niveau de confiance de l'ensemble du MRCC à l'aide du coefficient de variation.

Organisation du mémoire :

Tout d'abord, l'introduction est présentée au chapitre I et est subdivisée en diverse sections : 1) Problématique générale et état des connaissances, 2) Méthodologie et 3) Objectifs du mémoire. Le chapitre II comprend l'article scientifique rédigé en anglais. Cet article est lui-même séparé en plusieurs sections : 1) la problématique ainsi que la revue de littérature de l'étude, 2) la description des modèles et des simulations utilisées, 3) la méthodologie, 4) l'analyse des résultats obtenus et 5) la discussion des résultats et

conclusions. Le dernier chapitre (III) contient la discussion des résultats et les conclusions du mémoire. Aussi, quelques figures et tableaux ne se retrouvant pas dans l'article, sont présentés en complément en annexe A. Finalement, l'annexe B est un exemple de calcul des niveaux de retour en utilisant l'approche RFA pour le bassin de la rivière à la Baleine (BAL).

CHAPITRE II

CANADIAN RCM PROJECTED CHANGES TO HIGH FLOWS FOR QUÉBEC WATERSHEDS USING REGIONAL FREQUENCY ANALYSIS

J. Clavet-Gaumont^{1,*}, L. Sushama¹, M.N. Khaliq¹, O. Huziy¹, R. Roy^{2,3}

¹Centre ESCER (Étude et Simulation du Climat à l'Échelle Régionale), Université du Québec
à Montréal (UQAM), 201-President-Kennedy, Montréal, Québec, Canada H3C 3P8

²Ouranos, 550 Sherbrooke Street West, 19th Floor, West Tower, Montreal, Québec H3A
1B9, Canada

³Hydro-Québec, 1800 Lionel-Boulet Boulevard, Varennes, Québec J3X 1S1, Canada

*Corresponding author

Tel: +1 514-987-3000 ext. 2414

Fax: +1 514-987-6853

Email: clavet@sca.uqam.ca

(Submitted to International Journal of Climatology)

Abstract

Information related to changes in streamflow characteristics is important in the management and future planning of various water resource related projects in the context of a changing climate. In this study, projected changes to selected return levels of high flows for 21 watersheds, located mainly in the Québec province of Canada, are assessed following Regional Frequency Analysis (RFA). This assessment is based on a ten-member ensemble of Canadian Regional Climate Model (CRCM) transient climate change simulations, of which five correspond to current 1970–99 period and the remaining five are the matching simulations for the future 2041–70 period. The RFA approach adopted in this study allows better estimation of return levels, particularly for higher return periods. Furthermore, this is the first comprehensive study on high flow characteristics covering the entire 21 watersheds for the region in the context of a changing climate. Results of ensemble averaged projected changes to regional return levels show increases for most of the watersheds. In particular, changes to 5- and 10-yr (compared to 30- and 50-yr) regional return levels are found statistically significant more often for northern watersheds compared to the rest. An analysis of confidence in projected changes to selected regional return levels, based on five current/future period simulation pairs, reveal a higher level of confidence for northern watersheds. When regional level projected changes are downscaled to CRCM grid-cell-level, a pattern similar to that for regional level changes is noticed, though with slightly increased range of changes. The results of the study have important implications for water resources management and reservoir operating policies in this region of Canada.

Keywords: climate change; high flows; homogeneous regions; Québec; regional climate modelling; regional frequency analysis

2.1 Introduction

According to the 4th Assessment Report of the IPCC (2007), an intensification of the hydrological cycle in a future warmer climate is expected and this could have an impact not only on streamflow patterns, but also on the frequency and severity of extreme hydrological events (e.g. floods and low flows). In a warmer climate, the water-holding capacity of the atmosphere increases, and therefore the evapotranspiration and the potential for precipitation also increase. Though an increase of evapotranspiration appears to be associated with a decrease in runoff, it can also be balanced by more precipitation. For high-latitude regions, an increase in mean annual runoff by 10 to 40% is projected by mid-century (IPCC, 2007). Milly et al. (2002) studied the frequency of flood flows for 29 large watersheds around the world using Global Climate Model (GCM) outputs for current (1865–1999) and future (2000–89) climates. Their results suggest an increase in the frequency of extreme floods in future, with a flood rate 2 to 8 times greater than its value during the current period. A number of similar other studies have emerged over the past many years wherein the impact of climate change on streamflow characteristics has been studied. A majority of these studies used hydrological models driven by scenarios based either on GCMs (e.g. Arnell, 1999; Roy et al., 2001; Chiew and McMahon, 2002; Knowles and Cayan, 2002; Arnell, 2003; Cunderlik and Simonovic, 2005; Maurer, 2007; Gosling et al., 2011; Ranger et al., 2011; Forbes et al., 2011; Taye et al., 2011) or Regional Climate Models (RCMs) (e.g. Fowler and Kilsby, 2007; Leander et al., 2007). Direct use of RCM outputs to study impacts of climate change on hydrometeorological extremes is on the rise. Examples of such studies wherein RCM simulated streamflows were directly used include Kay et al. (2006), Sushama et al. (2006), De Wit et al. (2007), Poitras et al. (2011), and Huziy et al. (2012). RCMs, with their higher spatial resolution, compared to that of the GCMs, allows for greater topographic realism and finer-scale atmospheric dynamics to be simulated and thereby represent a possibly more adequate tool for generating information required for many regional impact and adaptation studies. Regardless of the framework of analysis, results from many of the above mentioned studies suggest considerable sensitivity of streamflow characteristics to climate change.

In the Québec province of Canada, revenue from hydroelectricity plays an important role in the economy. Ninety six percent of consumed electricity in the province is hydro-based. In the northern part of Québec, storage power stations represent 95% of installed capacity, while run-of-river power stations, which are highly dependent on natural runoff, accounts for 95% of the installed capacity in the southern parts of Québec. Therefore, to ensure continued economic development in the province, information related to future projected changes to streamflow characteristics is important for better management and future planning of these hydroelectric power stations. To answer some of the relevant questions, this study focuses on future projected changes to selected high flow characteristics for 21 watersheds that cover most of Québec and parts of the adjoining Ontario and Newfoundland and Labrador provinces of Canada (Fig. 2.1; Table 2.1). Impacts of climate change on streamflow patterns were assessed for few selected watersheds in the past. For example, Peribonka river watershed by Minville et al. (2009), Chute-du-Diable watershed by Minville et al. (2008), Châteauguay river watershed by Mareuil et al. (2007) and Roy et al. (2001), and Saguenay watershed by Dibike and Coulibaly (2005). To the best of our knowledge, no comprehensive study has so far been performed over whole of Québec at the watershed scale focusing on high flow (flood) characteristics.

Extreme hydrological events such as floods are usually described in terms of return levels. These are the values that can be exceeded, on average, once every specified number of years, commonly known as a return period. Traditionally, design floods were estimated by using observations from a single site. As the observed records are often short, reliable estimation of design floods, which often have much larger return period than the record length, is a difficult task. To overcome such difficulties, Regional Frequency Analysis (RFA) approach is preferred. The genesis of the RFA approach lies in the index flood procedure of Dalrymple (1960) and it was later developed and formalized by Hosking and Wallis (1997). The RFA is based on the notion of homogeneous regions and it substitutes space for time by pooling data over identified homogeneous regions. In other words, the procedure pools data from several sites of a homogeneous region in order to estimate extreme event frequencies at any site of the region. The uncertainty associated with events of larger return period obtained using the RFA approach is much smaller than that obtained using an at-site analysis.

Hosking and Wallis (1997) developed the RFA approach based on L-moments, which are linear combinations of the order statistics and are believed to be more robust than ordinary moments (mean, standard deviation, skewness, kurtosis, etc.). The RFA approach has been successfully used in many studies on hydrological extremes around the world: for example, in Turkey by Saf (2009), in China by Yang et al. (2010), in Tunisia by Ellouze and Abida (2008), in India by Kumar et al. (2003), in Italy by Noto and Loggia (2009), and in Egypt by Atiem and Harmancioglu (2006). These are just few recent references from a very long list of studies wherein the RFA approach has been used. The same RFA approach is adapted in this study to develop projected changes to return levels of short (5- and 10-yr) and long (30- and 50-yr) return periods for 21 watersheds (see Fig.2.1 and Table 2.1).

In most of the watersheds considered in this study, annual 1-day maximum flow, commonly referred to as annual flood, occurs mostly in spring due to snowmelt alone or due to rain/snowmelt events, while occasionally (mostly for southern watersheds) it can occur in fall because of rainstorms (Javelle et al., 2002). Consequently, high flows can be classified on the basis of two different physical mechanisms and hence should be studied separately. This study focuses on the spring season 1-day high flow which is defined as the 1-day maximum flow occurring during the March to July period. In the analysis, a ten-member ensemble of the Canadian RCM (CRCM) transient climate change simulations is used to develop projected changes to 5-, 10-, 30- and 50-yr regional and grid-cell level return levels using the RFA approach which is discussed in detail in Section 2 of the paper.

The ten-member ensemble consists of five current climate and five matching future climate simulations driven by five different members of an initial condition Canadian GCM (CGCM) ensemble. Given the nature of the CRCM ensemble used in the study, it is possible to assess uncertainty associated with the natural variability of the CGCM and the internal variability of the CRCM combined. Other uncertainties associated with the RCMs, such as structural (de Elia et al., 2008), scenarios uncertainties, etc., cannot be assessed using this ensemble since it is based on a single model and single scenario.

This paper is organized as follows. The model and simulations used in the study are explained in Section 2 and the methodology that is mostly based on the RFA approach is presented in Section 3. Results of the study along with discussion are provided in Section 4. Finally, a summary of the analyses and main conclusions of the study are given in Section 5.

2.2 Model and simulations

Transient climate change simulations performed with the fourth generation of the CRCM are used in this study. A description of the earlier versions of this model can be found in Caya and Laprise (1999) and a concise description of the changes made in the fourth version can be found in de Elia and Côté (2010). The main difference between the fourth version of the model used in this study compared to the previous versions is the introduction of a physically based land surface scheme—CLASS (Canadian LAnd Surface Scheme, version 2.7; Versegny, 1991; Versegny et al., 1993). This version of CLASS uses three soil layers, 0.1 m, 0.25 m and 3.75 m thick, corresponding approximately to the depth influenced by the diurnal cycle, the rooting zone and the annual variations of temperature, respectively. CLASS includes prognostic equations for energy and water conservation for the three soil layers and a thermally and hydrologically distinct snowpack where applicable (treated as a fourth variable depth soil layer). The thermal budget is performed over the three soil layers, but the hydrological budget is done only for layers above the bedrock. The simulations were performed at a horizontal uniform resolution of 45 km in polar stereographic projection and 29 vertical levels with a variable resolution with a Gal-Chen scaled-height terrain following coordinate.

As discussed earlier, a 10-member CRCM ensemble, consisting of five current and five corresponding future simulations driven by five different members of the CGCM Version III (CGCM3) (Scinocca and McFarlane, 2004; McFarlane et al., 2005) is used in this study. Each pair of simulations represents the current and future period of 1970–99 and 2041–70, respectively. The current period simulations follow the twentieth-century climate 20C3M scenario (Houghton et al., 2001) and will be referred to as “reference simulations” – R1, R2, R3, R4, and R5. The corresponding future simulations follow the Special Report on

Emissions Scenarios (SRES) A2 scenario (Houghton et al., 2001) and will be referred to as “future simulations” – F1, F2, F3, F4, and F5. An additional CRCM simulation, driven by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis (ERA-40; Uppala et al., 2005), is used to determine homogeneous watersheds/regions and establishing some other necessary benchmarks for performing RFA for Québec watersheds. This simulation will be referred to as “validation simulation”. Though all of the simulations were performed over a domain covering North America (see inset in Fig. 2.1), this study concentrates only on the selected 21 watersheds (Fig. 2.1).

A modified version (Poitras et al., 2011) of the river flow routing model WATROUTE developed at the University of Waterloo (Soulis et al., 2000) is used to generate streamflows using the runoff data from the CRCM simulations. The routing scheme is based on a cell-to-cell routing framework. Flow directions, river lengths and their slopes employed in the routing scheme were calculated based on HydroSHEDS data (Lehner et al., 2008; Huziy et al., 2012).

2.3 Methodology

Before attempting to assess projected changes to any of the hydrological parameters, it is important to assess CRCM’s “performance errors” due to the internal dynamics and physics of the model, by comparing measured and simulated streamflow (Sushama et al., 2006). Concerning this aspect, a recent study by Huziy et al. (2012) validated the routing scheme which is based on a modified version of the WATROUTE model (Soulis et al., 2000) and evaluated the accuracy of the CRCM simulated streamflow characteristics by comparing the ERA-40 driven CRCM simulated streamflow with those observed and found that the model reasonably well represents various streamflow characteristics such as annual and seasonal streamflows and timing of extreme events. For high flow events, Huziy et al. (2012) found good agreement between simulated and observed return levels for a subset of 21 watersheds for which the observed flows were available. These analyses suggest that the CRCM reasonably simulates the magnitude and timing of high flows. Therefore, a detailed evaluation of the CRCM simulated streamflows is not included in this study and the reader is

referred to Huziy et al. (2012) for additional details. In addition, detailed validation of the routing scheme can also be found in Poitras et al. (2011) for large west Canadian watersheds.

The primary objective of the current study is to identify projected changes to high flow characteristics for the selected 21 watersheds (Fig. 2.1) using RFA. The RFA approach, as discussed earlier, is based on the idea of homogeneous regions and it substitutes space for time by pooling data over identified homogeneous regions and thus helps address uncertainties arising from small sample sizes. Compared to conventional single site frequency analysis, this is one of the main advantages of the RFA approach. This notion is also applicable in our case as samples derived from each of the current (1970–99) and future (2041–70) period transient climate change simulations contain only 30 high flow events per grid-cell, one from each year of the 30-year simulation time window. Thus, the RFA approach will help synthesize robust results.

Typically, there are two main steps involved in a RFA: (1) identification of statistical homogeneous regions or verification of homogeneity of pre-defined regions such as an entire watershed and (2) selection of a best-fit regional distribution for each of the identified regions. In order to identify statistical homogeneity of each of the 21 watersheds and their further subdivision into smaller homogeneous regions if necessary, the regional homogeneity tests devised by Hosking and Wallis (1997) are used. These authors defined heterogeneity measures, commonly referred to as $H1$, $H2$ and $H3$ in the literature, as the weighted standard deviation of L-coefficient of variation, L-skewness and L-kurtosis, respectively. According to these measures, a watershed or a region under study is classified as “acceptably” homogeneous if $H < 1$, “possibly” heterogeneous if $1 \leq H < 2$ and definitely heterogeneous if $H > 2$. Since there are few gauging stations with limited observed data or none at all (especially for the studied northern basins), grid-cell based high flow statistics derived from the validation simulation are used for performing homogeneity analysis of all 21 watersheds. Apart from the differences in statistical indicators, there are various other factors (e.g. slope of the grid-cell, amount of precipitation, latitude/longitude, soil composition, percentage of forest/lake, etc.) that can influence this analysis and it is difficult to satisfy all of the three H criteria at the same time. Therefore, often a subset of this criteria or its relaxed version is used

to assume statistical homogeneity of a given watershed/region (e.g. see Meshgi and Khalili, 2009; Saf, 2009 among many others). The same strategy is also adopted in this study. If the values of any two of the three measures ($H1$, $H2$ and $H3$) are between 1 and 2, with the third one having a value below 1, the watershed under consideration is assumed homogeneous. In addition, a watershed is also considered homogeneous when only one of the $H1$, $H2$ and $H3$ has a value slightly higher than 2 with the remaining two having values below 1. If a region is found heterogeneous due to only one discordant grid-cell, it is also assumed homogeneous; this latter aspect is investigated through data screening procedures documented in Hosking and Wallis (1997). If a watershed is still heterogeneous even after screening the high flow data of individual grid cells, a further sub-division into smaller homogeneous regions is undertaken using the cluster analysis algorithm proposed by Hosking and Wallis (1997).

