

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ANALYSE DES LIENS ENTRE LA PRÉCIPITATION EXTRÊME ET LA
TEMPÉRATURE : ÉTUDE DE CAS DANS LE BASSIN VERSANT DE LA
RIVIÈRE DES OUTAOUAIS (BVRO) À PARTIR DES SIMULATIONS DU
MODÈLE CLIMATIQUE RÉGIONAL DÉVELOPPÉ AU CENTRE ESCER

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

PAR
ANA MARGARITA LLERENA ENJAMIO

NOVEMBRE 2021

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.04-2020). 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

La réalisation de ce mémoire a été possible grâce au concours de plusieurs personnes à qui je voudrais témoigner toute ma reconnaissance.

En premier lieu, je voudrais adresser toute ma gratitude à mon directeur de mémoire, Philippe Gachon, pour son implication et pour le temps qu'il a consacré à m'apporter les connaissances et les outils méthodologiques indispensables à la conduite de cette recherche. Son soutien et son exigence m'ont grandement stimulée.

J'adresse aussi mes sincères remerciements à mon co-directeur de mémoire, René Laprise, pour sa disponibilité et pour les connaissances qu'il a su me transmettre. Ses conseils avisés ont contribué à alimenter ma réflexion et m'ont permis de trouver des solutions pour avancer.

Un grand merci aux membres du Centre ESCER de l'UQAM, en particulier à Katja Winger, Guillaume Dueymes, François Roberge, Clémence Benoit et Hussein Wazneh pour l'accès aux données, mais surtout pour avoir eu la patience de répondre à mes innombrables questions.

Enfin, je remercie ma famille, mon amour et mes amis pour leur soutien constant et leurs encouragements.

À tous ces intervenants, je présente mes remerciements, mon respect et ma gratitude.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	xii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES	xiv
RÉSUMÉ.....	xvi
ABSTRACT	xviii
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I Problématique, état des connaissances et objectifs de l'étude	6
1.1 Les liens théoriques connus entre précipitations extrêmes et températures.....	6
1.1.1 Principe thermodynamique : la relation de Clausius-Clapeyron (CC).....	6
1.1.2 Facteurs associés aux écarts par rapport à la relation de CC	8
1.2 Les précipitations extrêmes dans un contexte des changements climatiques.....	16
1.3 Exemples des relations températures et précipitations à l'échelle globale et régionale et en Amérique du Nord.....	20
1.3.1 Analyse des liens à partir des données observées	20
1.3.2 À partir des simulations de modèles météorologiques et climatiques	23
1.4 Hypothèse, questions de recherche et objectifs et de l'étude.....	27
CHAPITRE II Méthodologie	30
2.1 Région d'étude : Le bassin versant de la rivière des Outaouais	30
2.2 Données utilisées	33
2.2.1 Le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC).....	33
2.2.2 Les réanalyses ERA5 et ERA5-Land.....	36
2.2.3 Les données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8.....	38
2.3 Méthodologie	39

2.3.1 Comparaison des valeurs moyennes saisonnières des températures et des précipitations simulées et provenant des réanalyses.....	39
2.3.2 La Méthode par intervalles ou <i>Binning Method</i>	40
2.3.3 Analyse des liens entre extrêmes de précipitations et circulation atmosphérique.....	44
CHAPITRE III Résultats.....	47
3.1 L'intercomparaison des normales et des extrêmes climatiques (1981-2010)..	47
3.1.1 Comparaison avec les données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8	63
3.2 Analyse des facteurs d'échelle α (relation de CC) entre précipitations extrêmes et températures à l'échelle annuelle.....	64
3.3 Analyse spatiale du facteur d'échelle α	74
3.4 Variabilité intra-saisonnière du facteur d'échelle α	81
3.5 La diminution des précipitations extrêmes en été et le comportement sous forme de crochet : explication dynamique	90
3.5.1 Analyse des occurrences et des intensités de précipitations sur le BVRO. 91	
3.5.2 Cartes climatologiques synoptiques (1981-2010) selon les situations (A, B et C)	98
3.6 Les simulations du MRCC6	107
3.6.1 Analyse des facteurs d'échelle α entre précipitations et températures.....	108
3.6.2 Les événements de précipitations extrêmes de courte durée en été.....	115
3.7 Discussion.....	116
3.7.1 Relation de CC.....	117
3.7.2 Effets de la résolution des modèles sur l'occurrence, la durée et l'intensité des P99 vs Tmoy.....	118
3.7.3 Effet des facteurs dynamiques sur l'occurrence et l'intensité moyenne et extrême de la précipitation estivale	121
3.7.4 Modélisation « convection permitting » vs modèle à plus basse résolution	122
3.7.5 Limites de l'étude et avantages/limites des réanalyses et des simulations du MRCC5	123

CONCLUSION	125
ANNEXE A NORMALES ET EXTRÊMES CLIMATIQUES MAM ET SON (1981-2010)	130
ANNEXE B COMPARAISON AVEC LES DONNÉES D'OBSERVATION SOUS FORME DE GRILLE MSWEP V2.8	134
ANNEXE C p99_MAX POUR LES PRÉCIPITATIONS EXTRÊMES HORAIRES ET QUOTIDIENNES	140
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	147

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Diagramme conceptuel de la relation observée entre la précipitation extrême horaire et la température moyenne quotidienne P_{ext_Tmoy}. a) Centiles les plus élevés (99^e) des précipitations extrêmes (ligne noire) avec une échelle CC (lignes noires en pointillés) pour $T_{moy} < 12^{\circ}\text{C}$, une échelle super-CC (lignes noires en pointillés) pour T_{moy} entre 12°C et 24°C, et une valeur sous CC pour $T_{moy} > 24^{\circ}\text{C}$ (Lenderink et Van Meijgaard, 2008) b) Modèle typique de la diminution observée de l'humidité relative avec l'augmentation des températures (Hardwick Jones et al., 2010). Source : (Westra et al., 2014).	10
1.2 L'hypothèse de (Haerter et Berg, 2009) pour la mise à l'échelle super-CC causée par une précipitation stratiforme (rouge) et convective (bleu). Les lignes bleues en pointillés montrent la contribution relative des précipitations convectives aux précipitations totales. Source : (Westra et al., 2014).	13
1.3 Diagramme conceptuel des rétroactions des nuages selon la disponibilité de l'humidité : (a) avec la même dynamique des nuages et un air plus chaud et plus humide pénétrant dans le nuage depuis la même région source; (b) une dynamique plus forte de formation nuageuse et un air plus chaud et plus humide pénétrant dans le nuage depuis la même région source; et (c) avec un air plus chaud et plus humide pénétrant dans le nuage depuis une source d'humidité accrue et une dynamique plus forte de formation nuageuse. Source : (Westra et al., 2014).	13
1.4 Représentation schématique de l'impact de changements climatiques sur la capacité de rétention d'humidité, le taux d'évaporation et le taux de précipitation dans l'atmosphère. Source : (Trenberth, 1999).	18
2.1 Les trois régions d'étude utilisées dans ce travail (domaine # 1, domaine # 2, domaine # 3). Source : (Benoit, 2021).	32
2.2 Interpolations dans une grille rectangulaire à deux dimensions. La fonction $f(x, y)$ peut être trouvée en un point arbitraire (x, y) avec uniquement les valeurs discrètes de $x = x_1, x_2$ et $y = y_1, y_2$ autour du point (x, y). Source : (Kirkland, 2010).	45

3.1 Température moyenne saisonnière [en °C] climatologique (calculée sur la période 1981-2010) provenant des simulations du MRCC5 à trois résolutions (0,11°, 0,22° et 0,44°) et des réanalyses ERA5 et ERA5-Land. Les panneaux à gauche (a) et à droite (b) représentent les saisons d'hiver et d'été, respectivement.	48
3.2 Différences moyennes (en °C) entre les trois simulations du MRCC5 (0,11°, 0,22° et 0,44°, panneaux de gauche à droite, respectivement) et les réanalyses ERA5-Land des températures moyennes saisonnières climatologiques présentées à la figure 3.1 et A.1. Les panneaux de haut en bas correspondent aux différences moyennes (MRCC5 – ERA5-Land) pour l'hiver, le printemps, l'été et l'automne, respectivement. À noter que les valeurs d'ERA5-Land ont été interpolées sur la grille de chaque modèle (cf. section 2.3.1).	50
3.3 Idem à la figure 3.1, mais pour la précipitation moyenne saisonnière en hiver (a) et en été (b), respectivement.....	53
3.4 Différences moyennes en mm/jour (a) et en % (b) entre les trois simulations du MRCC5 (0,11, 0,22 et 0,44°) et les réanalyses ERA5-Land des précipitations moyennes saisonnières climatologiques. Les panneaux de haut en bas correspondent aux biais moyens (MRCC5 – ERA5-Land) pour l'hiver, le printemps, l'été et l'automne, respectivement. À noter que les valeurs d'ERA5-Land ont été interpolées sur la grille de chaque modèle (cf. section 2.3.1).....	55
3.5 Idem à la figure 3.1, mais pour le 99 ^e centile des précipitations quotidiennes [mm/jour], moyenné saisonnièrement pour l'hiver (a) et l'été (b), respectivement... ..	58
3.6 Différences moyennes en (a) mm/jour et en (b) % entre les trois simulations du MRCC5 (0,11, 0,22 et 0,44°) et les réanalyses ERA5-Land du 99 ^e centile des précipitations quotidiennes. Les panneaux de haut en bas correspondent aux biais moyens (MRCC5 – ERA5-Land) pour l'hiver, le printemps, l'été et l'automne, respectivement. À noter que les valeurs d'ERA5-Land ont été interpolées sur la grille de chaque modèle (cf. section 2.3.1).....	59
3.7 Idem à la figure 3.1, mais pour le 99 ^e centile des précipitations horaires [mm/h], moyenné saisonnièrement pour l'hiver (a) et l'été (b), respectivement.....	61
3.8 Différences moyennes en mm/h (a) et en % (b) entre les trois simulations du MRCC5 (0,11, 0,22 et 0,44°) et les réanalyses ERA5-Land du 99 ^e centile des précipitations horaires. Les panneaux de haut en bas correspondent aux biais moyens (MRCC5 – ERA5-Land) pour l'hiver, le printemps, l'été et l'automne, respectivement. À noter que les valeurs d'ERA5-Land ont été interpolées sur la grille de chaque modèle (cf. section 2.3).	62

3.9 Évolutions spatio-temporelles du 99 ^e centile des précipitations horaires, pour 3 valeurs de seuil, en fonction de la température moyenne quotidienne pour le domaine#2 : CRCM5_0.11° (bleu), CRCM5_0.22° (vert), CRCM5_0.44° (rouge), ERA5 (orange), ERA5_Land (magenta). La ligne en trait plein (les barbules correspondent aux valeurs de l'intervalle de confiance à 95%) indique la valeur moyenne, et les lignes pointillées correspondent au facteur d'échelle $\alpha = 6,8\%/^{\circ}\text{C}$.	65
3.10 Facteur d'échelle α calculé à partir de la méthode des moindres carrés pour obtenir une évaluation des liens linéaires entre P99 et Tmoy, avec un coefficient de corrélation entre les deux variables statistiquement significatives au seuil de 5% (p-value $\leq 0,05$) (cf. équation 2.1) pour tous les points de grille du domaine # 2. Seuils : $P \geq 0,1$ mm/h (a), $P \geq 0,3$ mm/h (b) et $P \geq 1$ mm/h (c).	68
3.11 Distributions en fréquence des valeurs maximales du 99 ^e centile de précipitations horaires (P99_max) pour chaque point de grille du BVRO, ainsi que de la température moyenne à laquelle cette valeur maximale a été atteinte: (a) $P \geq 0,1$ mm/h, (b) $P \geq 0,3$ mm/h et (c) $P \geq 1$ mm/h.	70
3.12 Idem à la figure 3.9, mais pour le 99 ^e centile des précipitations quotidiennes extrêmes en fonction de la température quotidienne.	72
3.13 Idem à la figure 3.10, mais pour le 99 ^e centile des précipitations quotidiennes extrêmes en fonction de la température quotidienne.	73
3.14 Distributions en fréquences des valeurs maximales du 99 ^e centile de précipitations horaires (P99_max) pour chaque point de grille du domaine et de la température à laquelle cette valeur maximale a été atteinte : $P \geq 0,3$ mm/jour.	74
3.15 Distribution spatiale du facteur d'échelle α dans le domaine # 1 pour les précipitations horaires calculé à partir de (a) simulations du MRCC5 aux 3 résolutions et (b) réanalyses. Le facteur d'échelle est calculé pour les seuils de $P \geq 0,1$ mm/h, 0,3 mm/h et 1 mm/h (panneaux de gauche à droite, respectivement).	75
3.16 Idem à figure 3.15, mais pour les précipitations extrêmes quotidiennes.	77
3.17 Distribution spatiale du coefficient de corrélation calculé à partir de la méthode des moindres carrés pour évaluer les liens linéaires entre P99 horaire et Tmoy, statistiquement significatives au seuil de 5% (p-value $\leq 0,05$) (cf. équation 2.1) Seuils : $P \geq 0,1$ mm/h (a), $P \geq 0,3$ mm/h (b) et $P \geq 1$ mm/h.	79
3.18 Idem à figure 3.17, mais pour les précipitations extrêmes quotidiennes.	80

3.19 Idem à la figure 3.9, mais pour le comportement saisonnier (a) en hiver, (b) au printemps, (c) en été, (d) et en automne, avec le seuil de $P \geq 0.3$ mm/h.	82
3.20 Idem à la figure 3.10 mais pour le comportement lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été, (d) et l'automne avec le seuil de $P \geq 0.3$ mm/h.	84
3.21 Idem à la figure 3.11, mais pour le comportement lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été et (d) l'automne, avec le seuil de $P \geq 0.3$ mm/h.	85
3.22 Idem à la figure 3.9, mais pour le comportement du 99 ^e centile des précipitations quotidiennes extrêmes en fonction de la température quotidienne lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été, (d) et l'automne, avec le seuil de $P \geq 0.3$ mm/jour.	87
3.23 Idem à la figure 3.10, mais pour les précipitations quotidiennes extrêmes en fonction de la température quotidienne lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été et (d) l'automne, avec le seuil de $P \geq 0.3$ mm/jour.	88
3.24 Idem à la figure 3.11, mais pour les précipitations quotidiennes extrêmes en fonction de la température quotidienne lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été et (d) l'automne, avec le seuil de $P \geq 0.3$ mm/jour.	89
3.25 Cartes climatologiques (1981-2010) de la pression au niveau moyen de la mer (en hPa, en trait noir) et de la hauteur géopotentielle à 500 hPa (en dam, en couleur) pour les mois de (a) juin, (b) juillet et (c) août.	100
3.26 Cartes des anomalies moyennes de GZ-500 (en couleur [en m]) et de la PNM (en trait noir [en Pa]) pour la situation A (jours avec $T < 15^{\circ}\text{C}$ dans le domaine #3) pour les mois de (a) juin, (b) juillet et (c) août. Le domaine est indiqué dans les cartes par la petite boîte jaune.	102
3.27 Cartes des anomalies moyennes de GZ-500 (en couleur [en m]) et de la PNM (en trait noir [en Pa]) pour la situation B (jours avec $15^{\circ}\text{C} \leq T \leq 25^{\circ}\text{C}$ dans le domaine #3) pour les mois de (a) juin, (b) juillet et (c) août. Le domaine est indiqué dans les cartes par la petite boîte jaune.	104
3.28 Cartes des anomalies moyennes de GZ-500 (en couleur [en m]) et de la PNM (en trait noir [en Pa]) pour la situation C (jours avec $T > 25^{\circ}\text{C}$ dans le domaine #3) pour les mois de (a) juin, (b) juillet et (c) août. Le domaine est indiqué dans les cartes par la petite boîte jaune.	106
3.29 Évaluation de l'agrégation spatiale du 99 ^e centile des précipitations (a) horaires et (b) quotidiennes en fonction de la température moyenne quotidienne pour le domaine#2. Les valeurs présentées incluent les simulations de : GEM4-CLASS (bleu),	

GEM4-ISBA (vert), GEM5-ISBA (rouge), ERA5 (orange), et ERA5_Land (magenta). Les lignes pointillées correspondent au facteur d'échelle $\alpha = 6,8 \text{ } \%/^{\circ}\text{C}$. Les données utilisées couvrent la période (09/2018-08/2019), et les précipitations considérées utilisent les seuils de $P \geq 0,3\text{mm/h}$ et $P \geq 0,3\text{mm/jour}$ 109

3.30 Idem à la figure 3.29, mais pour le comportement moyen du 99^e centile des précipitations horaires extrêmes de lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été, (d) et l'automne..... 112

3.31 Idem à la figure 3.29, mais pour le comportement moyen du 99^e centile des précipitations quotidiens extrêmes de lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été, (d) et l'automne. 113

3.32 Histogrammes de fréquences avec courbes de densité pour les événements de courte durée [1h et 2h, panneaux du haut et du bas, respectivement] durant la saison estivale 2019..... 116

A.1 Température moyenne saisonnière [en $^{\circ}\text{C}$] climatologique (calculée sur la période 1981-2010) provenant des simulations du MRCC5 à trois résolutions ($0,11^{\circ}$, $0,22^{\circ}$ et $0,44^{\circ}$) et des réanalyses ERA5 et ERA5-Land. Les panneaux à gauche (a) et à droite (b) représentent les saisons du printemps et d'automne, respectivement. 130

A.2 Idem à la Figure 3.1, mais pour la précipitation moyenne saisonnière du printemps (a) et d'automne (b) respectivement. 131

A.3 Idem à la Figure 3.1, mais pour le 99^e centile des précipitations quotidiennes [mm/j], moyenné saisonnièrement pour le printemps (a) et l'automne (b), respectivement. 132

A.4 Idem à la Figure 3.1, mais pour le 99^e centile des précipitations horaires [mm/h], moyenné saisonnièrement pour le printemps (a) et l'automne (b), respectivement. 133

B.1 Idem à la Figure 3.1, mais pour la précipitation moyenne saisonnière en hiver (a) et en été (b), respectivement et avec les données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8. 134

B.2 Idem à la Figure 3.1, mais pour la précipitation moyenne saisonnière au printemps (a) et à l'automne (b), respectivement et avec les données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8. 135

B.3 Différences moyennes en (a) mm/jour et en (b) % entre les trois simulations du MRCC5 ($0,11$, $0,22$ et $0,44^{\circ}$) par rapport aux données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8 des précipitations moyennes saisonnières climatologiques. Les

panneaux de haut en bas correspondent aux biais moyens pour l'hiver, le printemps, l'été et l'automne, respectivement. À noter que les valeurs du MSWEP ont été interpolées sur la grille de chaque modèle (cf. section 2.3.1). 136

B.4 Idem à la figure 3.1, mais pour le 99^e centile des précipitations quotidiennes [mm/jour], moyenné saisonnièrement pour l'hiver (a) et l'été (b), respectivement et avec les données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8..... 137

B.5 Idem à la figure 3.1, mais pour le 99^e centile des précipitations quotidiennes [mm/jour], moyenné saisonnièrement au printemps (a) et à l'automne (b), respectivement et avec les données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8. 138

B.6 Différences moyennes en (a) mm/jour et en (b) % entre les trois simulations du MRCC5 (0,11, 0,22 et 0,44°) par rapport aux données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8 du 99^e centile des précipitations quotidiennes. Les panneaux de haut en bas correspondent aux biais moyens pour l'hiver, le printemps, l'été et l'automne, respectivement. À noter que les valeurs du MSWEP ont été interpolées sur la grille de chaque modèle (cf. section 2.3.1). 139

C.1 Distributions de fréquence des valeurs maximales du 99^e centile de précipitations horaires (P99_max) pour chaque point de grille du BVRO (CRCM5_0.44°), ainsi que de la température moyenne à laquelle cette valeur maximale a été atteinte: (a) $P \geq 0,1$ mm/h, (b) $P \geq 0,3$ mm/h et (c) $P \geq 1$ mm/h. 140

C.2 Distributions de fréquence des valeurs maximales du 99^e centile de précipitations horaires (P99_max) pour chaque point de grille du BVRO (ERA5), ainsi que de la température moyenne à laquelle cette valeur maximale a été atteinte: (a) $P \geq 0,1$ mm/h, (b) $P \geq 0,3$ mm/h et (c) $P \geq 1$ mm/h. 141

C.3 Distributions de fréquences du centile maximal de précipitations quotidiennes (p99_max) pour chaque point de grille du domaine#2 et de la température à laquelle cette valeur maximale a été atteinte : (a) $P \geq 0,1$ mm/jour et (b) $P \geq 1$ mm/jour. 142

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
2.1 Source des données utilisées pour l'analyse géospatiale des caractéristiques. Source : (Benoit, 2021).	33
2.2 Description des données simulées du MRCC5 utilisées dans notre étude.	34
2.3 Description des données simulées avec le MRCC6, utilisées dans notre étude. ..	35
2.4 Description des données ERA5 utilisées dans notre étude. Source : (C3S, 2017).	37
2.5 Description des données ERA5-Land utilisées dans l'étude. Source: (Muñoz-Sabater, 2019).....	38
2.6 Description des données MSWEP V2.8 utilisées dans l'étude. Source: (Beck et al., 2019)	39
3.1 Statistiques du pourcentage de jours humides [%] calculé pour les situations A, B et C calculées pour chaque point de grille du domaine#2 pour la simulation du MRCC5 (0,11°) en été (JJA) pour : (a) Précipitations horaires $\geq 0,3$ mm/h. (b) Précipitations quotidiennes $\geq 0,3$ mm/jour.....	93
3.2 Idem au tableau 3.1 mais pour les intensités de la précipitation moyenne horaire (a) et quotidienne (b).	94
3.3 Idem au tableau 3.1 mais pour les intensités maximales de la précipitation horaire (a) et quotidienne (b).....	95
3.4 Statistiques du pourcentage de jours humides [%] classés par intervalles d'intensité pour les précipitations horaires (a) et quotidiennes (b), calculé pour les situations A, B et C à chaque point de grille du modèle MRCC5 (0,11°) et agrégé pour tout le domaine#2.	95

3.5 Facteur d'échelle α calculé à partir de la méthode des moindres carrés pour évaluer les liens linéaires entre P99 et Tmoy, avec un coefficient de corrélation entre les deux variables statistiquement significatives au seuil de 5% (p-value $\leq 0,05$). Période d'analyse: (09/2018-08/2019). Seuils de précipitation: $P \geq 0,3\text{mm/h(a)}$ et $P \geq 0,3\text{mm/jour(b)}$	110
3.6 Idem au tableau 3.5 mais pour les précipitations extrêmes horaires (a) en hiver, (b) au printemps, (c) en été, (d) et en automne.	114
3.7 Idem au tableau 3.5, mais pour les précipitations extrêmes quotidiennes lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été, (d) et l'automne.	115
D.1 Statistiques (a) du pourcentage de jours humides [%], (b) de l'intensité moyenne et (c) de l'intensité maximale calculées pour les situations A, B et C dans chaque point de grille du domaine#2 pour le MRCC5 à $0,22^\circ$. À gauche pour P. horaires $\geq 0,3 \text{ mm/h}$ et à droite pour P. quotidiennes $\geq 0,3 \text{ mm/jour}$	143
D. 2 Idem au tableau D.1, mais pour le MRCC5 à $0,44^\circ$	143
D.3 Idem au tableau D.1, mais pour la réanalyse ERA5.	144
D.4 Idem au tableau D.1, mais pour la réanalyse ERA5_Land.....	145

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

APE Aqua-Planet Experiment Project

BAC Bureau d'assurance du Canada

BVRO Bassin versant de la rivière des Outaouais

CanESM2 The second-generation Canadian Earth System Model

CC Clausius-Clapeyron

CMIP3 Coupled Model Intercomparison Project phase 3

ECMWF European Center for Medium-Range Weather Forecasts

GIECC Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

HyMeX Hydrological Cycle in the Mediterranean Experiment

IDF Intensité–Durée–Fréquence

INSPQ Institut national de santé publique du Québec

MCGs Modèles Climatiques Globaux

MCRs Modèles Climatiques Régionaux

MELCC Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques

MPI-ESM Max-Planck-Institute Earth System Model

MSP Ministère de la Sécurité Publique

MSWEP Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation

OMM Organisation météorologique mondial

P_{ext} Précipitations extrêmes

q_{sat} humidité spécifique à saturation

q_v humidité spécifique

RCP 4.5, 8.5 Representative Concentration Pathway

T Température

T_d Température du point de rosée

T_{moy} Temperature moyenne

WRF Weather Research and Forecasting Model

RÉSUMÉ

Dans le contexte du réchauffement planétaire, la relation de Clausius Clapeyron (CC) est utilisée comme un indicateur de l'évolution des précipitations extrêmes. Parmi les théories proposées, nous utilisons dans notre recherche une relation exponentielle qui fait le lien entre l'évolution des centiles les plus extrêmes des précipitations et le changement de la température ΔT dans le climat actuel. Selon cette théorie, les précipitations augmentent au même rythme que la capacité de rétention d'humidité dans l'atmosphère, expliquée par la relation de CC, avec un taux de changement d'environ 7 % par degré Celsius pour des valeurs de température et de pression près de la surface.

Ainsi, le présent travail vise à vérifier l'existence de liens physiquement plausibles dans la relation entre les précipitations extrêmes et la température de l'air pour la région du Bassin Versant de la Rivière des Outaouais (BVRO) sur la période 1981-2010, à l'aide des simulations du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) (versions 5 et 6), développé au centre ESCER, et de deux produits de réanalyses du Centre Européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT) à différentes résolutions spatiales.

En général, les précipitations quotidiennes suivent un taux de changement inférieur à celui de CC ; tandis que les précipitations horaires augmentent plus rapidement avec la température. Dans ce dernier cas, pour la simulation du MRCC5 à plus haute résolution spatiale, des taux de changement supérieurs à CC ont même été produits, jusqu'à 10,2 %/°C. Ce travail a également mis en évidence qu'au-delà du seuil de 20°C, la capacité de rétention d'humidité de l'atmosphère n'est pas le seul facteur déterminant pour générer des précipitations extrêmes, et que d'autres facteurs sont à considérer, comme la disponibilité de l'humidité au moment de l'événement de précipitation et la présence de mécanismes dynamiques qui favorisent les mouvements verticaux ascendants. Un comportement sous forme de crochet, qui décrit une augmentation des précipitations jusqu'à un seuil de température, est observé dans la saison estivale avec le MRCC5, mais il a disparu avec les simulations du MRCC6, ce qui pourrait être une conséquence d'avoir seulement une année de simulation disponible ou bien d'une conséquence de la très haute résolution du modèle sur les intervalles de température et sur les effets locaux.

En conclusion, l'applicabilité de la relation de CC ne doit pas être généralisée quant à l'étude des précipitations extrêmes, il est également important de considérer l'échelle temporelle, la résolution du modèle utilisé et la saison de l'année. L'évolution de cette

relation de CC devrait être évaluée avec des simulations à très haute résolution spatiale (version en développement au centre ESCER), et pour d'autres zones climatiques, sachant que les intervalles de températures et les effets locaux exercent un rôle majeur sur les occurrences et les intensités des fortes précipitations. Ces éléments sont essentiels à intégrer dans le contexte des changements climatiques, en raison des conséquences associées aux fortes précipitations, notamment sur l'occurrence des inondations.

Mots-clés : Clausius-Clapeyron, événements extrêmes, aléas météorologiques, risques d'inondation, changements climatiques

ABSTRACT

In the context of global warming, the Clausius Clapeyron (CC) relationship is used as an indicator of the evolution of extreme precipitation. Among the theories proposed, we use in our research an exponential relationship that relates the evolution of the most extreme percentiles of precipitation to the temperature changes ΔT in the current climate. According to this theory, precipitation increases at the same rate as the moisture-holding capacity in the atmosphere, explained by the CC relationship, with a rate of change of about 7% per degree Celsius for temperature and pressure values near the surface.

Thus, this study aims to verify the existence of physically plausible links in the relationship between extreme precipitation and air temperature for the Ottawa River Basin Region (ORBR) over the period 1981-2010, using simulations of the Canadian Regional Climate Model (CRCM) (versions 5 and 6), developed at the ESCER Centre and two reanalysis products from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) at different spatial resolutions.

In general, daily precipitation follows a lower rate of change than the CC-scaling, while hourly precipitation increases faster with temperature. In the latter case, rates of change greater than the CC-scaling were even up to 10.2%/°C for the simulation of CRCM5 at higher spatial resolution. This study has also shown that beyond the threshold of 20°C, the atmospheric moisture-holding capacity is not the only determining factor for generating extreme precipitation, and that other factors are to be considered as well, such as the moisture availability at the time of the precipitation event, and the presence of dynamic mechanisms that increase upward vertical motion. A hook shape, which describes an increase in precipitation up to a temperature threshold, was observed in summer for the CRCM5 data but it disappeared for the CRCM6 data. This could be a consequence of having only one year of simulation available, or a consequence of the very high resolution of the model on the temperature range and the local effects.

In conclusion, the applicability of the CC relationship should not be generalized in the study of extreme precipitation; and it is important to consider the time scale, the resolution of the model used and the season. The evolution of this relationship should be evaluated with very high spatial resolution simulations (version in development at the ESCER Centre), and for other climatic zones, knowing that temperature range and local effects play a major role on the occurrences and intensities of heavy precipitation.

When considering climate change, it is essential to integrate these elements because of the consequences associated with heavy rainfall, especially on the occurrence of floods.

Keywords: Clausius-Clapeyron, extreme events, meteorological hazards, flood risks, climate change

INTRODUCTION

Dans son rapport spécial *Réchauffement planétaire de 1.5 °C*, le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC, 2018) a confirmé l'incidence des changements climatiques sur la modification des précipitations à grande échelle. Dans ce contexte, la relation de Clausius-Clapeyron (CC) est utilisée comme un indicateur de l'évolution actuelle et future des précipitations extrêmes, en utilisant comme référence les relations connues ou reconstituées à partir des données historiques, ainsi que des changements anticipés dans le régime de précipitation (Drobinski *et al.*, 2018).

Drobinski *et al.* (2018) ont établi une distinction entre deux concepts différents pour définir l'applicabilité de la relation de CC vis à vis des précipitations extrêmes. D'un côté, ces auteurs proposent une conception à long terme appelée échelle « projetée ». Elle fait référence aux modifications des précipitations extrêmes dans les scénarios futurs de changements climatiques comme discuté dans Allen et Ingram (2002). Par ailleurs, il existe une mise à l'échelle « observée » qui relie les précipitations extrêmes (horaires ou quotidiennes) à la température moyenne quotidienne dans les observations actuelles (Drobinski *et al.*, 2018). Cette dernière fait l'objet du présent projet de recherche.

Quelle que soit l'échelle utilisée, cette ligne de recherche repose sur les hypothèses suivantes : (i) l'humidité relative reste approximativement constante avec la hausse de la température, et (ii) les précipitations les plus intenses sont principalement déterminées par l'humidité spécifique (Panthou *et al.*, 2014; Trenberth *et al.*, 2003).

Compte tenu du fait que la pression de vapeur saturante de l'eau augmente de façon exponentielle avec la température (d'après la relation de CC), une atmosphère plus chaude peut, en principe, contenir plus de vapeur d'eau et donc favoriser une condensation accrue de cette vapeur, ce qui peut se traduire par des précipitations plus intenses. Ainsi, les précipitations extrêmes devraient augmenter au même rythme que la capacité de rétention d'humidité dans l'atmosphère, avec un taux de changement d'environ 7% par degré Celsius (Trenberth, 2011). Bien sûr, c'est un des facteurs impliqués dans la genèse de la précipitation, mais ce n'est pas le seul, car d'autres processus complexes sont également à considérer, notamment à des échelles régionales et locales (ex. facteurs orographiques, convection humide, etc.).

Les variations du régime des précipitations sont des informations essentielles pour la gestion des risques de catastrophes, et notamment pour la gestion du risque d'inondation (Schroeer et Kirchengast, 2018). En effet, au cours des vingt dernières années les catastrophes climatiques représentent 91% des événements naturels extrêmes, dont les inondations ont été les plus nombreuses avec 43% des cas enregistrés (Wallemacq, 2018).

L'accroissement des épisodes de précipitations extrêmes peut entraîner une amplification des écoulements fluviaux saisonniers, principalement dans les régions situées aux latitudes moyennes et élevées (Poitras, 2010). Ce phénomène peut être plus particulièrement sensible ou effectif au printemps ou même en hiver, principalement dû au fait qu'avec le réchauffement planétaire, plus de précipitations liquides (sur neige) tomberont en hiver et que la neige fondra plus rapidement au début du printemps (Trenberth, 2011).

Selon l'Institut national de santé publique du Québec (INSPQ, 2020), les inondations sont considérées comme étant les catastrophes naturelles les plus fréquentes au Québec, avec des coûts moyens annuels qui peuvent dépasser les 15 millions de dollars (\$CAD).

L'inondation de la rivière Richelieu en 2011 est un bon exemple de ce type d'événement dans la région, coûtant environ 90 millions de \$CAD aux gouvernements du Canada et des États-Unis (Saad *et al.*, 2016). Plus récemment, les inondations printanières de 2017 ont touché plus de 5 300 résidences réparties dans 293 municipalités à travers 15 régions du Québec selon le Ministère de la Sécurité Publique (MSP) (St-Pierre, 2018). En particulier, la Ville de Rigaud en Montérégie a connu une crue printanière qualifiée d'historique sur son territoire, se déclarant en état d'urgence le 20 avril 2017 (Lemay, 2017). Entre le 1^{er} avril et le 15 mai 2017, le sud du Québec a reçu en moyenne 412 mm de pluie, ce qui, combiné à la fonte accélérée de la neige, a provoqué des inondations majeures dans tout le bassin de la rivière des Outaouais, et plus particulièrement à l'exutoire (Gachon *et al.*, 2018). Lors de cette période, les températures étaient de 2°C au-dessus des normales dans l'extrême sud de la province, ce qui a favorisé un retrait rapide du couvert de neige durant cette période de fortes pluies (MELCC, 2017).

Plus récemment, les fortes précipitations du 1^{er} avril au 15 mai du 2019, combinées à un important couvert de neige sur tout le bassin versant de la rivière des Outaouais, ont été responsables des inondations majeures pour une deuxième fois dans une courte période de deux ans (MELCC, 2019). Selon le Bureau d'assurance du Canada (BAC), les inondations printanières de 2019 représentent 186 millions de dollars du total versés par les assureurs au Québec (Lubeck, 2020), même plus élevés que les dégâts associés aux inondations de 2017. Dans les régions de l'Outaouais et de Montréal, 433 mm de précipitation sont tombés entre le 1^{er} avril et le 15 mai 2019, excédant les valeurs de la normale de 1981-2010 (MELCC, 2019).

Sans sous-estimer l'importance des précipitations extrêmes en tant que facteur responsable des inondations printanières, celles-ci ne constituent qu'un élément de cet aléa hydrométéorologique plus complexe impliquant le plus souvent d'autres facteurs (Saad *et al.*, 2016). Selon (Gachon *et al.*, 2018), il est essentiel d'évaluer le contexte

dans lequel se produit une inondation afin notamment d'identifier les combinaisons de facteurs susceptibles de modifier les niveaux et les débits des cours d'eau. Parmi ces facteurs se trouvent les échelles spatiales et temporelles des phénomènes hydrométéorologiques, les conditions qui prévalaient au début de la saison hivernale tel que le niveau de saturation des sols et la hauteur de la nappe phréatique, les principales caractéristiques du bassin versant, mais aussi des facteurs reliés aux aménagements humains qui peuvent modifier le ruissellement, l'infiltration de l'eau dans le sol et l'écoulement des cours d'eau.

Ainsi les précipitations extrêmes ne sont donc pas le seul facteur à considérer pour prévenir et faire face aux inondations dans les régions situées aux latitudes moyennes, en particulier dans les régions comme le Canada, où la fonte ou la rétention de l'eau sous forme de neige, reliée aux régimes de températures (i.e. phases de gel/dégel), influence des régimes hydrologiques et les périodes de hauts et de bas niveaux d'eau. Cependant, de nombreuses études ont établi un lien direct entre les modifications des précipitations extrêmes, les changements climatiques et l'augmentation de la température (Allen et Ingram, 2002; Emori et Brown, 2005; Pall *et al.*, 2007; Trenberth, 1999). Toutefois, ces liens varient selon la fréquence horaire vs quotidienne de la précipitation, et la résolution des modèles météorologiques ou climatiques utilisés (Drobinski *et al.*, 2018; Hardwick Jones *et al.*, 2010; Lenderink et Van Meijgaard, 2008; Utsumi *et al.*, 2011). L'analyse de ces liens est d'un grand intérêt, compte tenu des effets majeurs des précipitations extrêmes sur les risques d'inondations et des conséquences associées. C'est pourquoi il est essentiel d'approfondir les connaissances sur ce sujet, et mieux comprendre les processus physiques à l'origine de leur occurrence à partir d'une approche multicritère. Ceci constituera le thème de recherche de notre étude.

Les chapitres et leur contenu sont organisés de la façon suivante. Tout d'abord, un premier chapitre présente la problématique, l'état des connaissances et les objectifs de

notre étude. Ensuite, un deuxième chapitre présente la méthodologie développée. Puis, les résultats sont analysés dans le chapitre III. Finalement, une discussion et les conclusions du travail sont présentées au chapitre IV.

CHAPITRE I

PROBLÉMATIQUE, ÉTAT DES CONNAISSANCES ET OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

Ce premier chapitre commence par une description du principe thermodynamique qui permet d'expliquer le lien entre la pression de vapeur saturante de l'eau dans l'atmosphère et la température de l'air, connue comme la relation de CC, ainsi que les facteurs associés aux écarts par rapport à cette relation dans les différentes régions du monde et son lien avec les précipitations extrêmes. La deuxième section explique comment cette problématique peut être située dans un contexte des changements climatiques, suivie de différents exemples de leur application à l'échelle globale et régionale, avec des données observées et simulées. Le chapitre se termine par la présentation de l'hypothèse, les questions de recherche et les objectifs (général et spécifiques) de l'étude.

1.1 Les liens théoriques connus entre précipitations extrêmes et températures

1.1.1 Principe thermodynamique : la relation de Clausius-Clapeyron (CC)

Il existe une relation qui permet d'établir un lien entre la pression de vapeur saturante de l'eau dans l'atmosphère et la température de l'air, à partir de l'équation de CC qui se formule de la façon suivante :

$$\frac{\partial e_s}{\partial T} = \frac{L_v e_s}{R_v T^2} \quad (1.1)$$

où e_s est la pression de vapeur saturante (en Pa), T est la température du thermomètre sec (en Kelvin), L_v est la chaleur latente de vaporisation (en J/kg, ex. $2,5 \times 10^6$ J/kg à 0°C) et R_v est la constante universelle des gaz parfaits ($R_v = 461,5$ J/ kg*K).