Once homogeneous watersheds or homogeneous sub-regions of a watershed are identified, the next step is to find the best-fit regional distribution from a set of candidate distributions. The Z-test based on L-moments, developed by Hosking and Wallis (1997), is used to identify the most suitable statistical distribution for each homogeneous watershed/region considered. A distribution with the smallest value of Z is chosen from the four candidate distributions: Generalized Extreme Value (GEV), Generalized Logistic (GLO), Pearson-Type III (PE3), and Generalized Normal (GNO). These are three-parameter distributions which are much more flexible compared to some of the commonly used two-parameter distributions (e.g. gamma, lognormal and Gumbel distributions). It is important to mention that homogeneous partitions of a watershed and selected best-fit regional distributions should be viewed as suggestive only since incorporation of additional watershed and flow characteristics in the identification process could lead to different results. Also, the parameters of the best-fit regional distribution that was chosen on the basis of the high flow statistics for the validation simulation are re-estimated for each of the reference (R1–R5) and future (F1–F5) period simulations for estimating corresponding return levels. Regional return levels corresponding to 5-, 10-, 30-, and 50-yr return periods are computed by multiplying growth factors (obtained from the regional frequency distribution) with the regional mean value of the pooled series of high flows for a homogeneous watershed/region and their

projected changes for the future (2041–70) period are estimated with reference to the current (1970–99) period.

The statistical significance of projected changes to regional return levels of 5-, 10-, 30-, and 50-yr is estimated by comparing the confidence intervals developed using the nonparametric vector bootstrap resampling approach (Efron and Tibshirani, 1993; GREHYS, 1996; Davison and Hinkley, 1997; Khaliq et al., 2009; Mladjic et al., 2011). One thousand resamples are employed for each homogeneous watershed/region and for each of the reference (R1–R5) and future (F1–F5) simulations to estimate confidence intervals. If for a given pair, for example, R1 and F1, the confidence intervals for a T -yr return level do not overlap, then it is an indication that the projected change from reference to future climate conditions is statistically significant. Additional details of this method can be found in Mladjic et al. (2011).

For developing ensemble averaged projected changes to selected regional return levels within the framework of RFA approach, regionally averaged high flow statistics for each ensemble member are calculated and used to estimate various growth factors which, in turn, are averaged over the ensemble members corresponding to current and future periods (i.e. R1–R5 and F1–F5). These averaged growth factors are multiplied with the mean value of the regionally averaged mean flood to derive regional return levels representative of all ensemble members both for the current and future periods. Confidence intervals for ensemble averaged return levels are obtained following the error analysis approach described in Bevington and Robinson (2002). Thus, across ensemble variability and uncertainties due to short samples and spatial structure of extremes are addressed explicitly when assessing statistical significance of changes to various regional return levels.

In order to assess the confidence that one can place on projected changes to various regional return levels for the 21 watersheds, coefficient of variation defined as the ratio of standard deviation to ensemble mean of projected changes to return levels based on five pairs of current and future simulations is used. The smaller the magnitude of coefficient of

variation for a given watershed, the higher will be the confidence in projected changes to return levels.

Finally, for both current and future time periods, grid-cell based ensemble averaged return levels for the selected watersheds are computed by multiplying regional growth factors averaged over the ensemble members (i.e. R1–R5 and F1–F5) with the corresponding grid-cell based mean value of the pooled sample of high flows. These return levels in turn are used to generate grid-cell level and spatially varying projected changes for the future 2041–70 period with respect to the current 1970–99 period.

2.4 Results and discussion

As the identification of homogeneous regions is a prerequisite for RFA, the results for this analysis are presented first, followed by those for the selection of a best-fit regional distribution for each of the identified homogeneous watersheds/regions. This is followed by (1) projected changes to regional return levels of 5-, 10-, 30-, and 50-yr return period and their statistical significance, (2) assessment of confidence in regional projected changes, and (3) grid-cell based projected changes. Where appropriate, shortcomings of the present analyses and prospective future research avenues are also discussed.

2.4.1 Identification of homogeneous regions

Based on the criteria described earlier in the methodology section, seven (ARN, CAN, LGR, MEL, RDO, RUP, and SAG) watersheds out of 21 failed to satisfy the homogeneity criteria (Fig. 2.2a). From these seven watersheds, SAG and RUP could be considered homogeneous because data screening procedure suggests that a single grid-cell affects the homogeneity of these watersheds. For the remaining five watersheds, a subdivision into smaller homogeneous regions is undertaken following cluster analysis (Hosking and Wallis, 1997). Results of such an analysis for three selected watersheds are shown in Fig. 2.2b using L-moment ratio diagrams wherein different clusters of grid cells are shown in terms of their respective L-skewness and L-kurtosis values. This diagram gives a

good indication of statistical differences between various clusters. One can notice that the mean of each cluster stands out clearly. Based on the results of cluster analysis, RDO, CAN, MEL and LGR are subdivided into 2 (RDO1 and RDO2), 3 (CAN1, CAN2, and CAN3), 4 (MEL1, MEL2, MEL3, and MEL4) and 3 (LGR1, LGR2, LGR3) sub-regions, respectively. For the ARN watershed, no appreciable difference between the two sub-divisions is found (figure not shown) and consequently there is not much to gain by dividing this smaller watershed into two sub-regions. This watershed is therefore not divided into smaller homogeneous regions despite the fact that the homogeneity criteria requirements are not fully satisfied. With the above subdivisions, the study area could be divided into 29 statistical homogeneous watersheds/regions. As mentioned earlier in the methodology section, these sub-regions should be viewed as suggestive and not as rigid subdivisions of the larger watersheds. As the focus of the present study is on individual watershed level analysis, data from the validation simulation instead of gauging stations are used to verify homogeneity of all 21 watersheds that otherwise would not have been possible, given the scarcity of gauging stations with natural flow regimes.

2.4.2 Identification of a best-fit regional distribution

For each of the homogeneous watersheds/regions, the potential best-fit distribution is chosen on the basis of the Z-test (Hosking and Wallis, 1997) evaluated for each of the four candidate distributions (i.e. GLO, GEV, PE3 and GNO). At the 5% significance level, GLO, GEV, PE3 and GNO passed the Z-test for 12, 14, 15 and 13 (out of 29) watersheds/regions, with 15 cases of multiple candidates. Thus, no single distribution is able to describe 1-day high flows for the entire study area. Overall, the value of the Z-test statistic is found smallest for GNO, GLO, GEV and PE3 distributions for 4, 13, 8 and 4 watersheds/regions, respectively. This latter criterion is used simply as a guide for the selection of a distribution for all watersheds/regions (Fig. 2.3). The calculation of selected return levels for each of the reference and future period transient climate change simulations is made following the above selected distributions but by re-estimating their parameters for each case considered. Thus, it is assumed that the type of the distribution family remains same both for the reference and future periods. In addition, it is also assumed that the parameters of the best-fit distributions

remain stationary over the 1970–99 reference and 2041–70 future periods, however, they will be different for the two time periods. It is worth mentioning that the results of projected changes to selected return levels, presented in the section to follow, do not change much by substituting the first best-fit distribution with the second best-fit distribution. Thus, there is a possibility that one could even use, for example, the GEV distribution for the entire study domain.

2.4.3 Projected changes to selected return levels

Estimates of 5-, 10-, 30-, and 50-yr regional return levels of 1-day high flows for the five current reference period (1970–99) simulations (R1–R5) are shown in Fig. 2.4 and their projected changes are shown in Fig. 2.5. The five different members of the ensemble (R1–R5) give similar results with some differences particularly evident for return levels corresponding to larger return periods (Fig. 2.4). The plots shown in Fig. 2.4 act as a baseline for assessing future projected changes.

Fig. 2.5 shows percentage increase/decrease in return levels of 5-, 10-, 30-, and 50-yr return period at the regional scale for each pair (i.e. R1~F1, ..., R5~F5) of the ensemble. In this figure, differences in projected changes from one pair of the ensemble to the other are quite noticeable for some parts of the study domain. These differences could be attributed to the internal variability of the CRCM and the natural variability of the driving CGCM. In Fig. 2.5, two of the five pairs of the ensemble suggest decreases in high flow return levels for watersheds/regions located to the south and east of the study domain. Contrary to this behaviour, the climate change signal is robust, suggesting increase in return levels for the northern watersheds, especially ARN, FEU, MEL, PYR, GRB and BAL. In addition, a general increase in return levels (i.e. the one visible over most part of the study domain) is predicted by three of the five pairs of the ensemble for the majority of the watersheds/regions. For the 5-, 10-, 30- and 50-yr return levels, watershed/regional level changes are found respectively in the -11 (for STM) to 28% (for MEL3), -12 (for STM) to 28% (for ARN), -14 (for STM) to 33% (for ARN), and -14 (for STM) to 38% (for MEL1) range. It should be noted that nearly 75% of the positive (negative) changes lie within the 3 (-1) to 18% (-8%) range.

Analysis of statistical significance of projected changes to selected return levels is carried out at two (5 and 10%) significance levels. A summary of the results is presented in Fig. 2.6. In this figure, the number of ensemble pairs that predict a statistically significant change in 5-, 10-, 30- and 50-yr return levels from current to future climate is shown. It is important to point out that no distinction is made between positive/negative changes to return levels in Fig. 2.6 and that aspect will be addressed later in this section. Here, the focus is on the overall behaviour of the five pairs of the ensemble. Significant projected changes are found more often for smaller return periods (e.g. 5- and 10-yr) compared to higher return periods (e.g. 30- and 50-yr). The number of pairs that predict a significant change is generally higher for northern watersheds (ARN, FEU, MEL, PYR, LGR, PYR, BAL, and CAN) compared to the rest, suggesting greater agreement between five pairs of the ensemble for northern watersheds. The level of confidence in projected changes to return levels is investigated by studying within ensemble variability in regional level projected changes to selected return levels. This is achieved by calculating coefficient of variation. A straightforward interpretation of coefficient of variation is as follow: smaller the value of this measure the higher will be the level of confidence in projected change. The values of coefficient of variation shown in Fig. 2.7 support the above assertion, that is, the size of the circles representing coefficient of variation of projected changes to 5-, 10-, 30- and 50-yr return levels, based on five pairs of current and future simulations (i.e. R1~F1, ..., R5~F5), is much smaller for most of northern watersheds compared to that for watersheds located in, particularly, southern and eastern parts of the study domain.

Projected changes based on the five pairs of simulations are combined to obtain ensemble averaged changes as discussed in the methodology section. This helps synthesize the results. Ensemble averaged changes to 5-, 10-, 30- and 50-yr return levels, developed within the framework of RFA, are shown in Fig. 2.8a and their statistical significance is shown in Fig. 2.8b for two (5 and 10%) significance levels. The ensemble mean projected changes suggest a global increase in return levels however with few exceptions: (1) for the 5- and 10-yr return period, a slight decrease in return levels within the 0–2% range is noticed for CHU, LGR3, MOI, and ROM; (2) for the 30- and 50-yr return periods, only the southern

most parts of LGR (i.e. LGR2 and LGR3) show a decrease in return levels within the 0–6% range. These watersheds/regions (except LGR3) with decreases in return levels are associated with large values of coefficient of variation and hence low level of confidence in projected changes to return levels. From all the 21 watersheds studied, the northern ones are expected to experience the biggest increase in return levels and that can be as high as 22%. It is important to note that the level of confidence in projected changes for the northern watersheds is higher compared to rest of the watersheds. Also, the ensemble averaged changes to regional return levels for smaller return periods are found statistically significant mostly for northern watersheds (Fig. 2.8b). Negative changes to regional return levels noted above for some watersheds are not found statistically significant at any of the two significance levels considered. Two surrogate methods for the significance analysis of ensemble averaged changes were also considered: (1) a simple averaging of regional return levels and their corresponding standard errors for the five pairs of the ensemble and (2) a robust selection of the average regional return level and its standard error (i.e. the median values of the ensemble). These two methods led to conclusions very similar to those presented above.

Finally, the ensemble averaged changes downscaled to grid-cell level are shown in Fig. 2.9. As expected, the range of projected changes (increases/decreases) to various return levels for some grid cells has increased beyond that noted for the ensemble averaged regional-level changes. Overall, projected changes to 5-, 10-, 30-, and 50-yr return levels are found respectively in the -17 to 28 %, -15 to 29%, -13 to 30%, and -12 to 30% range. Despite some variability in the return levels of each grid-cell, the general patterns of projected change are quite similar to those shown in Fig. 2.7 for watershed/regional level ensemble averaged changes.

2.5 Summary and conclusions

This paper presents projected changes to 1-day high flow characteristics for 21 watersheds that cover most of Québec and parts of the adjoining Ontario and Newfoundland and Labrador provinces of Canada using an ensemble of ten CRCM transient climate change

simulations and the RFA approach. Of the ten CRCM simulations, five correspond to current reference (1970–99) period, while the remaining five are the corresponding simulations for the future (2041–70) period. Reference simulations follow the twentieth-century climate (20C3M) scenario and future simulations follow the IPCC SRES A2 scenario. High flows, defined as 1-day maximum flows, are derived from the March to July period daily streamflow values which in turn are obtained by routing CRCM generated runoff using a modified WATROUTE scheme. Statistical homogeneity of the 21 watersheds, required for the RFA approach, is verified using regional homogeneity tests from Hosking and Wallis (1997). Since there are few gauging stations (especially in the north of Québec) with limited observed data, high flows derived from a CRCM simulation driven by ERA-40 (so called perfect boundary conditions) at its boundaries are used for this purpose.

From the various analyses presented in this paper, the following main conclusions can be drawn:

- 1) According to the homogeneity criteria suggested by Hosking and Wallis (1997), 29 homogeneous watersheds/regions are identified. These homogeneous watersheds/regions form the basis for developing projected changes to 5-, 10-, 30- and 50-yr regional and grid-cell-level return values of high flows.

- 2) Based on the Z goodness-of-fit statistic from Hosking and Wallis (1997), GNO, GLO, GEV and PE3 are respectively chosen as the potential best-fit distributions for 4, 13, 8, and 4 (out of 29) homogeneous watersheds/regions. Though the choice of these distributions could be subjective to some extent, the same is assumed valid for modelling high flows derived from the reference and future period CRCM climate change simulations.

- 3) The five pairs of current and future CRCM simulations suggest an increase in 5-, 10-, 30- and 50-yr return levels of high flows for northern watersheds: ARN, FEU, MEL, PYR, GRB and BAL. These increases are found statistically significant more often for smaller return period (5- and 10-yr) return values compared to those for 30- and 50-yr return period. For many of the southern and eastern watersheds, the sign and range of projected changes generally do not agree across the five current and future simulation pairs of the ensemble and hence higher uncertainties in projected changes are realized for these watersheds.

4) Ensemble averaged projected changes suggest increases to various regional return levels for the majority of the watersheds, with the highest increases of the order of 22% for northern watersheds. As for the case of projected changes based on individual pair of current and future simulations, the ensemble averaged projected changes are found statistically significant for only northern watersheds and more often for smaller return period (5- and 10-yr) return levels.

5) A quantification of the spread of the changes projected by the five pairs of current and future simulations, represented in the form of coefficient of variation, illustrate higher confidence in projected changes to return levels for the northern (e.g. ARN, FEU, MEL, PYR, GRB and BAL) watersheds and low confidence in projected changes to return levels for eastern (e.g. CHU, CAN, MAN, and MOI) watersheds. The confidence in projected changes for watersheds located in other parts of the study domain lies in-between these two extremes.

6) Ensemble averaged projected changes to various grid-cell-based return levels show patterns similar to those noted for the watershed/regional level case, however with slightly higher magnitude than that for the latter case. Values of the grid-cell-level projected changes lie in the -17 to 30% range.

7) With respect to practical significance of the results obtained, it is expected that an increase in magnitude of high flow return levels will have severe implications for various water resources related development and management activities such as flood control and alleviation infrastructure in fast responding areas, water storage systems for hydro-power generation, activities related to agriculture water management, etc.

This study provides some useful information regarding changes to high-flows, which would be necessary for the development of better impact and adaptation strategies. It should however be noted that the results of this study are based on a single regional model driven by an ensemble of a single global climate model and using a single emission scenario. Better quantification of uncertainties would require use of multi-model ensembles, which would be considered in future studies. Another interesting extension would be to develop projected changes to high flow events within a multivariate framework by modelling magnitude, volume and duration of these events jointly.

Acknowledgements

This research was undertaken within the framework of a Collaborative Research and Development project funded jointly by Natural Sciences and Engineering Research Council (NSERC) of Canada, Hydro-Quebec and Ouranos consortium. The first author was also partially funded by the “Fonds de recherche du Québec, Nature et Technologies (FQRNT)”. The climate change simulations team of Ouranos is acknowledged for providing the CRCM simulations used in the study.

FIGURES

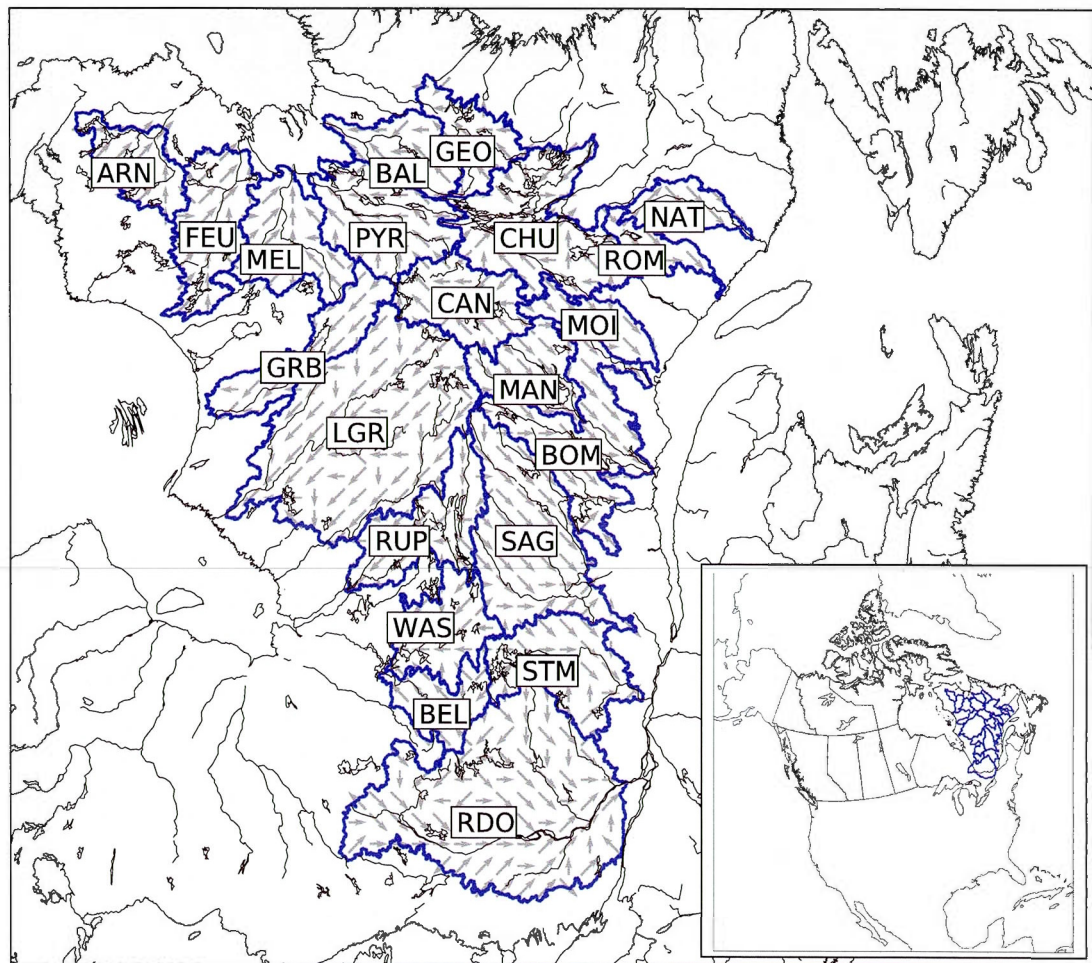


Fig. 2.1: Twenty-one watersheds, with the digital river flow directions at CRCM grid cell scale. Three letter abbreviation is used for each watershed (see Table 2.1 for details). Computational domain of the CRCM is shown in the inset.

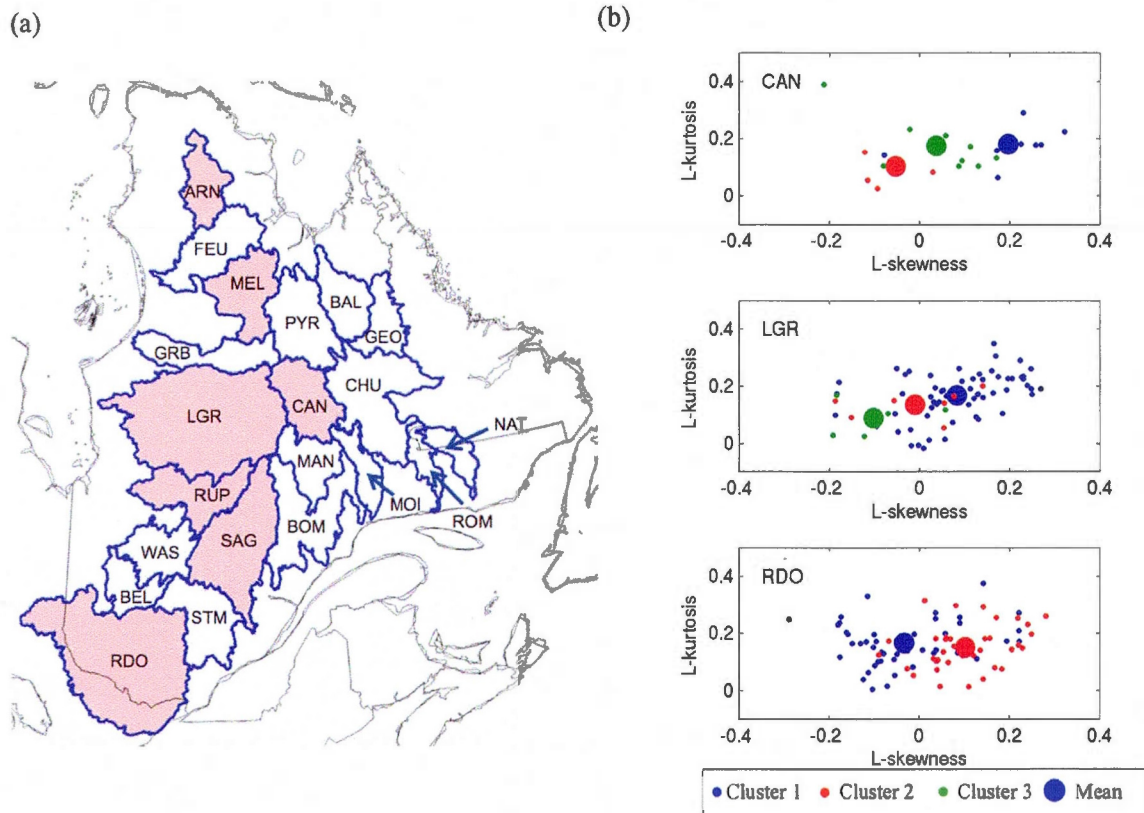


Fig. 2.2: (a) Results of regional homogeneity analysis; watersheds that passed (failed) the test of regional homogeneity analysis are shown in white (red). (b) L-moment ratio diagrams for three selected watersheds (CAN, LGR, and RDO) that failed the homogeneity criteria. Different coloured dots correspond to different clusters within each watershed, with the large dots representing the mean of each cluster.

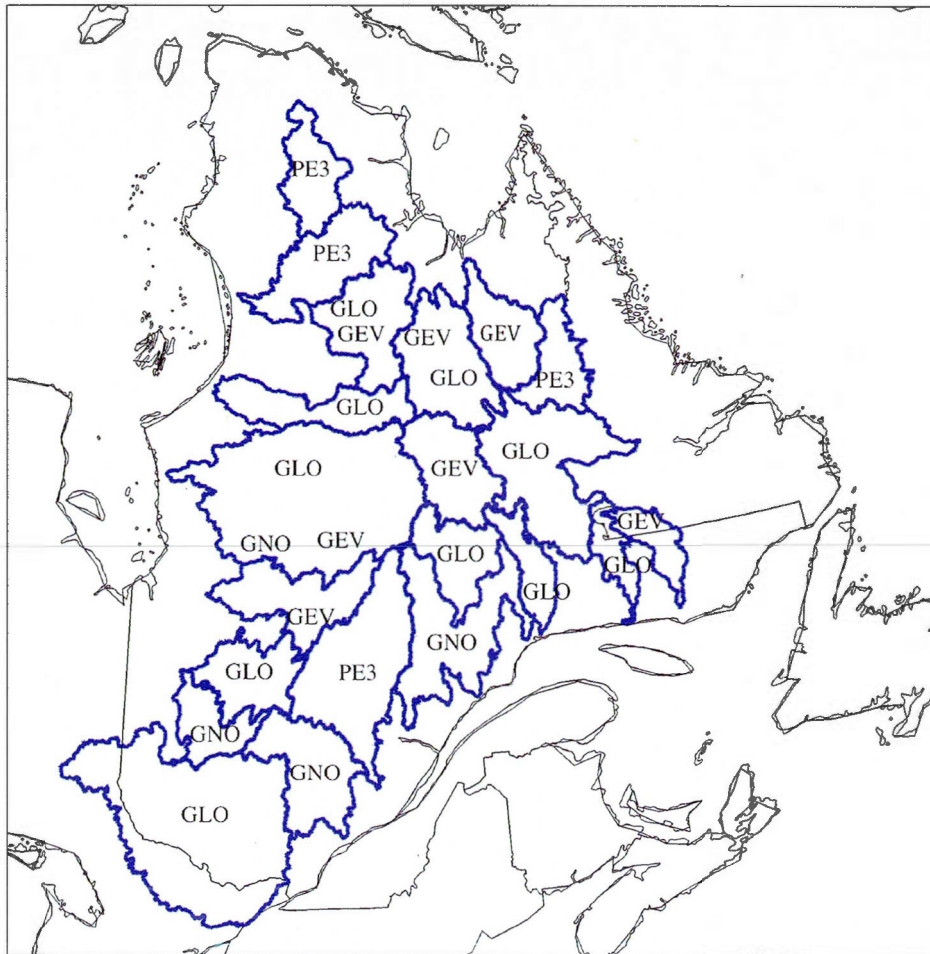


Fig. 2.3: The best-fit regional distribution identified using the Z-test of Hosking and Wallis (1997) for the 29 homogeneous watersheds/regions.

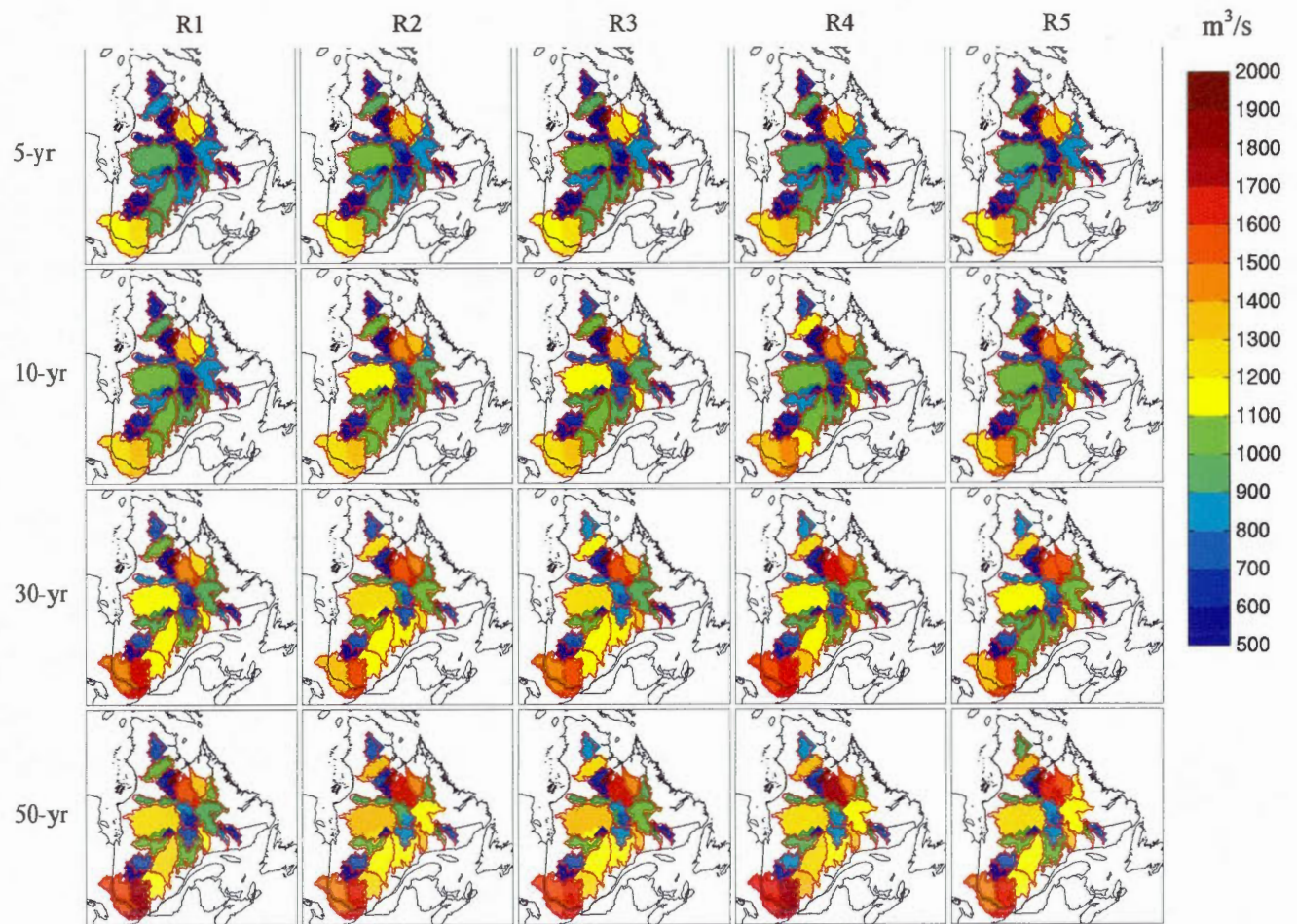


Fig. 2.4: Spatial distribution of 5-, 10-, 30-, and 50-yr regional return levels (in m^3/s) of 1-day high flows for the five reference period (1970–99) simulations (R1 to R5).