L'humidité spécifique à saturation q_{sat} (masse de vapeur d'eau par kg d'air) peut être représentée de la façon suivante :

$$q_{sat} = \frac{\varepsilon e_s}{p - (1 - \varepsilon)e_s} \cong \varepsilon \frac{e_s}{p} \quad (1.2)$$

où $\varepsilon = 0,622$ est le rapport entre la constante de gaz pour l'air sec et la vapeur d'eau, et p est la pression atmosphérique (en Pa). Étant donné que la pression de surface est d'environ 10^5 Pa, la pression de vapeur n'est que de l'ordre de 1% de la pression réelle (Westra *et al.*, 2014). Si l'humidité relative de l'air reste constante, l'humidité spécifique à saturation peut être considérée comme une bonne approximation de l'humidité disponible dans l'atmosphère. Ainsi, les précipitations les plus intenses, qui sont principalement déterminées par l'humidité spécifique, augmentent de façon exponentielle avec la température à un taux d'environ 6,8%/°C, valeur obtenue à l'aide de l'approximation de August-Roche-Magnus pour la pression de vapeur saturante avec T (en °C) (Hardwick Jones *et al.*, 2010) :

$$e_s(T) = 6.1094 \exp \frac{17.625T}{243.04 + T} \quad (1.3)$$

Il est important de noter que ce taux est valide seulement pour des valeurs de température et de pression moyennes près de la surface, et que même si la valeur de $6,8\%/^{\circ}\text{C}$ est la plus couramment utilisée, elle n'est pas constante, car elle diminue avec la température de $7,3\%$ à 0°C , $6,4\%$ à 15°C et $6,0\%$ à 25°C (Panthou *et al.*, 2014).

1.1.2 Facteurs associés aux écarts par rapport à la relation de CC

Bien que les précipitations extrêmes aient augmenté avec la hausse des températures observées au cours des dernières décennies (IPCC, 2013, 2018), cette augmentation n'est pas uniforme spatialement et saisonnièrement (Groisman *et al.*, 2005; Hardwick Jones *et al.*, 2010). L'approche fréquemment utilisée, consistant à choisir les bas niveaux de la troposphère (i.e., près de la surface) pour évaluer le taux de changement de la précipitation extrême selon la relation de CC, est une première approximation raisonnable, mais elle n'est pas suffisamment précise pour quantifier les diverses contributions aux changements de vapeur d'eau dans l'ensemble de la colonne atmosphérique (O'Gorman et Muller, 2010).

Tout d'abord, il faut tenir en compte l'interaction entre les composantes dynamiques et thermodynamiques associées aux précipitations extrêmes, le plus souvent de nature complexe (Allen et Ingram, 2002). En particulier, les conditions sèches et arides associées aux températures les plus élevées favorisent une efficacité de précipitation inférieure à celle des températures plus faibles (Drobinski *et al.*, 2016). Cette efficacité peut être définie d'un point de vue microphysique comme la proportion de vapeur d'eau condensée et précipitée (Lutsko et Cronin, 2018), mais aussi à grande échelle, selon laquelle il faut prendre en compte la convergence de la vapeur d'eau et l'évaporation de surface (Sui *et al.*, 2007). Il ne faut pas oublier non plus que la température moyenne à un endroit donné n'est pas nécessairement représentative de la température au moment de l'événement de précipitation (O'Gorman et Schneider, 2009).

Les résultats obtenus dans l'application de la relation de CC avec des données observées et simulées peuvent varier en fonction de différents facteurs (Westra *et al.*, 2014). Premièrement, plusieurs études montrent que les liens entre précipitation extrême et températures de l'air varient en fonction de l'échelle temporelle choisie, car il a été démontré que les précipitations horaires et sous-horaires augmentent plus rapidement avec la température que les précipitations quotidiennes (Haerter *et al.*, 2010; Hardwick Jones *et al.*, 2010; Lenderink et Van Meijgaard, 2008; Utsumi *et al.*, 2011). Le facteur d'échelle établi entre les précipitations extrêmes et la température peut aussi changer en fonction de la région géographique et l'échelle spatiale utilisée dans les données simulées, en observant des comportements différents selon la latitude, ainsi qu'entre les régions intérieures et les régions côtières (Drobinski *et al.*, 2016; Hardwick Jones *et al.*, 2010; Lenderink et Van Meijgaard, 2008; Panthou *et al.*, 2014; Utsumi *et al.*, 2011).

D'autres variations du facteur d'échelle sont également observées en fonction de la saison analysée (Haerter et Berg, 2009; Haerter *et al.*, 2010; Mishra *et al.*, 2012; Shaw *et al.*, 2011), et du type de précipitations, qu'elles soient convectives ou stratiformes (Haerter et Berg, 2009; Haerter *et al.*, 2010). Un dernier aspect, mais tout aussi important, concerne la disponibilité d'humidité dans l'atmosphère qui varie selon la région d'étude et la période de l'année (Lenderink *et al.*, 2011; Panthou *et al.*, 2014). Dans la prochaine section, chacun de ces facteurs sera décrit plus en détail.

a) Échelle temporelle

L'étude pionnière avec des données d'observation de précipitations horaires, faite à De Bilt, au Pays-Bas, par Lenderink et Van Meijgaard (2008) a permis pour la première fois de mettre en évidence l'importance de l'échelle temporelle dans l'applicabilité de

la relation de CC. Ces auteurs ont établi un taux d'augmentation correspondant à deux fois l'échelle de CC pour les données horaires de précipitations extrêmes, lorsque la température moyenne quotidienne dépassait la valeur de 12°C. Cette relation a été nommée super Clausius-Clapeyron (Figure 1.1-a). Toutefois, cette étude n'a pas permis de faire une distinction de la réponse de cette relation statistique selon les différentes saisons de l'année, ce qui ne permet pas d'établir le rôle des mécanismes contribuant aux précipitations en été et en hiver dans le climat européen (Haerter et Berg, 2009).

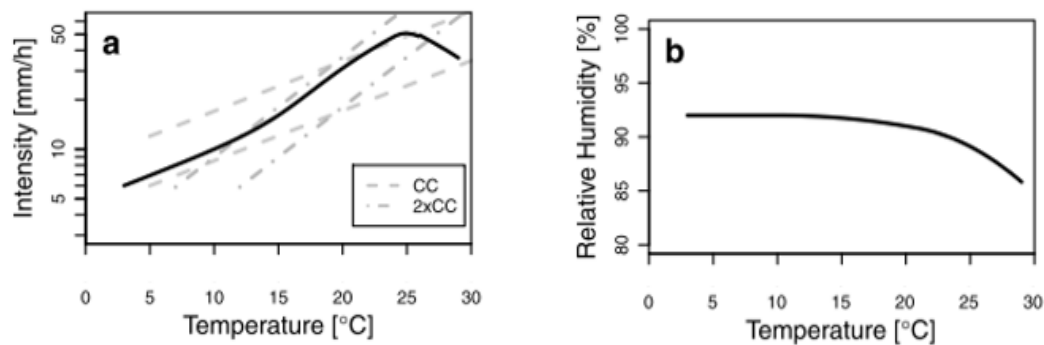


Figure 1.1 Diagramme conceptuel de la relation observée entre la précipitation extrême horaire et la température moyenne quotidienne P_{ext_Tmoy} . a) Centiles les plus élevés (99^e) des précipitations extrêmes (ligne noire) avec une échelle CC (lignes noires en pointillés) pour $T_{moy} < 12^{\circ}\text{C}$, une échelle super-CC (lignes noires en pointillés) pour T_{moy} entre 12°C et 24°C , et une valeur sous CC pour $T_{moy} > 24^{\circ}\text{C}$ (Lenderink et Van Meijgaard, 2008) b) Modèle typique de la diminution observée de l'humidité relative avec l'augmentation des températures (Hardwick Jones et al., 2010). Source : (Westra et al., 2014).

Dans une étude réalisée en Australie avec des données observées (137 stations), Hardwick Jones *et al.* (2010) ont trouvé que la relation de CC était valide pour la plage de températures situées entre 20°C et 26°C, et pour les précipitations extrêmes de durée

inférieure à 30 minutes. Pour les températures les plus élevées, une relation sous-CC a été observée. En effet, ils ont observé une diminution prononcée de l'humidité relative lorsque les températures de l'air près de la surface sont supérieures à 26 °C, suggérant que dans certaines conditions la disponibilité de l'humidité dans l'air peut diminuer au fur et à mesure que la température augmente (Figure 1.1-b). Par conséquent, la relation de CC ne semble valide que pour des conditions particulières, et varie selon les seuils de température, tel que mentionné précédemment. En définitive, la disponibilité d'humidité peut limiter l'intensité des précipitations extrêmes au-dessus d'un seuil de température (Westra *et al.*, 2014). Cependant, les résultats de l'étude réalisée en Australie ont été effectués en utilisant l'humidité relative, il n'était pas clair si le contenu d'humidité totale diminuait avec la température ou si c'était seulement le contenu d'humidité par rapport à la capacité de rétention d'humidité de l'atmosphère qui changeait (Haerter et Berg, 2009; Westra *et al.*, 2014).

b) Région géographique et échelle spatiale

Plusieurs lacunes persistent quant aux connaissances précises des processus générant les précipitations, en raison de leur grande variabilité spatiale et temporelle, surtout à l'échelle régionale et à l'échelle locale (Schroeder et Kirchengast, 2018).

À l'aide des données observées quotidiennes de température ($T > 0^{\circ}\text{C}$), de précipitation et d'une étude réalisée à l'échelle globale, Utsumi *et al.* (2011) ont déterminé que les précipitations extrêmes quotidiennes augmentaient de façon monotone avec la température quotidienne aux hautes latitudes, et diminuaient de façon monotone dans les tropiques. De même, l'intensité des précipitations extrêmes quotidiennes aux latitudes moyennes augmente aux basses températures et diminue avec les températures plus élevées. Ce comportement, typique des latitudes moyennes, est décrit dans la littérature comme un comportement sous forme de crochet (*hook shape*), avec

une valeur seuil de température définie comme la valeur de température moyenne quotidienne où le changement de pente se produit, marquant un point de rupture (*Breaking point*). Utsumi *et al.* (2011) ont également montré l'applicabilité de la relation de CC au Japon, à l'échelle sous-horaire, alors que cette relation n'a pas été observée avec les données quotidiennes.

c) Saisonnalité et type de précipitations

Haerter et Berg (2009) ont analysé la saisonnalité des précipitations extrêmes en tenant compte du type de précipitation et de la capacité de rétention de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. En hiver, les précipitations à grande échelle augmentent avec les températures selon la relation de CC. Par contre, la disponibilité d'humidité et non la capacité de l'atmosphère à retenir cette humidité était le facteur dominant en été. Pour les précipitations convectives, ils ont trouvé un comportement sous forme de crochet pour neuf sous-régions du continent européen¹, contrairement aux précipitations (stratiformes) à grande échelle qui augmentaient de façon monotone avec les températures.

D'après Haerter et Berg (2009), ce point d'inflexion observé pour les précipitations convectives suggère que les événements convectifs, étant de plus courte durée, mais générant des précipitations plus intenses que les événements à grande échelle ou stratiforme, aurait une influence directe sur l'histogramme de fréquence des

¹ BI (îles britanniques), IP (péninsule ibérique), FR (France), ME (Europe centrale), SC (Scandinavie), AL (Alpes), MD (Méditerranée), EA (Europe de l'Est) et IC (Islande).

précipitations extrêmes qui auraient tendance à diminuer dans une atmosphère « trop chaude » (Figure 1.2).

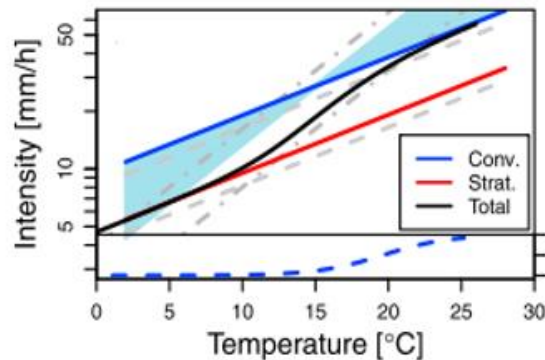


Figure 1.2 L'hypothèse de (Haerter et Berg, 2009) pour la mise à l'échelle super-CC causée par une précipitation stratiforme (rouge) et convective (bleu). Les lignes bleues en pointillés montrent la contribution relative des précipitations convectives aux précipitations totales. Source : (Westra et al., 2014).

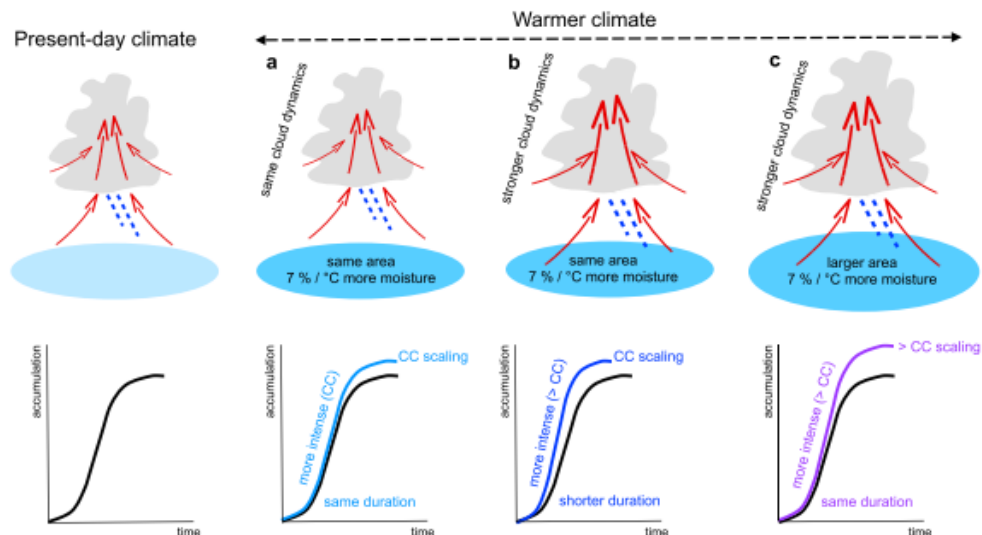


Figure 1.3 Diagramme conceptuel des rétroactions des nuages selon la disponibilité de l'humidité : (a) avec la même dynamique des nuages et un air plus chaud et plus humide pénétrant dans le nuage depuis la même région source; (b) une dynamique plus forte de formation nuageuse et un air plus chaud et plus humide pénétrant dans le nuage depuis la même région source; et (c) avec un air plus chaud et plus humide pénétrant dans le nuage depuis une source d'humidité accrue et une dynamique plus forte de formation nuageuse. Source : (Westra et al., 2014).

Néanmoins, Lenderink et Van Meijgaard (2008) suggèrent plutôt que le nombre d'événements de précipitation convective était tout simplement inférieur à celui des événements à grande échelle, et soutiennent que le comportement « super CC » est plutôt d'origine physique, résultat de la dynamique des nuages convectifs avec des courants ascendants plus forts en raison du dégagement de chaleur latente plus important lorsque la température (et l'humidité de l'air) augmente (Westra *et al.*, 2014; cf. Figure 1.3).

Haerter *et al.* (2010) ont également réalisé une analyse des caractéristiques des précipitations convectives par rapport à celles à grande échelle avec des données de six stations météorologiques en Allemagne pour différentes durées. Pour certains intervalles de température, les précipitations convectives, celles à grande échelle ainsi que les précipitations totales suivaient un taux d'augmentation supérieur à celui proposé par la relation de CC. Ces auteurs ont également remis en question l'utilisation inconsidérée de la relation de CC, celle-ci variant selon la durée de la précipitation et selon que les cumuls totaux de précipitation tiennent ou pas compte des périodes sèches qui sont combinées aux phases humides lorsqu'on cumule la précipitation durant des périodes de temps plus longues (cf. Haerter *et al.* (2010)).

d) Disponibilité théorique de l'humidité dans l'atmosphère

Comme il a été déjà mentionné, la relation entre les précipitations extrêmes et la température est difficile à évaluer en raison de l'ambiguïté des causes et des effets, surtout durant la saison estivale et dans les régions avec une disponibilité d'humidité limitée (Lenderink *et al.*, 2011; Trenberth et Shea, 2005). En été, une corrélation négative entre les précipitations et la température est parfois observée, car les systèmes de haute pression provoquent généralement du beau temps et des ciels dégagés, avec

de faibles valeurs d'humidité relative, ainsi qu'une faible probabilité de pluie (Lenderink *et al.*, 2011). Une période prolongée de temps sec pourrait favoriser un appauvrissement de l'humidité du sol, et donc une réduction de l'évaporation de surface et par conséquent une augmentation de la température de surface et de l'air au-dessus de celle-ci (Lenderink *et al.*, 2011; Vautard *et al.*, 2007).

En catégorisant les situations synoptiques, comme suggéré dans le paragraphe précédent, la température locale peut fournir des informations utiles sur la façon dont les facteurs thermodynamiques et dynamiques contrôlent les changements dans l'intensité des précipitations extrêmes pour des saisons et des régions spécifiques (Schroeder et Kirchengast, 2018). Cependant, de nombreuses études ont insisté sur le fait que la température locale n'est pas toujours un choix approprié pour étudier le comportement des précipitations extrêmes. Pour cette raison, la température du point de rosée (T_d) a été utilisée comme une mesure alternative pour étudier l'effet combiné de la température atmosphérique et de la disponibilité de l'humidité (Westra *et al.*, 2014).

La température du point de rosée (T_d) caractérise l'humidité spécifique q_v de l'atmosphère, définie en utilisant l'humidité spécifique à saturation q_{sat} (équation-1.4), via la relation suivante :

$$q_{sat}(T_d) = q_v \quad (1.4)$$

La dépression du point de rosée est la différence entre la température (thermomètre sec) et la température du point de rosée, soit $(T - T_d)$. Elle peut être considérée comme une mesure de l'humidité relative (Lenderink *et al.*, 2011). En présence de conditions d'humidité relative constante, la dépression du point de rosée est approximativement constante avec la température (Panthou *et al.*, 2014), et une augmentation de

température de 1°C implique une augmentation de 1°C de la température du point de rosée (Westra *et al.*, 2014).

Cette relation découle du fait que q_{sat} augmente exponentiellement avec des petites perturbations de température (Westra *et al.*, 2014). Alors, en faisant une analyse des liens entre P_{ext} et T (Précipitations extrêmes contre Température de l'air) et ceux entre P_{ext} et T_d (Précipitations extrêmes contre Température du point de rosée), on constate que les relations sont similaires (Panthou *et al.*, 2014). Par contre, si l'humidité relative change à mesure que la température augmente, les relations P_{ext} et T et P_{ext} et T_d auront des formes différentes (Lenderink *et al.*, 2011). À titre d'exemple, Lenderink *et al.* (2011) ont analysé le comportement des précipitations extrêmes horaires aux Pays-Bas et à Hong Kong, en utilisant la température du point de rosée mesurée à 2 m, comme une mesure de l'humidité près de la surface 4 h avant l'événement pluvieux. Pour les deux régions, une dépendance deux fois plus grande que celle de la relation de CC a été observée, c'est-à-dire une relation super-CC. Pour des températures de point de rosée supérieures à 23°C, aucune dépendance significative n'a été trouvée. Selon les auteurs, ceci semble surprenant, car malgré la différence climatique majeure entre ces deux régions, les résultats suggèrent des liens quasi-identiques entre Hong Kong et les Pays-Bas (Lenderink *et al.*, 2011).

1.2 Les précipitations extrêmes dans un contexte des changements climatiques

Selon la *Déclaration de l'OMM sur l'état du climat mondial en 2020* (WMO, 2020), la décennie 2011-2020 a été la décennie la plus chaude jamais enregistrée depuis l'ère préindustrielle. La température moyenne annuelle à l'échelle globale a augmenté d'environ 1,2°C par rapport à la normale de la période 1850-1900. Cette augmentation de la température, due aux effets des activités anthropiques et des émissions croissantes de gaz à effet de serre (IPCC, 2018, 2019), a contribué à l'augmentation de l'occurrence

et de la sévérité des événements météorologiques extrêmes à travers le globe (IPCC, 2018; WMO, 2020). Ceci est d'autant plus préoccupant que ceux-ci sont responsables d'effets délétères sur les systèmes naturels et humains (UNDRR, 2019).

Parmi les préoccupations majeures figurent celles liées aux impacts de ces variations de la température sur les précipitations extrêmes dans le climat futur alors que le réchauffement va s'accroître (Drobinski *et al.*, 2018; Shaw *et al.*, 2011). En général, la plupart des simulations de modèles climatiques globaux et régionaux suggèrent une augmentation des précipitations extrêmes selon les différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre (Pall *et al.*, 2007).

Comme le lien est complexe entre le réchauffement de l'air et de la surface et le cycle hydrologique atmosphérique, il faut tout d'abord tenir en compte du rôle essentiel du bilan énergétique de surface dans le cycle hydrologique (Trenberth, 2011). Le réchauffement entraîne une accélération de l'évaporation, augmentant ainsi l'intensité et la durée (sévérité) de la sécheresse (Bonsal *et al.*, 2013). Par ailleurs, les événements extrêmes peuvent survenir lorsque toute l'humidité dans le volume d'air est effectivement précipitée, ce qui suggère que l'intensité de précipitation augmente avec la disponibilité de l'humidité dans l'atmosphère (Pall *et al.*, 2007). Par conséquent, les tempêtes pourraient générer des précipitations plus intenses si elles sont alimentées par des sources d'humidité significatives (Trenberth, 2011).

Trenberth (1999) offre un cadre conceptuel pour expliquer les raisons pour lesquelles les épisodes de précipitations extrêmes devraient être une manifestation primaire du changement climatique (Figure 1.4). Une augmentation de la température, en plus de favoriser l'évaporation, provoque également en théorie un accroissement de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère (via relation CC).

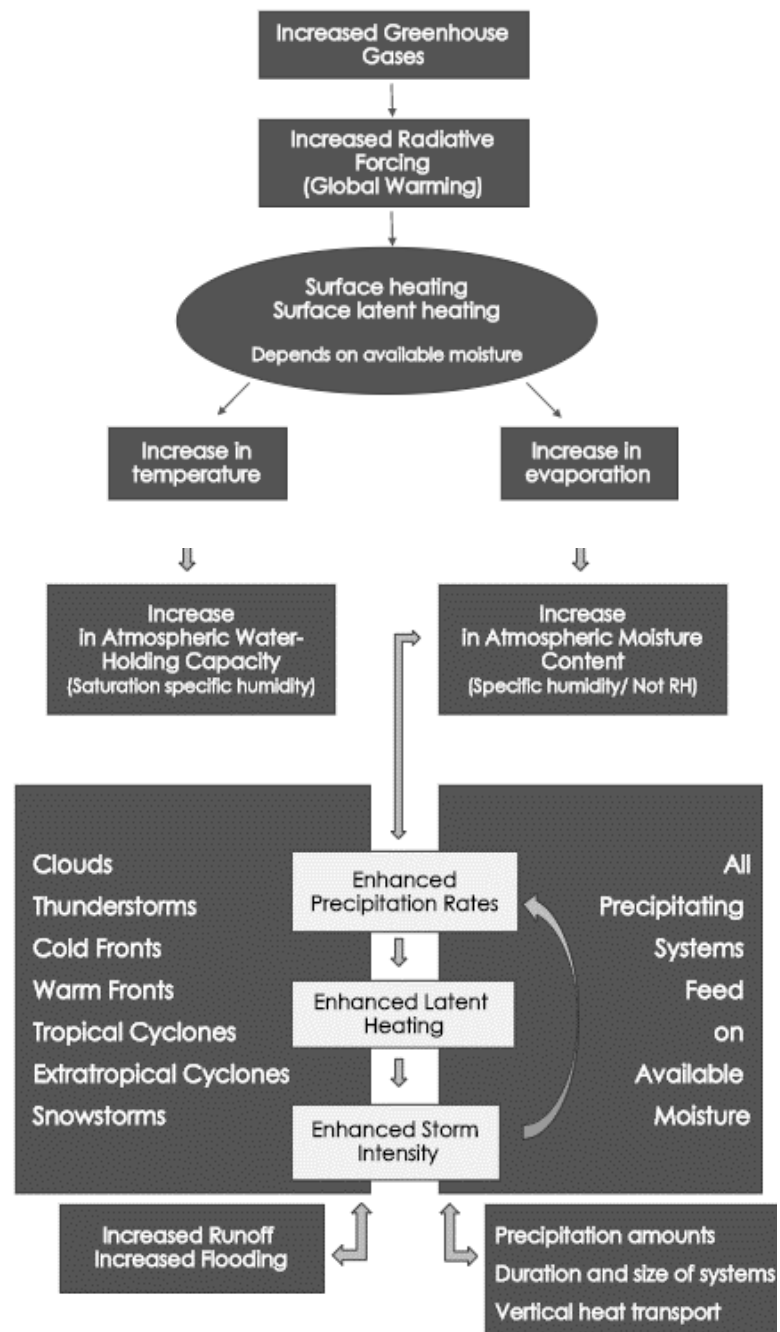


Figure 1.4 Représentation schématique de l'impact de changements climatiques sur la capacité de rétention d'humidité, le taux d'évaporation et le taux de précipitation dans l'atmosphère. Source : (Trenberth, 1999) .

Selon Trenberth (1999), une attention particulière devrait être accordée à la surveillance des changements de la capacité de rétention de vapeur d'eau dans l'atmosphère, de la disponibilité de l'humidité dans la région d'intérêt, ainsi qu'aux données de précipitations horaires.

D'autres auteurs, tels que Allen et Ingram (2002), ont réaffirmé l'impact futur des émissions de dioxyde de carbone d'origine anthropique sur le cycle hydrologique. Ils ont fait une estimation quantitative de l'impact de ces émissions dans la distribution des précipitations à l'échelle globale, ainsi que leur impact sur d'autres aspects du système océan-atmosphère, en se concentrant sur les données probantes du XX^e siècle et des implications pour les prochaines décennies.

Même si des changements majeurs sont appréhendés, leurs mécanismes physiques sont très complexes et incomplètement compris. Emori et Brown (2005) ont analysé séparément les processus dynamiques et thermodynamiques des précipitations moyennes et extrêmes, en utilisant quatre modèles globaux du climat couplés océan-atmosphère et deux modèles atmosphériques globaux. Les principales conclusions étaient les suivantes : 1) Les précipitations extrêmes augmentent en intensité de façon comparable aux changements dans la capacité de rétention de vapeur d'eau, tel que suggéré par la relation de CC, principalement dans les hautes et moyennes latitudes; et 2) Les variations dans la composante dynamique jouent un rôle secondaire dans les différences entre les précipitations moyennes et les précipitations extrêmes, donc le facteur thermodynamique domine. Cependant, bien que la relation de CC soit utilisée comme facteur prédictif de l'évolution des précipitations extrêmes avec le réchauffement de la planète (Drobinski *et al.*, 2018), les changements attendus dans leur comportement futur ne sont pas complètement déterminés (Drobinski *et al.*, 2016). En effet, comme suggéré précédemment, la relation entre les précipitations extrêmes et la température dépend fortement de la saison (Wazneh *et al.*, 2020), de la région, de la

température (seuil ou intervalle) et de l'humidité disponible, ce qui ne permet pas d'extrapoler simplement à partir des données climatiques passées (Prein *et al.*, 2017) alors que les conditions changeront drastiquement (seuil de températures et intensité du réchauffement; cf. IPCC, 2018 et 2019).

1.3 Exemples des relations températures et précipitations à l'échelle globale et régionale et en Amérique du Nord

1.3.1 Analyse des liens à partir des données observées

La majeure partie des travaux déjà présentés dans ce chapitre ont été réalisés à l'aide de données de stations d'observation (Hardwick Jones *et al.*, 2010; Lenderink *et al.*, 2011; Lenderink et Van Meijgaard, 2008; Utsumi *et al.*, 2011). Malgré le fait qu'il existe des stations avec des séries chronologiques assez longues (surtout pour le continent européen, disponibles depuis le 19^e siècle), à l'échelle globale la grande majorité des données de stations couvrent les périodes récentes (depuis le milieu du 20^e siècle) et les observations sont prises une fois par jour. Compte tenu du rôle de la résolution temporelle dans l'applicabilité de la relation de CC, ce dernier facteur peut être limitant dans les analyses des liens températures et précipitations extrêmes, surtout pour celles qui sont de courte durée (minutes ou horaires).

Schroeer et Kirchengast (2018) ont analysé la relation de CC à l'échelle régionale en utilisant un réseau de 189 stations situées dans le sud-est de l'Autriche. Selon cette étude, les intensités de précipitations de durée de minutes à horaires suivent un taux classifié comme super-CC et CC, respectivement, pour les températures supérieures à 17°C. Ils ont également constaté que, en raison de la variabilité régionale et saisonnière des précipitations, un facteur d'échelle plus faible pour les précipitations horaires peut impliquer un changement absolu de plus grande intensité qu'un facteur d'échelle élevé

pour les précipitations de durée de 10 minutes pendant les mois d'été. Par exemple, une augmentation de 4 % d'un événement horaire impliquait 2 mm supplémentaires par degré autour de 20 °C; tandis que, une augmentation de 8% d'un événement de durée de 10 minutes signifiait 1,6 mm supplémentaire par degré Celsius.

Parmi les premières études réalisées aux États-Unis, Shaw *et al.* (2011) ont réalisé une analyse à partir des données de 14 stations météorologiques regroupées dans quatre régions hydroclimatiques différentes. Dans toutes les régions à l'exception de l'intérieur de l'État de New York, le 99^e centile de précipitations horaires suivait en général la relation de CC. Dans l'état de New York, l'intensité était proportionnelle à une relation super-CC. D'après cette étude, l'utilisation de la relation de CC ne devrait s'appliquer qu'à certaines régions et à certaines périodes de l'année.

Également aux États-Unis, Mishra *et al.* (2012) ont examiné la relation entre les précipitations extrêmes horaires et la température moyenne quotidienne à partir de données observées pour la période de 1950-2009. Selon cette étude, le taux de changement des précipitations extrêmes était supérieur à celui proposé dans la relation de CC pour environ 80 % des stations. Ces auteurs ont suggéré que ce taux est, au moins partiellement, le résultat de facteurs liés aux gradients de température. Par les raisons évoquées, la dynamique de l'atmosphère peut être impliquée via les systèmes baroclines qui se nourrissent de l'énergie potentielle disponible inhérente aux contrastes de température entre les masses d'air chaud et froid. Plus le contraste de température est important, plus le potentiel de précipitations extrêmes est grand (Mishra *et al.*, 2012). Toutes choses étant égales par ailleurs, une température plus élevée dans le secteur chaud du système dépressionnaire favoriserait un contraste de masse d'air plus fort, un développement de systèmes baroclines plus vigoureux et des bandes de précipitations plus intenses (Mishra *et al.*, 2012).

Dans l'étude d'Ivancic et Shaw (2016), la relation entre P_{ext} et T est analysée avec des données de stations agrégées sur une grille de 161x161 km. Pour chaque point de la grille correspondant au territoire des États-Unis, les pluviomètres qui enregistraient des précipitations horaires ont été associés à des stations qui mesuraient des données de température horaire (situées à moins de 48 km du pluviomètre). En faisant l'analyse seulement pour les précipitations convectives, ces auteurs ont évalué si la relation super-CC était le résultat d'une transition entre les précipitations stratiformes et les précipitations convectives. En utilisant la température du point de rosée, ils ont étudié la disponibilité d'humidité dans l'atmosphère vis-à-vis de l'occurrence des précipitations extrêmes. Dans ce cas, un taux de changement supérieur à celui proposé par l'équation de CC était observé pour les stations situées dans le nord-est des États-Unis. De plus, à 56% des points de grille, la relation super-CC semblait se produire entièrement en raison d'une transition entre les types de précipitation stratiformes et convectives.

Au Canada, Panthou *et al.* (2014) ont été les premiers à utiliser la méthodologie proposée par Lenderink et Van Meijgaard (2008). Ils ont analysé le comportement des précipitations extrêmes (de durée de 5 minutes à 12 heures) pour plus de 100 stations météorologiques dans différentes régions climatiques du Canada. Pour les durées les plus courtes, la relation entre P_{ext} et T était proche de la relation de CC dans les régions côtières, tandis qu'une relation super-CC a été observée pour les régions à l'intérieur du continent. Selon les auteurs de cette étude, différents facteurs peuvent influencer cette relation, surtout la durée de la précipitation et la région climatique en question.

Finalement, la relation de CC a aussi été étudiée à l'aide de données de stations au Canada, à partir de données quotidiennes de température et de précipitation, dans l'étude de Singh *et al.* (2020). Des écarts considérables par rapport au taux de

changement de CC ont été observés pour les précipitations extrêmes sur certaines régions du Canada, avec des taux de changement super-CC dans le nord et des taux de changement sous-CC pour la plupart des régions dans le sud du pays.

1.3.2 À partir des simulations de modèles météorologiques et climatiques

Les premiers travaux qui ont utilisé les simulations de Modèles Climatiques Globaux (MCGs) pour évaluer la relation entre P_{ext} et T ont été ceux de Trenberth (2003), Trenberth and Shea (2005), Allen et Ingram (2002) et Pall *et al.* (2007). Plus récemment, plusieurs études ont utilisé des modèles climatiques régionaux (MCRs) à plus haute résolution spatiale, pour analyser les liens à des échelles régionales voire locales, comme les travaux de d'Orgeville *et al.* (2014), Drobinski *et al.* (2016), Drobinski *et al.* (2018), Cannon et Innocenti (2019) et Oh et Sushama (2020). Dans les prochaines sections, une évaluation réalisée d'abord à partir des MCGs, puis des MCRs, est présentée.

a) Études réalisées à partir des MCGs

O'Gorman et Schneider (2009) ont examiné la relation de CC à partir de plusieurs simulations de MCG dans le cadre du projet *Aqua-Planet Experiment Project (APE)* en utilisant les simulations de MCGs provenant du *Coupled Model Intercomparison Project phase 3 (CMIP3)*. Ils ont déterminé que les centiles les plus élevés des précipitations quotidiennes augmentaient avec la température moyenne de surface à partir du seuil de 17°C, et que cette augmentation était généralement similaire ou supérieure à celle des précipitations moyennes, mais inférieure à celle reconstituée à partir de la colonne de vapeur d'eau atmosphérique. D'après cette étude, la différence entre la température moyenne et la température à laquelle les précipitations extrêmes

se produisent était seulement significative dans les hautes et les moyennes latitudes. Par ailleurs, le travail réalisé par O’Gorman et Muller (2010) a également permis d’analyser les facteurs qui influent sur le taux de changement de la quantité de vapeur d’eau dans l’atmosphère. Dans leur étude, la quantité moyenne de vapeur d’eau à l’échelle globale augmente avec un taux d’environ 7,3%/°C, en utilisant la température moyenne de l’air de surface provenant de la moyenne d’ensemble des douze MCGs de CMIP3.

b) Études réalisées à partir des MCRs

Les MCGs sont des modèles qui possèdent une résolution grossière (> 100 km), ce qui limite l’étude des événements extrêmes, notamment en ce qui a trait à la précipitation (Drobinski, 2015). En plus des limitations liées à la résolution spatiale, il faut ajouter les problèmes associés à la paramétrisation de la convection dans les MCGs qui ne permettent pas de tenir compte de façon explicite des précipitations estivales liées aux systèmes de mésoéchelle ou aux systèmes orageux (Westra *et al.*, 2014).

Pour pallier ces limitations, plusieurs études ont été menées en utilisant des simulations de MCRs afin d’explorer plus finement (i.e. valeurs ajoutées à l’échelle régionale) la capacité des modèles à reproduire la relation entre P_{ext} et T à plus haute résolution (Panthou *et al.*, 2014). Malgré ces études, plusieurs questions restent en suspens par rapport à la modélisation de la précipitation, principalement des questions liées aux échelles spatiales et temporelles. Par exemple l’étude de (Westra *et al.*, 2014) met de l’avant les questions suivantes : 1) Quelle résolution spatiale serait nécessaire pour avoir une bonne représentation du comportement des précipitations extrêmes à différentes échelles temporelles? et 2) La paramétrisation de la convection pourrait-elle représenter de manière adéquate les précipitations à des échelles horaires et sous-horaires?

L'étude de Drobinski *et al.* (2016) a permis d'examiner la mise à l'échelle des précipitations extrêmes et la température, ainsi que leur distribution spatiale et temporelle dans le climat actuel. Ils ont utilisé les simulations et les observations de stations météorologiques de surface collectées dans le cadre des programmes HyMeX-*Hydrological Cycle in the Mediterranean Experiment* (Drobinski *et al.*, 2014) et MED-CORDEX-*Mediterranean Experiment of the Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment* (Ruti *et al.*, 2016) dans le sud de la France. En analysant la relation entre les précipitations extrêmes et la température, ils ont déterminé deux régimes sous forme de crochet : l'un à basse température (en dessous de 15°C) avec des taux d'augmentation proches de 6,8 %/°C, et l'autre à des températures plus élevées (au-dessus de 15°C) avec des taux de changement sous-CC, voire des taux négatifs (i.e., décroissance de la précipitation extrême avec la température). La variabilité spatiale et temporelle de la relation de CC a également été analysé dans la région méditerranéenne pour différents scénarios climatiques (Drobinski *et al.*, 2018), suggérant une augmentation des précipitations extrêmes avec le réchauffement.

Au Canada, l'étude d'Oh et Sushama (2020) a permis d'évaluer les caractéristiques des précipitations extrêmes de courte durée (1, 3, 6 et 12 h) en fonction de la température, à partir des simulations du modèle régional GEM (*Global Environmental Multiscale*) à une résolution horizontale de 0.44 ° (environ 50 km), pilotées par les réanalyses ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011), et les MCGs CanESM2 (*Canadian Earth System Model*) (Arora *et al.*, 2011) et MPI-ESM (*The Max Planck Institute for Meteorology Earth System Model*) (Giorgetta *et al.*, 2013). Parmi les caractéristiques générales de la relation entre P_{ext} et T simulées dans le climat actuel (1981-2010), une relation sous-CC s'observe pour les régions côtières et nordiques, et proches de CC pour les régions intérieures. L'analyse des simulations dans le climat futur (2071–2100) suggère des changements importants des précipitations selon les intervalles de températures et les

scénarios RCP4.5 et 8.5, en particulier avec les données horaires. Pour les basses températures (≤ 15 °C), les précipitations extrêmes de courte durée augmentent en raison d'une humidité relative plus élevée, tandis que pour les hautes températures (>15 °C), une plus forte convection due à l'instabilité atmosphérique provoquée par le réchauffement de la surface est en cause.