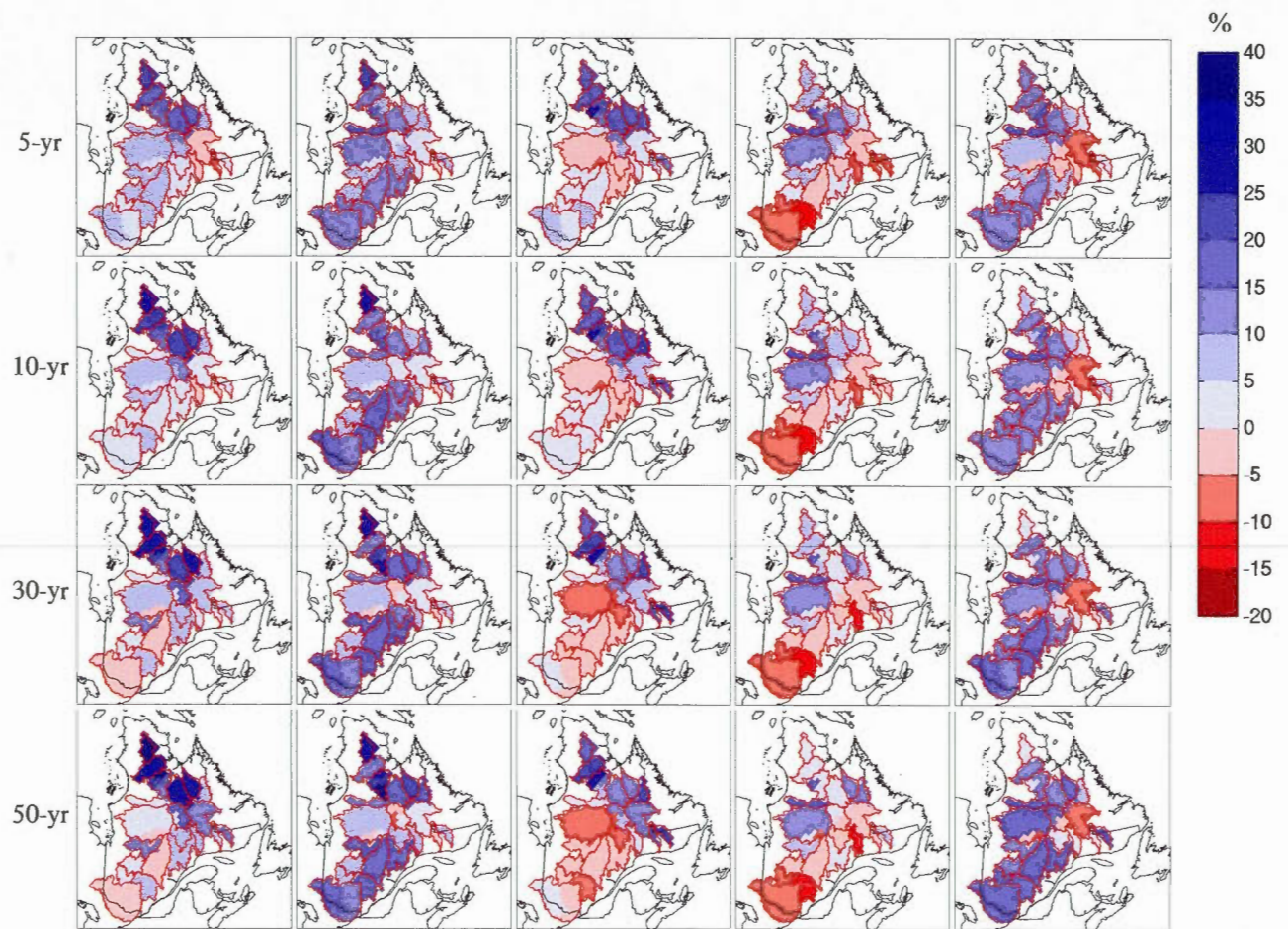


Fig. 2.5: Projected changes (in %) to 5-, 10-, 30-, and 50-yr regional return levels of 1-day high flows for the future (2041–70) period with respect to the current (1970–99) reference period. The five columns from left to right correspond to five pairs of future and current simulations (F1 ~ R1, F2 ~ R2, ..., and F5 ~ R5).

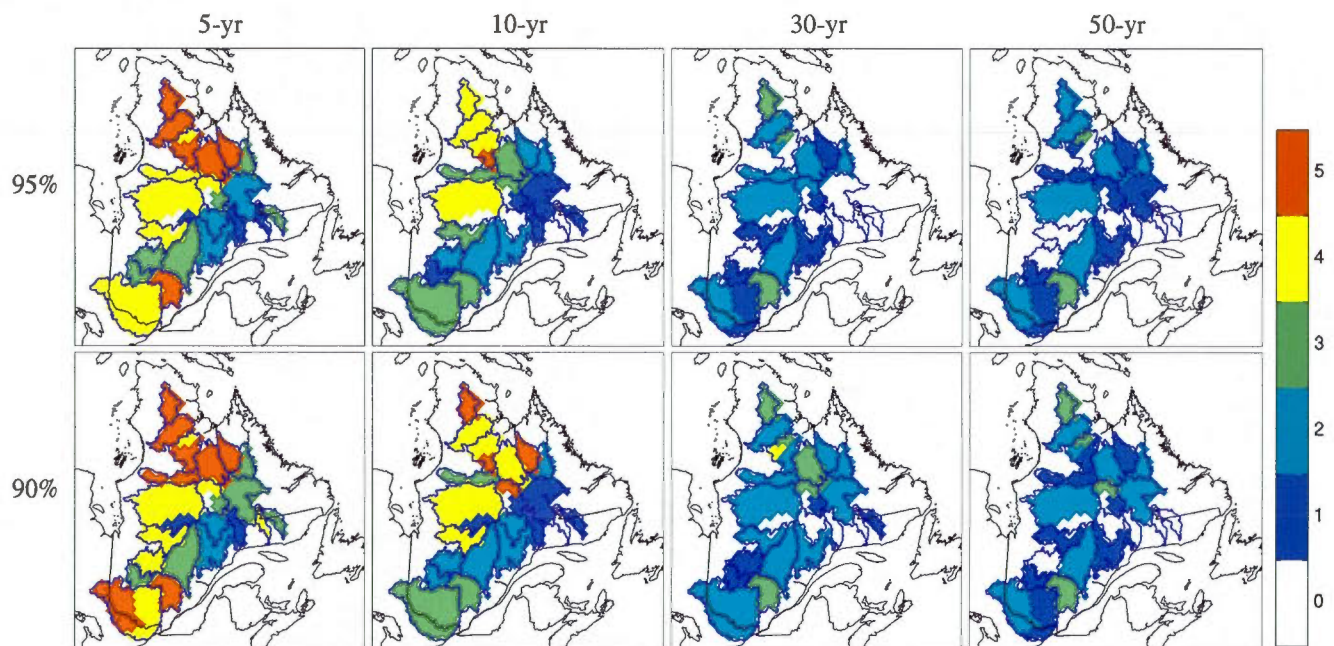


Fig. 2.6: Number of current/future pairs (out of the total 5) that predict a significant change at the 95 and 90% confidence levels, for 5-, 10-, 30-, and 50-yr regional return levels.

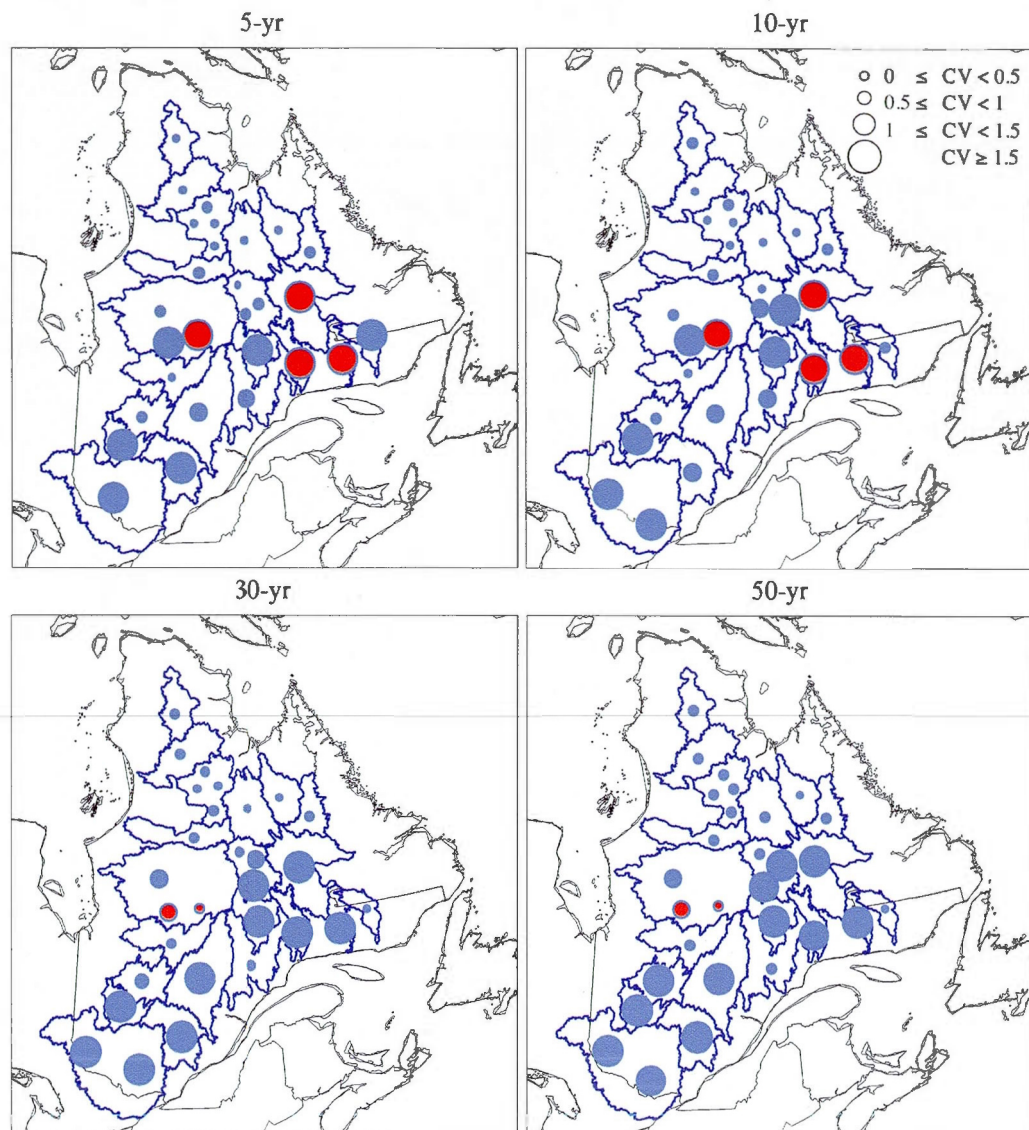


Fig. 2.7: Coefficient of variation of projected changes to 5-, 10-, 30- and 50-yr regional return levels based on five pairs of current/future simulations. Watersheds/regions with increases (decreases) in return levels are shown in blue (red).

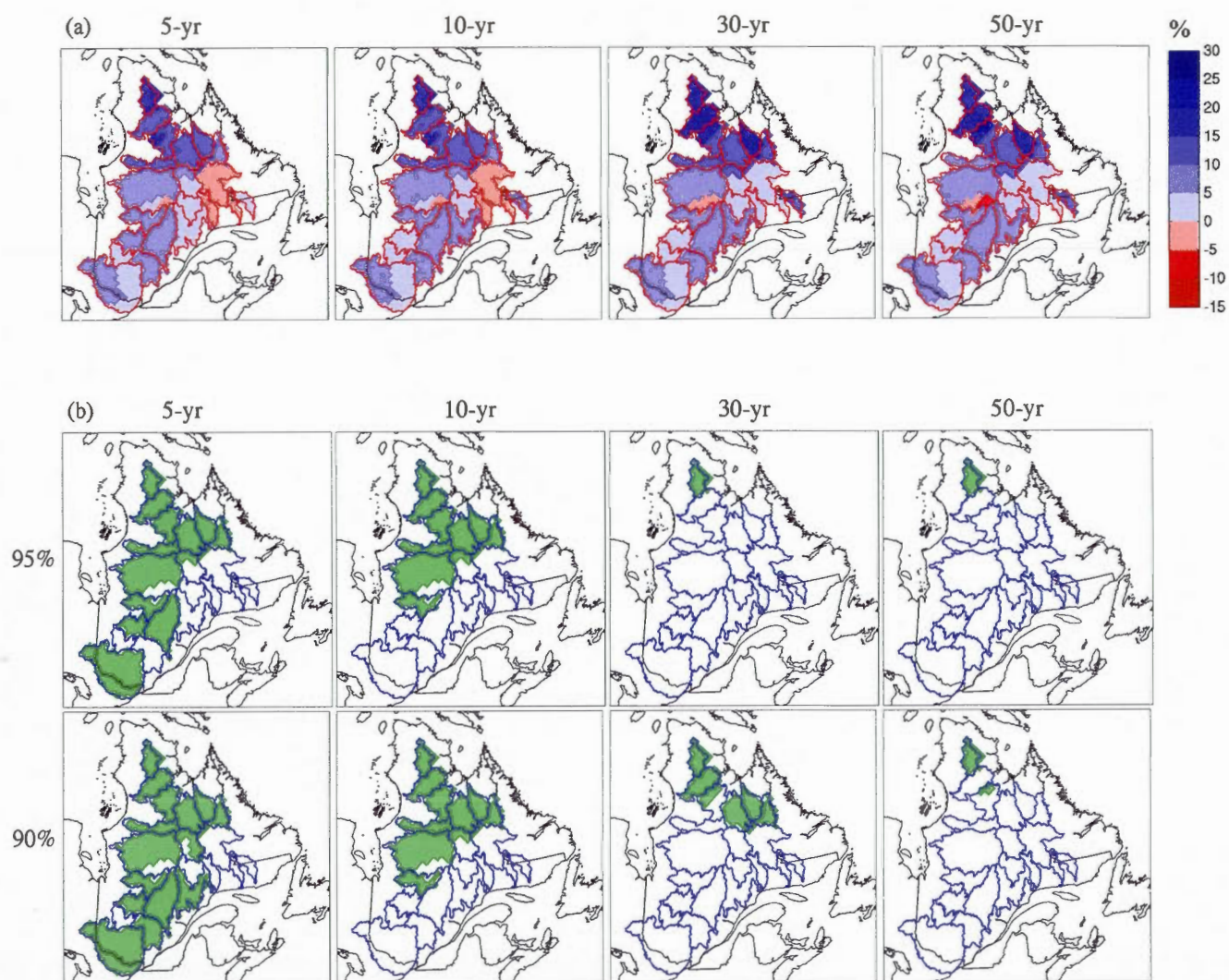


Fig. 2.8: (a) Ensemble averaged projected changes (in %) to 5-, 10-, 30-, and 50-yr regional return values for the 2041–70 future period with respect to the 1970–99 reference period. (b) Watersheds with significant changes at the 95 (first row) and 90% (second row) confidence levels are shown in green.

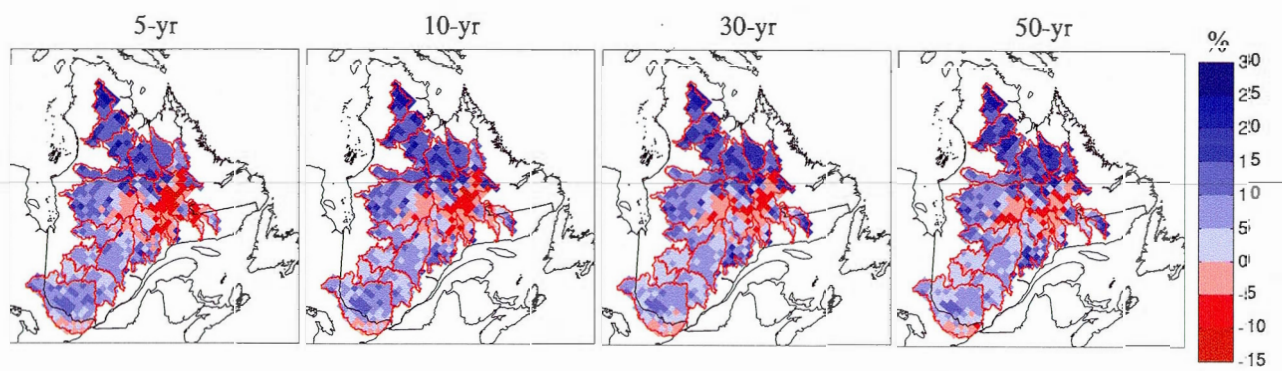


Fig. 2.9: Ensemble averaged projected changes (in %) to 5-, 10-, 30-, and 50-yr return levels at grid-cell scale.