Lorsque la résolution du modèle est supérieure à 4 km (très haute résolution), les MRCs sont capables de représenter de façon explicite la convection sans avoir besoin d'une paramétrisation (Westra *et al.*, 2014). Ces modèles avec une convection explicite ou « *convection-permitting* » se sont avérés très utiles pour améliorer les prévisions quantitatives des précipitations extrêmes (Westra *et al.*, 2014), en particulier celles reliées aux systèmes convectifs à mésoéchelle mieux reproduits que dans les modèles à plus basse résolution (Berthou *et al.*, 2020). Malheureusement, peu d'études utilisent jusqu'à présent ces modèles en raison de leur coût de calcul élevé, et de leur développement assez récent. Les simulations disponibles sont généralement limitées à de petits domaines et sur de courtes périodes de temps (Berthou *et al.*, 2020). L'étude de d'Orgeville *et al.* (2014) a permis de réaliser un mini ensemble de simulations avec le modèle WRF (Weather Research and Forecasting Model), couvrant la région de Grands Lacs, en utilisant le scénario RCP8.5. D'après cette étude, les précipitations extrêmes augmentent avec un taux de changement super-CC, entre 7 et 10%/°C. Prein *et al.* (2017) ont également analysé les changements observés et simulés des précipitations extrêmes locales à très haute résolution (grille de 4 km) aux États Unis. Le modèle WRF est également utilisé, piloté avec les données de réanalyse ERA-Interim, pour une simulation de 13 années. Cette étude confirme également que les précipitations extrêmes augmentent avec la température dans les environnements humides et diminuent brusquement dans les environnements secs et dans lesquels l'humidité est plus limitée.

Plus récemment, Cannon et Innocenti (2019) ont étudié les changements futurs des précipitations extrêmes de courte durée, ainsi que les courbes Intensité–Durée–Fréquence (IDF), à l'aide de deux ensembles de simulations WRF (~4 km), une simulation de contrôle historique (Liu *et al.*, 2017) et une simulation de pseudo-réchauffement global (Liu *et al.*, 2017; Rasmussen *et al.*, 2017) pour la fin du 21^e siècle, sur un domaine couvrant le nord du Mexique, les États-Unis et le sud du Canada. En tenant compte d'une période de retour de 10 ans, une relation super-CC a été trouvée dans le cas des précipitations de très courte durée (sous-horaires), une relation proche de CC pour les durées entre 1-6 h, et une relation sous-CC pour les précipitations de durées plus longues.

Knist *et al.* (2020) ont évalué la relation entre les précipitations extrêmes et la température l'air, avec une simulation du WRF (~3 km) pour les climats actuels et futurs, sur un petit domaine dans l'Europe centrale, ainsi que la valeur ajoutée de cette simulation par rapport à une autre simulation à 12 km de résolution. La relation super-CC n'est reproduite que par les simulations à 3 km quand les températures sont supérieures à 11°C. Selon les auteurs, les courbes température-précipitations extrêmes devraient se déplacer vers des valeurs de précipitations plus extrêmes à des températures plus élevées, en conservant leur forme typique.

1.4 Hypothèse, questions de recherche et objectifs et de l'étude

Au fur et à mesure que les données observées et les simulations deviennent disponibles à très haute résolution spatiale et temporelle, la compréhension des processus physiques reliés aux précipitations extrêmes s'améliore, même si les connaissances sur les liens avec les températures restent encore incomplètes. Toutefois, l'amélioration des connaissances et une simulation plus précise et robuste des précipitations extrêmes

peuvent augmenter notre capacité de prévention et d'évaluation du risque d'inondations dans le futur.

Compte tenu des connaissances actuelles sur les liens connus entre les précipitations extrêmes et les températures de l'air, plus d'analyse reste à faire afin de mieux quantifier les divers facteurs qui sont responsables des écarts par rapport à la relation de CC à partir de données simulées versus observées ou réanalysées. Dans notre cas, nous utiliserons les simulations disponibles au centre ESCER à l'aide du MRC dont les configurations utilisent différentes résolutions spatiales. Notre étude sera réalisée sur la région du bassin versant de la rivière des Outaouais (BVRO), une zone géographique très touchée par les inondations printanières. Cela permettra de mettre en évidence des aspects extrêmement importants comme la valeur ajoutée du modèle, le rôle primordial de l'utilisation des données horaires dans l'analyse des extrêmes climatiques, ainsi que la distinction entre les différents comportements de la relation de CC à des échelles intra-saisonnières.

L'objectif général de ce projet de mémoire est de :

- Déterminer l'applicabilité de relation de CC à partir des simulations à différentes résolutions et deux produits de réanalyse dans le climat actuel sur la région du BVRO.

Les objectifs spécifiques de notre étude sont les suivants :

1. Identifier et évaluer si la relation de CC varie selon les échelles horaires ou quotidiennes de la précipitation.
2. Évaluer l'effet de la résolution du modèle sur les liens entre les températures et les précipitations extrêmes.
3. Analyser la saisonnalité du facteur d'échelle selon la région d'étude.

4. Étudier les causes associées au comportement sous « forme de crochet », pour les valeurs de températures élevées (saison estivale).

Les hypothèses suivantes sont utilisées :

- Il existe des liens significatifs et physiquement identifiables dans la relation entre les précipitations extrêmes et la température moyenne de l'air près de la surface. Ces liens varient selon l'échelle temporelle choisie, la saison de l'année et la résolution du modèle utilisée.
- Les simulations et le modèle utilisé permettent d'établir des liens cohérents et physiquement plausibles.

Afin de valider ces hypothèses et en lien avec les objectifs décrits précédemment, les trois questions de recherche suivantes sont posées :

- Dans quelle mesure les données de température et de précipitations extrêmes suivent-elles la loi de Clausius-Clapeyron dans la région du bassin versant de la rivière des Outaouais?
- Quelles variations peuvent être observées dans cette relation selon la résolution spatiale du modèle, l'échelle temporelle et la saison de l'année choisie?
- Quelles sont les causes physiques qui pourraient expliquer le comportement en forme de crochet obtenu pour la saison estivale?

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE

2.1 Région d'étude : Le bassin versant de la rivière des Outaouais

Le bassin versant de la rivière des Outaouais (BVRO) est situé dans la partie sud-est du Canada, soit un bassin localisé en territoire québécois et ontarien. Il occupe une superficie de 146 334 km², dont 65% se trouve au Québec et 35% en Ontario (MDDELCC, 2015). Dans la région du BVRO, la forêt représente 77% de la couverture totale de la surface, 19 % correspond au réseau hydrographique (rivières, lacs et milieux humides), tandis que les zones agricoles occupent 3% et les zones urbaines 1% du territoire (ECCC, 2018). L'altitude moyenne du BVRO est de 313 mètres, avec une altitude maximale de 929 mètres, une altitude minimale de 13 mètres et une pente moyenne de 8 %, selon le modèle numérique de terrain de la *Shuttle Radar Topography Mission* (voir tableau 2.1) (Benoit, 2021). L'agglomération urbaine de Gatineau-Ottawa est la plus peuplée du bassin (MDDELCC, 2015), avec une population de 1 323 783 habitants (Statistique-Canada, 2019). Au Québec, le BVRO comprend 20 municipalités régionales de comté (MRC), dont les MRC de l'Outaouais et des Laurentides qui comptent le plus d'habitants (MDDELCC, 2015), avec 401 388 et 631 592 habitants, respectivement (ISQ, 2020).

D'une façon générale, le climat dans le BVRO est continental humide, avec étés tempérés ou doux, d'après la classification de Köppen-Geiger (Peel *et al.*, 2007). Dans la région, les précipitations totales annuelles varient entre 786,3 mm et 1048,7 mm et la température moyenne annuelle entre 2°C et 6,6°C, avec des moyennes de températures minimales de -18,8 °C en janvier et 12,6 °C en juillet, et des moyennes de températures maximales de -7,3 °C en janvier et 25,1 °C en juillet (ECCC, 2021)².

La figure 2.1 présente les trois régions d'intérêt utilisées dans ce travail :

- Le domaine #1 est situé entre 40 et 50°N et entre 82 et 72°W; il englobe la partie sud des provinces du Québec et de l'Ontario, et la partie nord-est des États-Unis. Il a été choisi pour comparer la distribution spatiale du facteur d'échelle α du domaine #2 avec les régions environnantes.
- Le domaine #2 correspond au bassin versant proprement dit. Il constitue le domaine principal de notre étude et fera l'objet de l'analyse de la relation de CC.
- Le domaine #3 correspond à un petit domaine au milieu du bassin du BVRO, s'étendant entre 46 et 47°N et 77 et 76°W. Il a été choisi pour l'analyse des liens entre les extrêmes de précipitations et la circulation atmosphérique en été. Dans cette analyse, le choix d'un domaine suffisamment petit a été déterminé afin de circonscrire le plus possible les variables de grande échelle responsables des conditions régionales de températures et de précipitations quotidiennes.

² Pour la description climatologique, les données de température et de précipitations de 9 stations météorologiques situées à l'intérieur du BVRO (Québec-6 et Ontario-3) ont été prises du site officiel d'ECCC (Période normale : 1981-2010).

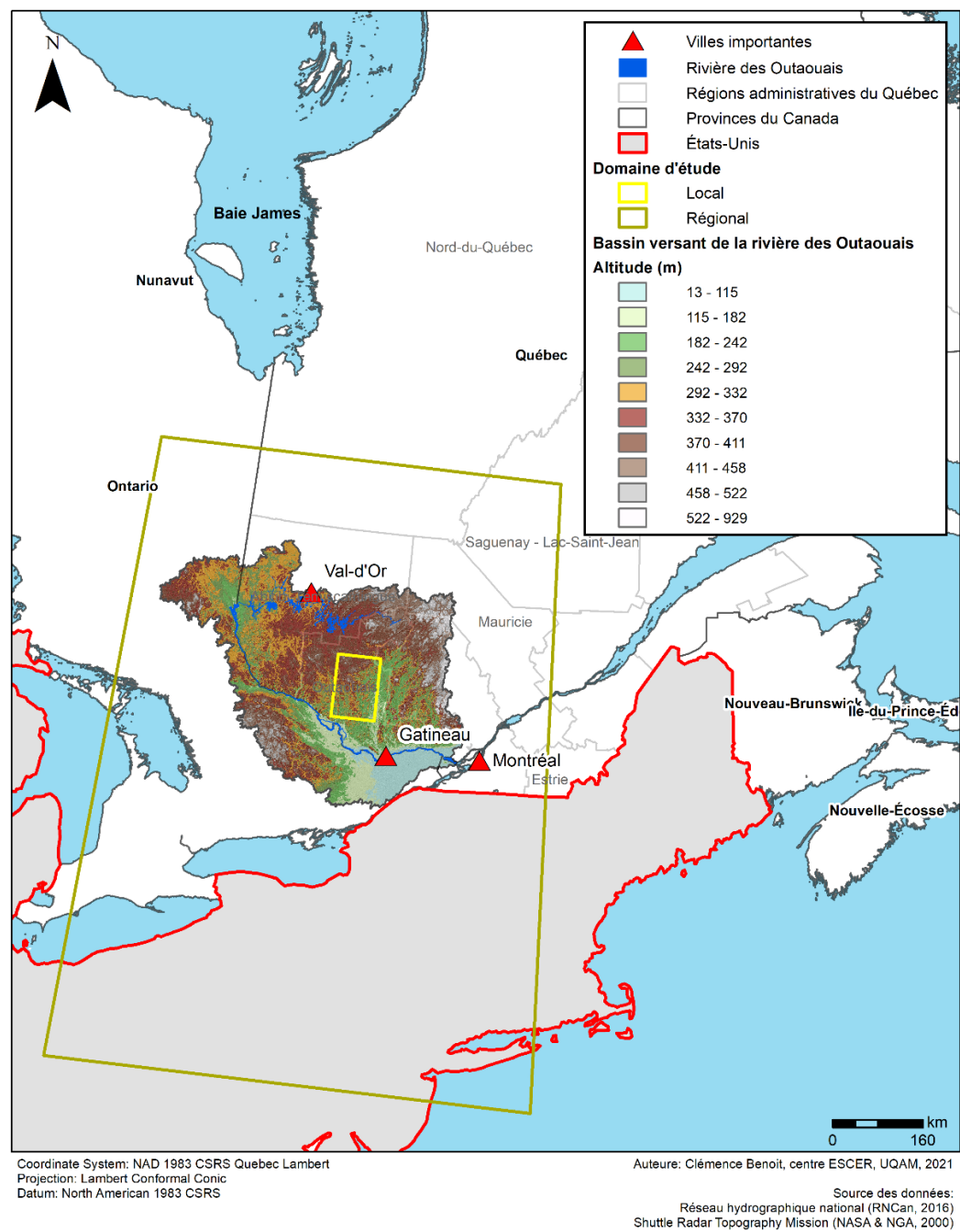


Figure 2.1 Les trois régions d'étude utilisées dans ce travail (domaine # 1, domaine # 2, domaine # 3). Source : (Benoit, 2021).

Tableau 2.1 Source des données utilisées pour l'analyse géospatiale des caractéristiques. Source : (Benoit, 2021).

Type de données	Format	Échelle/résolution	Couverture spatiale	Année	Source
Réseau hydrographique national (RHN)	Vectériel	1 : 50 000 m ou mieux	Canada	2016	RNCan
Limites du BVRO et des SBV	Vectériel	1 : 50 000 m ou mieux	Canada	2016	RHN (RNCan)
MNE - <i>Shuttle Radar Topographie Mission</i>	Matriciel	1 arc sec (30 m)	80 % des terres totales de la planète (Farr <i>et al.</i> , 2007)	2000	NASA et NGA (plateforme USGS Earth Explorer)

2.2 Données utilisées

2.2.1 Le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC)

Le Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) a été largement utilisé pour les simulations dans un contexte de changements climatiques (Ogden et Gachon, 2019). La cinquième génération du MRCC5 a été développée par le Réseau Canadien en Modélisation et Diagnostics du Climat Régional coordonné par le centre ESCER de l'UQAM. Le MRCC5 est basé sur une version à aire limitée (*Local Area Model- LAM*) du modèle GEM (*Global Environmental Multiscale Model*) utilisé pour la prévision numérique du temps (NWP- *Numerical Weather Prediction*) à Environnement Canada (Côté *et al.*, 1998b; Côté *et al.*, 1998). Le MRCC5 est basé sur version 3 du modèle GEM (Diaconescu *et al.*, 2016), en combinaison avec le schéma de surface CLASS 3.5

(Versegny, 2008) et le modèle thermodynamique FLake pour simuler, entre autres, la température des lacs. Une description détaillée du MRCC5 est disponible dans Martynov *et al.* (2013); (Martynov *et al.*, 2012) et (Šeparović *et al.*, 2013).

Les champs de précipitation et de température utilisées dans ce travail proviennent de trois simulations qui ont été effectuées avec le MRCC5 pour la région de l'Amérique du Nord à différentes résolutions (0,44 °, 0,22 °, et 0,11 °). Ces simulations ont été réalisées dans le cadre du projet CORDEX (*Coordinated Regional Climate Downscaling experiment*) (Giorgi *et al.*, 2009). Les variables (horaires) et les périodes utilisées sont présentées au Tableau 2.2. Elles ont été obtenues auprès du centre ESCER de l'Université du Québec à Montréal (UQAM).

Tableau 2.2 Description des données simulées du MRCC5 utilisées dans notre étude.

Période couverte (Année/ Mois)	Résolution de chaque simulation	Variables	Niveaux - intervalle d'archivage	Moyenne temporelle ou heure d'intérêt	Unités
1979/01– 2014/12	0,44 ° (~50 km)	Température	2 m (3 h)	quotidienne	°C
	0,22 ° (~25 km)	Précipitation totale	Surface	quotidienne	mm
	0,11 ° (~12,5 km)		(1 h)	1h max3	

3 Précipitations maximales horaires sur une période de 24 h

Les trois simulations utilisées dans notre étude, avec trois résolutions horizontales différentes, sont pilotées aux frontières latérales avec les données atmosphériques de réanalyses ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011). Pour fournir les données du MRCC5 à chaque pas de temps, une interpolation temporelle linéaire des champs de température, des composantes horizontales du vent, d'humidité spécifique et de pression de surface a été utilisée. Les données océaniques de surface prescrites dans le MRCC5 (températures de surface de l'océan et couverture de glace marine) proviennent également des réanalyses ERA-Interim.

Tableau 2.3 Description des données simulées avec le MRCC6, utilisées dans notre étude.

Période couverte (Année/ Mois)	Résolution	Schéma de surface	Variables	Niveaux (fréquence d'archivage)	Résolution temporelle utilisée	Unités
2018/09– 2019/08*	2.5 km	ISBA	Température	2 m (3 h)	Quotidienn e	°C
2018/09– 2019/08*	2.5 km	CLASS	Précipitation totale	Surface (1 h)	Horaire	mm
2016/09– 2019/08**	2.5 km	ISBA				

* Basée sur le modèle GEM4 (Girard *et al.*, 2014), ** Basée sur le modèle GEM5 (McTaggart-Cowan *et al.*, 2019)

Par ailleurs, trois autres simulations sont utilisées, ces dernières provenant de deux versions de la sixième génération du MRCC6, qui est en cours de développement au

centre ESCER de l'UQAM (cf. Tableau 2.3). La première version est basée sur le modèle (GEM) version 4 (Girard *et al.*, 2014) et la deuxième est basée sur GEM version 5 (McTaggart-Cowan *et al.*, 2019) du Service météorologique du Canada (SMC-ECCC). Avec une très haute résolution spatiale (2.5 km) et une convection explicite (sans paramétrisation de la convection profonde), les simulations basées sur le modèle GEM4 (2018/09–2019/08) utilisent les deux schémas de surface ISBA (Bélair *et al.*, 2003b; Bélair *et al.*, 2003a) et CLASS-version 3.6 (Verseghy, 2012), tandis que la simulation basée sur le modèle GEM5 (2016/09–2019/08) utilise seulement le schéma de surface ISBA.

2.2.2 Les réanalyses ERA5 et ERA5-Land

De nos jours, les données de réanalyses représentent les données les plus utilisées dans les géosciences, car elles fournissent un état de l'atmosphère plus complet dans l'espace et dans le temps que les données de stations d'observation, en combinant les modèles de prévision numériques avec les observations historiques (Rohrer *et al.*, 2020).

Les réanalyses ERA5 (Hersbach *et al.*, 2020) ont été obtenues via le projet Copernicus (C3S, 2017). Elles correspondent à la cinquième génération de réanalyses atmosphériques à l'échelle globale du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF). Celles-ci fournissent des données horaires d'un grand nombre de variables climatiques atmosphériques, terrestres et océaniques, en utilisant 137 niveaux depuis la surface jusqu'à une hauteur de 80 km (Hersbach *et al.*, 2020). Elles sont disponibles à une résolution horizontale de 0,25° (soit environ 31 km).

Par ailleurs, le produit de réanalyse ERA5-Land (Muñoz-Sabater *et al.*, 2021) fournit l'évolution de la composante terrestre d'ERA5 à une résolution améliorée d'environ 9 km. ERA5-Land utilise le forçage atmosphérique d'ERA5, c'est-à-dire des variables atmosphériques telles que la température et l'humidité de l'air, qui sont considérées comme les variables d'entrée pour contrôler les champs terrestres simulés (Muñoz-Sabater, 2019).

Tableau 2.4 Description des données ERA5 utilisées dans notre étude. Source : (C3S, 2017).

Période couverte (Année/Mois)	Résolution	Variables	Niveaux-intervalle d'archivage	Moyenne temporelle ou heure d'intérêt	Unités
1979/01– 2014/12	31 km	Température	2 m (1 h)	quotidienne	°C
		Précipitation totale	Surface (1 h)	quotidienne 1h max	mm
		Hauteur géopotentielle	500 hPa (1 h)	quotidienne	m ² s ⁻²
		Pression au niveau moyen de la mer	Surface (1 h)	quotidienne	hPa

Les données de réanalyses ERA5-Land et ERA5 seront utilisées pour comparer les simulations du MRCC5/MRCC6 et notamment les liens de CC entre les températures et les précipitations simulées. Afin de permettre l'intercomparaison des simulations et

des réanalyses, les variables température et précipitations de ces deux produits ont été obtenues via le site du projet *Copernicus Climate Change Service Climate Data Store*. La description de chacune des variables est présentée aux Tableaux 2.4 (ERA5) et 2.5 (ERA5-Land).

Les deux champs météorologiques d'ERA5, soit la hauteur géopotentielle à 500 hPa et la pression au niveau moyen de la mer (cf. Tableau 2.4), seront également utilisés pour analyser les liens entre les précipitations extrêmes et la circulation atmosphérique à grande échelle durant la saison d'été. Pour obtenir la hauteur géopotentielle (h) en mètres et relative au niveau moyen de la mer, nous avons divisé le géopotential par l'accélération gravitationnelle de la Terre ($g = 9,80665 \text{ m/s}^2$).

Tableau 2.5 Description des données ERA5-Land utilisées dans l'étude. Source: (Muñoz-Sabater, 2019).

Période couverte (Année/Mois)	Résolution	Variables	Niveaux-intervalle d'archivage	Moyenne temporelle ou heure d'intérêt	Unités
1981/01– 2014/12	9 km	Température	2 m (1 h)	quotidienne	°C
		Précipitation totale	Surface (1 h)	quotidienne 1h max	mm

2.2.3 Les données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8

Le MSWEP V2.8 (*Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation*) (Beck, H. et al., 2019) est un ensemble de données (sur une grille globale) multi-sources à 0,1° qui rassemble les données des observations de stations (gauge), satellitaires ainsi que de

réanalyses, et qui a été validé à partir des données de 70 000 stations (gauge) et de modélisation hydrologique sur 9 000 bassins versants à travers le globe (Beck *et al.*, 2017). Afin de permettre l'intercomparaison avec les simulations et les réanalyses, la variable précipitations (Tableau 2.6) a été obtenue via le site GloH2O (<http://www.gloh2o.org/mswep/>).

Tableau 2.6 Description des données MSWEP V2.8 utilisées dans l'étude. Source: (Beck et al., 2019)

Période couverte (Année/Mois)	Résolution	Variables	Niveaux-intervalle d'archivage	Moyenne temporelle ou heure d'intérêt	Unités
1980-2010	0,1° (~12 km)	Précipitation totale	Surface (3 h)	quotidienne	mm

2.3 Méthodologie

2.3.1 Comparaison des valeurs moyennes saisonnières des températures et des précipitations simulées et provenant des réanalyses

Les cinq ensembles de données 4 sont comparés et évalués à partir des moyennes climatologiques (calculées sur la période 1981-2010) des températures moyennes quotidiennes et des précipitations cumulées (horaires et quotidiennes) pour chaque

4 Les trois simulations du modèle MRCC5 (0,11°, 0,22° et 0,44°) et les réanalyses (ERA5 et ERA5-Land)

saison de l'année. Les cartes de biais (différences entre simulations et réanalyses) sont également réalisées. Ainsi, les moyennes climatologiques saisonnières des quatre paramètres suivants ont été élaborées :

- Température moyenne saisonnière (DJF soit l'hiver, MAM soit le printemps, JJA soit l'été, et SON soit l'automne)
- **Moyenne des précipitations** cumulées (DJF, MAM, JJA, SON)
- 99^e centile de précipitations horaires (DJF, MAM, JJA, SON)
- 99^e centile de précipitations quotidiennes (DJF, MAM, JJA, SON)

Afin de calculer les biais moyens de température et de précipitation, les données de réanalyse ERA5_Land ont été interpolées sur la même grille du MRCC5 à l'aide de l'opérateur *remapycon* (Schulzweida, 2018) en l'implantation du package YAC (YetAnotherCoupler) de l'interpolation conservatrice de premier ordre (Hanke *et al.*, 2016). Cela offre un couplage flexible des champs physiques définis sur des grilles régulières et irrégulières sur la sphère sans hypothèses a priori sur la structure les types d'éléments de la grille (Hanke *et al.*, 2016).

2.3.2 La Méthode par intervalles ou *Binning Method*

La méthodologie pour analyser les liens entre les précipitations et les températures est celle proposée par Lenderink et Van Meijgaard (2008) et utilisée dans de nombreux travaux (Drobinski *et al.*, 2016; Drobinski *et al.*, 2018; Hardwick Jones *et al.*, 2010; Panthou *et al.*, 2014; Utsumi *et al.*, 2011). Cette méthode est appelée « *Binning Method* »; elle consiste à regrouper les données de température en intervalles (*bins*) et ensuite calculer pour chaque intervalle les centiles de précipitations les plus extrêmes (90^e, 95^e ou 99^e centiles).

La première étape est de créer les paires de température et de précipitations uniquement pour les jours humides. Même si la fréquence d'archivage des données de température est de 3 h (cf. Tableaux 2.1 à 2.3), la température moyenne quotidienne a été choisie à la place de la température au moment de l'événement de précipitation. D'après Lenderink et Van Meijgaard (2008), celle-ci fournit une bonne approximation de la température de la masse d'air en question, sans prendre en compte les variations que celle-ci pourrait subir en raison de l'événement de précipitation lui-même.

En ce qui concerne les données de précipitation, l'intensité de précipitation maximale horaire (1h max) sur une période de 24h a été choisie pour analyser le comportement des précipitations horaires extrêmes, puis l'intensité de précipitations cumulées sur une période de 24h a été utilisée pour analyser les précipitations quotidiennes extrêmes.

L'approche choisie pour créer les intervalles de valeurs est celle proposée par Lenderink *et al.* (2011). Celle-ci est utilisée principalement dans les études menées en Amérique du Nord et consiste à créer des intervalles de température de 2°C chaque 1°C (*overlapping bins*) afin de « lisser » les données. Une autre façon utilisée dans la littérature consiste à créer des intervalles avec un nombre égal d'échantillons afin d'avoir un nombre raisonnable de valeurs dans chaque intervalle (Drobinski *et al.*, 2016; Drobinski *et al.*, 2018; Hardwick Jones *et al.*, 2010; Utsumi *et al.*, 2011). Pour chaque intervalle composé de plus de 100 paires de données de température et de précipitation, la valeur moyenne des données de température est choisie comme la valeur représentative de cet intervalle. Ensuite, le 99^e centile des précipitations (horaires et quotidiennes) est calculé pour l'intervalle en question.

Pour étudier l'applicabilité de l'équation de CC, Hardwick Jones *et al.* (2010) ont proposé une relation exponentielle (voir équation 2.1) qui fait le lien entre l'évolution des précipitations extrêmes (99^e centile) et le changement de la température ΔT :

$$P2 = P1(1 + \alpha)^{\Delta T} \quad \rightarrow \quad \log(P2) = \log(P1) + \Delta T * \log(1 + \alpha) \quad (2.1)$$

où α représente le taux de changement de la précipitation en fonction de la température; $\alpha = 0,068$ équivaut à la mise à l'échelle de 6,8%/°C issue de la relation de CC. Pour trouver la valeur α , une régression exponentielle est appliquée aux données de température et de précipitation (99^e centile), en ajustant une courbe linéaire des moindres carrés au logarithme du centile des précipitations $\log(P2)$ en fonction de ΔT ; ainsi $\log(1 + \alpha)$ correspond à la pente de la fonction et $\log(P1)$ correspond au point d'intersection de la droite de régression avec l'axe des ordonnées.

a) Seuils utilisés pour définir les jours de pluie

Dans le but d'analyser s'il y avait des différences significatives en considérant toutes les précipitations ou celles dépassant un seuil fixe, un seuil pour définir les jours humides a été sélectionné de trois manières différentes : (i) un seuil de 0,1 mm proposé dans la littérature, de cette façon chaque intervalle est composé d'un plus grand nombre d'échantillons; (ii) un seuil de 0,3 mm utilisé en Amérique du Nord, principalement dans les études menées au Canada (seuil de détection des valeurs traces de la précipitation utilisé par Environnement et Changement climatique Canada (ECCC, 2013); (iii) le seuil officiel de 1 mm défini par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) pour définir les jours de pluie (WMO, 2006). L'usage de ces différents seuils permettra d'évaluer le rôle de l'inclusion de précipitations « en traces » dans les calculs des extrêmes. Selon l'OMM, une trace indique une quantité de précipitation tombée

qui est supérieure à zéro, mais trop minime pour être mesurée avec précision. Cette quantité varie en fonction de l'instrument utilisé, mais aussi en fonction du pays. D'après le *Manuel d'observations climatologiques* (MANCLIM) du Service météorologique du Canada (SMC), les précipitations (liquides) inférieures à 0,2 mm et les accumulations de neige de moins de 0,2 cm sont considérées comme valeurs traces au Canada (ECCC, 2013).

b) Intervalles de confiance et degré de signification de α

Le calcul des intervalles de confiance pour le 99^e centile de précipitations a été réalisé avec la méthode du *bootstrap* (Efron, 1992) avec un niveau de confiance de 95%. La méthode de « *bootstrap* » est une technique d'inférence statistique qui permet, par une simulation de ré-échantillonnage, de définir les intervalles de confiance (IC) pour une estimation. Il s'agit de générer des échantillons (*bootstrap replicates*) pour chaque intervalle de température avec le même nombre de valeurs que l'échantillon d'origine. Ce processus est répété 1 000 fois de façon itérative, à partir d'un ré-échantillonnage avec remplacement, ce qui équivaut à choisir n'importe quelle observation plus d'une fois.

Pour avoir une relation statistiquement significative lors de l'application de la régression exponentielle, le facteur d'échelle α [%/°C] a été calculé seulement pour les points où le degré de signification (*p-value*) était inférieur ou égal à 0,05.

c) Variabilité intra-saisonnière

La même méthodologie a été appliquée à une échelle intra-saisonnière pour analyser les éventuelles variations du comportement de la relation de CC dans les différents moments de l'année.

d) Avec les données du MRCC6

Malgré le fait que les séries chronologiques soient beaucoup plus courtes que dans le cas des simulations du MRCC6, une analyse similaire à celle décrite jusqu'à ici a été réalisée avec des données de précipitations horaires supérieures à 1 mm. Par contre, la partie dédiée à la variabilité intra-saisonnière n'a pas été incluse en raison de l'absence d'un nombre d'échantillons suffisamment représentatifs pour la période couverte.

2.3.3 Analyse des liens entre extrêmes de précipitations et circulation atmosphérique

Dans une deuxième partie, seulement les données de la simulation du modèle avec la plus haute résolution spatiale ($0,11^\circ$) sont utilisées. Ici, la recherche est orientée vers l'analyse du comportement sous forme de crochet, observé dans la saison estivale.

Avant d'effectuer cette analyse, les données d'ERA5 (hauteur géopotentielle à 500 hPa et pression au niveau moyen de la mer) ont été interpolées sur la même grille que les données de la sortie du modèle à $0,11^\circ$ avec la méthode d'interpolation bilinéaire. Avec cette méthode, chaque point interpolé est égal à la moyenne des quatre points les plus proches (Kirkland, 2010). Pour pouvoir interpoler un point situé entre les points connus plus éloignés, il faut calculer une moyenne entre ces points qui sont pondérés selon la distance du point interpolé à chacun des points originaux (L'interpolation, 2016).

Avec quatre conditions connues pour quatre points, l'interpolation bilinéaire est la suivante :

$$f(x, y) = a + bx + cy + dxy \quad (2.2)$$

Les coefficients a, b, c et d sont déterminés par les valeurs des points environnants comme suit :

$$\begin{aligned} f_{11} &= a + bx_1 + cy_1 + dx_1y_1 & f_{12} &= a + bx_1 + cy_2 + dx_1y_2 \\ f_{22} &= a + bx_2 + cy_2 + dx_2y_2 & f_{21} &= a + bx_2 + cy_1 + dx_2y_1 \end{aligned} \quad (2.3)$$

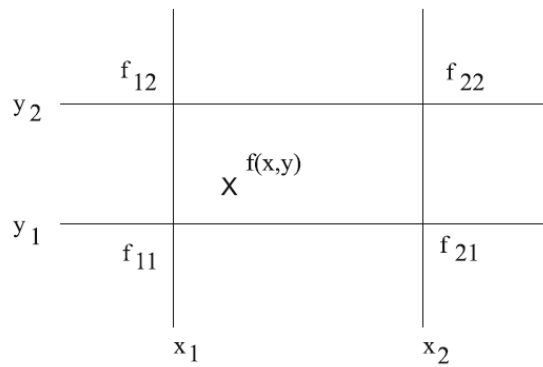


Figure 2.2 Interpolations dans une grille rectangulaire à deux dimensions. La fonction $f(x, y)$ peut être trouvée en un point arbitraire (x, y) avec uniquement les valeurs discrètes de $x = x_1, x_2$ et $y = y_1, y_2$ autour du point (x, y) . Source : (Kirkland, 2010).

Pour les mois d'été, la hauteur géopotentielle à 500 hPa et la pression au niveau moyen de la mer sont décrites à partir des cartes climatologiques (1981-2010) et des anomalies. Ces dernières ont été calculées pour les jours dont le domaine #3 avait des enregistrements de température dans les intervalles suivants : (A) $T < 15^\circ\text{C}$, (B) $15^\circ\text{C} < T < 25^\circ\text{C}$ et (C) $T > 25^\circ\text{C}$.

Le calcul des anomalies a été effectué selon l'équation :

$$APi = Pi - P(avr)i \quad (2.4)$$

où APi est l'anomalie pour le mois i , Pi est la valeur des précipitations du mois i , et $P(avr)i$ est la moyenne de la période normale (1981-2010).

Vu que les données de température et de précipitations issues des simulations du modèle MRCC6 sont à très haute résolution spatiale et la convection profonde est explicite, une analyse supplémentaire a été réalisée pour la saison estivale de l'année 2019 dans le même domaine#3.

Pour chaque jour, les événements de précipitation ont été définis comme le total cumulé entre deux périodes fixes sans pluie, aussi connu comme *Minimum inter-event time* (MIT) (Dunkerley, 2008). Le MIT choisi pour l'analyse était de 1 h ou plus, avec un seuil pour définir les précipitations $> 0,3$ mm (ECCC, 2013). Pour chaque événement, le nombre d'heures de pluie continues et le total en [mm] ont été calculés. Afin de ne considérer que les événements extrêmes de courte durée, seuls ceux d'une durée entre 1 h – 3 h ont été extraits. Par la suite, le 99^e centile des précipitations pour les événements regroupés dans chaque pas de temps [1h, 2h, 3h] a été trouvé. Finalement, les événements supérieurs au 99^e centile, c'est-à-dire les plus extrêmes, ont été sélectionnés avec la température quotidienne correspondante. Ces résultats ont été comparés simultanément avec les données ERA-Land.

CHAPITRE III

RÉSULTATS

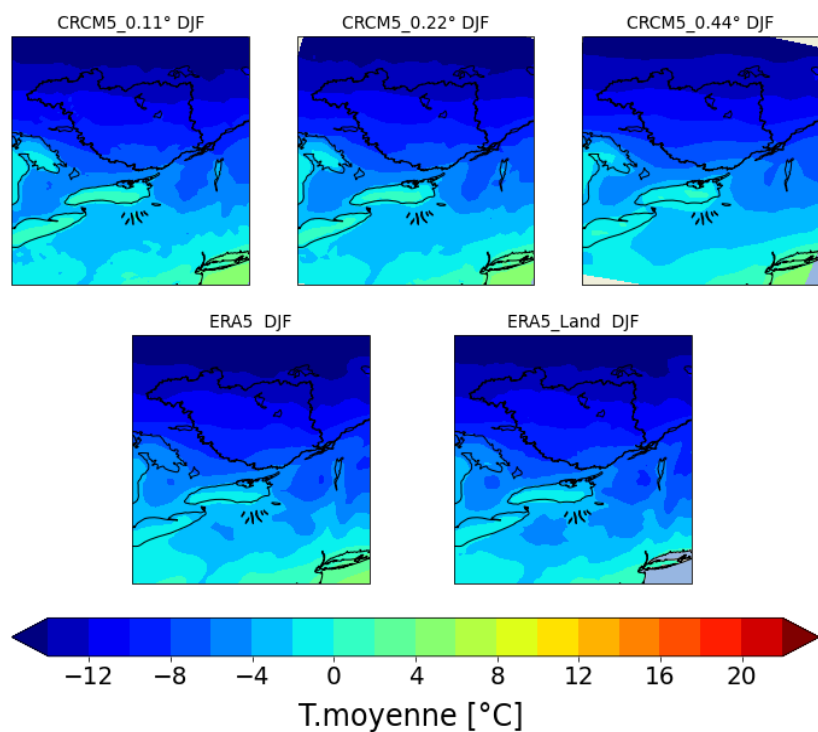
3.1 L'intercomparaison des normales et des extrêmes climatiques (1981-2010)

Dans cette première section, les moyennes saisonnières de température et de précipitation totale, ainsi que le 99^e centile de précipitation horaire et quotidienne, provenant des simulations du MRCC5 à différentes résolutions (0,44°, 0,22° et 0,11°) et des produits de réanalyses (ERA5 et ERA5-Land), sont évaluées et comparées entre elles, le tout sur la période normale (1981-2010). Cette analyse a été réalisée pour les quatre saisons de l'année (hiver – DJF, printemps, MAM, été – JJA, et automne – SON). Des différences entre les simulations du MRCC5 et les réanalyses ERA5-Land, utilisées comme valeurs de référence et interpolées sur la même grille du modèle, sont également présentées.

a) Température moyenne saisonnière

La figure 3.1 présente les moyennes saisonnières climatologiques (calculées pour la période normale 1981-2010) de la température [en °C] pour le domaine#1 (cf. figure 2.1).

a)



b)

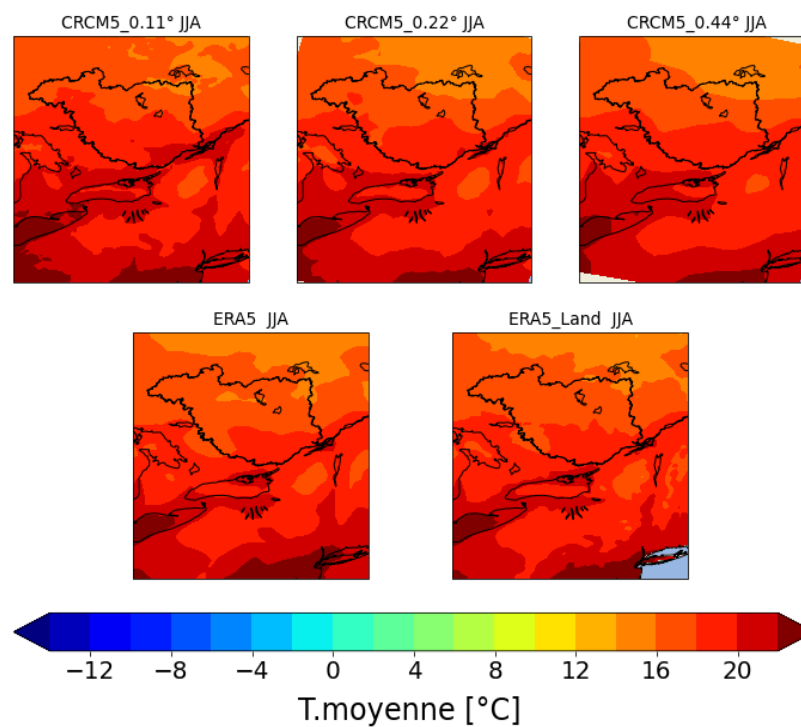


Figure 3.1 Température moyenne saisonnière [en °C] climatologique (calculée sur la période 1981-2010) provenant des simulations du MRCC5 à trois résolutions (0,11°, 0,22° et 0,44°) et des réanalyses ERA5 et ERA5-Land. Les panneaux à gauche (a) et à droite (b) représentent les saisons d'hiver et d'été, respectivement.

Elles ont été calculées à partir des simulations du MRCC5 à différentes résolutions et des réanalyses ERA5 et ERA5-Land pour les saisons d'hiver (a) et d'été (b), respectivement. Les cartes climatologiques réalisées pour les saisons du printemps et de l'automne sont disponibles à l'annexe A (figure A.1).

Comme le montre la figure 3.1, les températures moyennes varient entre -14 et 4°C en hiver, et entre 14 et 22°C en été. Au printemps et à l'automne, elles se situent entre -2 et 10°C, et entre 4 et 14°C, respectivement (cf. figure A.1). Dans tous les cas, la position plus septentrionale du BVRO, ainsi que sa distance relative par rapport aux Grands Lacs et l'océan Atlantique, explique la présence de températures plus basses qu'ailleurs (voir aussi figure A.1). Les produits à plus haute résolution (MRCC5 à 0,11° et ERA5-Land) permettent d'ailleurs de mieux capturer l'influence des masses d'eau et les effets topographiques que les produits à plus basses résolutions. En effet, en hiver et en automne (figure 3.1 et A.1, respectivement), les températures les plus élevées correspondent à la présence des Grands Lacs et la côte est américaine, et les températures les plus basses (en dehors des régions septentrionales) se situent dans la région des Appalaches (à l'est des Grands Lacs). Ces effets, mieux capturés à plus haute résolution, confirment également les travaux de (Roy *et al.*, 2012).

La figure 3.2 montre les différences moyennes des températures moyennes saisonnières climatologiques entre les trois simulations du MRCC5 et les réanalyses ERA5-Land. En hiver, les différences sont généralement positives avec un biais chaud sur la majeure partie du domaine de l'ordre de 0,75 à 1,25°C, sauf dans le cas des Grands Lacs où le modèle présente des différences plus élevées ($\geq 2^\circ\text{C}$). La présence des Grands Lacs et des températures de leur surface, qui conditionnent les températures de l'air sus-jacent dans le modèle MRCC5 (0,11° et 0,22°), n'est pas nécessairement adéquatement reproduite dans les produits de réanalyses qui ne peuvent pas constituer dans tous les cas des références sans différences notables (Diaconescu *et al.*, 2016; Lucas-Picher *et al.*, 2017; Xu *et al.*, 2019).

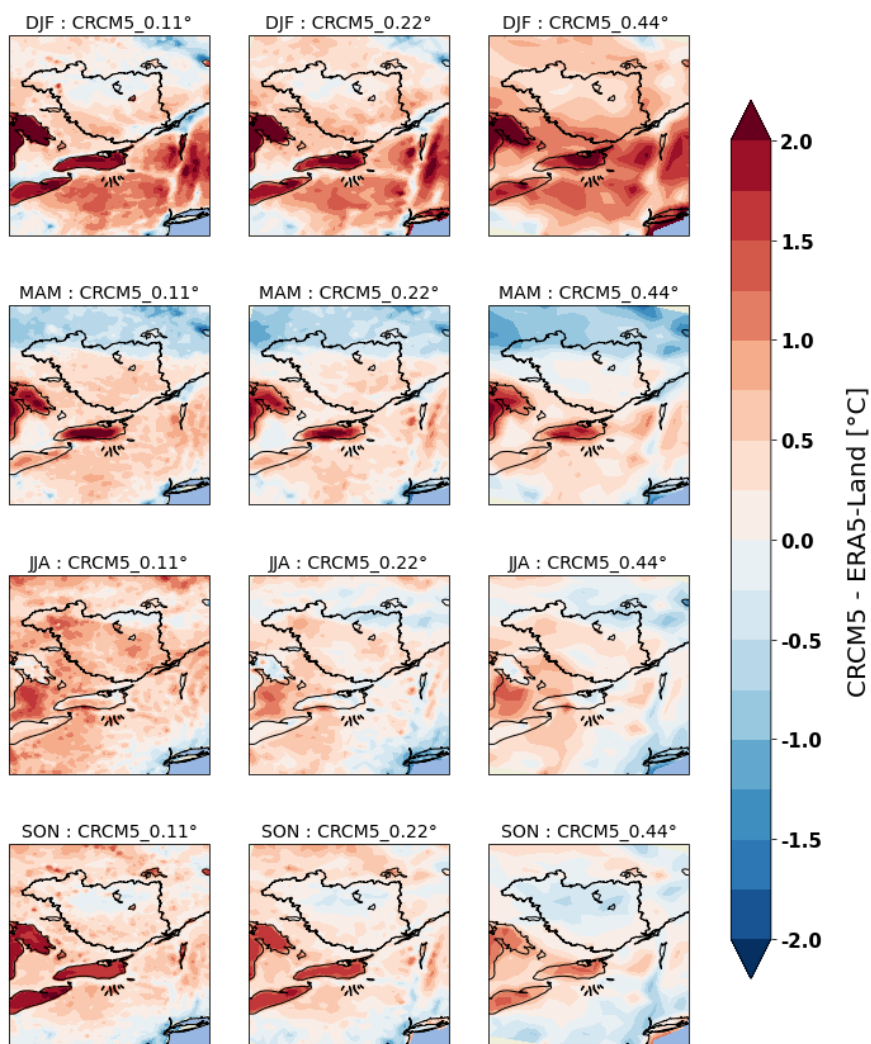


Figure 3.2 Différences moyennes (en °C) entre les trois simulations du MRCC5 (0,11°, 0,22° et 0,44°, panneaux de gauche à droite, respectivement) et les réanalyses ERA5-Land des températures moyennes saisonnières climatologiques présentées à la figure 3.1 et A.1. Les panneaux de haut en bas correspondent aux différences moyennes (MRCC5 – ERA5-Land) pour l’hiver, le printemps, l’été et l’automne, respectivement. À noter que les valeurs d’ERA5-Land ont été interpolées sur la grille de chaque modèle (cf. section 2.3.1).

À noter aussi que les différences des températures moyennes saisonnières entre les simulations et les réanalyses au-dessus des Grands Lacs peuvent provenir également de l'incorporation du modèle thermodynamique FLake (modèle 1-D thermodynamique) dans le MRCC5, alors que les réanalyses ERA5 utilisent une interpolation des données observées pour les températures des Grands Lacs.

Ce modèle de lacs fournit en général des valeurs de températures et de glace plus réaliste qu'une simple interpolation à partir des données de réanalyses à basse résolution, permettant notamment de mieux reproduire les bandes de neige en hiver à proximité des lacs (cf. Lucas-Picher et al., 2017). Ceci sera analysé dans la suite.

Au printemps, un biais froid entre $-0,25$ et $-1,25$ °C est présent pour les trois simulations au nord du domaine, plus important dans les simulations à plus basse résolution. Encore une fois, un biais chaud est généralement présent dans toute la partie centrale, principalement pour la région de Grands Lacs. Pour les saisons d'été et d'automne, le biais est plus faible que durant les autres saisons et est le plus souvent entre 1 °C et $-0,5$ °C, à l'exception de la région des Grands Lacs.

Même si les données de réanalyse ERA5-Land sont assez récentes et qu'il n'y a pas beaucoup de références disponibles sur leur utilisation, les études préliminaires montrent une amélioration quant aux valeurs de température à 2 m d'ERA5 par rapport aux autres réanalyses (Muñoz-Sabater, 2019; Tarek *et al.*, 2020). Il est important de garder à l'esprit que les données de réanalyse utilisées comme référence dans notre travail peuvent être potentiellement biaisées par rapport aux observations de surface. À titre d'exemple, les biais de la température moyenne d'ERA5 sont relativement faibles au Canada, de l'ordre de $\pm 0,3$ °C sur des échelles de temps mensuelles, mais l'écart peut atteindre $\approx 1,4$ °C sur les échelles de temps quotidiennes (Betts *et al.*, 2019). Dans tous les cas, les différences entre les valeurs du MRCC5, peu importe la résolution, et les réanalyses ERA5-Land restent faibles et comprises entre -1 et 1 °C.

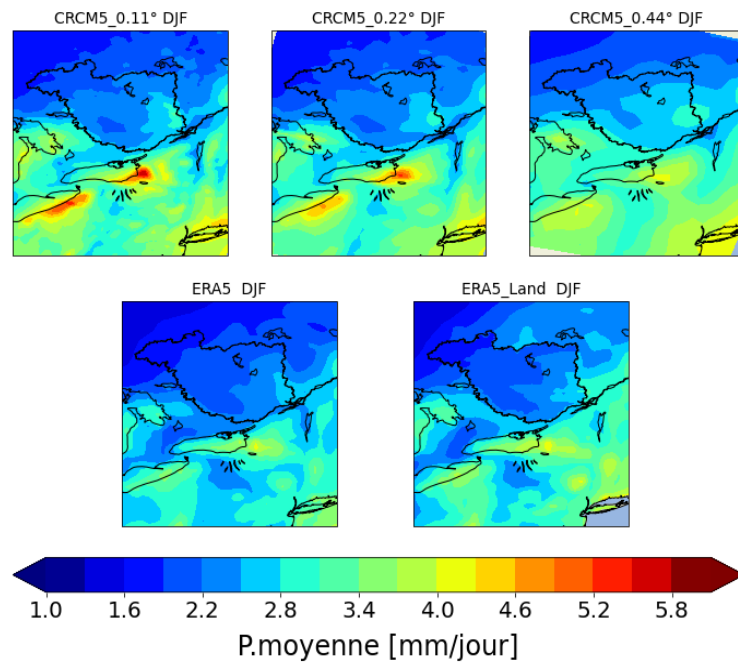
dans le BVRO, avec une valeur ajoutée nette pour la simulation à plus haute résolution ($0,11^\circ$) en hiver.

b) Précipitation totale saisonnière

La figure 3.3 présente la moyenne des précipitations cumulées saisonnières (1981-2010) pour les trois simulations et les deux réanalyses pour les saisons d'hiver et d'été. Les figures pour les mois du printemps et de l'automne sont fournies à l'annexe A (figure A.2).

Peu importe la saison, les précipitations moyennes sont plus élevées dans la région située entre les Grands Lacs et la côte est américaine, avec des valeurs le plus souvent supérieures à 4 mm/jour. En hiver, les précipitations oscillent entre 1 et 3,1 mm/jour dans la portion nord du domaine et entre 2,5 et 5,5 mm/jour dans le sud-est. Les effets de lacs sur les bandes de neige sont capturés par les simulations à haute résolution du MRCC5, surtout la simulation à $0,11^\circ$, alors qu'elles sont faiblement perceptibles dans la version à $0,44^\circ$ et dans les réanalyses ERA5 et ERA-Land. Ce phénomène connu provient de l'humidification des masses d'air froid et sec provenant du nord et du nord-ouest, via les flux d'évaporation au-dessus des surfaces d'eau libre (Niziol *et al.*, 1995), et est mieux représenté dans la version à plus haute résolution, ce qui constitue une valeur ajoutée du MRCC5 à $0,11^\circ$ comme suggéré dans Lucas-Picher *et al.* (2017). Par ailleurs, les précipitations nettement plus élevées le long de la côte est des États-Unis sont beaucoup mieux reproduites avec les versions du MRCC5 à $0,11^\circ$ et $0,22^\circ$, de même que dans ERA5-Land, et plus faibles dans les simulations et les réanalyses à plus basse résolution (MRCC5 à $0,44^\circ$ et ERA5, respectivement).

a)



b)

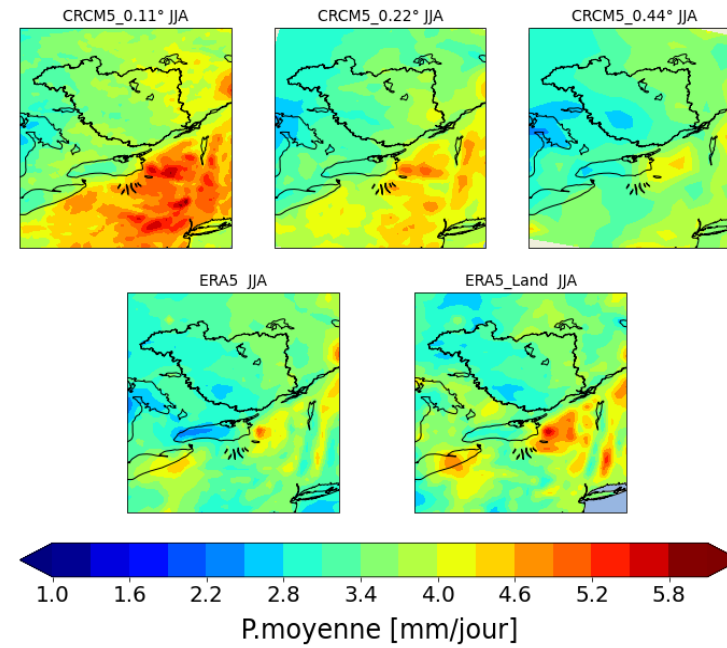


Figure 3.3 Idem à la figure 3.1, mais pour la précipitation moyenne saisonnière en hiver (a) et en été (b), respectivement.

En été les précipitations moyennes sont plus élevées qu'en hiver et varient entre 3,1 et 4 mm/jour dans la portion nord et entre 3,4 et 6 mm/jour dans le sud-est (figure 3.3). Au printemps et en automne, celles-ci varient entre 1,6 et 4,9 mm/jour et entre 1,6 et 5,2 mm/jour, respectivement (voir figure A.2). Les différences entre les valeurs simulées par le MRCC5 à haute résolution et les réanalyses augmentent considérablement au printemps, en été et en automne, surtout en comparaison avec la réanalyse ERA5.

En automne, la présence des Appalaches, qui favorise les précipitations orographiques et augmente localement les intensités et les occurrences de précipitation, et l'occurrence régulière de cyclones extratropicaux (Poan, ED *et al.*, 2018), voire tropicaux (Trenberth, K. E. et Shea, 2006) le long de la côte est, sont capturées par les simulations et les réanalyses à plus haute résolution (MRCC5 à 0,11° et ERA5-Land), engendrant des précipitations totales plus importantes dans ces régions que pour les simulations ou les réanalyses à plus basse résolution. L'effet de lacs est également présent dans le MRCC5 à 0,11° en automne.

Les valeurs saisonnières de précipitation d'ERA5 et ERA5-Land sont quasi-identiques, sauf dans le sud-est du domaine, surtout en hiver et en automne où celles-ci sont supérieures pour ERA5-Land que pour ERA5. Même si les précipitations d'ERA5-Land viennent du forçage atmosphérique issu d'ERA5, les conditions de surface sont différentes entre les deux réanalyses, celles-ci exerçant, semble-t-il, un rôle dominant sur les quantités simulées dans cette région dans les réanalyses à plus haute résolution (Muñoz-Sabater, 2019). Ces différences entre les simulations et les réanalyses constituent une comparaison préliminaire de la distribution spatiale de la précipitation avec toutes les sources de données utilisées dans notre étude et qui seront analysées plus en détail dans les sections suivantes.

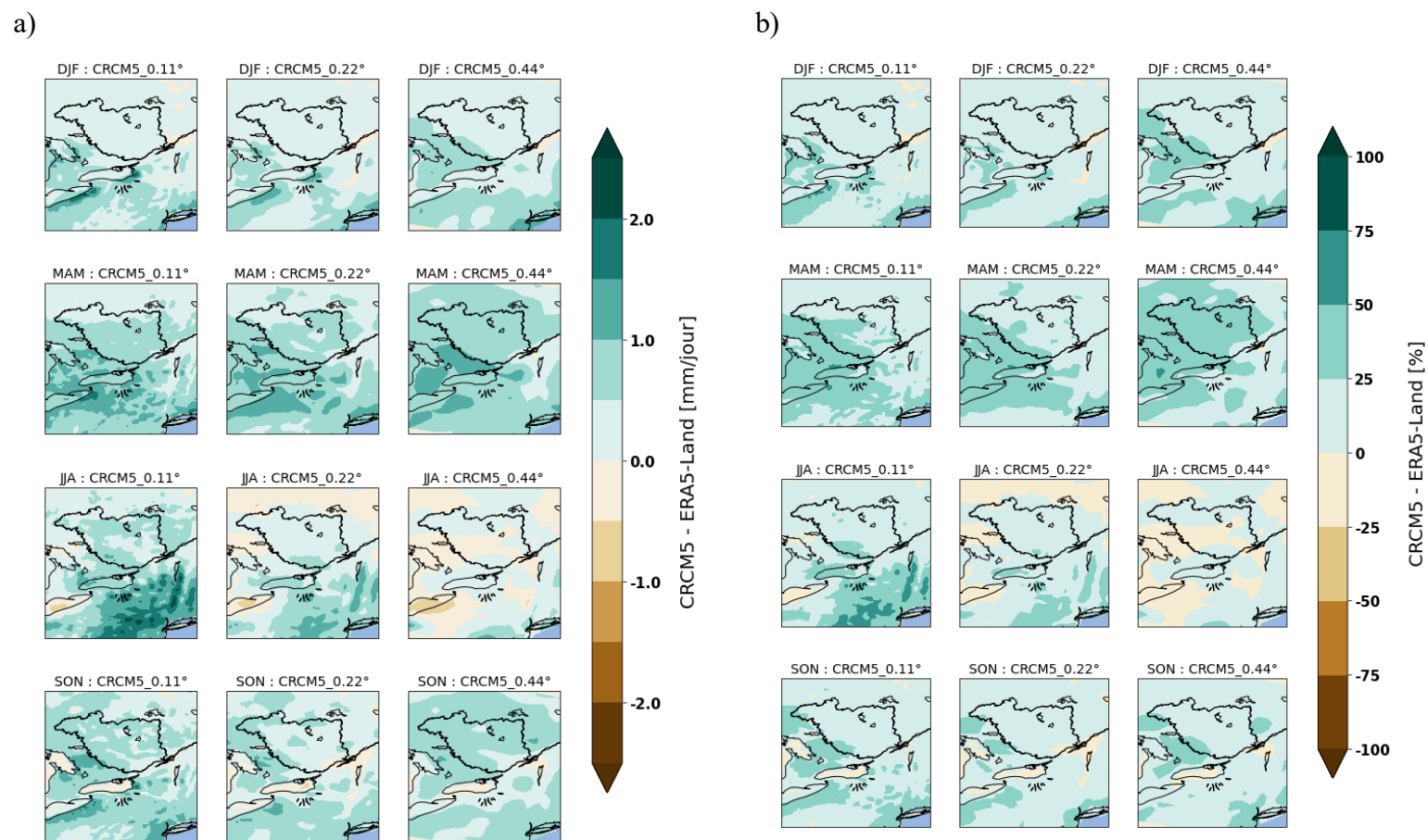


Figure 3.4 Différences moyennes en mm/jour (a) et en % (b) entre les trois simulations du MRCC5 (0,11, 0,22 et 0,44°) et les réanalyses ERA5-Land des précipitations moyennes saisonnières climatologiques. Les panneaux de haut en bas correspondent aux biais moyens (MRCC5 – ERA5-Land) pour l’hiver, le printemps, l’été et l’automne, respectivement. À noter que les valeurs d’ERA5-Land ont été interpolées sur la grille de chaque modèle (cf. section 2.3.1).

La figure 3.4 montre les différences moyennes entre les précipitations moyennes saisonnières climatologiques (a) mm/jour et (b) % entre les trois simulations du MRCC5 et les réanalyses ERA5-Land (valeurs interpolées sur la grille de chaque MRCC5 aux 3 résolutions).

Lors de la saison hivernale, la différence est faible et de l'ordre de 0,25 à 1 mm/jour et cette différence augmente jusqu'à 2 mm/jour à l'est des Grands Lacs, pour le modèle à plus haute résolution (0,11°) en raison des bandes de neige simulées par le MRCC5, mais non présentes dans les réanalyses ERA5-Land.

La différence est également plus importante le long de la côte est, tel que suggéré précédemment là où les réanalyses produisent des quantités de précipitations plus faibles que les simulations à haute résolution (0,11° et 0,22°). Les valeurs sur le BVRO sont cependant très similaires entre tous les produits, avec des différences les plus faibles pour la simulation à plus haute résolution. En général, les différences entre les simulations du MRCC5 et ERA5-Land sont de l'ordre de $\pm 25\%$. Au printemps, le biais positif augmente avec des valeurs entre 0,5 et 2 mm/jour, et de l'ordre de 25 à 50%, près des Grands Lacs pour les trois simulations. En été, le biais humide est plus important que durant les autres saisons, et augmente avec la résolution du MRCC5, avec des valeurs pouvant dépasser les 2 mm/jour (25-75%) dans la région des Grands Lacs pour le modèle à 0,11°, mais un biais sec de -0,5 mm/jour est aussi observé pour les autres résolutions. Comme pour l'hiver, les différences sont plus faibles en automne, de l'ordre de 0,5 à 1,5 mm/jour ($\sim 25\%$).

c) Le 99^e centile des précipitations quotidiennes

À la figure 3.5, le 99^e centile des précipitations quotidiennes, calculé pour chaque saison est présenté pour chacune des simulations du MRCC5 et les réanalyses ERA5. Comme pour les résultats présentés précédemment pour la précipitation moyenne, les valeurs maximales des extrêmes de précipitation, peu importe la saison (cf. Annexe A.3 pour le printemps et l'automne), ont été obtenues dans la partie sud du domaine et le long des côtes atlantiques, et celles minimales dans le nord de la région et au sein du BVRO. En hiver, le 99^e centile des précipitations quotidiennes varie entre 5 et 20 mm/jour dans le nord du domaine et atteint jusqu'à 40 et 45 mm/jour le long des côtes atlantiques, celles-ci augmentant avec la résolution du MRCC5 et des réanalyses.

Au printemps, elles se situent entre 10 et 45 mm/jour. En été, les extrêmes de précipitation les plus importants correspondent clairement à la simulation à plus haute résolution (0,11°), dépassant même les 55 mm/jour. À noter qu'aucune des deux réanalyses ne révèle des précipitations supérieures à 50 mm/jour. À l'automne, celles-ci varient entre 20 et 50 mm/jour, pouvant dépasser également les 55 mm/jour encore une fois le long des côtes Atlantiques (figure A.3) et nettement plus élevées avec la version du MRCC5 à plus haute résolution. Une distinction se révèle entre les deux réanalyses ERA5, avec des valeurs nettement plus élevées dans la partie sud du domaine lorsque la résolution augmente (ERA5-Land).

La figure 3.6 montre les différences moyennes en (a) mm/jour et (b) % entre les trois simulations du MRCC5 et les réanalyses ERA5-Land pour le 99^e centile des précipitations quotidiennes (moyennes saisonnières comme analysées précédemment).

Lors de la saison hivernale, le biais est de ± 5 mm/jour et de l'ordre de ± 25 % dans le nord et la portion centrale du domaine, et il atteint jusqu'à 10 mm/jour (~ 25 -50%) dans le sud-est du domaine. Au printemps, le biais reste positif avec des valeurs entre 5 et 15 mm/jour (~ 25 -50%).

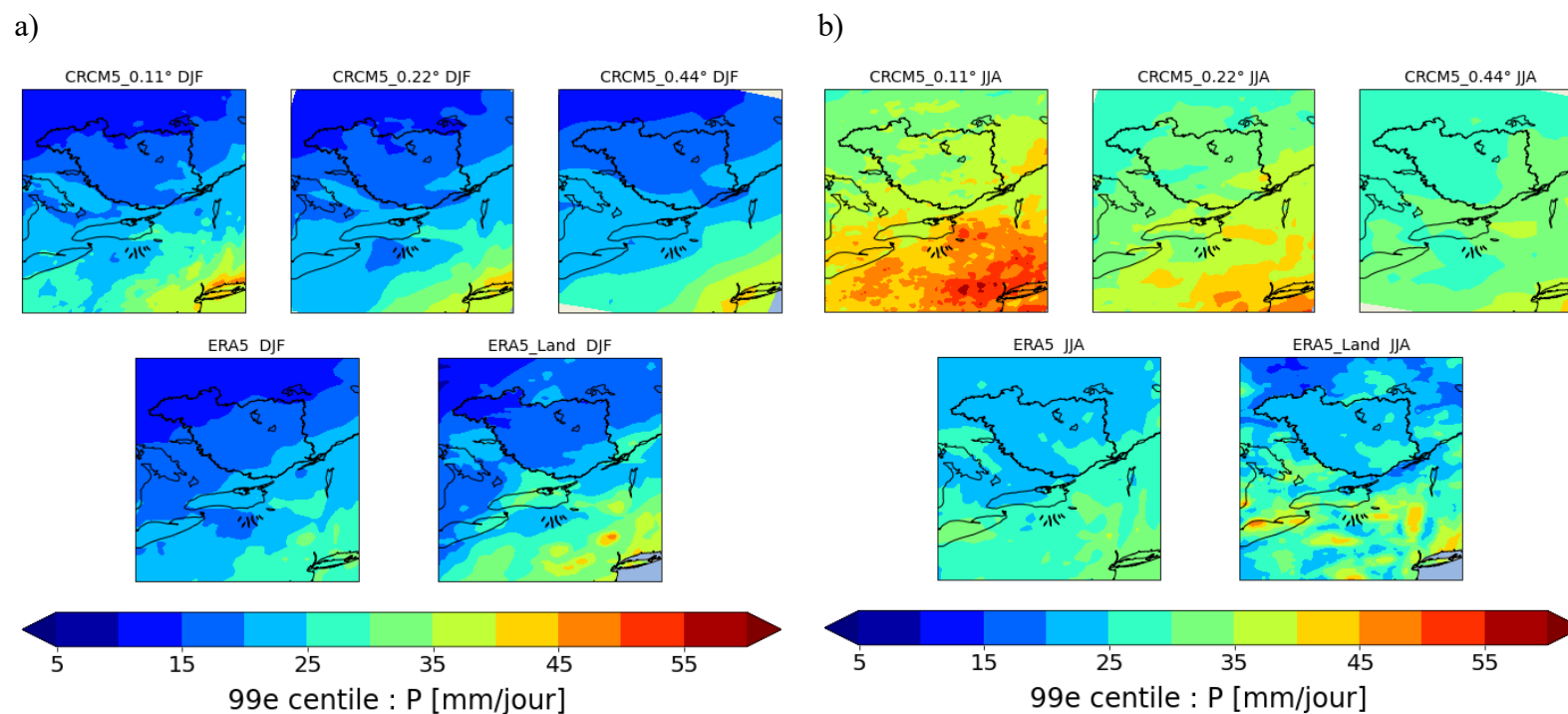
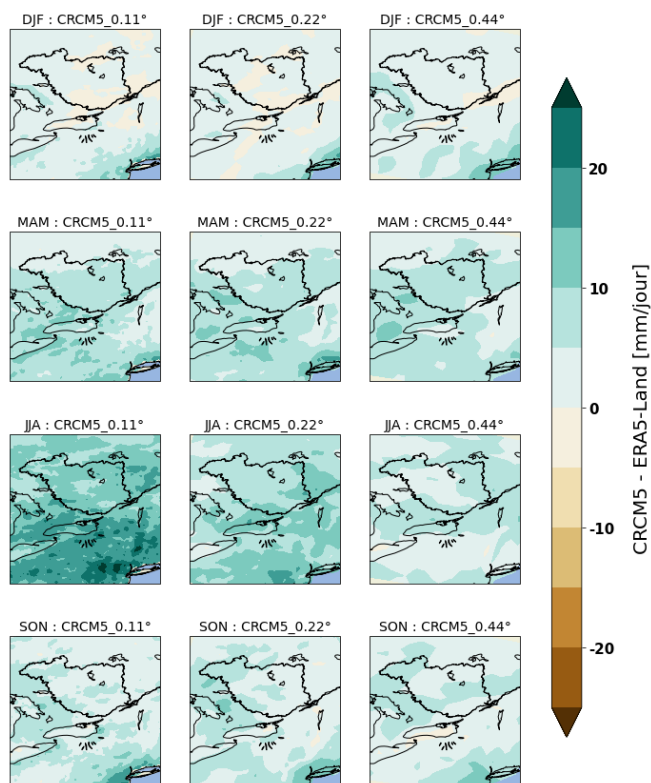


Figure 3.5 Idem à la figure 3.1, mais pour le 99^e centile des précipitations quotidiennes [mm/jour], moyenné saisonnièrement pour l'hiver (a) et l'été (b), respectivement.

a)



b)

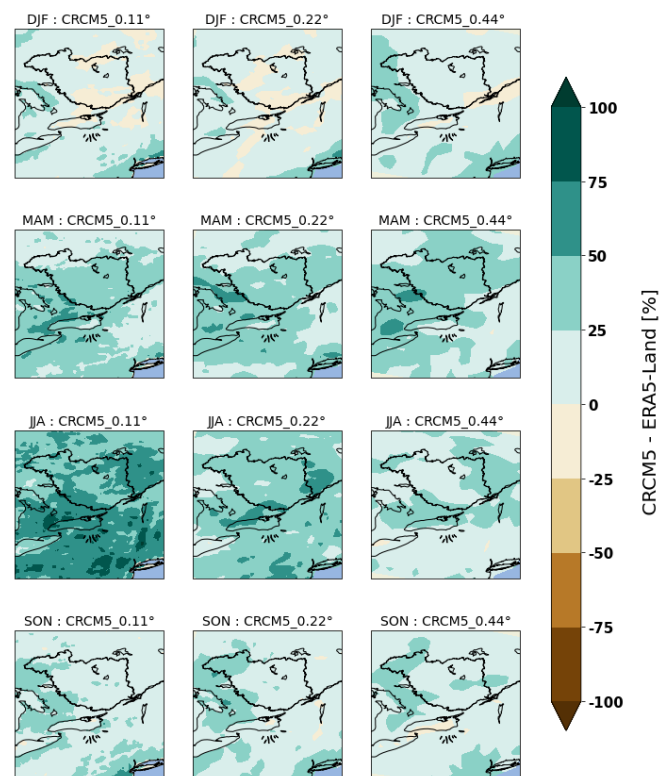


Figure 3.6 Différences moyennes en (a) mm/jour et en (b) % entre les trois simulations du MRCC5 (0,11, 0,22 et 0,44°) et les réanalyses ERA5-Land du 99^e centile des précipitations quotidiennes. Les panneaux de haut en bas correspondent aux biais moyens (MRCC5 – ERA5-Land) pour l’hiver, le printemps, l’été et l’automne, respectivement. À noter que les valeurs d’ERA5-Land ont été interpolées sur la grille de chaque modèle (cf. section 2.3.1).

Comme dans le cas des précipitations moyennes, la saison d'été montre un biais humide le plus important, principalement pour la simulation à $0,11^\circ$, avec de valeurs pouvant dépasser les 25 mm/jour, ce qui en pourcentage est très élevé et de l'ordre de 50-75%, voire supérieur à 75 %. Les différences sont plus faibles en automne et inférieures à 10 mm/jour (~25-50%).

d) Le 99e centile des précipitations horaires

Le 99^e centile des précipitations horaires a été également calculé dans la région d'étude. Les climatologies saisonnières des différents produits sont présentées à la figure 3.7, et la figure 3.8 montre les différences entre ces climatologies saisonnières des trois simulations du MRCC5 et des réanalyses ERA5-Land en (a) mm/heure et en (b) %.

En hiver, les précipitations extrêmes horaires sont le souvent inférieures à 4 mm/h. Les résultats du modèle sont assez similaires aux données de réanalyses et les précipitations sont distribuées relativement uniformément sur tout le domaine. Lors de la saison estivale, les extrêmes de précipitation horaires les plus importants correspondent à la simulation à plus haute résolution ($0,11^\circ$), tout comme pour les précipitations quotidiennes, et peuvent dépasser les 22 mm/h. En automne et au printemps, les valeurs varient entre 1 et 13 mm/h dans la simulation du MRCC5 à plus haute résolution, et sont relativement homogènes et plus faibles dans les autres simulations et produits de réanalyses (figure A.4).

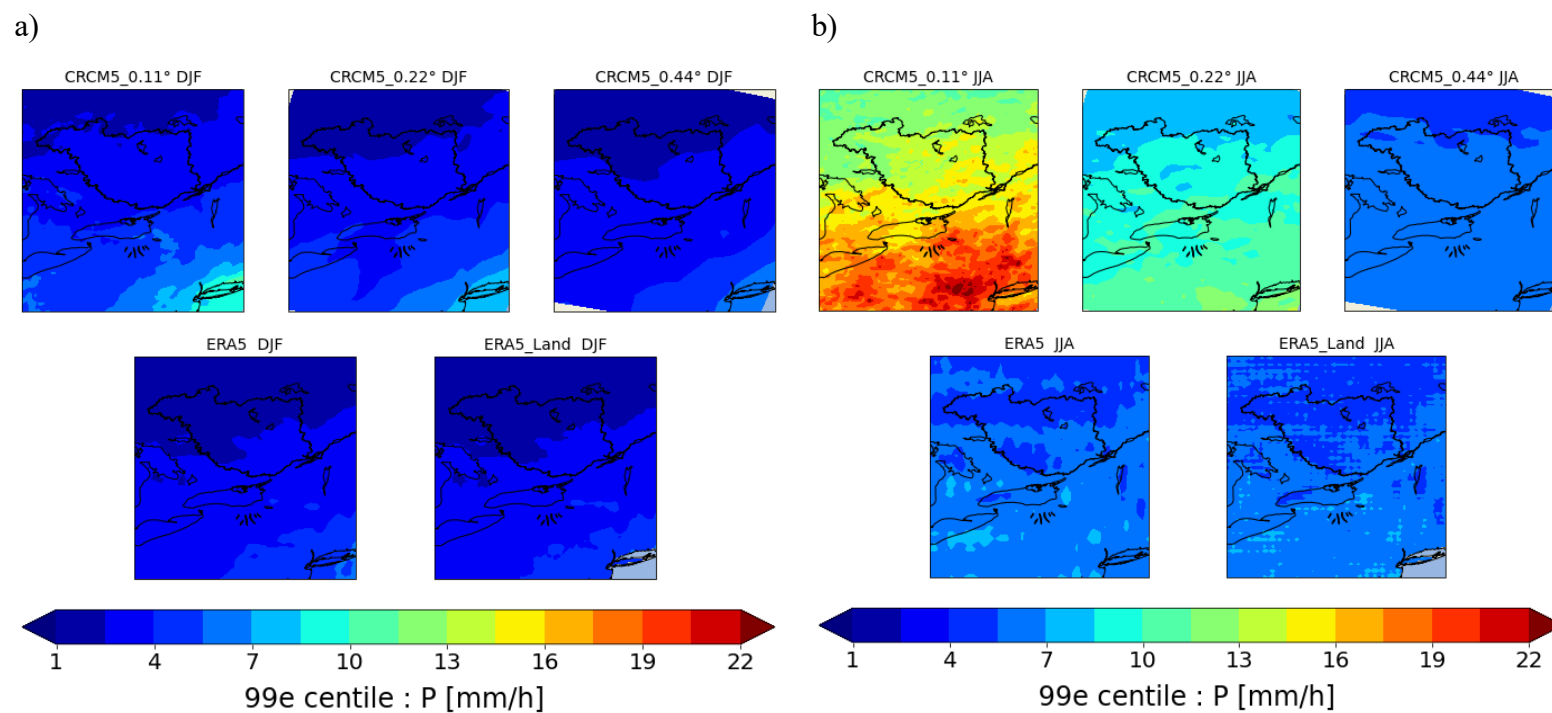


Figure 3.7 Idem à la figure 3.1, mais pour le 99^e centile des précipitations horaires [mm/h], moyenné saisonnièrement pour l'hiver (a) et l'été (b), respectivement.

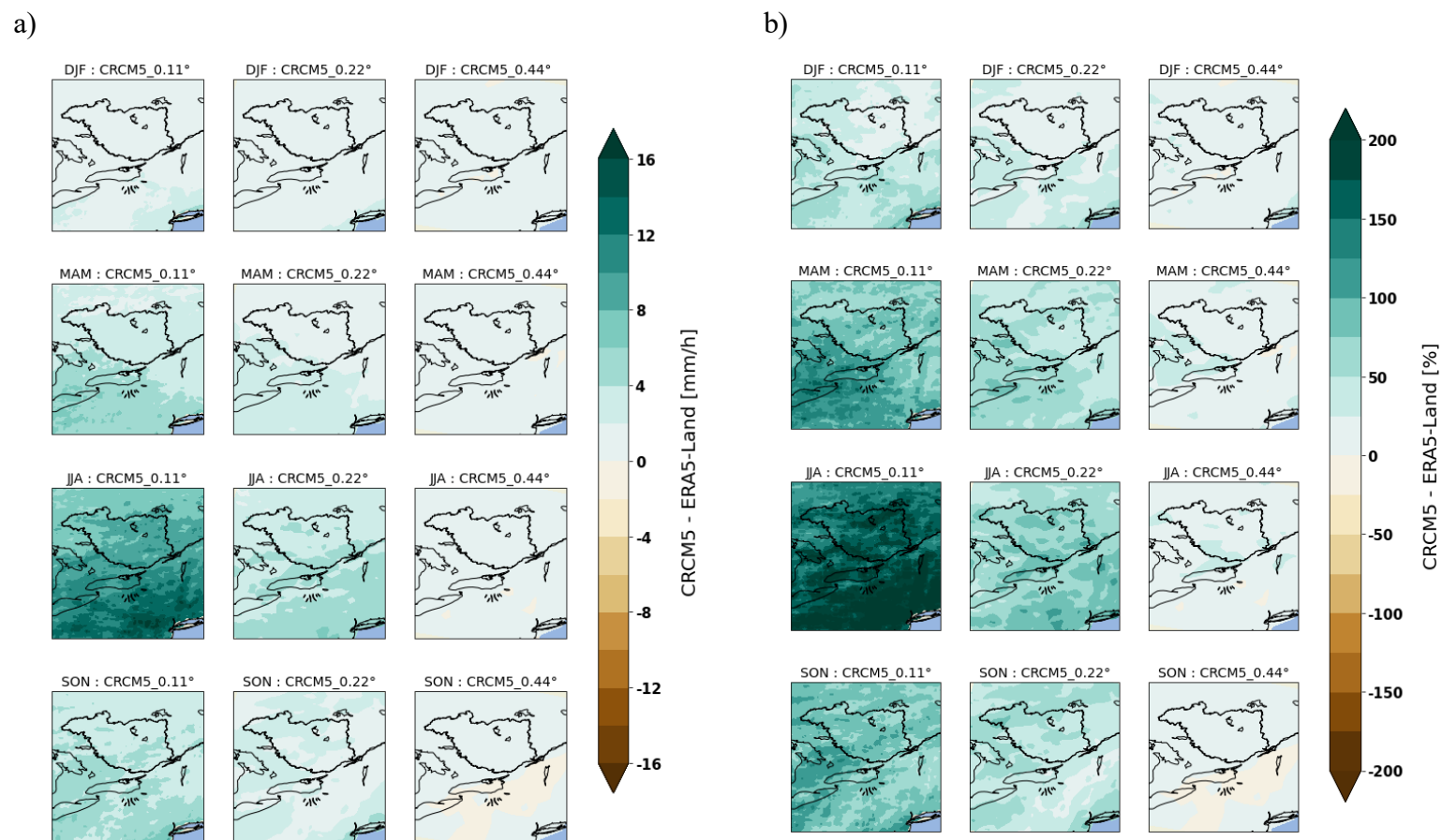


Figure 3.8 Différences moyennes en mm/h (a) et en % (b) entre les trois simulations du MRCC5 (0,11, 0,22 et 0,44°) et les réanalyses ERA5-Land du 99^e centile des précipitations horaires. Les panneaux de haut en bas correspondent aux biais moyens (MRCC5 – ERA5-Land) pour l’hiver, le printemps, l’été et l’automne, respectivement. À noter que les valeurs d’ERA5-Land ont été interpolées sur la grille de chaque modèle (cf. section 2.3).