TABLEAU

No.	Watershed	Abbreviation	Area (km ²)
1	Arnaud	ARN	26 872
2	Baleine	BAL	29 896
3	Bell	BEL	22 238
4	Bersimis-Outardes-Manic-5	BOM	58 168
5	Caniapiscau	CAN	37 566
6	Churchill Falls	CHU	69 632
7	Rivière aux Feuilles	FEU	42 068
8	Georges	GEO	24 159
9	Grande rivière de la Baleine	GRB	34 314
10	La Grande Rivière	LGR	140 373
11	Manicouagan	MAN	29 343
12	Rivière aux Mélèzes	MEL	40 624
13	Moisie	MOI	19 101
14	Natashquan	NAT	15 468
15	Pyrite	PYR	48 431
16	Rivière des Outaouais	RDO	143 241
17	Romaine	ROM	13 212
18	Rupert	RUP	41 115
19	Saguenay	SAG	72 678
20	Saint-Maurice	STM	42 849
21	Waswanipi	WAS	31 691

Table 2.1: Description of 21 Quebec watersheds used in the study

CHAPITRE III

CONCLUSION

En conclusion, cette étude a présenté les changements appréhendés des débits de crue d'un jour pour 21 bassins versant couvrant la majorité du Québec, une partie de l'Ontario et du Labrador en utilisant un ensemble de dix membres du MRCC. De ces dix simulations, cinq correspondent à la période de référence (1970-99) et les cinq autres sont les simulations correspondantes pour la période future de (2041-70). Les simulations pour la période de référence suivent le scénario du climat du 20^e siècle (20C3M) et les simulations futures réfèrent au scénario A2 du SRES du GIEC (2007). L'approche RFA a été utilisée pour le calcul des niveaux de retour et la méthode du bootstrap vectoriel pour une étude de l'incertitude.

Les débits de crue d'un jour sont simulés par une version modifiée du schéma de routage WATROUTE appliqué aux données de ruissellement du MRCC. Ces débits extrêmes sont définis comme étant le débit maximal survenant durant la période de mars à juillet. Cette période a été sélectionnée afin de bien représenter la crue printanière indépendamment de la position géographique du bassin. Cette période est ainsi valide pour les 21 bassins versant du Québec et autant pour la période présente que la période future. L'homogénéité des différents bassins versants est un préalable à l'utilisation de l'approche RFA pour calculer les niveaux de retour. Celle-ci est vérifiée en utilisant le test d'hétérogénéité de Hosking et Wallis (1997). Étant donné que très peu de stations de jaugeage sont présentes au nord du Québec, les débits de crue utilisés pour définir les régions homogènes proviennent d'une simulation du MRCC pilotée par les réanalyses ERA-40. Les principales conclusions qui découlent de cette étude sont énumérées ci-dessous.

Plusieurs facteurs physiques influencent les débits de rivière et il est ainsi difficile d'obtenir des régions complètement homogènes selon cette variable. Un sous-ensemble de critères complémentaires à ceux suggérés par Hosking et Wallis (1997) ont été utilisés et sur les 21 bassins à l'étude, sept d'entre eux ont été définis comme étant hétérogènes. Les différents résultats obtenus au test d'homogénéité sont montrés en annexe dans le tableau A.1. Si un bassin n'est pas homogène en raison d'un seul point de grille, celui-ci est dit discordant et sera exclu afin d'obtenir l'homogénéité. Après avoir éliminé les points de grille discordants, si un bassin n'est toujours pas homogène, celui-ci est séparé en plusieurs sous-régions. Après diverses subdivisions pour certains bassins (CAN, LGR, MEL, RDO), le domaine d'étude est maintenant composé de 29 sous-régions/bassins homogènes qui couvrent la majorité du Québec. Les résultats du test d'homogénéités pour ces nouvelles sous-régions se retrouvent dans le tableau A.2.

Ensuite, pour chacune de ces régions/bassins homogènes, la meilleure distribution statistique est sélectionnée à l'aide du Z-test de Hosking et Wallis (1997). Sur les 29 régions, GNO, GLO, GEV et PE3 ont été sélectionnées respectivement 4, 13, 8 et 4 fois. En ajustant les données de chacun des bassins homogènes à une distribution statistique, une courbe des facteurs de croissance est tracée en fonction des périodes de retour et les niveaux de retour pour des événements de 5, 10, 30 et 50 ans sont calculés à l'aide de cette relation pour la période présente et la période future.

En comparant les débits de crue d'un jour de la période future avec ceux de la période de référence, il est possible de remarquer que chacun des cinq membres du MRCC suggère une augmentation pour les niveaux de retour de 5, 10, 30 et 50 ans pour les bassins nordiques : ARN, FEU, MEL, PYR, GRB et BAL. C'est d'ailleurs pour ces régions que le changement appréhendé est le plus intense. En général, une augmentation est prévue pour les différentes régions à l'exception des résultats montrés par les membres 3 et 4 qui proposent une faible diminution pour le sud et l'est de la province.

La méthode du bootstrap vectoriel est utilisée pour déterminer les intervalles de confiance nécessaires pour déterminer les changements appréhendés statistiquement

significatifs (Fig. A.5). Les résultats sont plus souvent statistiquement significatifs pour les petites périodes de retour de 5 et 10 ans en comparaison avec les grandes périodes de retour de 30 et 50 ans. Ils le sont aussi davantage pour les régions nordiques mentionnées précédemment. Pour les régions du sud et de l'est, les cinq membres de l'ensemble ne donnent pas des résultats en accord concernant le signe et la grandeur des changements appréhendés. L'incertitude reliée à ces régions est plus grande. Ceci est d'autant plus important que les résultats sont rarement significatifs pour ces bassins.

En regardant la moyenne d'ensemble, les résultats suggèrent une augmentation pour la majorité des bassins du Québec et ce, pour chacune des périodes de retour. Seulement quelques changements appréhendés sont négatifs et suggèrent une diminution pour les bassins CHU, LGR, MOI et ROM. Cette diminution est toutefois plutôt faible avec une intensité d'au plus 5%. Les résultats significatifs sont aussi calculés à l'aide de la méthode du bootstrap (Fig. A.6) et sont observés seulement pour les bassins nordiques et les petites périodes de retour (5 et 10 ans). Le niveau de confiance pouvant être accordé aux résultats des changements appréhendés de l'ensemble est quantifié à l'aide du coefficient de variation. Celui-ci donne une bonne estimation de l'étendue des résultats projetés par les différents membres. Une plus grande confiance est associée à un coefficient de variation faible et également aux bassins nordiques ARN, FEU, MEL, PYR, GRB et BAL. Tandis que pour les bassins de la région de l'est (CHU, CAN, MAN et MOI) une plus faible confiance est accordée aux résultats des changements appréhendés des niveaux de retour. La confiance associée aux autres régions du domaine d'étude se situe entre ces deux extrêmes.

Les résultats calculés à l'aide de la méthode du RFA ont été ramenés au niveau du point de grille et de cette façon, ils ont l'avantage de donner plus d'information spatiale. La structure générale est très semblable à celle du niveau régional malgré que les changements appréhendés calculés avec cette méthode se retrouvent toutefois dans un intervalle plus large. Ceux-ci sont maintenant dans l'étendue de -17 à 30%, où les valeurs maximales sont observées pour le bassin FEU (bassin nordique) et les valeurs minimales pour le bassin CHU (bassin à l'est).

Cette étude présente des informations concernant le changement des débits de crue dans une optique de réchauffement climatique. Il est toutefois important de noter que ces résultats ont été trouvés en se basant sur un seul modèle régional et en utilisant un seul scénario d'émission de gaz à effet de serre. Afin de mieux quantifier les incertitudes, un futur travail devrait utiliser une analyse multi-modèle. Aussi, une autre approche intéressante serait d'utiliser une analyse multi-variée qui mettrait en lien l'intensité, le volume et la durée d'un événement extrême. En ce qui concerne les applications pratiques des résultats obtenus, il est prévu qu'une augmentation de l'intensité des niveaux de retour des débits de crue aura une incidence sévère pour divers secteurs des ressources en eau tels que les systèmes de stockage en eau pour la production d'hydroélectricité, la gestion des inondations, les activités reliées à l'agriculture, etc.

ANNEXE A

TABLEAUX ET FIGURES COMPLÉMENTAIRES

Autres tableaux et figures pertinentes et complémentaires à l'article scientifique.

Tableau A.1	Sous-section 2.4.1 Identification of homogeneous regions
Tableau A.2	Sous-section 2.4.1 Identification of homogeneous regions
Fig. A.1	Sous-section 2.1 Introduction
Fig. A.2	Sous-section 2.3 Methodology
Fig. A.3	Sous-section 2.3 Methodology
Fig. A.4	Sous-section 2.1.4 Identification of homogeneous regions
Fig. A.5	Sous-section 2.4.3 Projected changes to selected return levels
Fig. A.6	Sous-section 2.4.3 Projected changes to selected return levels
Fig. A.7	Sous-section 2.4.3 Projected changes to selected return levels

Bassins		H_1	H_2	H_3
Arnaud	<i>ARN</i>	2,83	1,56	0,86
Baleine	<i>BAL</i>	-0,14	-0,80	-0,78
Bell	<i>BEL</i>	2,89	-0,33	-0,45
Bersimis-Outardes-Manic 5	<i>BOM</i>	2,20	0,62	0,63
Caniapiscou	<i>CAN</i>	2,19	3,73	3,08
Churchill falls	<i>CHU</i>	0,77	1,90	1,52
Rivière aux Feuilles	<i>FEU</i>	2,64	0,02	-0,72
Georges	<i>GEO</i>	1,77	0,83	0,18
Grande rivière de la Baleine	<i>GRB</i>	-1,97	-0,94	-0,95
La Grande Rivière	<i>LGR</i>	2,95	2,62	2,55
Manicouagan	<i>MAN</i>	1,14	-0,19	-0,15
Rivière aux Mélézes	<i>MEL</i>	3,60	5,80	5,89
Moisie	<i>MOI</i>	1,27	-1,12	-1,36
Natashquan	<i>NAT</i>	-0,36	0,77	0,51
Pyrite	<i>PYR</i>	2,60	0,03	-0,81
Outaouais	<i>RDO</i>	4,93	4,15	3,85
Romaine	<i>ROM</i>	-1,74	-0,79	-0,98
Rupert	<i>RUP</i>	2,89	2,45	2,30
Saguenay	<i>SAG</i>	0,85	1,47	2,01
Saint-Maurice	<i>STM</i>	-0,66	2,39	2,97
Waswanipi	<i>WAS</i>	1,94	0,45	-0,96

Tableau A.1: Résultat du test d'hétérogénéité de Hosking et Wallis (1997) pour les 21 bassins versant à l'étude. Un bassin est « acceptablement » homogène pour $H < 1$, « possiblement » hétérogène pour $1 < H < 2$ et définitivement hétérogène pour $H > 2$. Les 7 bassins hétérogènes sont montrés en rouge.

Bassins		H_1	H_2	H_3
Arnaud	ARN1	0,49	1,70	1,47
	ARN2	3,17	0,34	-0,30
Caniapiscau	CAN1	1,71	-0,07	-0,56
	CAN2	1,39	0,58	0,65
	CAN3	-0,31	0,92	0,89
La Grande Rivière	LGR1	1,92	0,95	0,90
	LGR2	0,43	1,98	1,17
	LGR3	1,00	0,96	0,92
Rivière aux Mélèzes	MEL1	-0,73	0,54	0,17
	MEL2	-0,53	-1,32	-1,08
	MEL3	-0,89	1,00	1,07
	MEL4	1,71	0,88	0,58
Outaouais	RDO1	0,41	1,93	1,87
	RDO2	4,80	0,36	0,33
Rupert	RUP	0,96	1,89	1,82
Saguenay	SAG	-0,23	1,34	1,77

Tableau A.2: Résultat du test d'hétérogénéité de Hosking et Wallis (1997) pour les subdivisions des 7 bassins versant hétérogènes. Un bassin est « acceptablement » homogène pour $H < 1$, « possiblement » hétérogène pour $1 < H < 2$ et définitivement hétérogène pour $H > 2$.

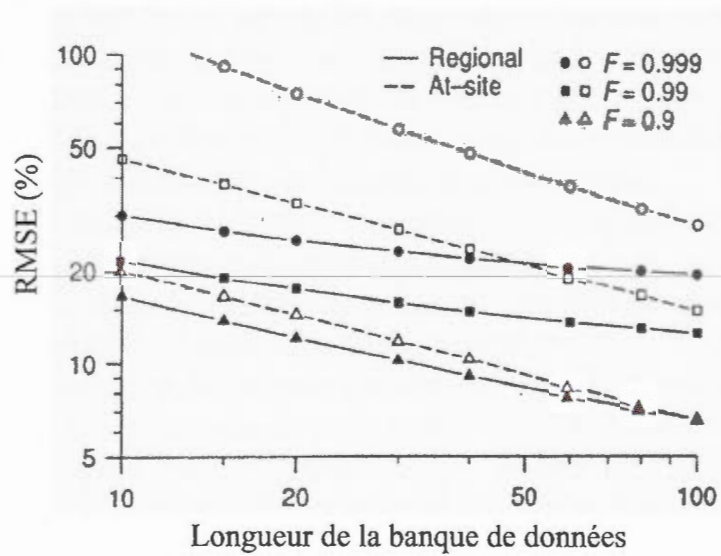


Fig. A.1 : Comparaison de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) entre l'analyse au site et l'analyse régionale. Source: Hosking et Wallis (1997).

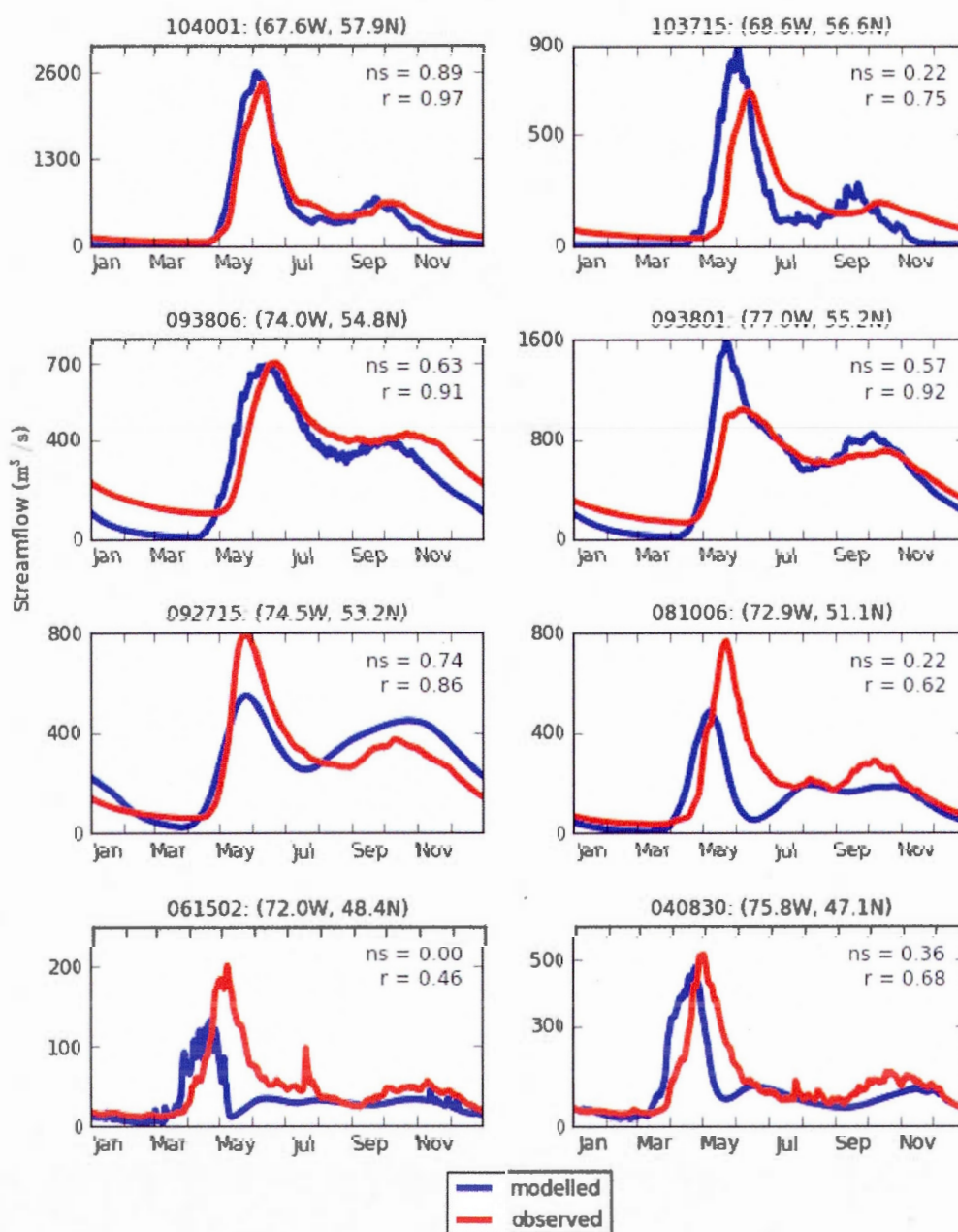


Fig. A.2: Comparaison des hydrogrammes modélisés (bleu) et observés (rouge). Les hydrogrammes modélisés proviennent de la simulation de validation. Les valeurs de l'index Nash-Sutcliffe (ns), le coefficient de variation (r) basé sur la comparaison des débits journaliers, le numéro d'identification de la station ainsi que la latitude et la longitude de leur localisation sont aussi montrés sur la figure. Source : Huziy et al (2012).