En hiver, la différence entre les simulations du MRCC5 et la réanalyse ERA5-Land est positive et relativement faible, et reste inférieure à 4 mm/h (25-50 %). Au printemps, la différence augmente et varie entre 1,5 et 8 mm/h, ce qui correspond en pourcentage à des valeurs entre 50 et 150%. Comme dans le cas des précipitations moyennes et des extrêmes quotidiens, la saison d'été montre un biais humide beaucoup plus important pour les extrêmes horaires, surtout pour la simulation à 0,11°, avec de valeurs pouvant dépasser les 16 mm/h, ce qui équivaut à des biais de l'ordre de 200% dans le sud du domaine. La différence diminue en automne et est inférieure à 6 mm/h, sauf pour la simulation à 0,44° dont la différence est plus faible et de l'ordre de ± 2 mm/h ($\pm 25\%$).

3.1.1 Comparaison avec les données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8

Vu que les produits de précipitation d'ERA5 ont tendance à sous-estimer la fréquence des événements de forte précipitation (Tarek *et al.*, 2020; Xu, X. *et al.*, 2019) surtout en été (i.e. le MRCC5 à 0,11° révèle des valeurs beaucoup plus élevées que les autres produits), alors qu'ils surestiment la fréquence des occurrences de faible précipitation (Xu *et al.*, 2019), le produit d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8 (Beck, H. E. *et al.*, 2019) à 0,1° disponible à 3 h a été également utilisé pour calculer les différences de MSWEP vs MRCC5, pour les précipitations moyennes et pour le 99^e centile des précipitations quotidiennes. Les cartes climatologiques et de différences moyennes sont disponibles à l'annexe B (figures B.1-B.6).

Pour la saison hivernale et l'automne, les différences de précipitations moyennes (figure B.1-B3) restent faibles, avec des valeurs qui varient entre -0,5 et 1,5 mm/jour ($\pm 25\%$), sauf dans la région de Grands Lacs (≥ 2 mm/jour). Pour le printemps et l'été, la différence est toujours de l'ordre de 25 à 75%, par rapport aux données du MRCC5,

bien qu'il y ait eu une réduction du biais en comparaison avec les résultats présentés à la figure 3.4.

La différence du 99^e centile des précipitations quotidiennes (figure B.4-B.6) se situe entre -5 et 10 mm/jour (-25 et 50 %) pour le modèle. Lors de la saison estivale, les résultats sont similaires à ceux discutés précédemment. Les différences sont plus marquées dans la portion sud-est du domaine et de l'ordre de 25 à 75%. Mais, comme pour les précipitations moyennes quotidiennes, le modèle à 0,11° a une tendance à simuler des valeurs beaucoup plus extrêmes en été.

3.2 Analyse des facteurs d'échelle α (relation de CC) entre précipitations extrêmes et températures à l'échelle annuelle

Cette deuxième section présente les analyses de la relation de CC pour les extrêmes de précipitations horaires et quotidiennes, ainsi que la distribution spatiale du facteur d'échelle alpha dans la région BVRO, qui correspond au domaine#2 de notre étude (cf. figure 2.1).

a) Le cas des précipitations horaires extrêmes

La figure 3.9 montre l'évolution du 99^e centile des précipitations horaires en fonction de la température moyenne quotidienne pour la région du BVRO (domaine#2). Comme mentionné dans le deuxième chapitre, la méthode par intervalle de valeurs ou *Binning Method* a été appliquée pour trois seuils différents de précipitation horaire (0,1 mm/h, 0,3 mm/h et 1 mm/h) afin d'évaluer l'effet de l'inclusion des valeurs traces ou des faibles quantités horaires.

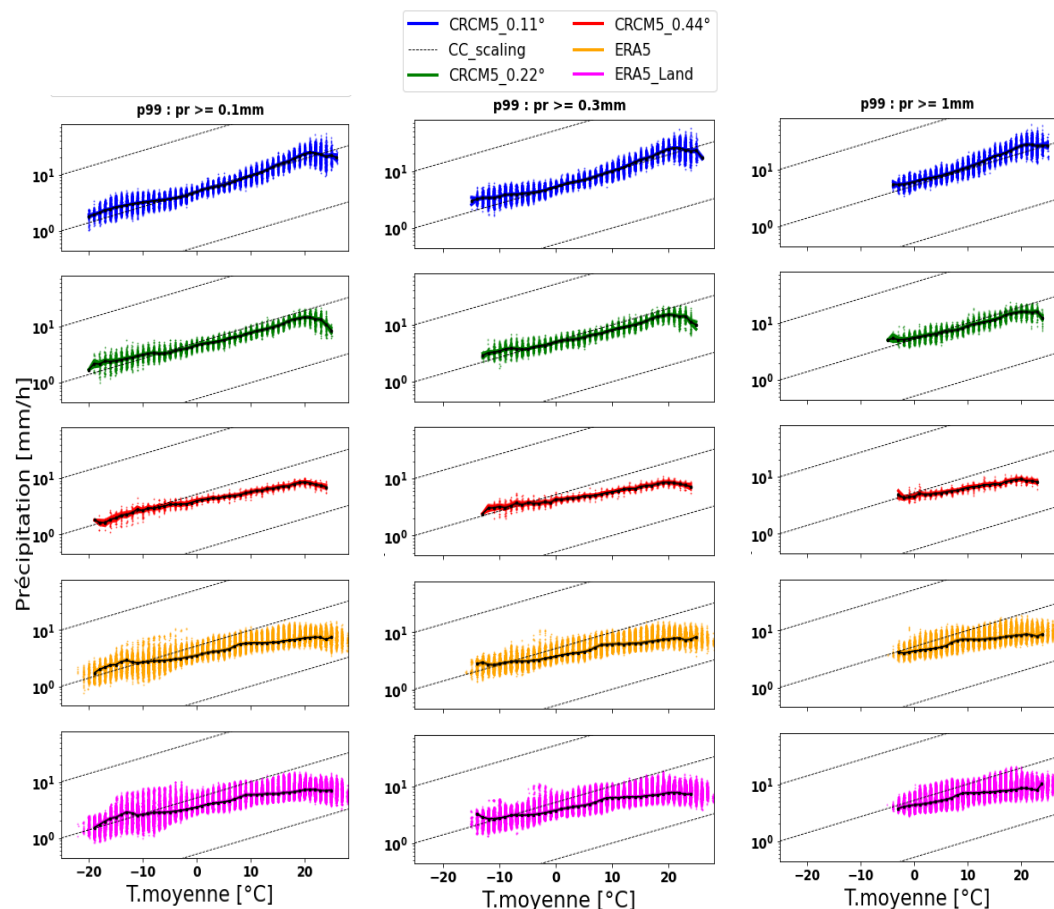


Figure 3.9 Évolutions spatio-temporelles du 99^e centile des précipitations horaires, pour 3 valeurs de seuil, en fonction de la température moyenne quotidienne pour le domaine#2 : CRCM5_0.11° (bleu), CRCM5_0.22° (vert), CRCM5_0.44° (rouge), ERA5 (orange), ERA5_Land (magenta). La ligne en trait plein (les barbules correspondent aux valeurs de l'intervalle de confiance à 95%) indique la valeur moyenne, et les lignes pointillées correspondent au facteur d'échelle $\alpha = 6,8\%/^{\circ}\text{C}$.

Ici, tous les points de grilles du MRCC5 ou des réanalyses où $P \geq 0,1 \text{ mm/h}$, $0,3 \text{ mm/h}$ et 1 mm/h (graphiques de gauche à droite), sont classées par intervalles de température de 2°C et représentés sous forme d'un nuage de points. La ligne en trait plein correspond à la valeur moyenne obtenue, et les barbules correspondent aux valeurs de l'intervalle de confiance à 95 %.

Quelle que soit la résolution du modèle, le comportement sous forme de crochet décrit dans la littérature (cf. chapitre 1) est observé, particulièrement dans la simulation du MRCC5 à plus haute résolution ($0,11^\circ$), tel que le montre la figure 3.9, et beaucoup moins prononcé pour la simulation à plus faible résolution ($0,44^\circ$) et absent dans les réanalyses. C'est-à-dire que les précipitations augmentent jusqu'à environ 20°C , où il y a un point d'inflexion, et diminuent ou se stabilisent à partir de cette valeur.

L'augmentation du 99^e centile de précipitation jusqu'au point d'inflexion (*breaking point*) est donc plus marquée pour la simulation du modèle à plus haute résolution, avec un taux de changement similaire à celui de CC, indiqué par les lignes pointillées noires. La pente est moins prononcée pour les deux autres simulations du MRCC5, et comme suggéré le comportement sous forme de crochet n'est pas présent pour les données de réanalyses, alors que celles-ci suggéraient des extrêmes de précipitations estivales beaucoup plus faibles que les simulations du MRCC5 à haute résolution. La diminution du 99^e centile ou inversion de la pente après le point de rupture sera analysée plus en détail dans la dernière section de ce chapitre.

À cette étape-ci, on peut simplement suggérer que la capacité de rétention d'humidité dans l'atmosphère, décrite à partir de l'équation de CC, ne semble pas être le seul facteur à prendre en considération lorsque les températures dépassent 20°C dans la région pour expliquer l'évolution des extrêmes de précipitation au-delà de ce seuil de température (i.e. pas d'augmentation telle que suggérée par la relation de CC, mais plutôt une diminution).

Concernant le choix d'une valeur seuil pour définir les jours humides, il n'y a pas d'effets majeurs sur la forme de la courbe, avec cependant un crochet moins prononcé si on tient compte des valeurs de $P \geq 1 \text{ mm/h}$. Toutefois, la valeur moyenne des extrêmes de précipitation est plus élevée dans ce dernier cas, i.e. la courbe se décale

légèrement vers le haut si on ne tient pas compte des valeurs très faibles de précipitation ($< 1 \text{ mm/h}$), ces valeurs affectant la distribution statistique lorsque vient le temps de calculer le centile de précipitation. Les pentes sont aussi moins prononcées pour le seuil de $P \geq 1 \text{ mm/h}$, vu que les précipitations « traces » ($P \leq 0,3 \text{ mm}$) sont éliminées.

Les *box plots* présentés à la figure 3.10 permettent de représenter les valeurs médianes, les intervalles interquartiles (IQR), la valeur de $1,5 \times \text{IQR}$ et les valeurs les plus extrêmes du facteur d'échelle $\alpha \text{ } [\%/^{\circ}\text{C}]$ pour chaque point de grille à l'intérieur du BVRO (domaine#2). Le paramètre α a été calculé à partir de la linéarisation de la fonction exponentielle (équation 2.1) pour les trois seuils de précipitation (a) $P \geq 0,1 \text{ mm/h}$, (b) $P \geq 0,3 \text{ mm/h}$ et (3) $P \geq 1 \text{ mm/h}$.

Pour tous les intervalles de températures, le facteur d'échelle est proche de la valeur de CC ($6,8\%/^{\circ}\text{C}$) pour la médiane et les intervalles interquartiles (IQR) pour les simulations à $0,11^{\circ}$, avec une nette tendance à diminuer pour les résolutions plus grossières du modèle et des réanalyses. Ce résultat confirme les valeurs des pentes présentées dans la figure 3.9 qui étaient beaucoup plus faibles pour ces dernières données. On peut constater également que pour plusieurs valeurs ou points de grille du MRCC5 à $0,11^{\circ}$, les facteurs d'échelle sont parfois super-CC ou supérieurs au seuil de $6,8\%/^{\circ}\text{C}$.

Pour les trois graphiques, les valeurs de précipitation (p_{99_max}) dépassent à peine les 10 mm/h pour la résolution de $0,44^{\circ}$ et les données de réanalyse; tandis que pour la simulation du modèle à $0,22^{\circ}$, les valeurs augmentent d'un facteur deux et sont comprises entre 10 et 20 mm/h . Cependant, les valeurs du p_{99_max} à $0,11^{\circ}$ sont encore beaucoup plus extrêmes, soit plus de deux fois les valeurs ($\geq 40 \text{ mm/h}$) de la simulation à $0,22^{\circ}$ (comme le montrait en moyenne saisonnière la figure 3.7). Ce résultat met en évidence, encore une fois, l'effet de la résolution spatiale du modèle dans l'évaluation

des extrêmes de précipitation. Toutefois, il faut rester prudent avant de tirer des conclusions définitives, car ces valeurs pourraient également être surestimées dans certains cas.

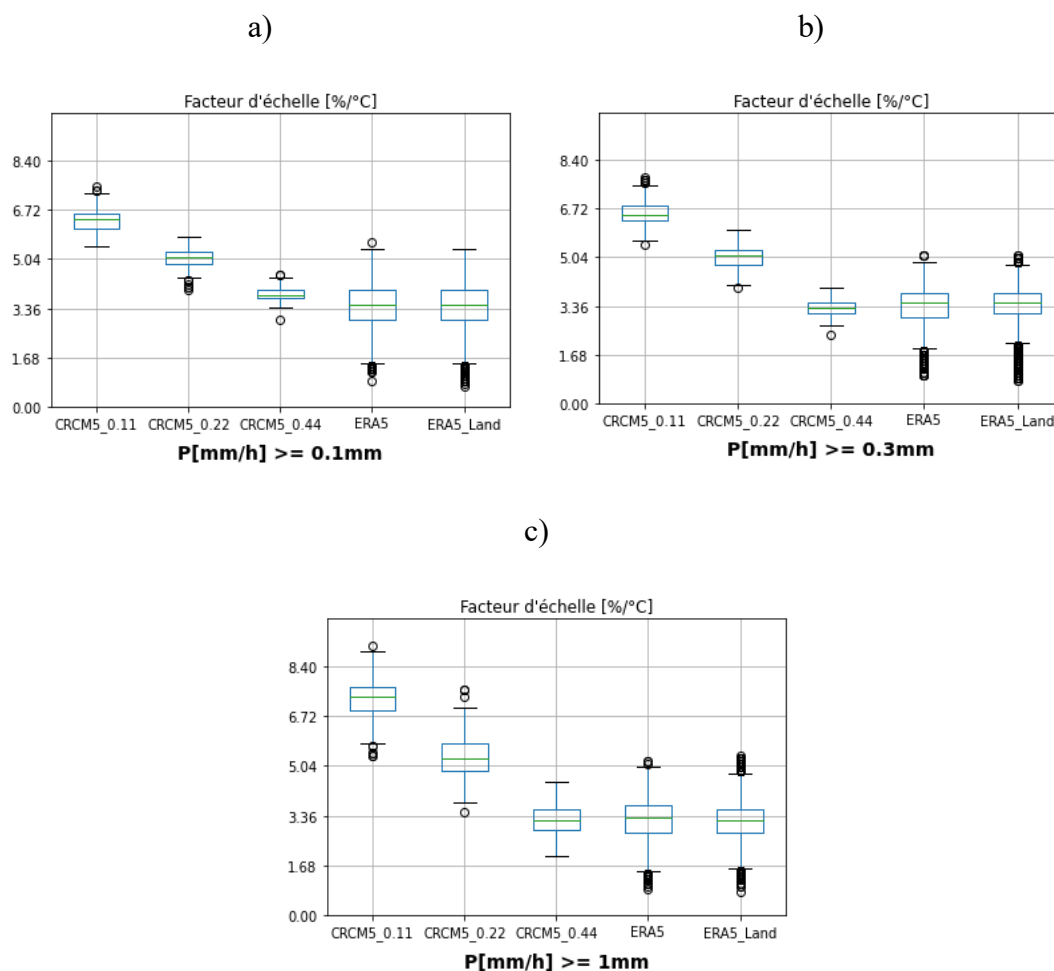


Figure 3.10 Facteur d'échelle α calculé à partir de la méthode des moindres carrés pour obtenir une évaluation des liens linéaires entre P99 et Tmoy, avec un coefficient de corrélation entre les deux variables statistiquement significatives au seuil de 5% ($p\text{-value} \leq 0,05$) (cf. équation 2.1) pour tous les points de grille du domaine # 2. Seuils : $P \geq 0,1$ mm/h (a), $P \geq 0,3$ mm/h (b) et $P \geq 1$ mm/h (c).

Dans la figure 3.11, la distribution de fréquence des valeurs maximales du 99^e centile de précipitations horaires (p_{99_max}) est représentée sur l'axe vertical et la température

moyenne à laquelle cette valeur a été atteinte sur l'axe horizontal. Autrement dit, pour chaque point de grille du domaine et chaque ensemble de données, le centile qui a été le plus élevé de toutes les valeurs calculées ont été extraites avec sa température moyenne correspondante. Cela permet de déterminer pour chaque produit quelles sont les valeurs les plus extrêmes atteintes selon l'augmentation des températures au sein du BVRO. Ensuite, les courbes de distribution de fréquence ont été générées à partir de chaque paire de points pour le domaine.

Quant aux valeurs de température pour lesquelles les extrêmes de précipitation sont observés, celles-ci oscillent entre 15 et 25°C, avec une fréquence maximale autour de 20°C pour l'ensemble des données. Ceci correspond d'ailleurs au maximum identifié plus tôt, via le comportement sous forme de crochet présenté dans la figure 3.9 pour les simulations du MRCC5 (0,11 et 0,22°).

En ce qui concerne le seuil de précipitation atteint selon les valeurs de précipitation considérées (figures 3.11a, b et c, i.e. $P \geq 0,1 \text{ mm/h}$, $P \geq 0,3 \text{ mm/h}$ et $P \geq 1 \text{ mm/h}$, respectivement), une légère différence s'observe pour les données ERA5-Land, dont le maximum de la courbe distribution de température et la médiane se décale légèrement vers les températures plus basses $méd_{0,1\text{mm/h}} = 19,95^\circ\text{C}$, $méd_{0,3\text{mm/h}} = 19,9^\circ\text{C}$ $méd_{1\text{mm/h}} = 19^\circ\text{C}$. Cela permet de conclure que le choix du seuil n'entraîne pas de différence significative pour le p_{99_max} dans le cas des précipitations horaires.

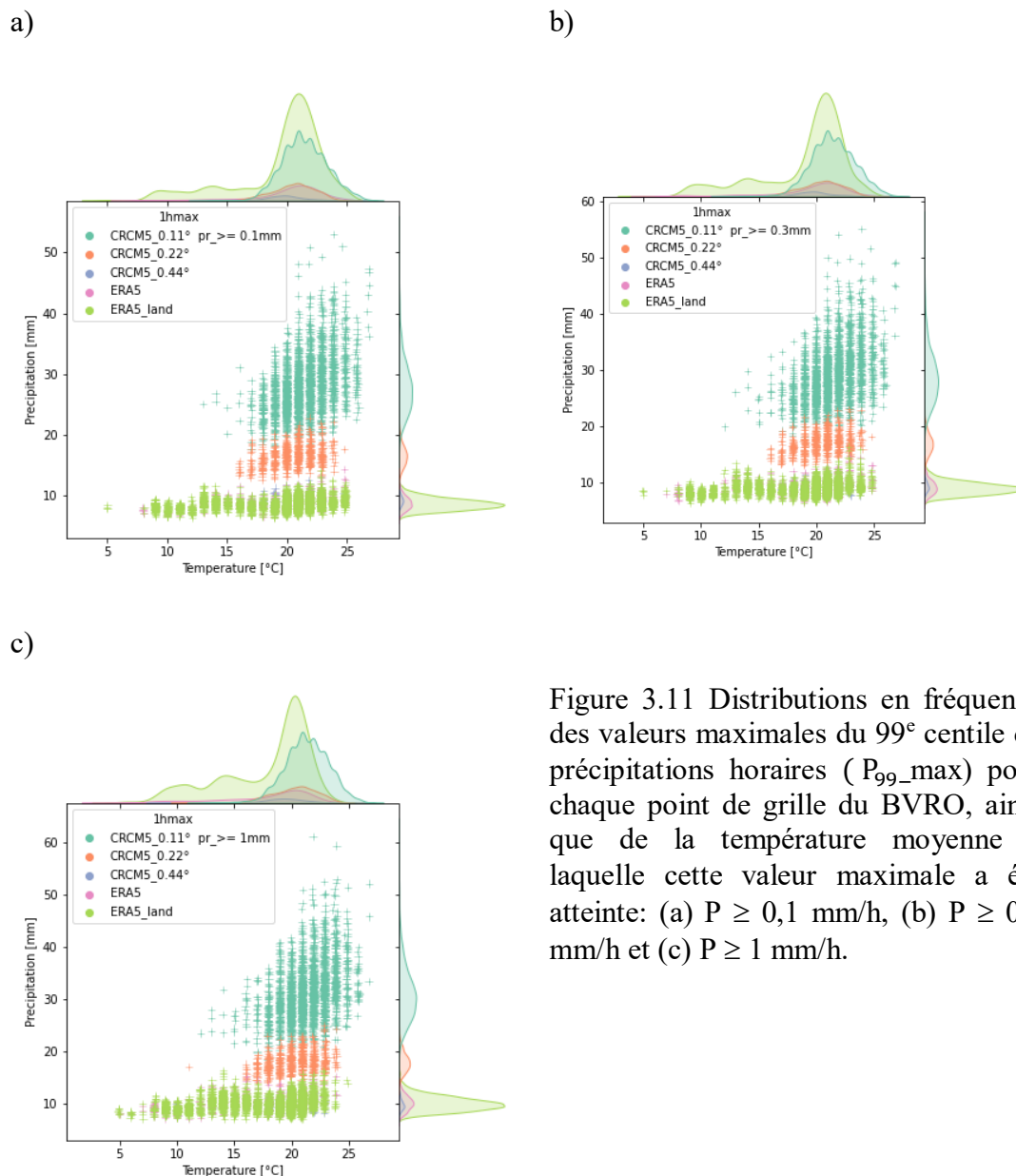


Figure 3.11 Distributions en fréquence des valeurs maximales du 99^e centile de précipitations horaires (P_{99_max}) pour chaque point de grille du BVRO, ainsi que de la température moyenne à laquelle cette valeur maximale a été atteinte: (a) $P \geq 0,1\text{ mm/h}$, (b) $P \geq 0,3\text{ mm/h}$ et (c) $P \geq 1\text{ mm/h}$.

Par ailleurs, les réanalyses semblent générer un comportement très dissemblable de celui des simulations du MRCC5, avec des valeurs maximales de précipitation qui ne dépassent pas 15 mm/h peu importe les plages de température moyenne, et varient peu ou de façon monotone avec le réchauffement des températures. Ceci va à l'encontre de ce que l'on observe dans le sud du Québec où les extrêmes quotidiens ou horaires de

pluie sont plus élevés en été ou en automne, au moment où les températures moyennes sont supérieures à 15°C, que durant la saison froide (cf. extrêmes climatologiques à la station de Montréal) (Nguyen *et al.*, 2019), dont les extrêmes quotidiens de pluie observés varient de 63,5 à 93,5 mm/jour durant les mois d'été et d'automne et varient de 31,5 à 51.2 mm/jour en hiver et au printemps.(ECCC, 2021). Comme il a été déjà mentionné, les réanalyses ERA5 ont tendance à sous-estimer la fréquence des événements de forte précipitation surtout en été (cf. Tarek et al., 2020; Xu et al., 2019), alors qu'ils surestiment les occurrences de faible précipitation (Xu *et al.*, 2019).

À cause de la superposition des données, certaines valeurs (couleurs) sont presque absentes parce qu'elles sont masquées par d'autres. Afin de trouver une solution, les figures distinctes pour ERA5 et le modèle à 0,44° sont présentés dans l'annexe C.

b) Le cas des précipitations quotidiennes extrêmes

Concernant l'évolution des précipitations extrêmes quotidiennes en fonction de la température (figure 3.12), les simulations du modèle montrent un comportement sous forme de crochet comme pour les précipitations horaires. Toutefois, ce comportement est moins prononcé que dans le cas des précipitations extrêmes horaires, avec des différences plus tenues selon la résolution du modèle ou du seuil de précipitation choisi.

Contrairement aux précipitations horaires, le facteur d'échelle α est systématiquement inférieur à 6,8%/°C, c'est-à-dire sous-CC dans les diagrammes en boîte (figure 3.13). Encore une fois, il y a une diminution du paramètre α pour les simulations du MRCC5 avec les résolutions plus grossières et pour les réanalyses.

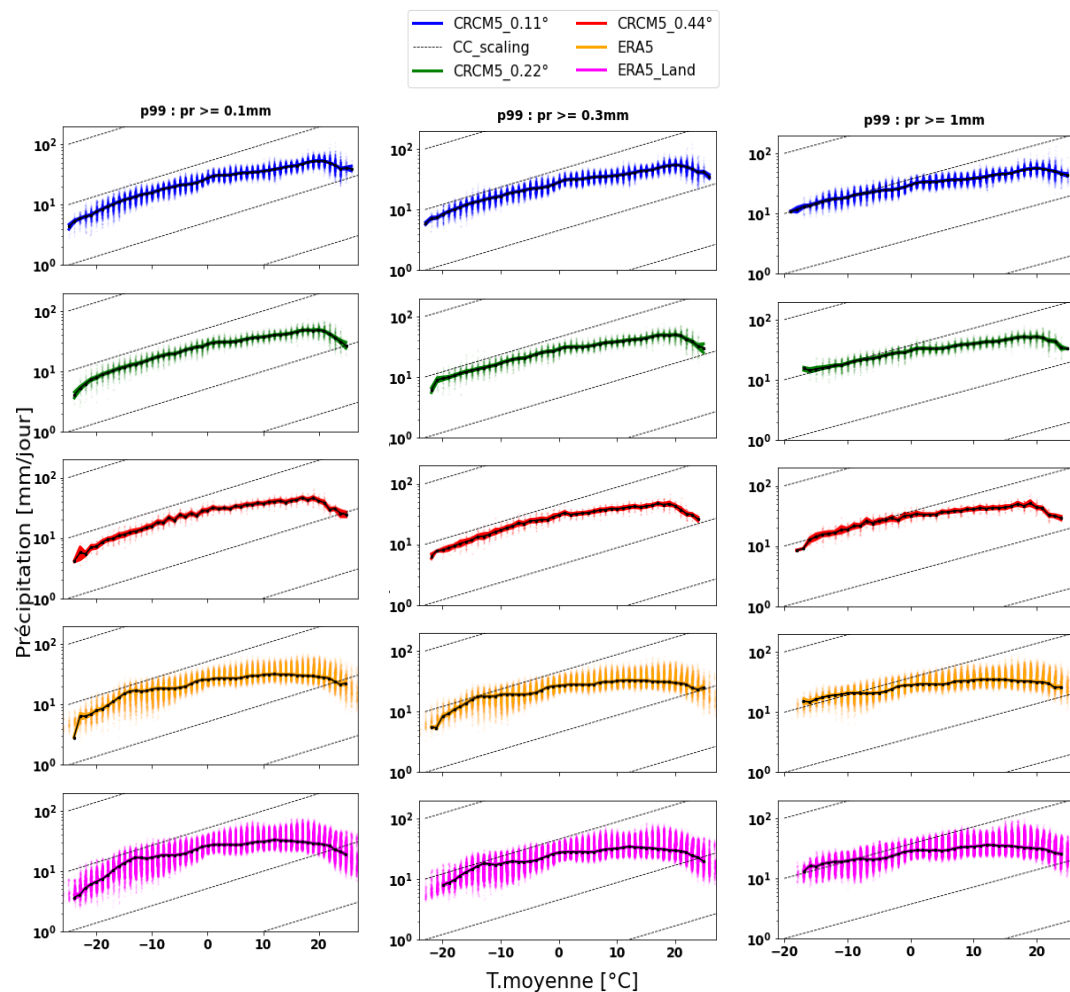
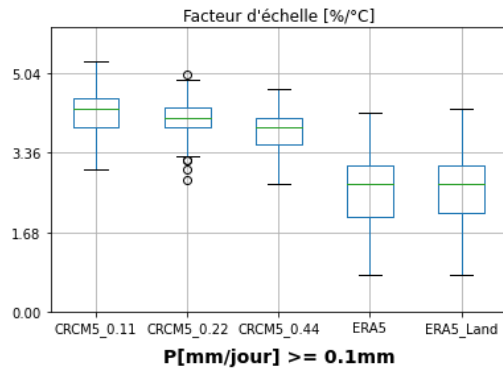


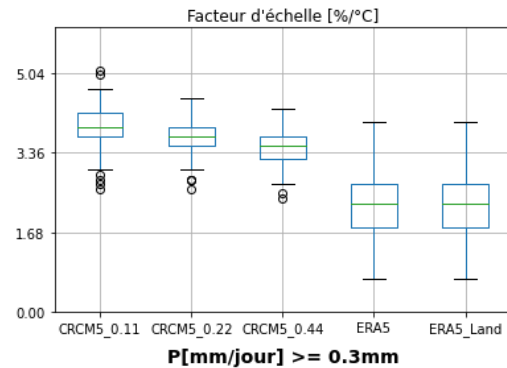
Figure 3.12 Idem à la figure 3.9, mais pour le 99^e centile des précipitations quotidiennes extrêmes en fonction de la température quotidienne.

Par ailleurs, le nombre de valeurs extrêmes du facteur d'échelle a diminué considérablement par rapport aux précipitations horaires dans tous les cas, et les différences entre tous les produits sont beaucoup plus faibles dans le cas des extrêmes de précipitation quotidienne (vs horaire où la différence entre les simulations à différentes résolutions et les réanalyses était plus marquée).

a)



b)



c)

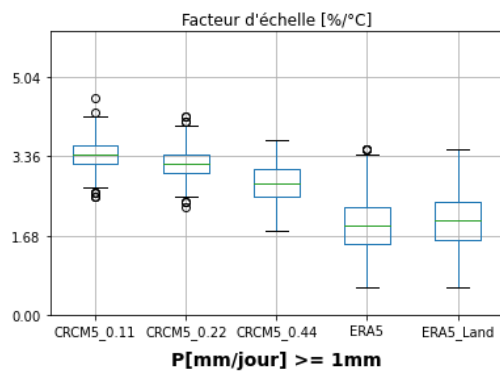


Figure 3.13 Idem à la figure 3.10, mais pour le 99^e centile des précipitations quotidiennes extrêmes en fonction de la température quotidienne.

À la figure 3.14, la distribution de fréquence des valeurs maximales du 99^e centile de précipitations quotidiennes (p_{99_max}) est représentée (*idem* figure 3.11, mais pour les précipitations quotidiennes). Étant donné qu'il y a peu de différence entre les résultats selon le seuil de précipitation choisi, seulement les résultats pour le seuil de 0,3 mm/jour sont discutés dans cette section. Le comportement pour les seuils de 0,1 mm/jour et 1 mm/jour peuvent être consultés dans l'annexe B.1.

On note clairement que la fréquence maximale du p_{99_max} est atteinte pour les valeurs de température autour de 20°C pour le MRCC5, un résultat similaire à celui des

précipitations horaires. Toutefois les réanalyses montrent un comportement très différent des précipitations maximales horaires. Les précipitations extrêmes maximales (p_{99_max}) sont légèrement moins intenses que celles des simulations du MRCC5, surtout pour la résolution à $0,11^\circ$, avec un pic de fréquence qui se décale vers les températures plus froides (autour de $10-15^\circ\text{C}$) par rapport au modèle.

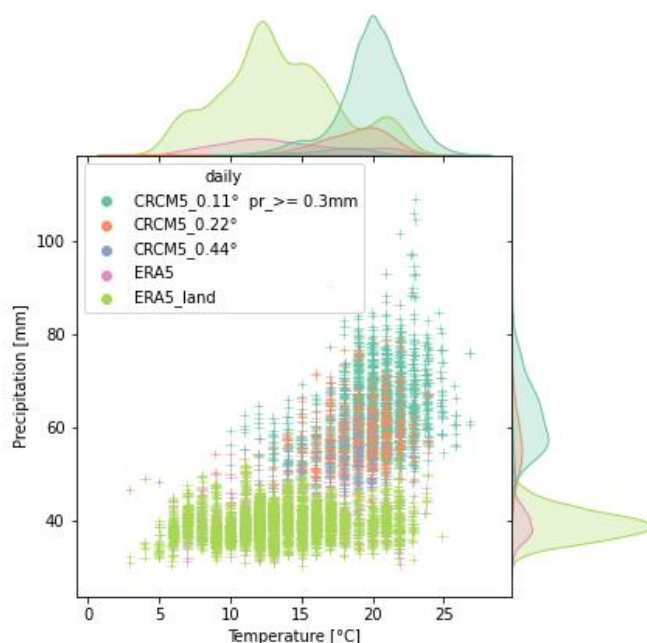
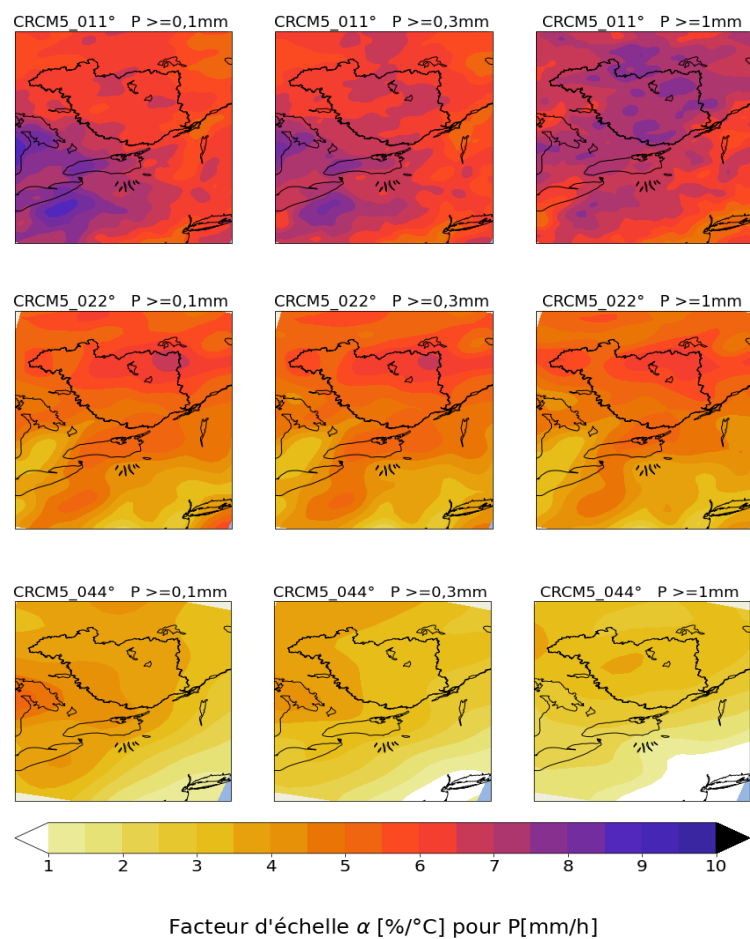


Figure 3.14 Distributions en fréquences des valeurs maximales du 99^e centile de précipitations horaires (P_{99_max}) pour chaque point de grille du domaine et de la température à laquelle cette valeur maximale a été atteinte : $P \geq 0,3 \text{ mm/jour}$

Jusqu'ici, l'analyse et la comparaison de données horaires et quotidiennes ont mis en évidence l'importance de l'échelle temporelle (horaire vs quotidienne) dans l'applicabilité de la relation de CC, dont l'interprétation sera discutée à la fin ce chapitre et mise en perspective par rapport aux études réalisées à ce sujet.

3.3 Analyse spatiale du facteur d'échelle α

a)



b)

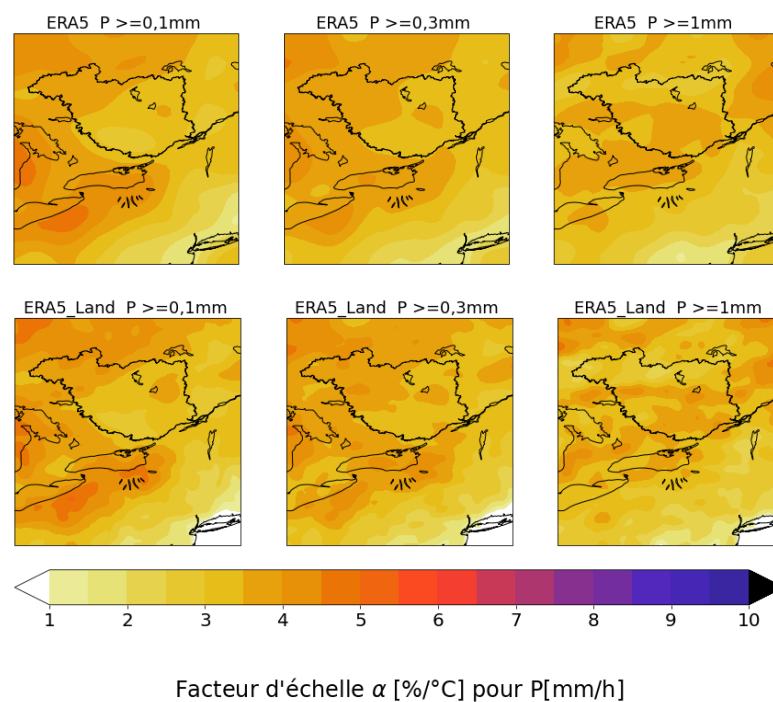
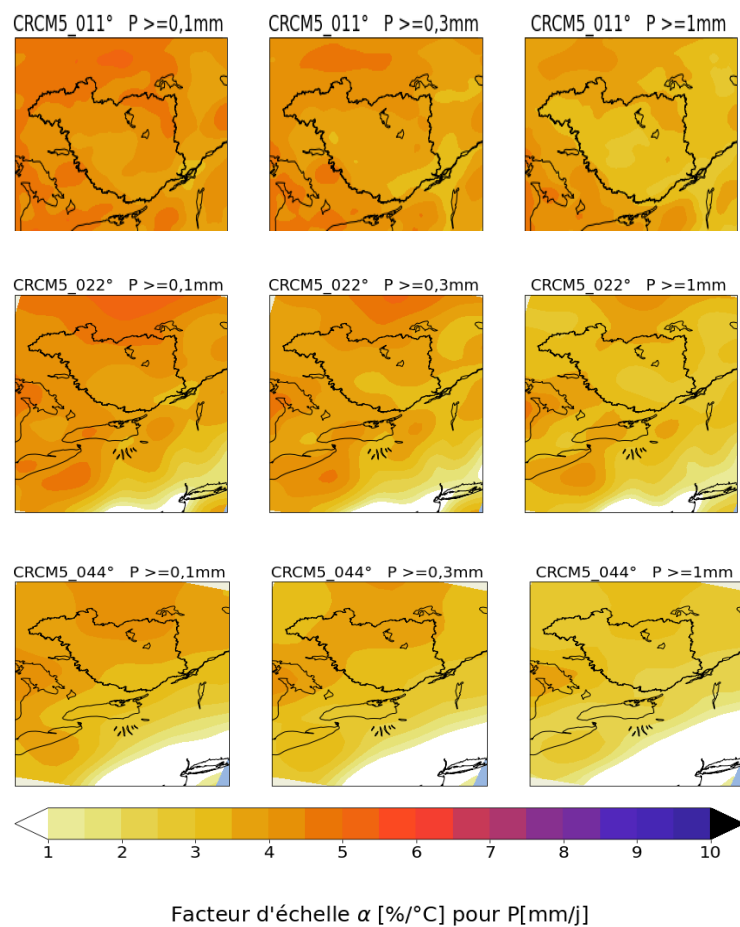


Figure 3.15 Distribution spatiale du facteur d'échelle α dans le domaine # 1 pour les précipitations horaires calculé à partir de (a) simulations du MRCC5 aux 3 résolutions et (b) réanalyses. Le facteur d'échelle est calculé pour les seuils de $P \geq 0,1\text{mm/h}$, $0,3\text{mm/h}$ et 1mm/h (panneaux de gauche à droite, respectivement).

La figure 3.15 montre la distribution spatiale du facteur d'échelle α obtenu à partir de la régression de la relation exponentielle proposée dans l'équation 2.1 pour les précipitations horaires extrêmes. Ce facteur d'échelle a été calculé pour les trois seuils de précipitation (0,1 mm/h, 0,3 mm/h et 1 mm/h).

Comme le révèle la figure 3.15, la différence entre le facteur d'échelle obtenu pour les précipitations horaires simulées à 0,11° de résolution et les autres sources de données est notable, avec une augmentation des valeurs de α avec la résolution, comme suggérée précédemment, et ce peu importe la région. Les zones entourant les Grands Lacs sont celles où les valeurs de α sont les plus élevées (super-CC) lorsque les seuils sont de 0,1 mm/h et 0,3 mm/h sont utilisés. Par ailleurs, le patron est différent pour le seuil de 1 mm/h, avec des valeurs les plus élevées situées dans la région centre et nord du domaine, y compris le BVRO. Ainsi, les précipitations traces simulées par le modèle semblent avoir un effet plus important sur le calcul du facteur d'échelle que pour les autres simulations ou produits de réanalyse. Ceci signifie que le lien de dépendance entre les précipitations extrêmes horaires et la température moyenne augmente d'une part avec la résolution, et d'autre part que celui-ci est plus sensible à la prise en compte des faibles valeurs de précipitation dans le MRRC5 à plus résolution que dans les produits à plus basse résolution. La prise en compte de ces faibles valeurs influence surtout les valeurs du facteur d'échelle à proximité des masses d'eau (Grands Lacs), surtout dans la simulation du MRCC5 à 0,11° et dans une moindre mesure dans les réanalyses ERA5. Les zones sans couleur dans la figure 3.15, soit dans le sud-est du domaine pour les simulations à 0,44° correspondent aux points de grille où le degré de signification statistique (seuil de 5%, $p_value \leq 0,05$) n'est pas atteint. Ceci suggère qu'il n'y a pas de liens statistiquement robustes entre les précipitations extrêmes horaires et la température moyenne dans cette région du domaine pour la simulation à plus basse résolution, contrairement aux autres produits à plus haute résolution.

a)



b)

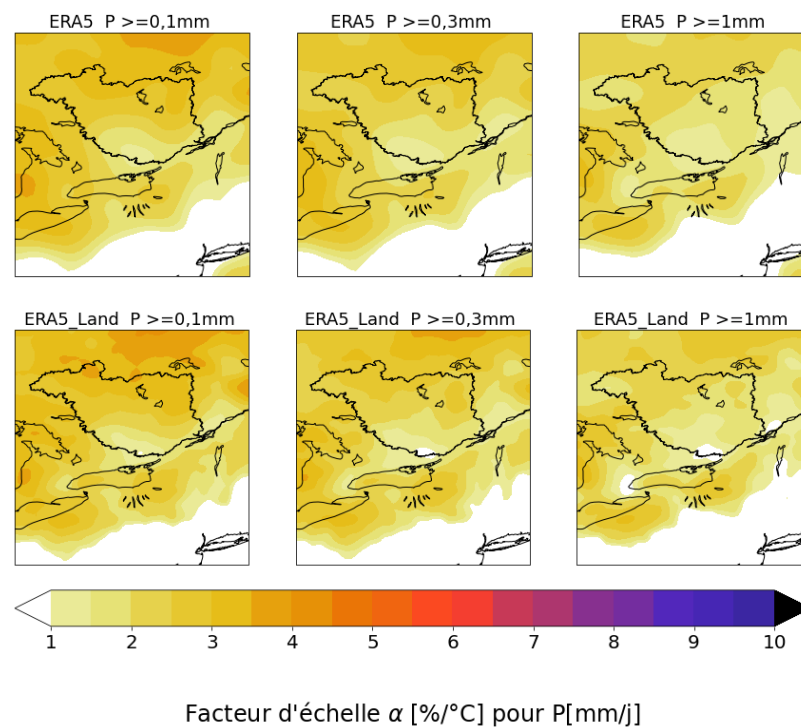


Figure 3.16 Idem à figure 3.15, mais pour les précipitations extrêmes quotidiennes.

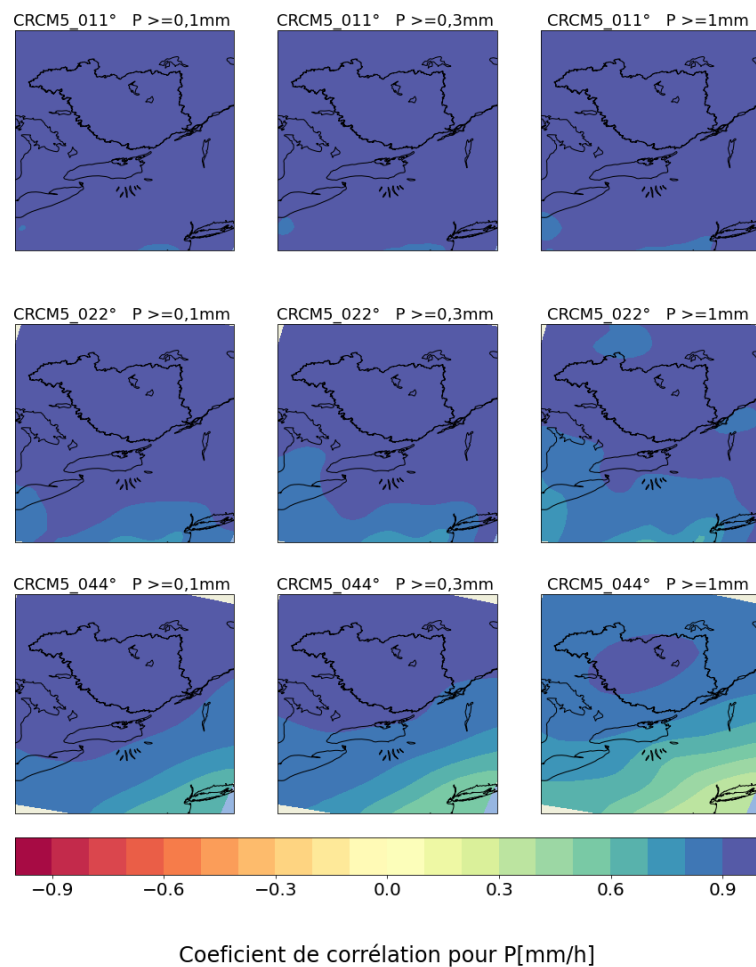
Dans le cas de précipitations quotidiennes (Figure 3.16), le facteur d'échelle α est systématiquement en moyenne sous-CC et inférieur à 5,5%/°C. Comme pour les précipitations horaires, les régions sans couleur dans le sud-est du domaine indiquent les points de grille où le degré de signification statistique (seuil de 5%, $p_value \leq 0,05$) n'est pas atteint. Les réanalyses ERA5 présentent également une absence de lien statistique robuste entre les précipitations extrêmes horaires et la température moyenne dans le sud du domaine.

La figure 3.17 présente la distribution spatiale du coefficient de corrélation⁵, obtenu à partir de la régression linéaire de l'équation 2.1 entre le 99^e centile de précipitations horaires et la température moyenne pour chaque point de grille du domaine # 1. Comme pour le facteur d'échelle, la corrélation augmente avec la résolution des produits, avec des valeurs plus souvent élevées (0,60-0,79) et très élevées (0,80-1), sauf dans la portion sud-est du domaine pour le MRCC5 à 0,44° et les réanalyses. Pour cette région, la corrélation varie de très faible (0-0,19) à modéré (0,40-0,59). Les corrélations sont toutes positives, signifiant comme anticipé que les précipitations extrêmes horaires augmentent avec la température moyenne de l'air.

Pour les précipitations extrêmes quotidiennes (Figure 3.18), la corrélation avec la température moyenne reste élevée (0,60-0,79) et très élevée (0,80-1) dans le nord du domaine. Cependant, la portion sud présente des coefficients de corrélations très faibles ($\pm 0,19$) et inférieurs aux valeurs équivalentes obtenues avec les précipitations extrêmes horaires. Toutefois, dans les deux cas, les corrélations augmentent avec la résolution et l'éloignement de la côte Atlantique.

⁵ Selon le coefficient de corrélation entre les variables est : très faible (0,00-0,19), faible (0,20-0,39), modéré (0,40-0,59), élevé (0,60-0,79), très élevé (0,80-1)

a)



b)

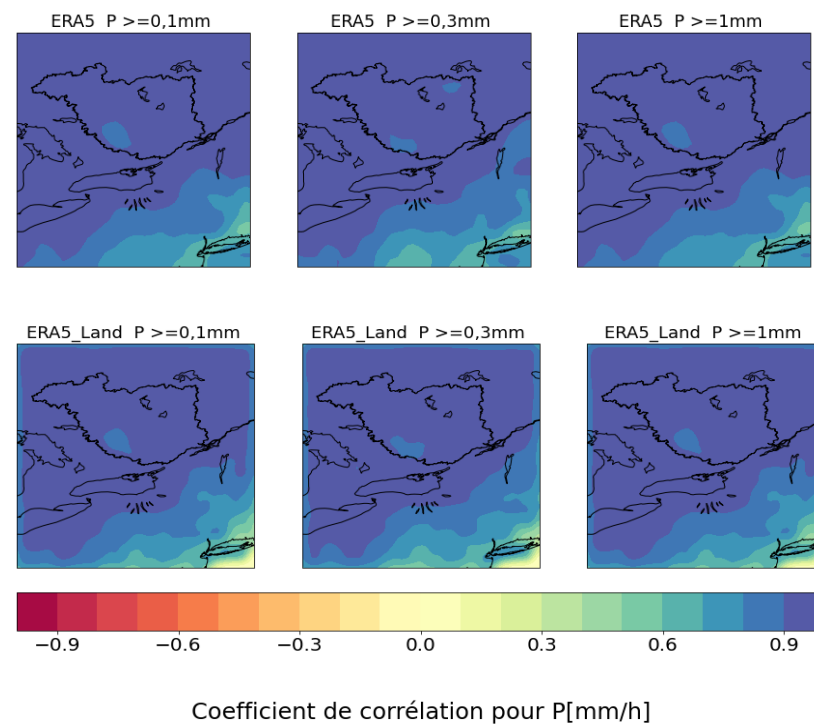
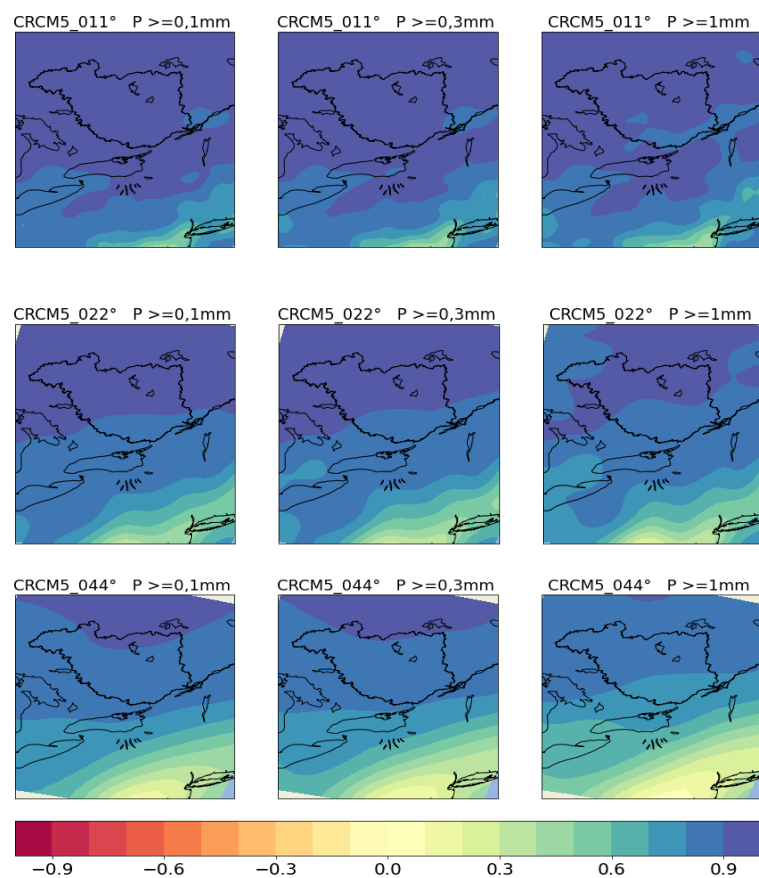


Figure 3.17 Distribution spatiale du coefficient de corrélation calculé à partir de la méthode des moindres carrés pour évaluer les liens linéaires entre P99 horaire et Tmoy, statistiquement significatives au seuil de 5% ($p\text{-value} \leq 0,05$) (cf. équation 2.1) Seuils : $P \geq 0,1 \text{ mm/h}$ (a), $P \geq 0,3 \text{ mm/h}$ (b) et $P \geq 1 \text{ mm/h}$.

a)



b)

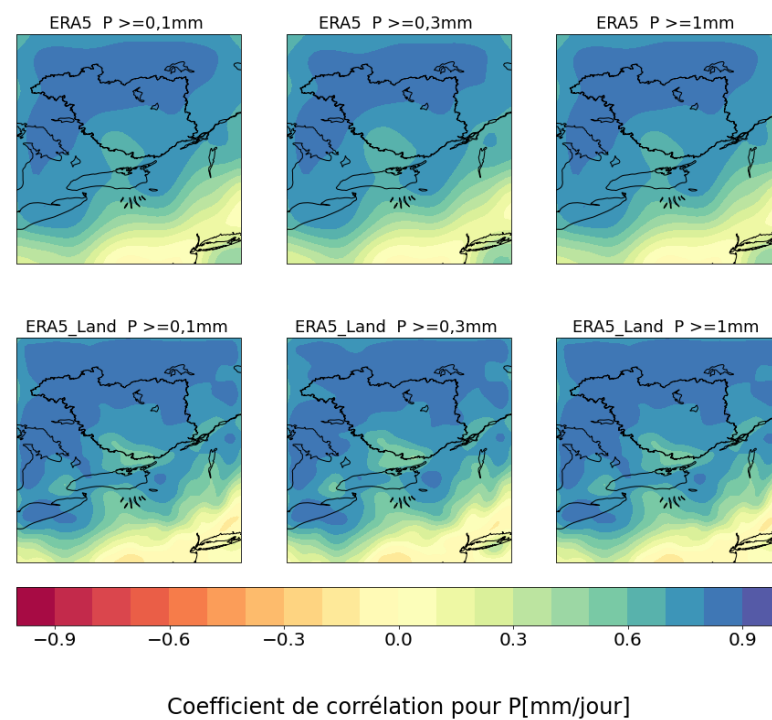


Figure 3.18 Idem à figure 3.17, mais pour les précipitations extrêmes quotidiennes.

Ces résultats montrent que les différents comportements de la relation de CC observés sont surtout conditionnés par les trois facteurs suivants : l'échelle temporelle, la résolution spatiale et les conditions de surface qui varient au sein du domaine

3.4 Variabilité intra-saisonnière du facteur d'échelle α

Comme il a été mentionné dans le premier chapitre, la saisonnalité des régimes de températures et de précipitations constitue l'un des facteurs responsables de la variabilité des taux de changement suggérés dans la relation de CC. En utilisant la même méthodologie à l'échelle saisonnière que celle présentée précédemment à l'échelle annuelle, cette section présente une analyse des différences potentielles selon la saison dans les liens et facteurs d'échelle entre les précipitations extrêmes (horaires et quotidiennes) et la température moyenne. Les résultats présentés ci-dessous n'utilisent que le seuil de 0,3 mm (par heure ou par jour) pour plus de brièveté.

a) Le cas des précipitations extrêmes horaires

La figure 3.19 montre l'évolution du 99^e centile des précipitations horaires en fonction de la température moyenne quotidienne pour les quatre saisons de l'année dans le BVRO (cf. domaine #2 présenté à la figure 2.1).

Pour la saison d'hiver (figure 3.19a), les précipitations extrêmes horaires augmentent légèrement avec la température, mais la pente est beaucoup moins prononcée que pour les autres saisons. Dans les deux saisons de transition (printemps et automne), il y a en moyenne une augmentation proche de la relation de CC pour les simulations à 0,11° et à 0,22° (figures 3.19b et d), comme à l'échelle annuelle analysée précédemment.

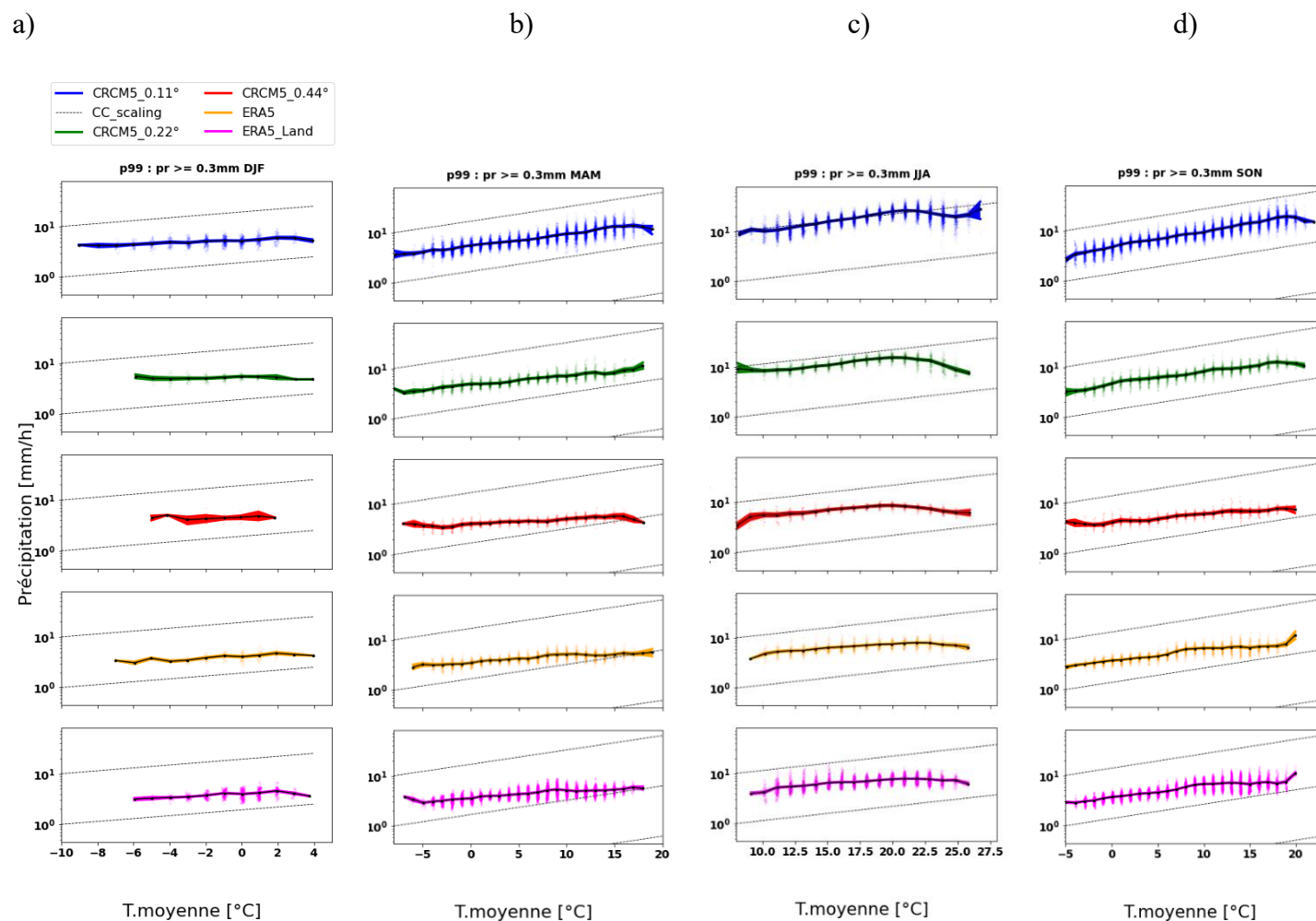


Figure 3.19 Idem à la figure 3.9, mais pour le comportement saisonnier (a) en hiver, (b) au printemps, (c) en été, (d) et en automne, avec le seuil de $P \geq 0.3$ mm/h.

Le comportement sous forme de crochet est observé pour la période estivale (Figure 3.19c), et il est absent à $0,44^\circ$ ou pour les réanalyses, dont les précipitations continuent à augmenter avec la température, mais de façon moins marquée qu'avec la simulation du MRCC5 à plus haute résolution. Par conséquent, cette analyse saisonnière confirme que le comportement sous forme de crochet est associé à la saison estivale et dépend très clairement de la résolution du modèle, soit des précipitations généralement convectives associées aux températures moyennes supérieures à 20°C .

Ce comportement s'observe également en automne lorsque les valeurs de températures s'approchent de ce seuil (MRCC5 à $0,11^\circ$). Par ailleurs, la variabilité ou différence entre les produits, quant aux liens entre les précipitations extrêmes horaires et les températures moyennes, est plus faible durant les saisons d'hiver et de printemps qu'en été et en automne.

En hiver la figure 3.20a révèle que le facteur d'échelle est systématiquement sous-CC pour les valeurs de la médiane et les intervalles interquartiles (IQR), et même une échelle négative obtenue dans le cas des réanalyses ERA5. Les différences entre les différents produits sont également faibles, comme suggéré précédemment, et augmentent dans le cas des autres saisons. Pour les autres saisons (figures 3.20b, c et d), le facteur d'échelle est le plus souvent sous-CC pour les valeurs de la médiane et les IQR dans les cas des simulations du MRCC5 à $0,22^\circ$ et à $0,44^\circ$, ainsi que pour les réanalyses. Cependant à plus haute résolution (MRCC5 à $0,11^\circ$), les valeurs de la médiane et les IQR sont proches de la valeur CC, voire même super-CC pour le $1,5 \times \text{IQR}$ et ils dépassent le taux de $10\%/^\circ\text{C}$ en été et en automne. À noter que la valeur médiane du facteur d'échelle est légèrement supérieure en automne à celle de l'été pour les simulations du MRCC5 à $0,11$ et $0,22^\circ$, mais la variabilité est plus forte en été qu'en automne.

Dans la figure 3.21, la distribution de fréquence des valeurs maximales du 99^e centile de précipitations horaires (p_{99_max}) est présentée pour les quatre saisons de l'année. En hiver (Figure 3.21a), les valeurs de précipitation dépassent à peine les 10 mm/h pour des températures comprises entre -15°C et 10°C. Encore une fois, même durant cette saison, les précipitations extrêmes maximales horaires sont systématiquement plus élevées dans les simulations à plus haute résolution (surtout à 0,11° et dans une moindre mesure à 0,22°) que dans les réanalyses ERA5 ou la simulation du MRCC5 à plus basse résolution.

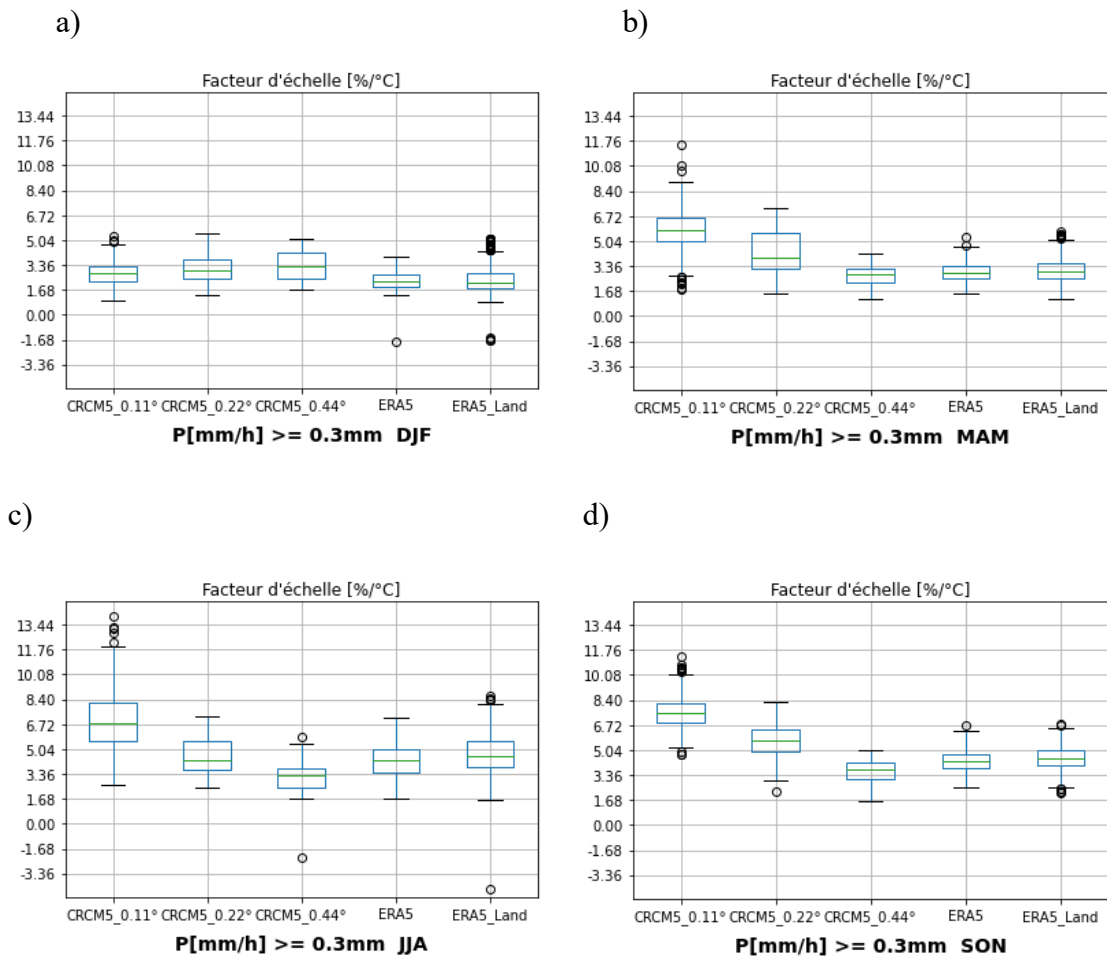


Figure 3.20 Idem à la figure 3.10 mais pour le comportement lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été, (d) et l'automne avec le seuil de $P \geq 0.3 \text{ mm/h}$.

Au printemps (Figure 3.21b), les précipitations sont comprises entre 5 et 25 mm/h, avec les valeurs les plus élevées pour le MRCC5 à 0,11°. Dans ce cas, ces valeurs sont obtenues lorsque les températures oscillent entre 0 et 15°C.

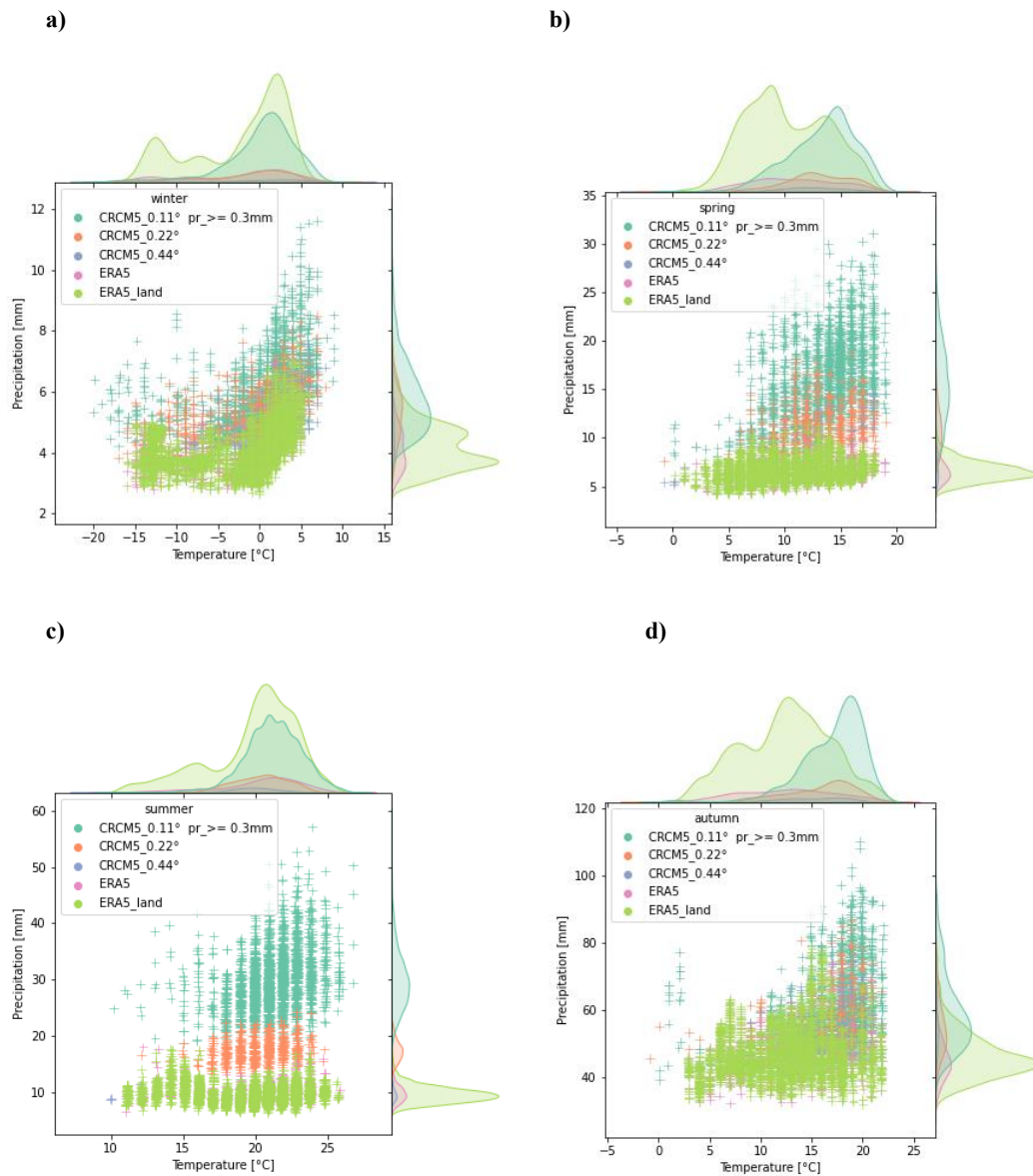


Figure 3.21 Idem à la figure 3.11, mais pour le comportement lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été et (d) l'automne, avec le seuil de $P \geq 0.3$ mm/h.

Pour les données de réanalyses, les valeurs maximales de précipitations horaires (p_{99_max}) sont atteintes pour des températures plus basses que pour le MRCC5. Durant la saison estivale (figure 3.21c), les intensités sont nettement plus élevées que durant les autres saisons, jusqu'à plus de 50 mm/h avec des températures comprises entre 10 et 25°C, et une fréquence maximale entre 20 et 22 °C.

Durant la saison d'automne (Figure 3.21-d), les précipitations maximales sont plus élevées qu'au printemps (entre 10 et 40 mm/h). Pour les données de réanalyses, celles-ci sont également plus élevées, mais pour des températures plus basses que pour le modèle, comme au printemps. Dans les deux cas, cela explique pourquoi la valeur moyenne de la pente est proche de zéro pour les réanalyses durant ces saisons de l'année, contrairement aux simulations du MRCC5 surtout à haute résolution (0,11 et 0,22°). Ceci explique également le comportement surprenant des réanalyses qui ont tendance à générer des précipitations extrêmes horaires (ou quotidiennes, voir section suivante) qui divergent des valeurs observées dans nos régions (ex. sud du Québec) (Nguyen *et al.*, 2019) et dans les simulations du MRCC5 à haute résolution, comme mentionné dans la section 3.2-a.

b) Le cas des précipitations extrêmes quotidiennes

Pour les précipitations quotidiennes (Figure 3.22), le même comportement est observé pour les précipitations extrêmes horaires (Figure 3.19). Le 99^e centile de précipitations quotidiennes augmente avec la température, sauf en été où le comportement sous forme de crochet est observé pour le MRCC5, mais pas pour les réanalyses. Dans tous les cas, la pente de la valeur moyenne est moins prononcée pour les données quotidiennes que pour les données horaires, ce qui correspond aux facteurs d'échelle sous-CC, comme mentionné précédemment.

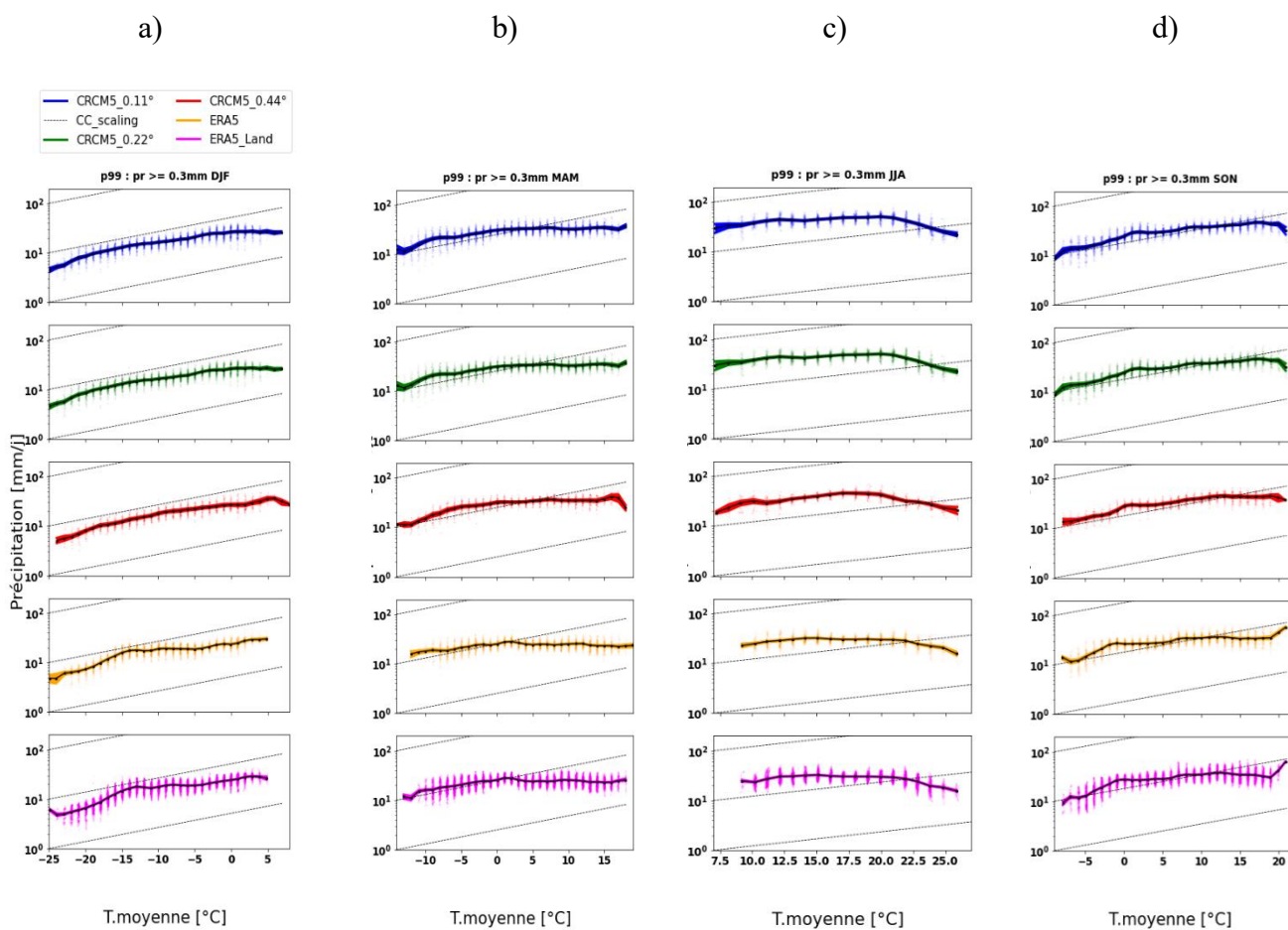
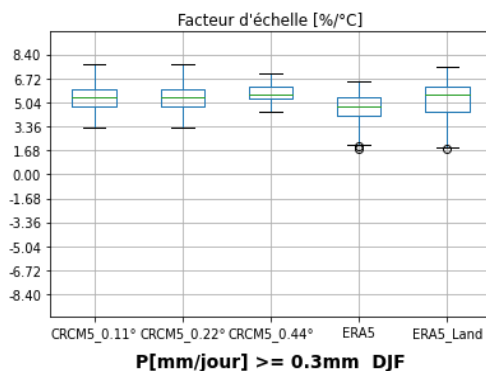


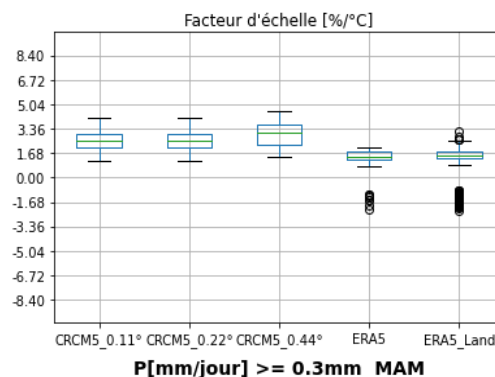
Figure 3.22 Idem à la figure 3.9, mais pour le comportement du 99^e centile des précipitations quotidiennes extrêmes en fonction de la température quotidienne lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été, (d) et l'automne, avec le seuil de $P \geq 0.3$ mm/jour.