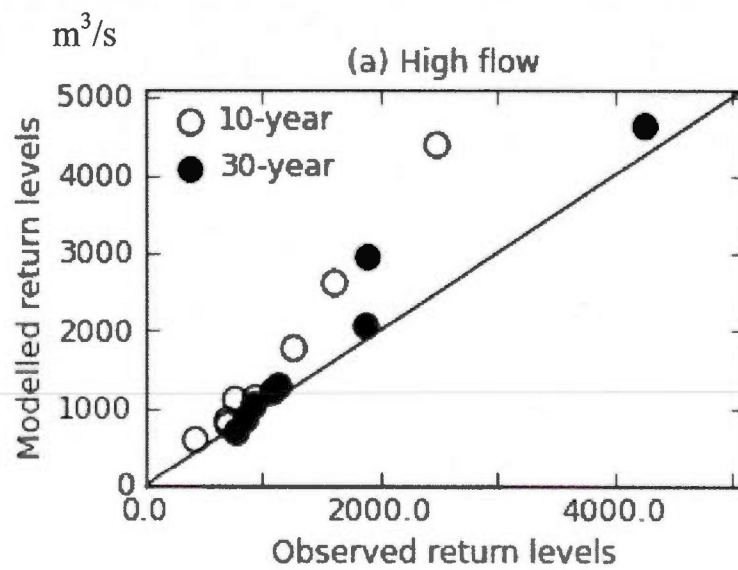


Fig. A.3: Niveaux de retour (en m^3/s) de 10 et 30 ans pour les débits de crue d'un jour provenant des données modélisées (axe des y) et des données d'observations (axe des x). Source: Huziy et al (2012).

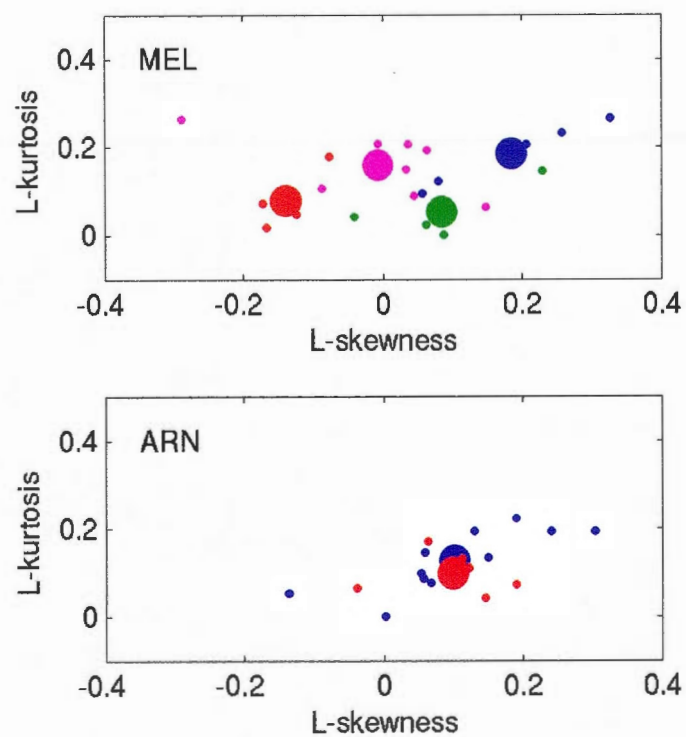


Fig. A.4: Figure complémentaire à la figure 2.2 b). Diagramme des L-moments pour les bassins MEL et ARN. Les points de couleurs correspondent aux différents clusters de chacun des bassins et les points les plus larges représentent la moyenne de chacun des clusters.

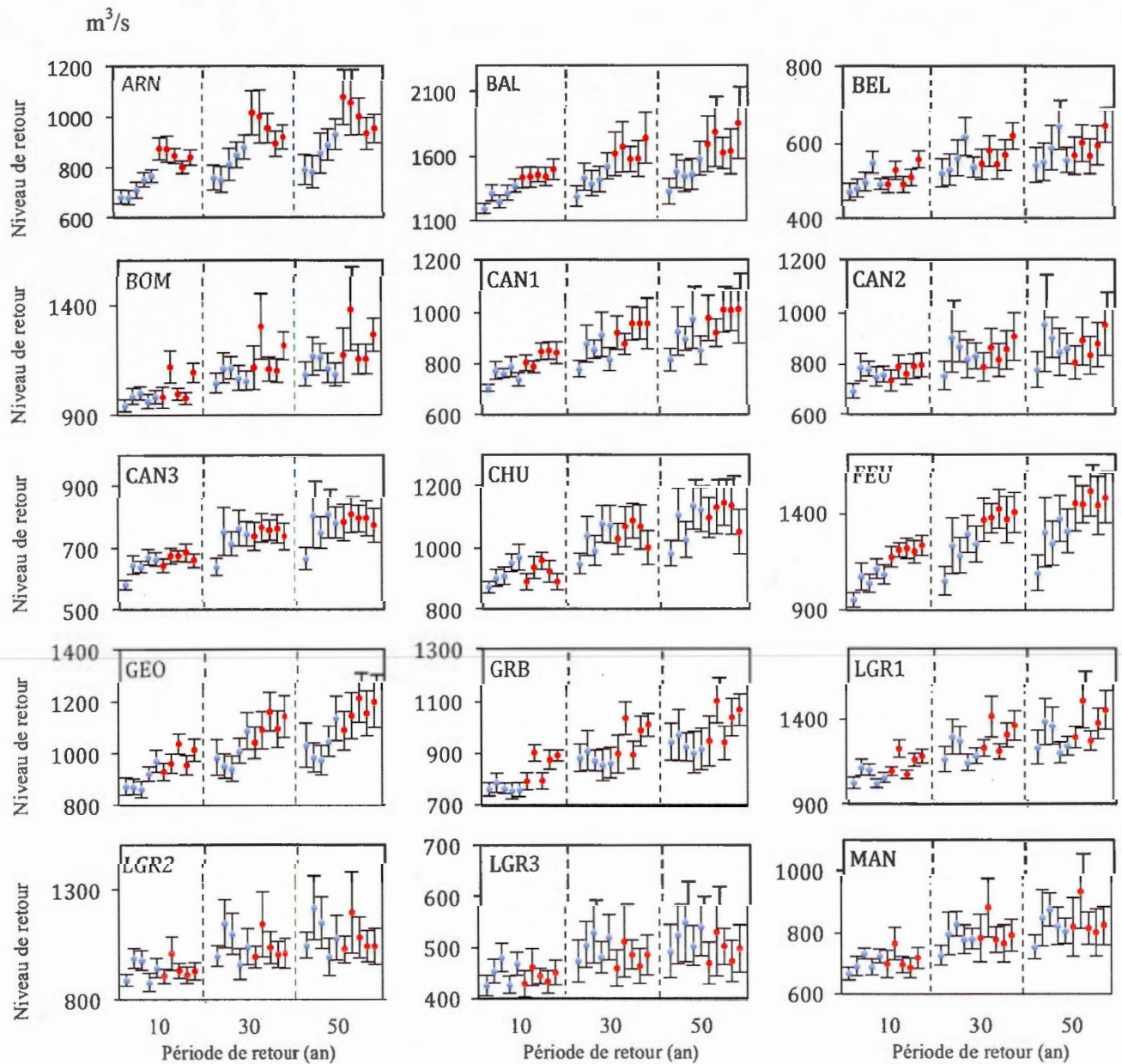


Fig. A.5: Niveaux de retour (en m^3/s) de 10, 30 et 50 ans pour un débit de crue d'un jour pour la période de référence R1-R5 (cercles bleus) et la période future F1-F5 (cercles rouges). Les barres verticales représentent un niveau de confiance de 95% obtenus avec la méthode du bootstrap vectoriel.

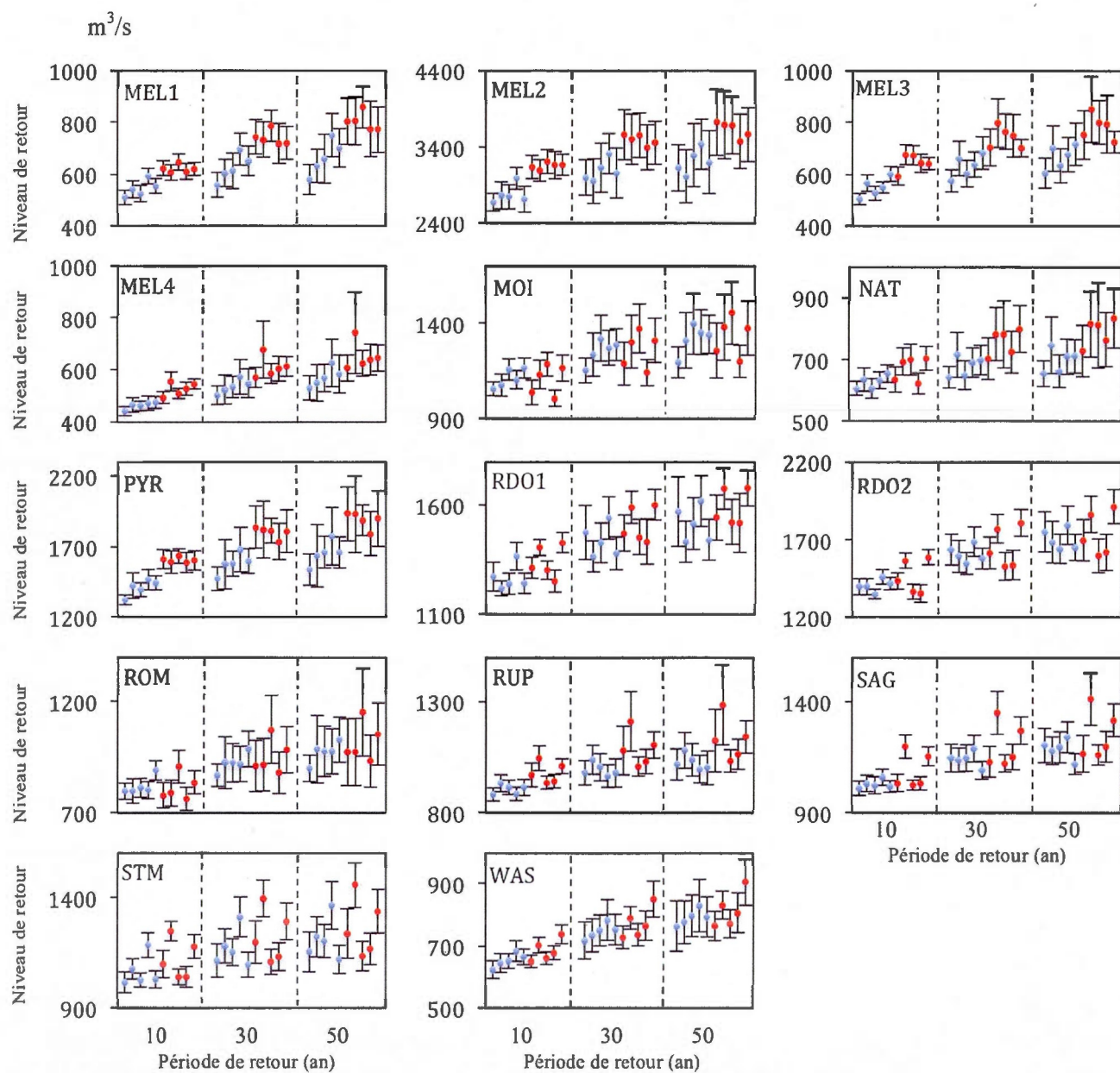


Fig. A.5: Suite.

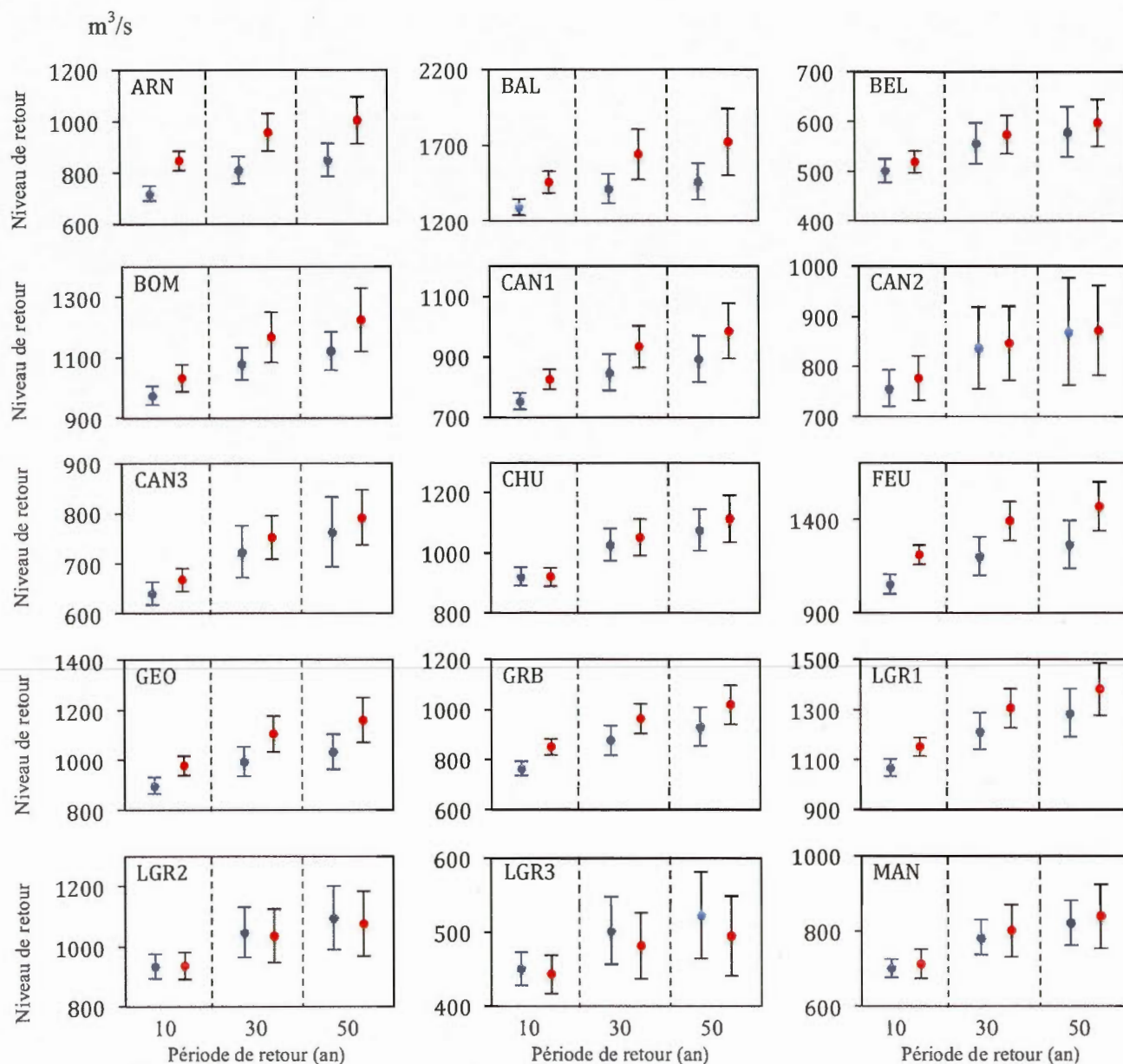


Fig. A.6: Moyenne d'ensemble des niveaux de retour régionaux (en m^3/s) de 10, 30 et 50 ans pour un débit de crue d'un jour pour la période de référence R1-R5 (cercles bleus) et la période future F1-F5 (cercles rouges). Les barres verticales représentent un niveau de confiance de 95% obtenus avec la méthode du bootstrap vectoriel.