Le comportement sous forme de crochet autour de 20°C est également moins prononcé en été dans la simulation du MRCC5 à haute résolution que dans le cas des précipitations extrêmes horaires.

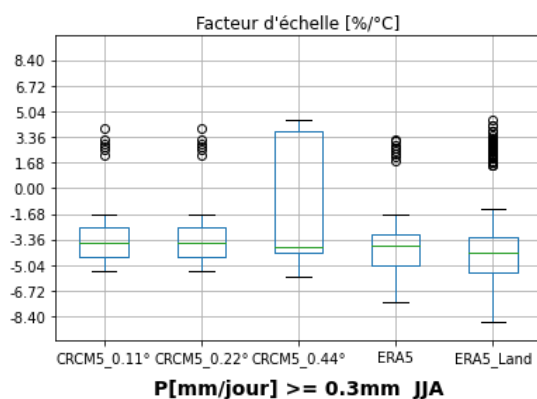
a)



b)



c)



d)

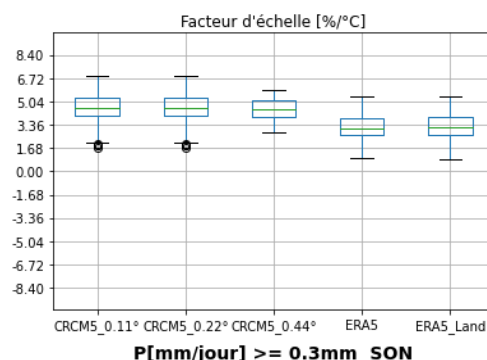


Figure 3.23 Idem à la figure 3.10, mais pour les précipitations quotidiennes extrêmes en fonction de la température quotidienne lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été et (d) l'automne, avec le seuil de $P \geq 0.3$ mm/jour.

En hiver, comme le révèle la figure (3.23a), le facteur d'échelle est proche de la relation de CC pour les valeurs de la médiane et les intervalles interquartiles (IQR), et très similaire d'un produit à l'autre. Pour le printemps et l'automne (figures 3.23 b et d), il est sous CC pour les valeurs de la médiane et les IQR, avec également une relative

similarité entre les simulations du MRCC5 et les réanalyses. Par contre en été (figure 3.23 c), la médiane, les IQR et $1,5 \times \text{IQR}$ se trouvent dans les valeurs négatives en été, sauf dans le cas de la simulation à $0,44^\circ$ (IQR), essentiellement en raison des diminutions suggérées au-delà de 20°C (figure 3.22).

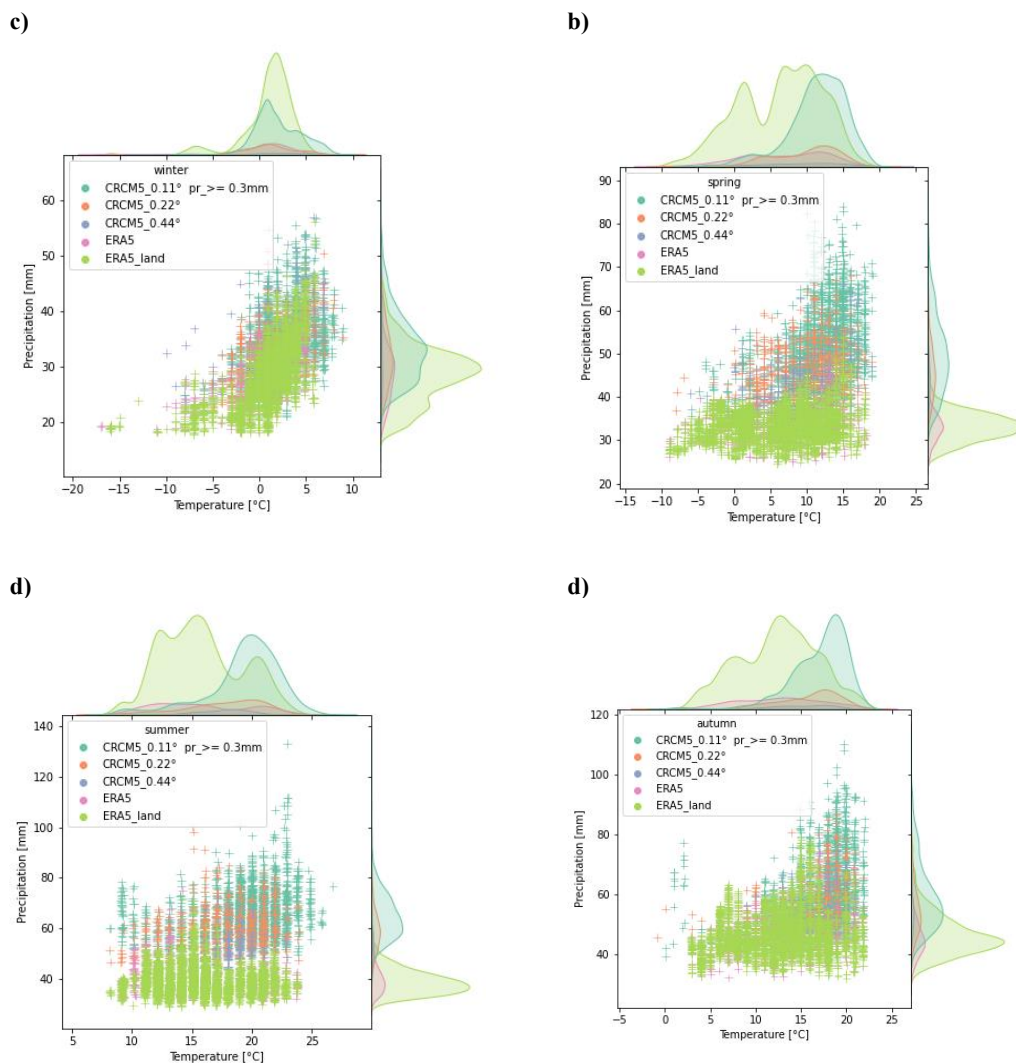


Figure 3. 24 Idem à la figure 3.11, mais pour les précipitations quotidiennes extrêmes en fonction de la température quotidienne lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été et (d) l'automne, avec le seuil de $P \geq 0.3$ mm/jour.

La Figure 3.24 montre la distribution de fréquences des valeurs maximales du 99^e centile de précipitations quotidiennes (p_{99_max}) pour les quatre saisons de l'année. En hiver, les distributions de probabilité des précipitations extrêmes varient entre 20 et 50 mm/jour pour des températures comprises entre -15°C et 10°C. Les valeurs du MRCC5 à haute résolution (0,11° surtout) sont plus élevées que les réanalyses, comme les précipitations maximales horaires (figure 3.21) surtout lorsque la température est supérieure à 0°C. Au printemps, les valeurs sont comprises entre 30 et 80 mm/jour, les plus élevées correspondant à la simulation du MRCC5 à 0,11°. La distribution de la température oscille entre -5 et 20°C, avec une fréquence maximale entre 15 et 20°C pour le modèle à 0,11°.

Comme pour les précipitations horaires, la saison estivale possède les valeurs maximales les plus élevées, pouvant dépasser les 100 mm/j lorsque les températures sont comprises entre 10 et 25°C, avec des valeurs maximales autour de 20°C pour la simulation du MRCC5 à 0,11°. En automne, les précipitations maximales quotidiennes sont légèrement plus élevées qu'au printemps et plus faibles qu'en été, avec des valeurs systématiquement plus élevées dans la simulation à plus haute résolution. Toutefois, les différences avec les réanalyses et le MRCC5 à 0,11° sont plus faibles qu'en été. Tout comme dans le cas des précipitations maximales horaires, les valeurs de précipitations extrêmes quotidiennes sont obtenues pour des valeurs de températures plus basses dans le cas des réanalyses que pour le MRCC5 à 0,11°, sauf en hiver.

3.5 La diminution des précipitations extrêmes en été et le comportement sous forme de crochet : explication dynamique

Les précipitations sont des événements très complexes d'un point de vue microphysique. Dans la formation des nuages interviennent des facteurs

thermodynamiques et dynamiques (Emori et Brown, 2005). Même si certains d'entre eux ont un rôle primaire et d'autres un rôle secondaire, il est toujours nécessaire de prendre en compte l'interdépendance entre ces facteurs (Westra *et al.*, 2014). Dans les résultats présentés précédemment, les précipitations extrêmes horaires et quotidiennes sont systématiquement plus intenses lors de la saison estivale. Cependant, les données aux résolutions plus fines montrent qu'au-delà d'un seuil de température (point de rupture, autour de 20°C), les précipitations extrêmes ont tendance à diminuer avec la température. Ce comportement sous forme de crochet devrait être associé à des situations synoptiques ou dynamiques particulières (cf. Westra *et al.*, 2014).

L'objectif de cette section est d'évaluer le lien entre les conditions atmosphériques à l'échelle synoptique et la diminution des précipitations extrêmes pour les températures les plus élevées, observées durant la saison estivale. Étant donné que le comportement sous forme de crochet était plus évident pour les données à haute résolution, seules les analyses seront réalisées pour les mois d'été à partir de la simulation du MRCC5 à 0,11°. Les résultats pour les MRCC5 à 0,22 et 0,44°, ERA5 et ERA5-Land sont disponibles à l'annexe D. Afin d'identifier les liens entre la diminution du 99^e percentile et la température moyenne de surface, trois situations différentes ont été proposées dans le chapitre II (cf. section 2.3.3) : la situation A (jours avec $T < 15^{\circ}\text{C}$), la situation B (jours avec $15 \leq T \leq 25^{\circ}\text{C}$) et la situation C (jours avec $T > 25^{\circ}\text{C}$).

3.5.1 Analyse des occurrences et des intensités de précipitations sur le BVRO

Avant de réaliser les analyses synoptiques, cette section évalue brièvement le pourcentage de jours humides [%] et les intensités moyennes et maximales de la précipitation horaire [mm/h] et quotidienne [mm/j] qui ont été calculées pour chaque

point de grille du domaine#2 (cf. figure 2.1) et pour chaque intervalle de température moyenne (A, B et C) tel que décrit précédemment.

Ainsi, le pourcentage de jours humides des précipitations horaires lors de la situation A a été calculé en utilisant les seuils conjoints de $P \geq 0,3$ mm/h et $T < 15^{\circ}\text{C}$, et par la suite nous avons calculé le pourcentage par rapport au nombre total de jours avec $T < 15^{\circ}\text{C}$ à chaque point de grille, c'est-à-dire $\% = \left(\frac{\text{jours } T < 15^{\circ}\text{C} + P \geq 0,3 \text{ mm/h}}{\text{jours } T < 15^{\circ}\text{C}} * 100 \right)$. Après avoir obtenu une matrice de valeurs pour chaque point de grille du domaine#2, nous avons calculé les statistiques suivantes : le minimum (min), le 10^e centile (P10), la moyenne (moy), le 90^e centile (P90) et le maximum (max) du nombre de jours humides. La même procédure a été utilisée pour calculer les statistiques des intensités moyennes et maximales de la précipitation horaire et quotidienne dans le domaine#2.

Le tableau 3.1 présente les statistiques du pourcentage de jours humides [%] calculées pour la région du BVRO. Les situations A ($T < 15^{\circ}\text{C}$) et B ($15 \leq T \leq 25^{\circ}\text{C}$) montrent des pourcentages relativement similaires pour les cinq valeurs statistiques calculées dans le cas des précipitations horaires, avec une moyenne de jours humides d'environ 40% et des valeurs minimales/maximales de l'ordre de 33-37/45-47%.

Ces valeurs augmentent légèrement dans le cas des précipitations quotidiennes, les valeurs étant systématiquement plus élevées (peu importe les statistiques concernées) pour la situation A ($T < 15^{\circ}\text{C}$) que pour la situation B ($15 \leq T \leq 25^{\circ}\text{C}$). Toutefois, pendant les jours les plus chauds (situation C, $T > 25^{\circ}\text{C}$) le nombre de jours humides en moyenne diminue de plus de 10 % par rapport aux précipitations horaires des situations A et B, et entre 15 et 20 % dans le cas des précipitations quotidiennes.

a)

[mm/h]		A	B	C
		T < 15 °C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	33,57	36,62	13,04
	P10	38,18	37,99	22,44
%	moy	40,55	40,93	27,47
	P90	42,87	44,47	32,16
	max	45,48	47,58	40,00

b)

		A	B	C
[mm/j]		T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	40,20	39,90	16,30
	P10	45,19	41,40	23,40
%	moy	48,98	44,75	28,71
	P90	52,23	48,68	33,33
	max	55,60	52,34	41,46

Tableau 3.1 Statistiques du pourcentage de jours humides [%] calculé pour les situations A, B et C calculées pour chaque point de grille du domaine#2 pour la simulation du MRCC5 (0,11°) en été (JJA) pour : (a) Précipitations horaires $\geq 0,3$ mm/h. (b) Précipitations quotidiennes $\geq 0,3$ mm/jour.

Pour la situation A, la moyenne des précipitations à l'échelle quotidienne est 8,43 % supérieure à la valeur obtenue à l'échelle horaire, alors que la différence entre les précipitations horaires et quotidiennes était de 3,82 % pour la situation B et seulement de 1,24 % pour la situation C. Plusieurs facteurs peuvent expliquer ce comportement. Pendant les jours moins chauds ou frais d'été, il y a un pourcentage plus élevé de précipitations de faible intensité qui contribuent aux précipitations à l'échelle quotidienne, mais qui sont inférieures à 0,3 mm/h, et qui ne sont par conséquent pas pris en compte à l'échelle horaire, d'où la différence la plus marquée en termes de pourcentage que les jours plus chauds. Au fur et à mesure que la température augmente, les précipitations sont plus intenses et de plus courte durée, un nombre plus important d'événements de pluie est alors inclus à la fois sur les échelles horaires ($P \geq 0,3$ mm/h) et quotidiennes ($P \geq 0,3$ mm/jour). De plus, plus il fait chaud, moins les occurrences de pluie sont fréquentes, et plus l'échelle horaire est représentative des événements de pluie qui deviennent plus sporadiques durant la journée.

En termes d'intensités moyennes de précipitation (tableau 3.2), les jours avec des températures entre 15 et 25°C correspondent aux valeurs les plus élevées dans le cas des précipitations quotidiennes avec 8,85 mm/jour en moyenne, puis pour la situation A ($T < 15^\circ\text{C}$) des valeurs de 6,82 mm/jour en moyenne. Pour les précipitations horaires, la moyenne et le 90^e percentile de la situation C sont toutefois supérieurs à la situation A, et même supérieurs à la situation B pour la valeur maximale avec 4,82 mm/h.

a)

		A	B	C
	[mm/h]	T < 15 °C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	1,91	3,27	1,17
	P10	2,23	3,57	1,93
P.moy	moy	2,50	3,87	2,79
	P90	2,78	4,14	3,75
	max	3,24	4,43	4,82

Tableau 3.2 Idem au tableau 3.1 mais pour les intensités de la précipitation moyenne horaire (a) et quotidienne (b).

b)

		A	B	C
	[mm/j]	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	5,47	7,38	1,83
	P10	5,95	8,23	3,17
P.moy	moy	6,82	8,85	4,66
	P90	7,72	9,44	6,35
	max	10,00	10,31	8,33

Dans le cas des intensités maximales de précipitation (tableau 3.3), la situation B correspond aux jours avec les valeurs de précipitations les plus extrêmes pour les précipitations horaires et quotidiennes, avec des valeurs de 45,87 mm/h et 101,96 mm/jour, en moyenne pour le domaine. Dans ce cas, il est important de noter que les valeurs maximales absolues de 96,54 mm/h et 231,40 mm/jour semblent surestimer les statistiques observées connues dans le sud du Québec. Toutefois, des événements de pluie exceptionnels ont déjà été enregistrés dans la région. Par exemple, la tempête tropicale Hazel, un événement qui a frappé le sud de l'Ontario qui a causé des fortes

précipitations dans l'est du Canada en 24 heures, où il est tombé 210 mm d'eau sur une superficie de l'ordre de 500 km^2 (Anderson et Bruce, 1958; Perrier et Slivitzky, 1999). D'ailleurs, la région de Charlevoix a été déjà enregistré plus de 200 mm en 24 heures (Fortin *et al.*, 1979).

a)

		A	B	C
	[mm/h]	T < 15 °C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	7,60	22,73	2,73
	P10	13,27	34,05	6,22
P.max	moy	21,02	45,87	19,05
	P90	30,96	60,56	32,74
	max	47,79	96,54	76,35

Tableau 3.3 Idem au tableau 3.1 mais pour les intensités maximales de la précipitation horaire (a) et quotidienne (b).

b)

		A	B	C
	[mm/j]	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	34,98	53,69	5,12
	P10	48,73	73,46	12,73
P.max	moy	66,99	101,96	33,16
	P90	86,97	138,70	57,60
	max	145,60	231,40	118,11

À noter que dans le cas de la situation C ($T > 25^\circ\text{C}$), les intensités maximales de précipitation sont systématiquement inférieures aux autres situations ($T < 25^\circ\text{C}$), que ce soit pour les précipitations horaires ou quotidiennes (tableau 3.3).

a)

		A	B	C
	%	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	57,95	47,69	40,63
[0,3-2,5mm/h]	moy	67,99	52,97	66,18
	max	78,26	59,63	93,55
	min	21,74	33,38	0,00

Tableau 3.4 Statistiques du pourcentage de jours humides [%] classés par intervalles d'intensité pour les précipitations horaires (a) et quotidiennes (b),

(2,5-10mm/h]	moy	29,22	38,75	29,58
	max	37,86	43,57	54,55
(10-50mm/h]	min	0,0	5,04	0,00
	moy	2,79	8,23	4,19
	max	7,41	11,21	18,18
P > 50mm/h	min	0,00	0,00	0,00
	moy	0,00	0,04	0,04
	max	0,00	0,38	4,00

calculé pour les situations A, B et C à chaque point de grille du modèle MRCC5 (0,11°) et agrégé pour tout le domaine#2.

b)

	%	A	B	C
		T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
[0,3-2,5mm/j]	min	34,40	30,26	20,00
	moy	43,02	34,78	50,87
	max	52,76	39,04	83,87
(2,5-10mm/j]	min	24,66	31,28	6,25
	moy	35,71	36,39	38,45
	max	42,80	42,02	80,00
(10-50mm/j]	min	12,74	22,06	0,00
	moy	20,68	27,49	10,39
	max	30,39	32,50	31,25
P > 50mm/j	min	0,00	0,22	0,00
	moy	0,60	1,35	0,29
	max	3,96	2,99	5,00

Par ailleurs, le pourcentage de jours humides [%] selon s'il s'agit de précipitation horaire [mm/h] ou quotidienne [mm/j], classée par intervalles d'intensité de précipitations de faible [0,3-2,5 mm/h et mm/j], modérée (2,5-10 mm/h et mm/j), élevée (10-50 mm/h et mm/j] et très élevée ($P > 50$ mm/h et mm/j), pour chaque point de grille du domaine#2 (cf. figure 2.1) et pour chaque situation (A, B et C) a été calculé afin de compléter l'analyse des occurrences de précipitation selon les intervalles de température (tableau 3.4).

Le tableau 3.4-a présente les résultats par intervalle d'intensité horaires. Pour la situation A, 67,99 % des événements humides sont de faible intensité [0,3-2,5 mm/h], en moyenne pour le BVRO, suivi de 29,22 % d'intensité modérée (2,5-10 mm/h), et seulement 2,79% pour les événements de forte intensité (10-50 mm/h).

Aucun événement de très forte intensité ($P > 50$ mm/h) n'a été enregistré pour la situation A à l'échelle horaire. Pour la situation B, le nombre d'événements humides de faible intensité [0,3-2,5 mm/h] est plus faible que dans la situation A, il est en moyenne de 52,97%, avec un pourcentage plus élevé d'événements d'intensité modérée (2,5-10 mm/h) et forte (10-50 mm/h), avec 38,75% et 8,23 % respectivement.

Également, un nombre infime (0,04 %) d'événements ont été classés de très forte intensité ($P > 50$ mm/h). Pour les températures qui dépassent 25°C, la situation C ressemble à la situation A, sauf que le pourcentage d'événements de forte intensité (10-50 mm/h) qui est légèrement supérieur avec 4,19 %, le pourcentage d'événements de très forte intensité ($P > 50$ mm/h) est également identique (0,04 %).

Pour les précipitations quotidiennes (tableau 3.4-b), le pourcentage d'événements humides de faible intensité [0,3-2,5 mm/jour] est de 43,02 % en moyenne pour la situation A, de 35,71% pour les événements modérés (2,5-10 mm/jour à 0,60%) et seulement de 0,6% pour les événements de très forte intensité ($P > 50$ mm/jour). Pour la situation B, le pourcentage plus élevé correspond aux précipitations d'intensité modérée (2,5-10 mm/jour] avec 36,39% d'événements, suivi par les événements de forte intensité (10-50 mm/jour] avec 27,49%. Pour la situation C, environ la moitié des événements humides (50,87%) en moyenne ont été classés de faible intensité [0,3-2,5 mm/jour].

Les statistiques analysées jusqu'ici sont donc cohérentes et corroborent le comportement sous forme de crochet (augmentation des précipitations jusqu'à environ

20-25°C puis diminution au-delà) obtenu pour la saison estivale avec la simulation à plus haute résolution du MRCC5. Pour la situation A, il y a un pourcentage plus élevé de précipitations de faible intensité qui contribuent aux précipitations quotidiennes, mais qui ne sont pas prises en compte à l'échelle horaire, et qui devraient être associées plutôt à des événements à l'échelle synoptique. Pour les situations B et C, les précipitations sont plus intenses et de plus courte durée, et le nombre d'événements significatifs à la fois aux échelles horaires et quotidiennes augmente aussi. Les statistiques les plus élevées ont été obtenues pour la situation B, dont les précipitations sont plus fréquentes et intenses (mélange d'événements de mésoéchelle et d'échelle convective); tandis que les journées les plus chaudes d'été ($T > 25^{\circ}\text{C}$), il y a une diminution du nombre d'événements de pluie, ainsi que de leur intensité, si on considère les valeurs moyennes pour le BVRO. Cette situation devrait correspondre à des événements convectifs plus sporadiques que dans les autres cas.

3.5.2 Cartes climatologiques synoptiques (1981-2010) selon les situations (A, B et C)

La relation de CC explique la composante thermodynamique associée à l'augmentation des précipitations extrêmes selon les températures de l'air (utilisant la température moyenne quotidienne de l'air à 2 m dans notre cas). Cependant, la composante dynamique liée à l'évolution des précipitations extrêmes est non négligeable et doit être évaluée, au moins d'un point de vue qualitatif. Dans la région du BVRO, comme analysé précédemment, non seulement les précipitations extrêmes diminuent au-delà du seuil de température de 20-25°C, mais également le pourcentage de jours humides et la durée des événements de précipitations.

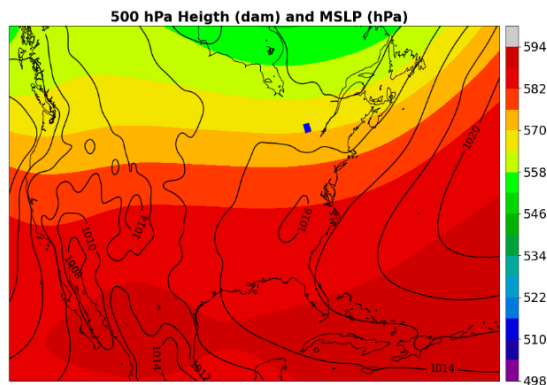
Dans cette section, les facteurs dynamiques associés à la diminution de la fréquence et de l'intensité de précipitations pour les jours les plus chauds d'été sont analysés en

utilisant la hauteur géopotentielle à 500 hPa (GZ-500) et la pression au niveau moyen de la mer (PNM) provenant de la réanalyse ERA5. Dans la suite, on analyse tout d'abord les configurations moyennes (climatologie 1981-2010) de ces deux champs météorologiques durant les mois d'été (JJA) avant d'analyser dans la section suivante les situations ou anomalies de ces champs lorsque les $T < 15^{\circ}\text{C}$ (A), $15 \leq T \leq 25^{\circ}\text{C}$ (B), et $T > 25^{\circ}\text{C}$ (C).

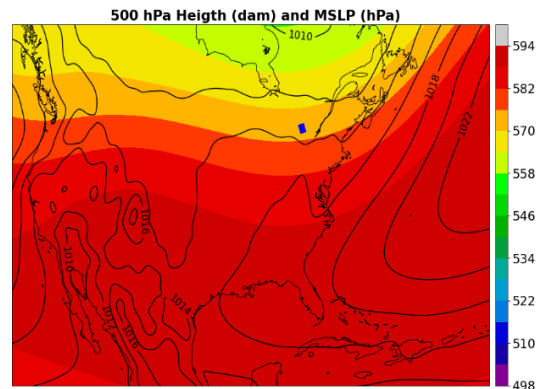
La figure 3.25 présente les moyennes climatologiques (1981-2010) de la GZ-500 (en couleur) et de la PNM (en trait noir) pour la majeure partie de l'Amérique du Nord pour les trois mois d'été. Le petit cadre bleu indique le domaine#3 (cf. Figure 2.1), utilisé pour sélectionner les situations A, B, et C.

Dans notre cas, l'utilisation de cartes climatologiques mensuelles permet simplement d'analyser la situation synoptique moyenne dans la région d'étude. Dans les trois cartes, les isobares en surface montrent clairement la présence de l'anticyclone semi-permanent de l'Atlantique Nord (Açores-Bermudes), dont l'intensité maximale survient au mois de juillet. Un deuxième centre de haute pression est aussi observé sur la côte est américaine en juin, avec une pression centrale moyenne de l'ordre de 1 016 hPa.

a)



b)



c)

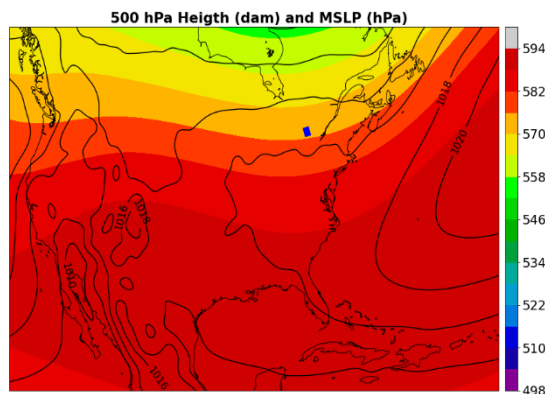


Figure 3.25 Cartes climatologiques (1981-2010) de la pression au niveau moyen de la mer (en hPa, en trait noir) et de la hauteur géopotentielle à 500 hPa (en dam, en couleur) pour les mois de (a) juin, (b) juillet et (c) août.

En moyenne, la région d'étude est donc sous l'influence d'un régime de hautes pressions qui s'étend depuis l'Atlantique vers l'est de l'Amérique du Nord (régions continentales). En juin et en juillet, le BVRO est affecté par cette zone de haute pression (associé à un temps sec le plus souvent), alors que la PNM moyenne varie de 1 012 à 1 014 hPa dans ce secteur. Pendant le mois d'août, la haute pression s'installe de façon plus marquée ou régulière, et la PNM moyenne varie entre 1 014 et 1 016 hPa. Pour le mois de juin, l'atmosphère jusqu'à la mi-troposphère est en général plus froide que plus tard en été, le GZ-500 moyen variant entre 564 et 570 dam, alors que pour les mois de juillet et août, il est compris entre 570 et 576 dam, en moyenne.

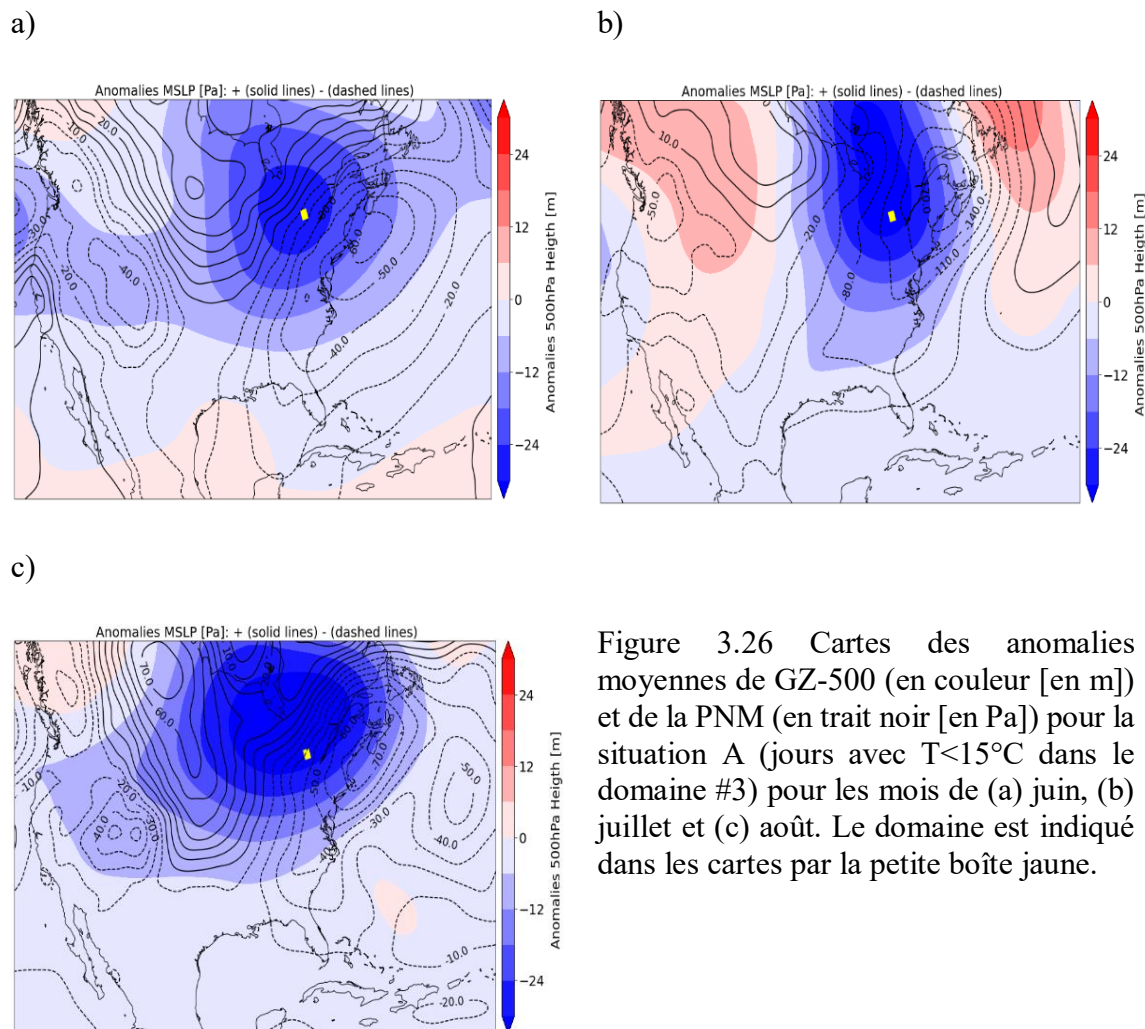
Pour le domaine#3 et pour la région du BVRO en général, l'alignement plutôt parallèle des isobares en surface et des isohypses à 500 hPa indiquent une faible advection thermique à cet endroit-là en période estivale. Un comportement un peu différent est observé sur la côte Atlantique et dans toute la partie sud-est des États-Unis. Le vent géostrophique à 500 hPa est associé à une advection d'air chaud et humide dans cette région, et donc favorable aux mouvements ascendants de l'air (Lackmann, 2011).

a) Situation A : Anomalies pour $T < 15^{\circ}\text{C}$

Des cartes d'anomalies du GZ-500 et de la PNM ont été aussi créées pour les trois mois d'été. Elles ont été calculées pour les jours où dans le domaine #3 les températures dans les intervalles définis pour les situations A ($T < 15^{\circ}\text{C}$). Celles pour les situations B ($15 \leq T \leq 25^{\circ}\text{C}$) et C ($T > 25^{\circ}\text{C}$) sont fournies dans les sections suivantes. Après avoir interpolé le GZ-500 et la PNM sur la même grille du MRCC5 à 0.11° , le calcul des anomalies a été effectué selon l'équation 2.4, où les anomalies pour chaque cas où $T < 15^{\circ}\text{C}$ a été moyennée le tout en fonction du nombre de cas enregistré sur la période 1981-2010.

La figure 3.26 présente la moyenne des anomalies de la PNM et GZ-500, pour les jours dont le domaine#36 avait des enregistrements de température moyenne quotidienne inférieurs à 15°C (températures saisonnières plus froides que la normale, cf. figure 3.1). Ces anomalies ont été calculées pour chaque point du domaine par rapport aux valeurs de la période normale (1981-2010). Les couleurs sur les cartes indiquent les anomalies du GZ-500, en rouge les anomalies positives et en bleu les anomalies négatives. En surface, les lignes solides indiquent les anomalies de PNM positives, tandis que les lignes pointillées correspondent aux anomalies négatives de la PNM.

6 Indiqué sur toutes les cartes par la petite boîte jaune



Dans les trois cas (juin, juillet et août), des anomalies négatives de la PNM sont observées dans la région du domaine#3, avec un centre de plus basses pressions que la normale à l'est du domaine et des anomalies positives de PNM à l'ouest du domaine. Ceci signifie une occurrence plus élevée de systèmes dépressionnaires que la normale (ou des dépressions plus intenses que la normale) a affecté la côte est, incluant la région d'étude, augmentant la probabilité d'occurrence de précipitation (vs les conditions normales). Dans cette configuration (situation A), des dépressions plus nombreuses

semblent donc affecter la côte de l'Amérique du Nord augmentant la probabilité de précipitation (occurrence et intensité, voire durée) dans la région d'étude.

Par ailleurs, pour les trois mois, les anomalies du GZ-500 sont également négatives au-dessus de la région, ce qui signifie une atmosphère à la mi-troposphère plus froide que la normale et donc une instabilité potentielle favorable au mouvement ascendant et à la condensation de la vapeur d'eau, donc ultimement à des nuages plus présents et des précipitations sur notre région d'étude. Au mois de juillet, le patron d'anomalies du GZ-500 présente deux anomalies positives entourant l'anomalie négative au-dessus de la région d'intérêt. Cela signifie un creux d'onde courte froid en altitude favorable à la cyclogenèse et donc à l'occurrence de la précipitation (tel que suggéré au tableau 3.1). Au mois de juin et d'août, les situations sont relativement similaires, bien que plus marquées en août avec une anomalie négative plus étendue du GZ-500 sur tout l'est du Canada incluant la Baie d'Hudson, signifiant des arrivées d'air froid et des creux en altitude plus fréquents que la normale. Cela signifie que les journées moins chaudes ont été dominées, en moyenne, par la présence d'un creux plus profond à la mi-troposphère associée à des dépressions en surface plus fréquentes ou plus intenses.

Ici, les mécanismes physiques favorables à l'occurrence des précipitations semblent donc davantage associés à des systèmes d'échelle synoptique bien définis. Les patrons associés à un creux à 500 hPa et au cisaillement vertical du vent favoriseront des advections de température et des mouvements ascendants de l'air plus fréquents que la normale. Ceci est favorable à la création de zones frontales ou de zones baroclines, associées à des contrastes thermiques entre masses d'air de différentes origines favorables à l'ascendance et à l'occurrence de la précipitation.

b) Situation B : Anomalies pour $15^{\circ}\text{C} \leq T \leq 25^{\circ}\text{C}$

La figure 3.27 montre la moyenne des anomalies de PNM et GZ-500 correspondant aux jours où la température moyenne quotidienne est de 15 à 25°C (situation B) dans le domaine #3. À noter que cette situation correspond à des valeurs de températures moyennes près des normales de saison dans la région d'étude (cf. figure 3.1).