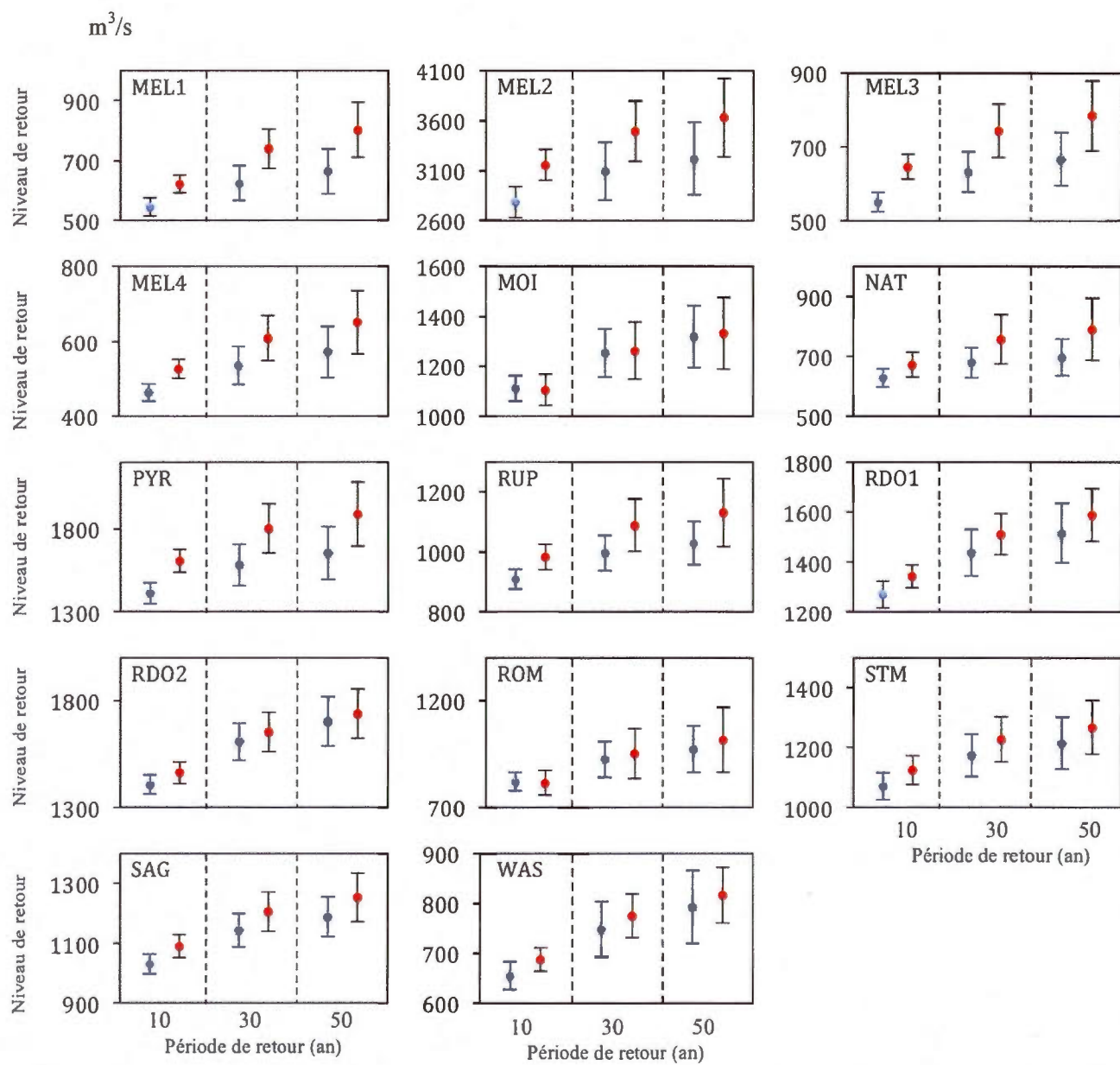


Fig. A.6: Suite.

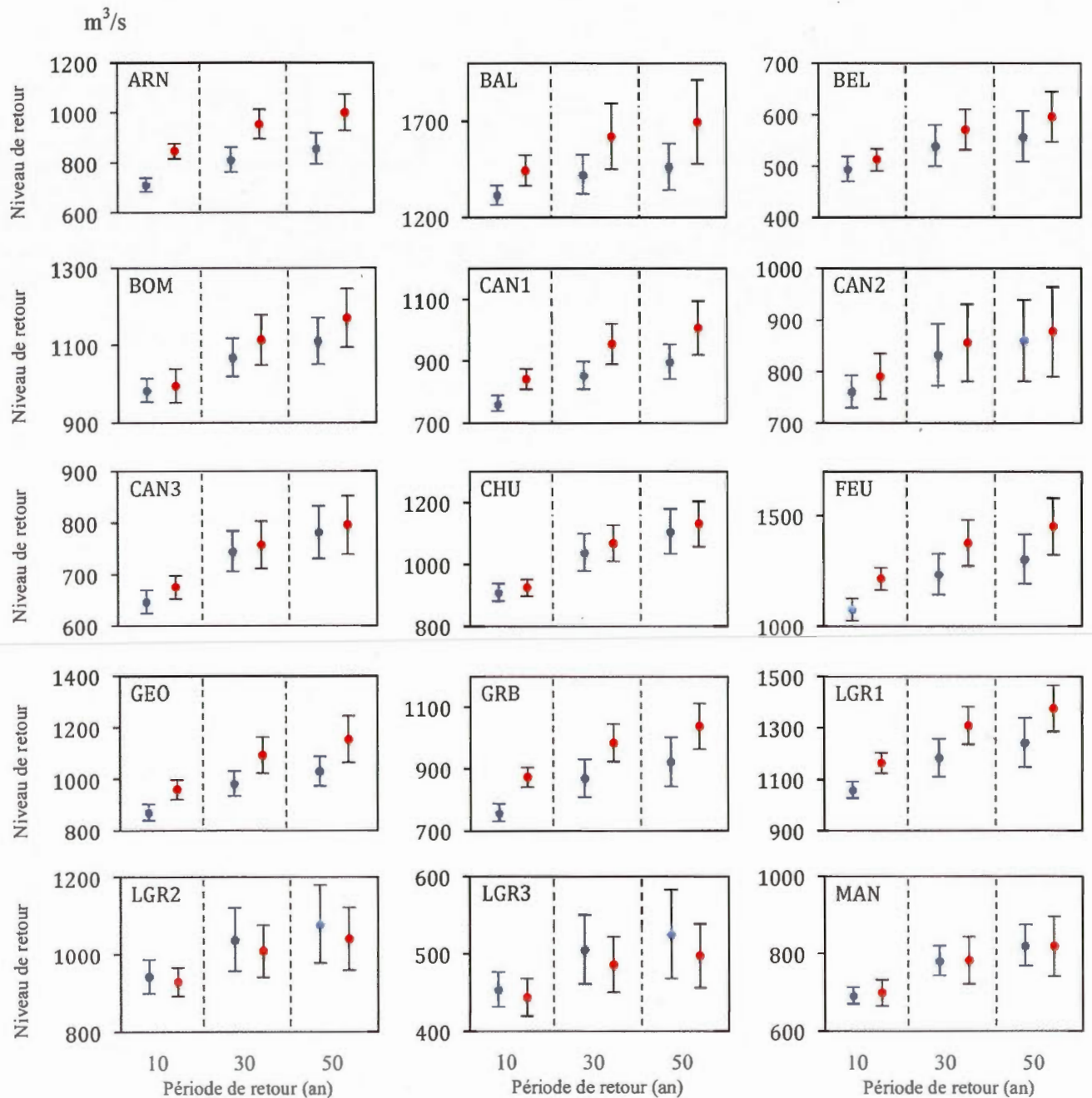


Fig. A.7: Médiane de l'ensemble pour les niveaux de retour régionaux (en m^3/s) de 10, 30 et 50 ans pour un débit de crue d'un jour pour la période de référence R1-R5 (cercles bleus) et la période future F1-F5 (cercles rouges). Les barres verticales représentent un niveau de confiance de 95% obtenus avec la méthode du bootstrap vectoriel.

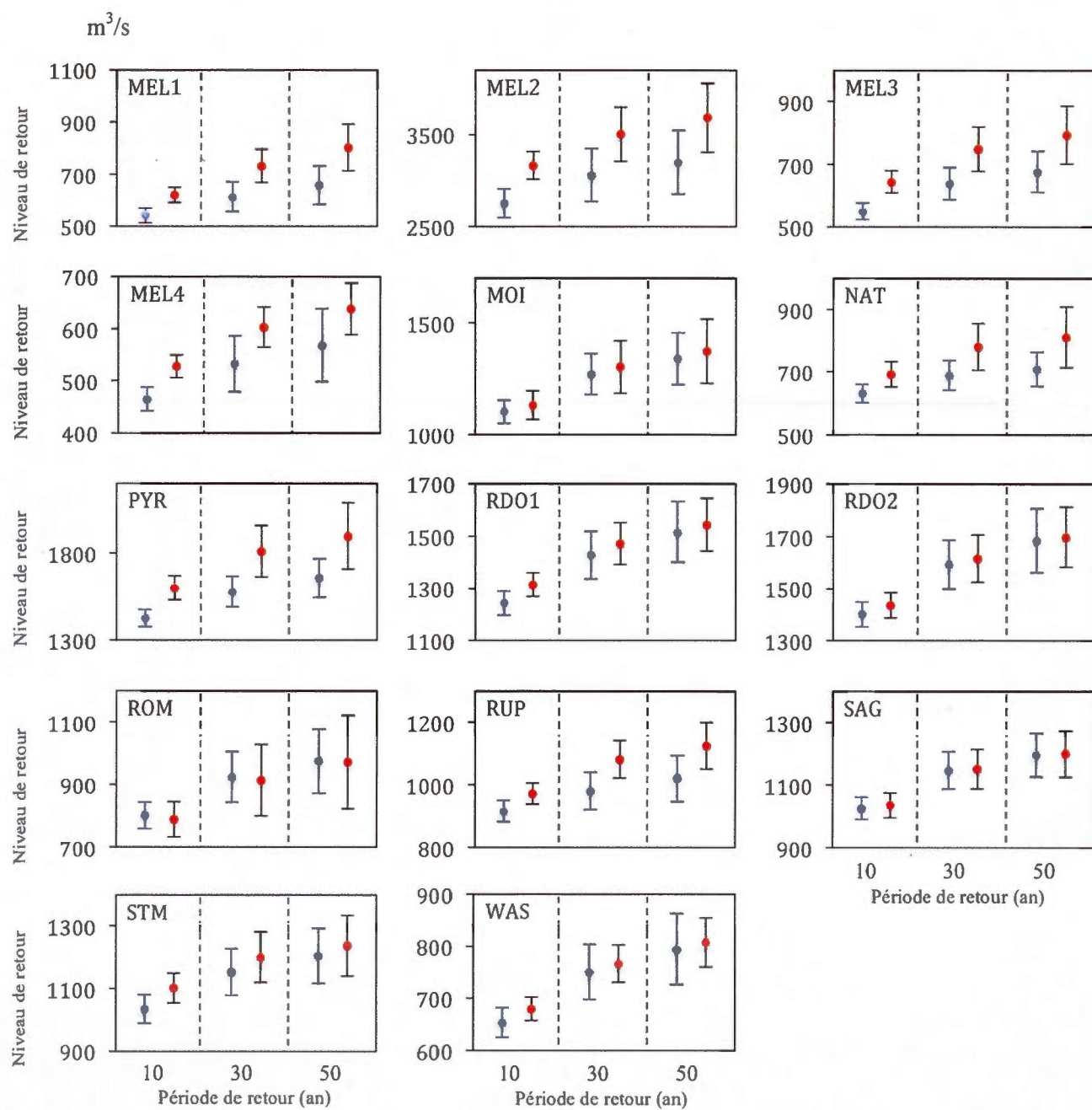


Fig. A.7: Suite.

ANNEXE B

ÉTUDE DE CAS : RIVIÈRE À LA BALEINE

La partie suivante illustre un exemple pour le cas du bassin homogène de la rivière à la Baleine (BAL) contenant 17 points de grille. Les diverses étapes permettant de calculer les niveaux de retour à l'aide de l'approche RFA basée sur les L-moments sont expliquées ci-dessous.

$\begin{matrix} i, j \\ n \end{matrix}$	117, 127	118, 126	118, 127	119, 125	119, 126	119, 127	120, 125	120, 126	120, 127	121, 125	121, 126	121, 127	122, 124	122, 125	122, 126	122, 127	123, 125
1	4221	802	3747	345	3342	354	1215	350	1549	520	815	324	348	274	304	1466	628
2	2577	585	2400	279	2214	255	688	263	1174	400	607	247	197	179	220	1254	444
3	3861	508	3573	269	3324	299	1102	373	1406	517	691	327	297	235	295	1685	603
4	3430	572	2906	292	2415	302	904	287	1035	351	576	214	244	187	192	1336	527
5	3980	537	3651	398	3387	330	1363	476	1319	584	806	313	418	284	370	1891	790
6	4268	669	3713	332	3139	438	1101	415	1284	417	634	283	247	215	229	1242	541
7	2722	472	2315	234	1867	321	689	250	798	269	430	202	186	143	131	1017	395
8	4187	686	3523	321	2905	413	1022	355	1261	432	662	268	309	253	248	1543	566
9	3788	613	3383	310	3018	305	1068	338	1441	437	752	336	290	248	306	1779	491
10	4825	788	4405	417	3950	353	1451	423	1959	614	983	393	421	316	341	1822	717
11	4282	742	3768	382	3507	277	1288	460	1454	482	725	276	318	256	267	1120	641
12	3569	568	3104	288	2736	346	1091	320	1227	456	658	247	296	234	238	1320	607
13	3262	526	2655	289	2204	282	843	254	975	406	548	214	233	177	188	1373	532
14	3124	502	2551	277	2193	321	716	300	1288	374	636	227	213	207	314	1185	431
15	3071	577	2567	309	2309	343	836	306	1078	450	600	248	245	185	227	1353	549
16	4177	639	3685	341	3193	394	1178	360	1343	463	735	288	323	249	272	1604	565
17	4351	907	3947	422	3841	520	1358	519	1579	659	713	288	429	290	276	1960	776
18	3604	534	3042	265	2620	313	917	271	1115	305	593	269	251	183	213	1085	452
19	3879	671	3153	331	2587	336	1045	296	1154	531	640	263	289	213	234	1277	575
20	3614	641	2942	368	2747	331	1307	284	1066	517	679	200	331	244	284	1565	598
21	3257	515	2786	282	2433	328	842	299	1108	308	587	259	223	167	216	1369	485
22	3318	481	2897	244	2614	275	984	249	1012	285	581	185	246	175	188	1195	481
23	4114	738	3577	334	2953	426	1172	329	1367	512	707	313	273	240	258	1324	551
24	3168	488	2808	253	2540	246	1000	295	1132	489	631	208	302	185	182	1132	458
25	3575	598	3041	322	2540	343	910	306	1142	419	597	255	262	201	221	1449	583
26	4227	708	3636	361	3102	367	1153	342	1201	464	619	272	314	215	221	1545	613
27	4231	635	3661	296	3244	354	1062	351	1676	399	833	374	284	240	325	1670	609
28	3351	545	2853	267	2285	350	739	295	1121	401	582	273	208	188	222	1228	478
29	3648	567	2891	271	2396	263	766	262	1062	513	537	210	225	164	198	1312	490
30	3433	716	2981	341	2557	348	949	321	1202	509	633	263	257	202	253	1517	548

Tableau B.1: Les extrêmes de chacun des points de grille du bassin BAL, pour les 30 ans de la simulation du MRCC piloté par ERA-40 pour la période de référence (1970-99).

La première étape vise à extraire la valeur maximale de débit pour chaque année pour chacun des points de grille (Tableau B.1). Ensuite, à l'aide des 30 données extrêmes sélectionnées, les différents L-moments statistiques sont calculés (Tableau B.2). Ceux-ci sont des combinaisons linéaires d'ordre statistique définis comme suit :

$$b_0 = \sum_{j=r+1}^n X_j \quad (\text{B.1})$$

$$b_r = n^{-1} \sum_{j=r+1}^n \frac{(j-1)(j-2) \dots (j-r)}{(n-1)(n-2) \dots (n-r)} X_j \quad (\text{B.2})$$

Les mesures de location, de dispersion et de la forme de la distribution sont définies à l'aide des premiers L-moments :

$$l_1 = b_0 \quad (\text{B.3})$$

$$l_2 = 2b_1 - b_0 \quad (\text{B.4})$$

$$l_3 = 6b_2 - 6b_1 + b_0 \quad (\text{B.5})$$

$$l_4 = 20b_3 - 30b_2 + 12b_1 + b_0 \quad (\text{B.6})$$

Ces différents L-moments sont par la suite utilisés pour calculer les ratios L-moments (λ_1 : L-moyenne, λ_2 : L-CV, τ_3 : L-skewness, τ_4 : L-kurtosis) à l'aide des relations suivantes.

Les résultats pour chacun des différents points de grille sont montrés dans le tableau B.2.

$$\lambda_2 = \frac{l_2}{l_1} \quad (\text{B.7})$$

$$\tau_3 = \frac{l_3}{l_2} \quad (\text{B.8})$$

$$\tau_4 = \frac{l_4}{l_2} \quad (\text{B.9})$$

I	J	n	Moyenne	L-CV	L-skewness	L-kurtosis
117	127	30	3703.7407	0.0817	-0.0373	0.0675
118	126	30	617.5945	0.0988	0.1741	0.0902
118	127	30	3205.3956	0.0916	0.0373	0.0438
119	125	30	314.708	0.0906	0.1318	0.0941
119	126	30	2805.425	0.1051	0.1136	0.0782
119	127	30	337.7166	0.0935	0.1488	0.2419
120	125	30	1025.2747	0.1198	0.033	0.0756
120	126	30	331.5795	0.1125	0.2585	0.1732
120	127	30	1250.8284	0.1026	0.1876	0.1992
121	125	30	449.4315	0.118	-0.0176	0.1547
121	126	30	659.6349	0.0874	0.1756	0.2252
121	127	30	267.9718	0.1079	0.1078	0.1468
122	124	30	282.6971	0.1243	0.1613	0.1525
122	125	30	218.3502	0.1104	0.097	0.0702
122	126	30	247.7251	0.1233	0.0901	0.1241
122	127	30	1420.649	0.0992	0.1343	0.0994
123	125	30	557.5029	0.0942	0.1187	0.1702
Moyenne			1040.954	0.1036	0.1126	0.1298

Tableau B.2: Résultats des ratios L-moments pour le bassin BAL pour chacun de ses 17 points de grille.

Chacune des régions homogènes est alors définie par ses ratios L-moments moyens (Tableau B.2). Il est possible de relier ses différents ratios aux paramètres d'une distribution statistique (localisation : ξ , forme : k et d'échelle : α). Dans le cas présent, la distribution à trois paramètres GEV est sélectionnée à l'aide du Z-test de Hosking et Wallis (1997). Les

équations suivantes permettent de relier les ratios L-moments aux paramètres de la distribution pour ajuster les données du bassin BAL à la distribution GEV.

$$F(x) = \exp \left[- \left(1 - \frac{k(x - \xi)}{\alpha} \right)^{\frac{1}{k}} \right] \quad (\text{B.10})$$

$$\lambda_1 = \xi + \frac{\alpha}{k} [1 - \Gamma(1 + k)]; \lambda_2 = \frac{\alpha}{k} (1 - 2^{-k}) \Gamma(1 + k); \quad (\text{B.11})$$

$$\tau_3 = 2 \frac{(1 - 3^{-k})}{(1 - 2^{-k})} - 3;$$

$$\tau_4 = \frac{[5(1 - 4^{-k}) - 10(1 - 3^{-k}) + 6(1 - 2^{-k})]}{1 - 2^{-k}}$$

À l'aide des relations précédentes, les différents paramètres sont calculés et les résultats sont les suivants :

$$\xi = 0.92$$

$$k = 0.091$$

$$\alpha = 0.161$$

L'équation suivante représente la courbe de croissance. Celle-ci est une relation sans dimension permettant d'émettre en lien les périodes de retour (fréquence) et les facteurs de croissance (amplitude) ($x(F)$). De cette relation il suffit simplement de multiplier le facteur de croissance avec la moyenne de la région homogène pour trouver les différents niveaux de retour.

$$x(F) = \xi + \left(\frac{\alpha}{k} \right) \left\{ 1 - \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{F} \right) \right]^k \right\} \quad (\text{B.12})$$

$$x(10) = 1.389; x(30) = 1.248; x(50) = 1.449$$

$$RL_{10} = 1299.906; RL_{30} = 1447.378; RL_{50} = 1509.791$$

RÉFÉRENCES

- Arnell NW (2003) Relative effects of multi-decadal climatic variability and changes in the mean and variability of climate due to global warming: future streamflows in Britain. *J Hydrol* 270:195–213
- Arnell NW (1999) The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective. *Global Environmental Change* 9:5-23
- Atiem IA, Harmancioglu NB (2006) Assessment of Regional Floods Using L-Moments Approach: The Case of The River Nile. *Water Resour Manag* 20:723–747
- Bevington PR, Robinson DK (2002) *Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences*. McGraw-Hill, New York
- Caya D, Laprise R (1999) A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model: The Canadian RCM. *Mon Wea Rev* 127(3):341-362
- Chiew F, McMahon T (2002) Modelling the impacts of climate change on Australian streamflow. *Hydrol Process* 16:1235–1245
- Cunderlik JM, Simonovic SP (2005) Hydrological extremes in a southwestern Ontario river basin under future climate conditions. *Hydrol Sci* 50(4):631-653
- Dalrymple T (1960) *Flood Frequency Analyses*. Water Supply Paper, Geological survey, 1543-A
- Davison AC, Hinkley DV (1997) *Bootstrap Methods and Their Application*. Cambridge University Press, 582 pp
- De Elia R, Côté H (2010) Climate and climate change sensitivity to model configuration in the Canadian RCM over North America. *Meteorologische Zeitschrift* 19(4):325-339
- De Elia R, Caya D, Côté H, Frigon A, Biner S, Gigère M, Paquin D, Harvey R, Plummer D (2008) Evaluation of uncertainties in the CRCM-simulated North American climate. *Clim Dyn* 30:113-132
- De Wit MJM, van den Hurk B, Warmerdam PMM, Torfs PJJF, Roulin E, van Deursen WPA

- (2007) Impact of climate change on low-flows in the river Meuse. *Climatic Change* 82:351-372
- Dibike YB, Coulibaly P (2005) Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: comparison of downscaling methods and hydrologic models. *J Hydrol* 307:145-163
- Efron B, Tibshirani RJ (1993) *An Introduction to the Bootstrap*. Chapman and Hall, 436 pp.
- Ellouze M, Abida H (2008) Regional Flood Frequency Analysis in Tunisia: Identification of Regional Distributions. *Water Resour Manag* 22:943-957
- Forbes KA, Kienzie SW, Coburn CA, Byrne JM, Rasmussen J (2011) Simulating the hydrological response to predicted climate change on a watershed in southern Alberta, Canada. *Clim Change* 105:555-576
- Fowler HJ, Kilsby CG (2007) Using regional climate model data to simulate historical and future river flows in northwest England. *Clim Change* 80:337-367
- Gellens D, Roulin E (1998) Streamflow response of Belgian catchments to IPCC climate change scenarios. *Journal of Hydrology* 210:242-258
- GIEC, Impacts, adaptation and vulnérabilité. Contribution du groupe II au 4e rapport du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat. Dans: Parry ML, Canziani JP, Palutikof JP, van der Linden PJ, Hanson CE (eds) *Intergovernmental panel on climate change*. Cambridge, UK, 1000 p
- Gosling SN, Taylor RG, Arnell NW, Todd MC (2011) A comparative analysis of projected impacts of climate change on river runoff from global and catchment-scale hydrological models. *Hydrol Earth Syst Sci* 15:279-294
- GREHYS (1996) Presentation and review of some methods for regional flood frequency analysis. *J Hydrol* 186:63-84
- Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M, van der Linden PJ, Dai X, Maskell K, Johnson CA, (2001) *Climate Change 2001, The Scientific Basis*. Cambridge University Press, 881 pp
- Hosking JRM, Wallis JR (1997) *Regional Frequency Analysis*. Cambridge University Press, 224 pp
- Hussain Z, Pasha GR, (2008) Regional Flood Frequency Analysis of the Seven Sites of Punjab, Pakistan, Using L-Moments. *Water Resources Management* 23:1917-1933

- Huziy, O, Sushama L, Khaliq MN, Laprise R, Lehner B, Roy R (2012) Analysis of streamflow characteristics over Northeastern Canada in a changing climate. *Clim Dyn* (submitted).
- IPCC (2007) Climate change 2007: Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of working group II to the fourth assessment report of the intergovernmental panel of climate change. In: Parry ML, Canziani JP, Palutikof JP, van der Linden PJ, Hanson CE (eds) Intergovernmental panel on climate change. Cambridge, UK, 1000 p
- Javelle P, Ouarda TBMJ, Lang M, Bobée B, Galéa G, Grésillon JM (2002) Development of regional flood-duration-frequency curves based on the index-flood method. *J Hydrol* 258:249-259
- Kay AL, Jones RG, Reynard NS (2006) RCM rainfall for UK flood frequency estimation. I. Method and validation II. Climate change results. *J Hydrol* 318:151-172
- Khaliq MN, Ouarda TBMJ, Sushama L, Gachon P (2009) Identification of hydrological trends in the presence of serial and cross correlations: A review of selected methods and their application to annual flow regimes of Canadian rivers. *J. Hydrol* 368:117-130
- Knowles N, Cayan DR (2002) Potential effects of global warming on the Sacramento/San Joaquin watershed and the San Francisco estuary. *Geo Research letters* 29(18):38
- Kumar R, Chatterjee C, Kumar S, Lohani AK, Singh RD (2003) Development of Regional Flood Frequency Relationships Using L-moments for Middle Ganga Plains Subzone 1(f) of India. *Water Resour Manag* 17:243-257
- Kundzewicz ZW, Mata LJ, Arnell NW, Döll P, Kabat P, Jiménez B, Miller KA, Oki T, Sen Z, Shiklomanov IA (2007) Freshwater resources and their management. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Parry ML, Canziani OF, Palutikof JP, van der Linden PJ, Hanson CE, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 173-210
- Leander R, Buishand TA (2007) Estimated changes in flood quantiles of the river Meuse from resampling of regional climate model output. *J Hydrol* 351:331-343
- Lehner B, Verdin K, Jarvis A (2008) New global hydrography derived from spaceborne elevation data. *Eos Transactions AGU* 89(10):9-94
- Mareuil A, Leconte R, Brissette F, Minville M (2007) Impacts of climate change on the

- frequency and severity of floods in the Châteauguay River basin, Canada. *Can J Civ Eng* 34:1048-1060
- Maurer EP (2007) Uncertainty in hydrologic impacts of climate change in the Sierra Nevada, California, under two emissions scenarios *Clim Change* 82:309-325
- McFarlane NA, Scinocca JF, Lazare M, Harvey R, Verseghy D, Li J (2005) The CCCma third generation atmospheric general circulation model. Rapport interne du Centre Canadien de la Modélisation et de l'Analyse Climatique, 25 pp. [Available online at http://www.cccma.ec.gc.ca/papers/jscinocca/AGCM3_report.pdf.]
- Meshgi A, Khalili D (2009) Comprehensive evaluation of regional flood frequency analysis by L- and LH-moments. I. A re-visit to regional homogeneity. *Stoch Environ Res Risk Assess* 23:119-135
- Miller NL, Bashford KE, Strem E (2003) Potential impacts of climate change on California hydrology. *Journal of the American Water Resources Association*, 39:771-784
- Milly PCD, Dunne KA, Vecchia AV (2005) Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature* 438: 347-350
- Milly PCD, Wetherald RT, Dunne KA, Delworth TL (2002) Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature* 415:514-517
- Minville M, Brissette F, Krau S, Leconte R (2009) Adaptation to Climate Change in the Management of a Canadian Water-Resources System Exploited for Hydropower. *Water Resour Manage* 23:2965-2986
- Minville M, Brissette F, Leconte R (2008) Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a nordic watershed. *J Hydrol* 358:70-83
- Mladjic B, Sushama L, Khaliq MN, Laprise R, Caya D, Roy R (2011) Canadian RCM projected changes to extreme precipitation characteristics over Canada. *AMS J of Clim* 24:2565-2584
- Morrison J, Quick MC, Foreman MG (2002) Climate change in the Fraser River watershed: flow and temperature projections. *Journal of Hydrology*, 263:230-244
- Noto LV, Loggia GL (2009) Use of L-Moments Approach for Regional Flood Frequency Analysis in Sicily, Italy. *Water Resour Manage* 23:2207-2229

- Poitras, V, Sushama L, Seglenieks F, Khaliq MN, Soulis E (2011) Projected changes to streamflow characteristics over western Canada as simulated by the Canadian RCM. *J Hydrometeor* 12 (6): 1395-1413
- Ranger N, Hallegatte S, Bhattacharya S, Bachu M, Priya S, Dhore K, Rafique F, Mathur P, Naville N, Henriot F, Herweijer C, Pohit S, Corfee-Morlot J (2011) An assessment of the potential impact of climate change on flood risk in Mumbai. *Clim Change* 104:139-167
- Roy L, Leconte R, Brisette FP, Marche C (2001) The impact of climate change on seasonal floods of a southern Québec River Basin. *Hydrol Processes* 15:3167-3179
- Saf B (2009) Regional Flood Frequency Analysis Using L-Moments for the West Mediterranean Region of Turkey. *Water Resour Manage* 23:531–551
- Scinocca JF, McFarlane NA, (2004) The variability of modeled tropical precipitation. *J Atmos Sci*, 61:1993-2015
- Soulis E, Snelgrove K, Kouwen N, Seglenieks F (2000) Towards Closing the Vertical Water Balance in Canadian Atmospheric Models: Coupling of the Land Surface Scheme CLASS with the Distributed Hydrological Model WATFLOOD. *Atmos-ocean* 38(1):251-269
- Sushama L, Laprise R, Caya D, Frigon A, Slivitzky M (2006) Canadian RCM projected climate-change signal and its sensitivity to model errors. *Int J Climatol* 26:2141:2159
- Taye MT, Ntegeka V, Ogiramoi NP, Willems P (2011) Assessment of climate change impact on hydrological extremes in two source regions of the Nile River Basin. *Hydrol Earth Syst Sci* 15:209-222
- Uppala SM, Kallberg PW, Simmons AJ, (2005) The ERA-40 Re-Analysis. *Quart J Roy Meteor Soc* 131: 2961-3012
- Verseghy DL, McFarlane NA, Lazare M (1993) A Canadian land surface scheme for GCMs: II. Vegetation model and coupled runs. *Int J Climatol* 13:347-370
- Verseghy DL, (1991) CLASS-A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil Model. *Int J Climatol* 11:111-133
- Whitefield PH, Wang JY, Cannon AJ (2003) Modelling Future Streamflow Extremes - Floods and Low Flows in Georgia Basin, British Columbia. *Canadian Water Resources Journal* 28:633-656

Yang T, Xu CY, Shao QX, Chen X (2010) Regional flood frequency and spatial patterns analysis in the Pearl River Delta region using L-moments approach. Stoch Environ Res Risk Assess 24:165-182