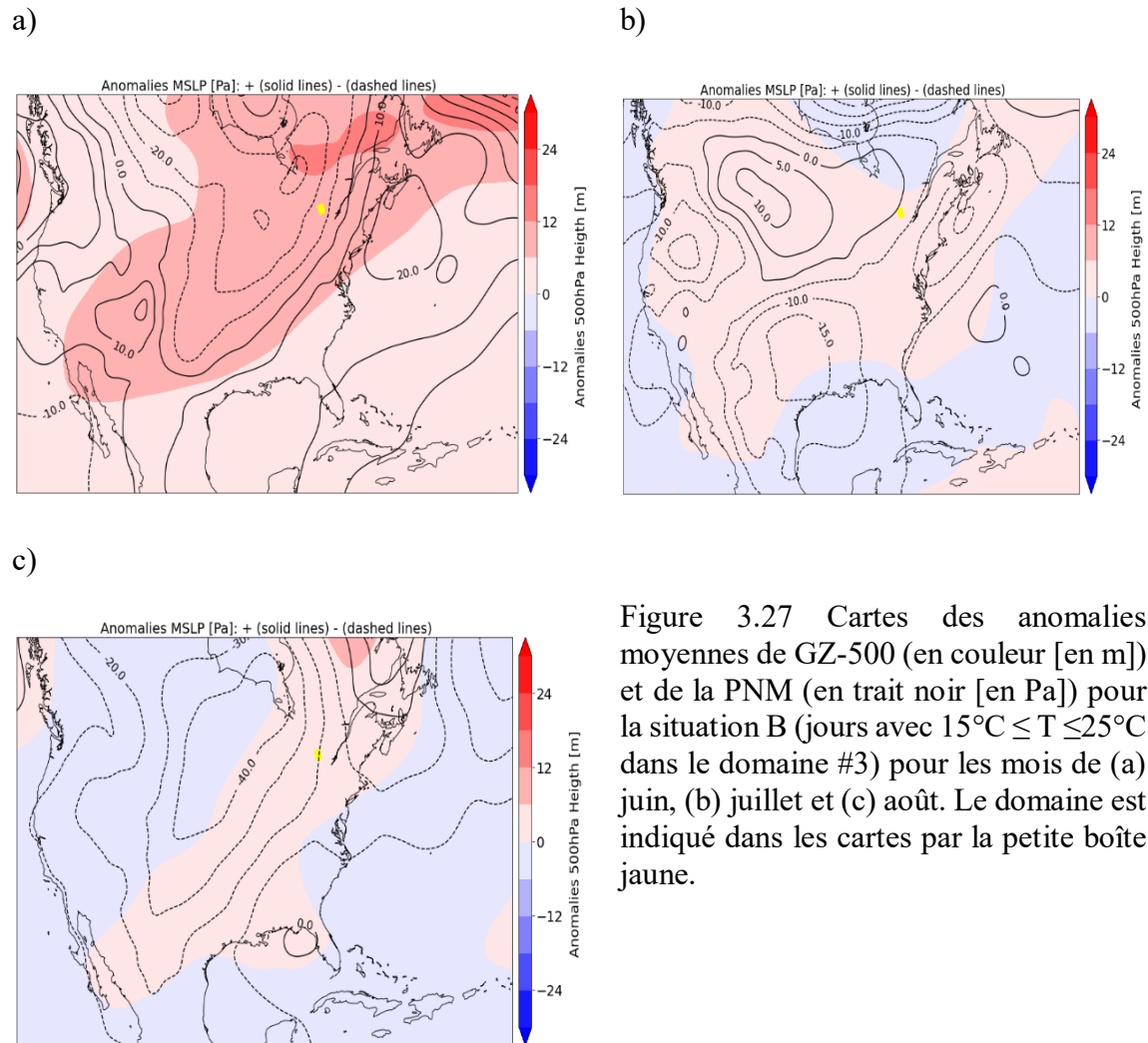


Figure 3.27 Cartes des anomalies moyennes de GZ-500 (en couleur [en m]) et de la PNM (en trait noir [en Pa]) pour la situation B (jours avec $15^{\circ}\text{C} \leq T \leq 25^{\circ}\text{C}$ dans le domaine #3) pour les mois de (a) juin, (b) juillet et (c) août. Le domaine est indiqué dans les cartes par la petite boîte jaune.

Dans ce contexte, les anomalies de PNM et de GZ-500 sont moins marquées que le cas précédent (situation A) et relativement faible, de l'ordre de -10 à 20 Pa et de 6 à 12 m. Le mois de juin présente pour la région d'étude une PNM légèrement plus faible que

la normale et contrairement au cas où $T < 15^{\circ}\text{C}$ une mi-troposphère légèrement plus chaude avec une anomalie positive du GZ-500. Pour les mois de juillet et d'août, ces anomalies en altitude perdurent, bien que moins marquées que durant le mois de juin puisqu'il s'agit des mois où la température moyenne est le plus souvent située entre 20 et 22°C dans le sud du Québec.

Durant ces mois, les anomalies de PNM restent également faibles, près des normales en juillet et en dessous des normales en août pour la région d'étude. Cette situation est typiquement les conditions synoptiques et de mésoéchelle que l'on retrouve en été dans le sud du Québec avec des occurrences moyennes de l'ordre de 40% des précipitations à des échelles horaires et quotidiennes (tableau 3.1) et des intensités qui varient selon la présence de systèmes convectifs (tableau 3.2), les températures chaudes étant associées à des intensités plus élevées lors des phénomènes orageux (tableau 3.3) avec des durées plus courtes que lorsque la température est plus basse que la normale ($T < 15^{\circ}\text{C}$). Cette situation correspond aux occurrences et aux intensités de pluie les plus élevées, selon la nature des systèmes météorologiques qui affectent la région (ex. systèmes synoptiques, systèmes frontaux et de mésoéchelle, et cellules orageuses), dont 8,2 % et 32,5% des cas dans la région du BVRO se situent entre 10 et 50 mm/h, et 10 et 50 mm/jour, respectivement, et 0,04% et 1,4% d'évènements sont supérieures à 50 mm/h (tableau 3.4).

c) Situation C: Anomalies pour $T > 25^{\circ}\text{C}$

La figure 3.28 présente les moyennes des anomalies de PNM et de GZ-500 correspondantes aux jours où la température moyenne quotidienne est supérieure à 25°C (situation C) dont le domaine#3. Cette situation correspond à des valeurs de températures moyennes au-dessus des normales pour cette région (cf. figure 3.1). Contrairement aux cas précédents (situations A et B), les journées les plus chaudes

présentent les fortes anomalies positives du GZ-500, correspondant à une atmosphère plus chaude que la normale pour les trois mois d'été.

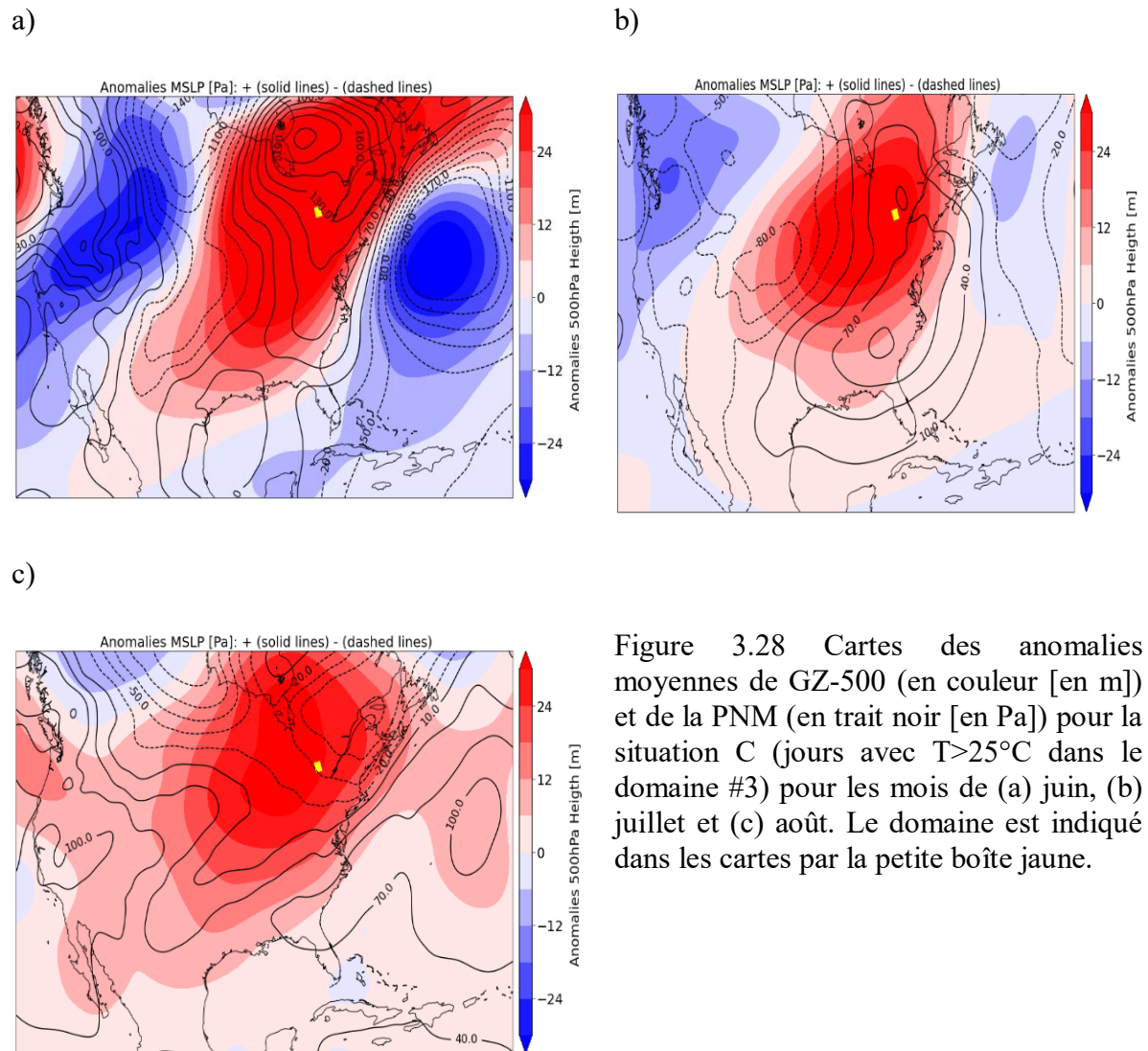


Figure 3.28 Cartes des anomalies moyennes de GZ-500 (en couleur [en m]) et de la PNM (en trait noir [en Pa]) pour la situation C (jours avec $T > 25^{\circ}\text{C}$ dans le domaine #3) pour les mois de (a) juin, (b) juillet et (c) août. Le domaine est indiqué dans les cartes par la petite boîte jaune.

Cette anomalie chaude est d'autant plus importante en juin et dans une moindre mesure en août sur la majeure partie de l'est et du sud de l'Amérique du Nord. En surface, de fortes anomalies positives de la PNM sont présentes en juin et juillet (situation anticyclonique plus fréquente que la normale; cf. figures 3.28a et 3.28b), avec

cependant de faibles anomalies négatives en août (dépression relative ou haute pression moins marquée que la normale, cf. figure 3.28c).

Les anomalies positives de PNM et de GZ-500 signifient donc que des situations synoptiques anticycloniques recouvrent la région, et sont caractérisées par des journées plus ensoleillées (moins d'occurrences de pluie, cf. tableau 3.1) et donc des températures plus chaudes que la moyenne. Ces conditions atmosphériques, accompagnées le plus souvent de faibles valeurs d'humidité relative, favorisent la baisse de l'humidité du sol, et en conséquence, l'augmentation de la température de surface, en raison de la diminution du flux d'évaporation (Lenderink *et al.*, 2011). Les événements de précipitation peuvent être cependant intenses lors de l'occurrence de précipitations convectives via les systèmes orageux, mais moins fréquents. Par exemple, les précipitations entre 10 et 50 mm sont de l'ordre de 4 % à l'échelle horaire et de l'ordre de 10% à l'échelle quotidienne (tableau 3.4). La diminution de la fréquence des événements extrêmes pendant les journées plus chaudes d'été confirme le comportement sous forme de crochet observé dans la région, et explique la diminution du 99^e centile en passant de la situation B à la situation C, ce qui se traduit par une inversion de la pente (point de rupture).

3.6 Les simulations du MRCC6

Dans cette section, les simulations *convection-permitting* du MRCC6 à 2,5 km de résolution (décrites à la section 2.2), réalisées sur une période d'une année (09/2018-08/2019), sont analysées afin d'évaluer de façon préliminaire si le comportement décrit précédemment, i.e. point d'inflexion dans le facteur d'échelle au-delà de 20°C et comportement super-CC pour la simulation à haute résolution, est également observé. Comme les simulations du MRCC6 ne couvrent qu'une période de temps très réduite,

aucune conclusion définitive ne pourra cependant être tirée des résultats obtenus et présentés dans cette section.

3.6.1 Analyse des facteurs d'échelle α entre précipitations et températures

La figure 3.29 présente l'évolution du 99^e centile des précipitations (a) horaires et (b) quotidiennes en fonction de la température moyenne pour le domaine#2 (présenté à la figure 2.1). Comme décrit au chapitre II (section 2.2), les trois simulations du MRCC6 utilisées dans notre étude sont à très haute résolution spatiale (2,5 km) et la convection profonde est explicite (*convection-permitting*, pas de paramétrisation utilisée contrairement aux simulations du MRCC5).

Comme la période analysée est très courte (09/2018-08/2019), les courbes ont été construites non pas à partir des valeurs à chaque point de grille (pas assez de valeurs pour le calcul du 99^e centile par point de grille, i.e. échantillon trop réduit), mais à partir de l'agrégation de tous les points de grille pour l'ensemble du domaine. Cette méthodologie a été appliquée pour les trois seuils au moment de définir les jours humides, mais seuls les résultats pour le seuil de 0,3 mm/h et de 0,3 mm/jour sont présentés ici, avant de calculer le 99^e centile des précipitations pour chaque intervalle de température. Comme pour les résultats présentés à la section 3.2 avec la cinquième version du modèle (MRCC5), les précipitations horaires extrêmes augmentent plus rapidement avec la température que les précipitations quotidiennes, et la pente est toujours moins prononcée pour les données de réanalyse que pour celle du MRCC6.

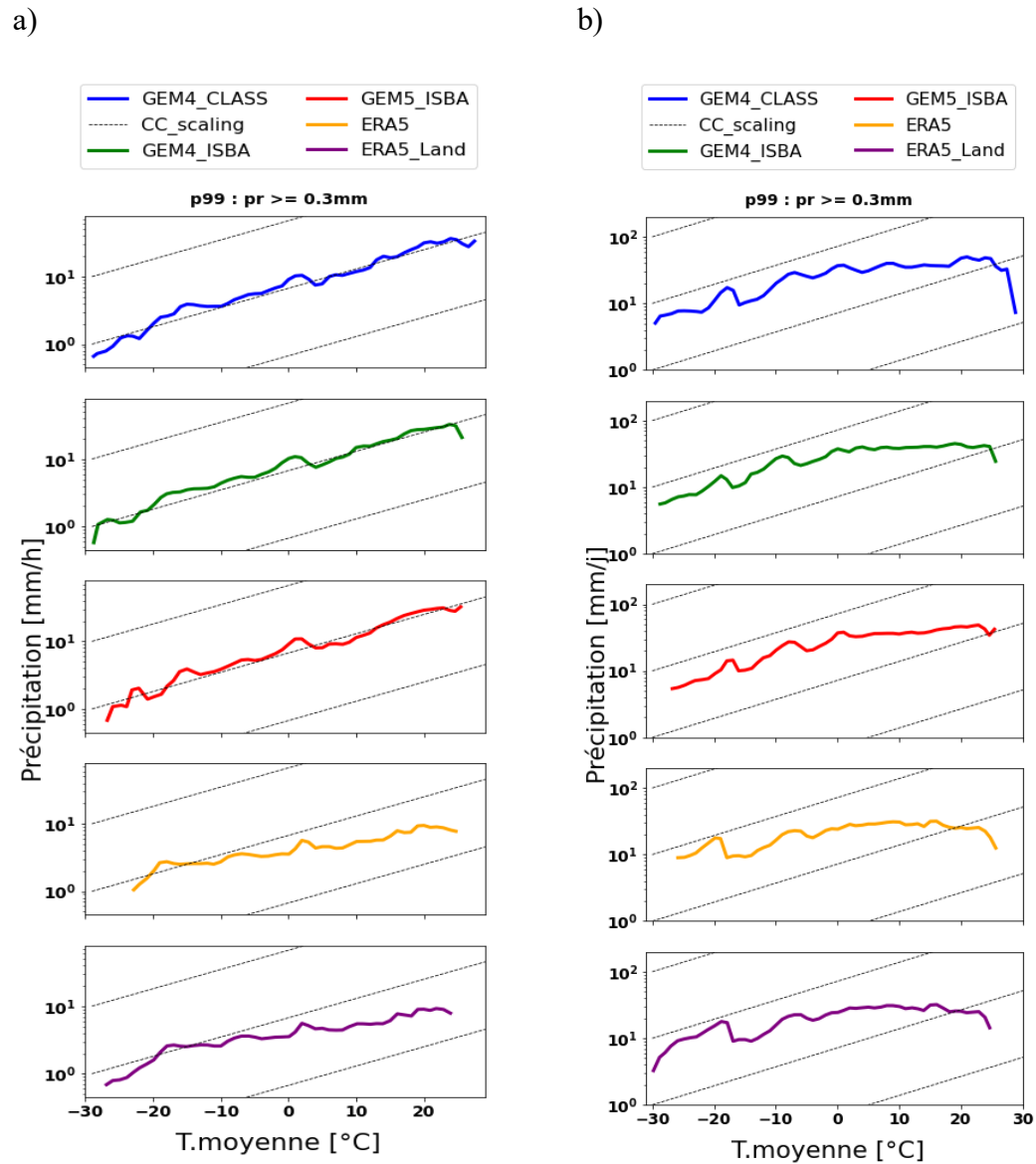


Figure 3.29 Évaluation de l'agrégation spatiale du 99^e centile des précipitations (a) horaires et (b) quotidiennes en fonction de la température moyenne quotidienne pour le domaine#2. Les valeurs présentées incluent les simulations de : GEM4-CLASS (bleu), GEM4-ISBA (vert), GEM5-ISBA (rouge), ERA5 (orange), et ERA5_Land (magenta). Les lignes pointillées correspondent au facteur d'échelle $\alpha = 6,8 \text{ \%}/^{\circ}\text{C}$. Les données utilisées couvrent la période (09/2018-08/2019), et les précipitations considérées utilisent les seuils de $P \geq 0,3\text{mm/h}$ et $P \geq 0,3\text{mm/jour}$.

Le comportement sous forme de crochet (point d'inflexion au-delà de 20°C) n'est pas ici présent dans le cas des précipitations horaires (fluctuations locales « lissées » en agrégeant tous les points de grille), tandis que pour les précipitations quotidiennes les précipitations extrêmes augmentent jusqu'à un seuil d'environ 0-5°C pour se stabiliser au-delà.

Ce comportement pourrait être en partie relié au fait d'agréger les précipitations toutes ensembles et de travailler avec un échantillon unique, car les distributions différentes d'occurrence et d'intensité (locales) ne sont pas être considérées ici. Seule une des simulations (GEM4_CLASS) présente un comportement avec une baisse des précipitations quotidiennes au-delà de 25°C, peu ou pas présente dans la simulation avec le modèle de surface ISBA. Ceci suggère donc un effet potentiellement non négligeable des conditions de surface sur la génération des précipitations extrêmes dans le MRCC6 à 2,5 km, la convection profonde étant en partie influencée par les flux turbulents d'humidité et de chaleur depuis la surface (qui diffère entre CLASS et ISBA).

Tableau 3.5 Facteur d'échelle α calculé à partir de la méthode des moindres carrés pour évaluer les liens linéaires entre P99 et Tmoy, avec un coefficient de corrélation entre les deux variables statistiquement significatives au seuil de 5% (p-value $\leq 0,05$). Période d'analyse: (09/2018-08/2019). Seuils de précipitation: $P \geq 0,3\text{mm/h(a)}$ et $P \geq 0,3\text{mm/jour(b)}$.

a)

Modèle	alpha	coef_c	p_value
ERA5	0,036	0,96	7,80E-27
ERA5_Land	0,043	0,95	1,81E-26
GEM4_CLASS	0,069	0,98	3,99E-44
GEM4_ISBA	0,066	0,98	8,78E-41
GEM5_ISABA	0,068	0,98	1,65E-40

b)

Modèle	alpha	coef_c	p_value
ERA5	0,020	0,73	4,73E-10
ERA5_Land	0,027	0,80	9,96E-14
GEM4_CLASS	0,032	0,82	1,12E-15
GEM4_ISBA	0,037	0,90	5,36E-21
GEM5_ISABA	0,040	0,93	8,46E-24

Pour les trois simulations, le facteur d'échelle α (présenté au Tableau 3.5) est proche du taux de changement de CC pour les précipitations horaires, mais il est toujours inférieur au taux de changement de CC pour les données de réanalyses et pour les précipitations quotidiennes. Dans tous les cas, la corrélation entre les variables est très élevée ($coef_r > 0,8$) et la relation est statistiquement significative au seuil de 5% ($p_value \leq 0,05$), lié au fait, entre autres, que les précipitations extrêmes et la température moyenne proviennent d'un échantillon unique pour chaque modèle ou réanalyse.

En ce qui concerne l'analyse intra-saisonnière, la figure 3.30 (a-d) présente l'évolution du 99^e centile des précipitations horaires maximales (1h max) en fonction de la température moyenne quotidienne pour les quatre saisons de l'année dans le même domaine. Les précipitations extrêmes horaires sont beaucoup plus intenses en saison estivale, comme suggéré précédemment, mais le comportement sous forme de crochet n'est pas présent cette fois-ci. La différence entre les valeurs simulées et les réanalyses est plus marquée pour cette saison (JJA) et pour les mois de transition (SON et MAM) que pour l'hiver, où un léger comportement sous forme de crochet est observé autour de 0°C. Cela n'est pas visible pour les réanalyses, dont les précipitations continuent à augmenter légèrement avec la température. Pour les précipitations quotidiennes (figure 3.31 a-d), le 99^e centile augmente avec la température avec peu de différences entre les 5 sources de données. Le comportement sous forme de crochet est observé au printemps, avec les événements les plus intenses situés entre -5°C et 10°C. En été, seules les simulations du MRCC6 suggèrent un comportement super-CC avec pas ou peu d'augmentation des précipitations extrêmes avec la température moyenne (i.e. effet potentiel de l'agrégation des valeurs pour tous les points de grille).

Le facteur d'échelle α (présenté aux Tableaux 3.6 et 3.7) est proche du taux de changement de CC pour les précipitations horaires en hiver et au printemps et super-CC pour la saison estivale et l'automne.

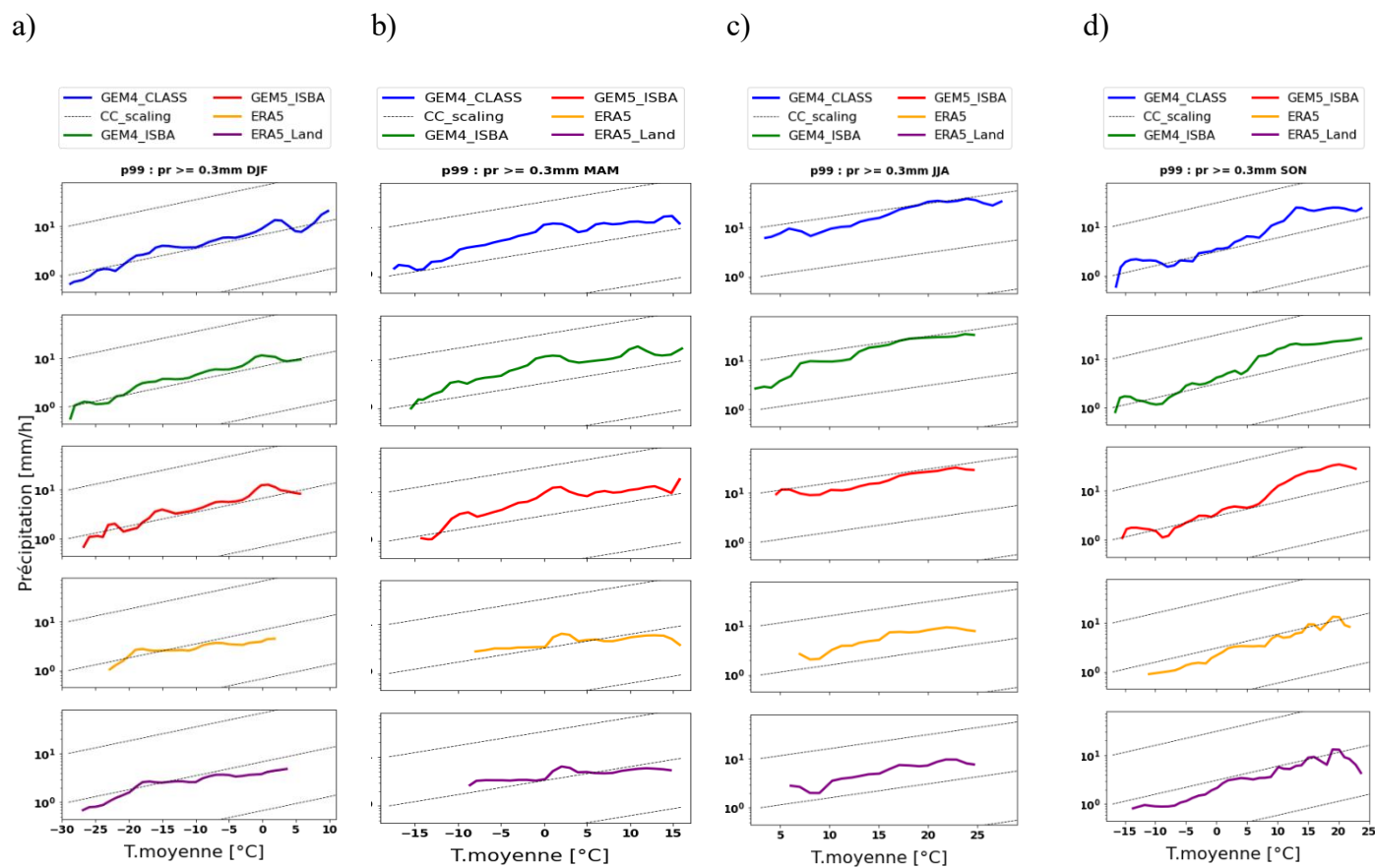


Figure 3.30 Idem à la figure 3.29, mais pour le comportement moyen du 99^e centile des précipitations horaires extrêmes de lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été, (d) et l'automne.

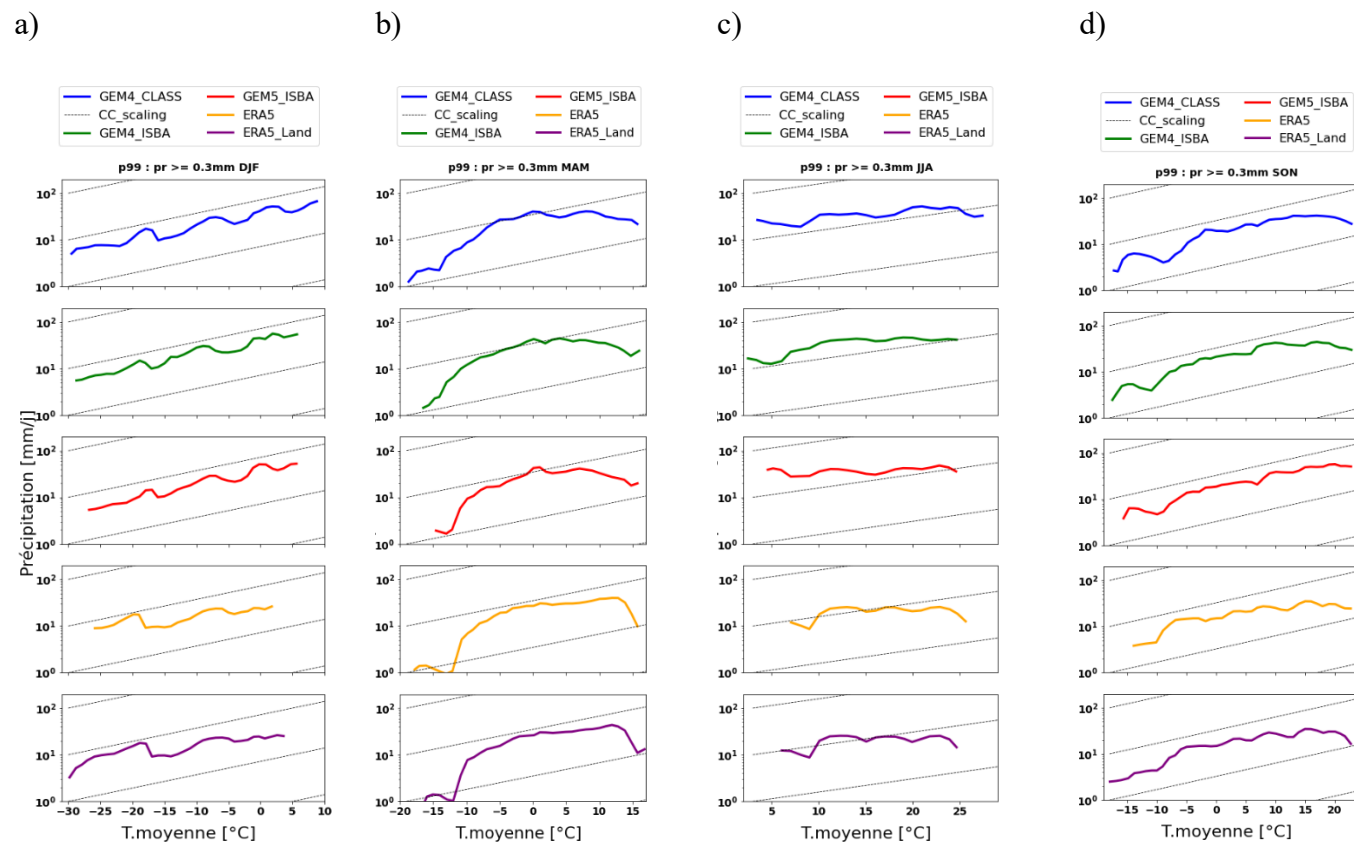


Figure 3.31 Idem à la figure 3.29, mais pour le comportement moyen du 99^e centile des précipitations quotidiens extrêmes de lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été, (d) et l'automne.

Il est aussi toujours inférieur au taux de changement de CC pour les données de réanalyse et pour les précipitations quotidiennes sauf au printemps, où les valeurs sont proches du taux de changement de CC et même super-CC. Dans tous les cas, la corrélation entre les variables est très élevée ($coef_r > 0,8$) et la relation est statistiquement significative au seuil de 5% ($p_value \leq 0,05$), lié au fait, entre autres, que les précipitations extrêmes et la température moyenne proviennent d'un échantillon unique pour chaque modèle ou réanalyse.

Tableau 3.6 Idem au tableau 3.5 mais pour les précipitations extrêmes horaires (a) en hiver, (b) au printemps, (c) en été, (d) et en automne.

a) DJF

Modèle	alpha	coef_c	p_value
ERA5	0,042	0,88	2,77E-09
ERA5_Land	0,057	0,92	5,97E-14
GEM4_CLASS	0,079	0,97	1,37E-24
GEM4_ISBA	0,078	0,97	6,81E-22
GEM5_ISABA	0,081	0,96	3,38E-19

c) JJA

Modèle	alpha	coef_c	p_value
ERA5	0,087	0,93	7,95E-09
ERA5_Land	0,083	0,93	2,06E-09
GEM4_CLASS	0,087	0,96	3,38E-14
GEM4_ISBA	0,126	0,96	1,03E-13
GEM5_ISABA	0,072	0,95	9,66E-12

b) MAM

Modèle	alpha	coef_c	p_value
ERA5	0,027	0,73	3,12E-05
ERA5_Land	0,031	0,85	9,01E-08
GEM4_CLASS	0,078	0,94	1,78E-17
GEM4_ISBA	0,078	0,92	2,43E-14
GEM5_ISABA	0,080	0,90	2,54E-12

d) SON

Modèle	alpha	coef_c	p_value
ERA5	0,086	0,98	1,18E-22
ERA5_Land	0,076	0,95	8,69E-21
GEM4_CLASS	0,091	0,96	5,13E-24
GEM4_ISBA	0,095	0,97	1,12E-27
GEM5_ISABA	0,103	0,97	1,39E-25

Tableau 3.7 Idem au tableau 3.5, mais pour les précipitations extrêmes quotidiennes lors de (a) l'hiver, (b) le printemps, (c) l'été, (d) et l'automne.

a) DJF

Modèle	alpha	coef_c	p_value
ERA5	0,037	0,81	7,72E-08
ERA5_Land	0,045	0,87	1,90E-11
GEM4_CLASS	0,065	0,97	4,32E-24
GEM4_ISBA	0,069	0,97	6,47E-23
GEM5_ISABA	0,074	0,97	8,88E-22

b) MAM

Modèle	alpha	coef_c	p_value
ERA5	0,105	0,80	1,14E-08
ERA5_Land	0,109	0,80	4,09E-09
GEM4_CLASS	0,090	0,83	5,05E-10
GEM4_ISBA	0,079	0,75	2,89E-07
GEM5_ISABA	0,080	0,72	2,70E-06

c) JJA

Modèle	alpha	coef_c	p_value
ERA5	0,031	0,53	2,36E-02
ERA5_Land	0,039	0,63	5,21E-03
GEM4_CLASS	0,037	0,82	1,15E-06
GEM4_ISBA	0,059	0,84	9,56E-07
GEM5_ISABA	0,017	0,61	4,64E-03

d) SON

Modèle	alpha	coef_c	p_value
ERA5	0,052	0,88	6,36E-13
ERA5_Land	0,063	0,90	4,75E-16
GEM4_CLASS	0,070	0,92	2,95E-18
GEM4_ISBA	0,067	0,91	2,68E-17
GEM5_ISABA	0,072	0,97	8,57E-25

3.6.2 Les événements de précipitations extrêmes de courte durée en été

Durant la saison estivale de l'année 2019, les événements de précipitations extrêmes de courte durée (99^e centile) ont été extraits pour le domaine#3 (cf. Figure 2.1) selon les intervalles de température quotidienne correspondante. Ces événements ont été définis comme la précipitation cumulée pour des périodes de 1h et 2h, entre deux périodes fixes sans pluie (<0,3 mm/h). L'objectif ici est d'évaluer brièvement des événements de précipitations de courtes durées, mais très intenses selon les simulations du MRCC6 et les réanalyses.

La figure 3.32 montre la présence d'événements extrêmes de pluie pouvant aller jusqu'à 25°C pour les simulations du MRCC6, alors que les réanalyses ne génèrent pratiquement pas de pluie au-delà de 20°C. Bien que cette analyse soit réalisée pour un petit domaine, ce résultat révèle la capacité du MRCC6 à simuler la convection profonde et par conséquent des événements beaucoup plus extrêmes de précipitation pendant les journées plus chaudes. Cela pourrait bien évidemment avoir des implications sur le comportement sous forme de crochet qui a été observé et analysé avec le MRCC5 (0,11°). On peut voir également que les conditions de surface (CLASS vs ISBA) affectent le nombre et la durée des précipitations extrêmes en été dans le domaine; de plus amples analyses seraient donc nécessaires à ce propos.

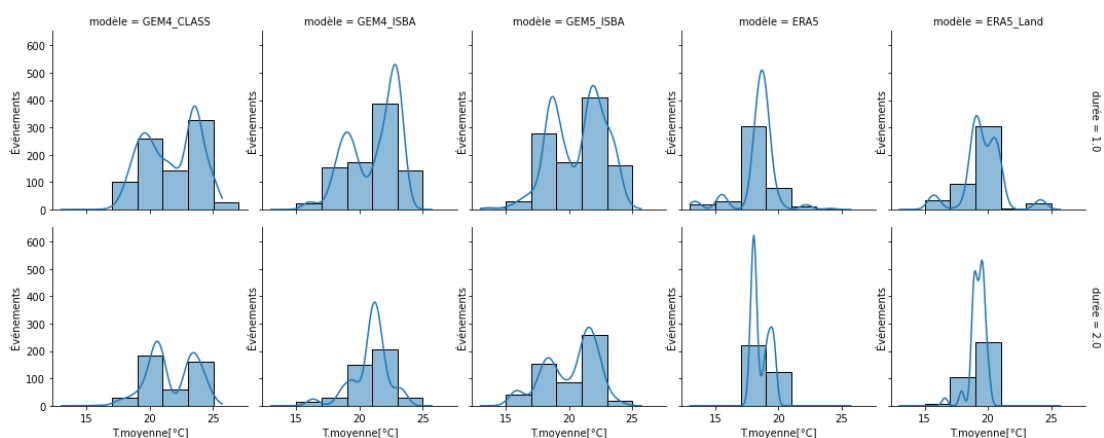


Figure 3.32 Histogrammes de fréquences avec courbes de densité pour les événements de courte durée [1h et 2h, panneaux du haut et du bas, respectivement] durant la saison estivale 2019.

3.7 Discussion

Conformément à notre hypothèse, il existe des liens cohérents et physiquement plausibles dans la relation entre les précipitations extrêmes et la température moyenne de l'air près de la surface dans la région du BVRO. Les écarts observés par rapport à la mise à l'échelle de CC, obtenus à partir des différentes simulations du MRCC (versions 5 et 6) et à partir des deux produits de réanalyses (ERA5 et ERA5-Land) sont discutés dans cette section, suivie par les conclusions et les recommandations les plus pertinentes de notre recherche.

3.7.1 Relation de CC

a) Échelle horaire vs. Échelle quotidienne

Comme il a été illustré dans la présentation de nos résultats, les précipitations horaires extrêmes (99^e centile) augmentent plus rapidement avec la température que les précipitations quotidiennes, surtout pour les simulations à plus haute résolution spatiale, dont les taux de changement étaient super-CC à certains points de grille du domaine. Ainsi, notre analyse soutient la théorie proposée par Lenderink et Van Meijgaard (2008), qui souligne l'importance de l'échelle temporelle dans les études qui portent sur la relation de CC à des échelles régionales et locales. Selon cette théorie, qui est appuyée par de nombreuses études à travers le monde, le réchauffement planétaire aura un effet plus important sur l'évolution des précipitations extrêmes de très courte durée que sur les précipitations quotidiennes dans certaines régions du globe (ex. travaux récents menés en Europe avec des modèles avec « *convection permitting* », cf. (Pichelli *et al.*, 2021)).

Comme discuté par Haerter et Berg (2009), les changements qui se produisent dans l'évolution des précipitations extrêmes en fonction de la température sont fortement influencés par l'échelle temporelle et spatiale utilisée dans l'analyse, qui n'est pas la même pour les précipitations convectives que pour les précipitations (stratiformes) à grande échelle. Ainsi, les précipitations convectives pourraient être les responsables de l'apparition d'une relation super-CC dans les analyses horaires, même si à l'échelle quotidienne cette relation devient sous-CC (Westra *et al.*, 2014).

3.7.2 Effets de la résolution des modèles sur l'occurrence, la durée et l'intensité des P99 vs Tmoy

a) Échelle annuelle

Les facteurs d'échelle α dits super-CC, obtenus pour la sortie du modèle à plus haute résolution ($0,11^\circ$), indiquent également une valeur ajoutée de la haute résolution quant à la simulation de la précipitation par rapport aux simulations à plus basses résolutions, comme le suggère l'étude de Lucas-Picher *et al.* (2017). En plus d'une discrétisation plus précise des équations physiques et d'une représentation plus réaliste de la surface, une résolution plus fine est capable de mieux simuler des phénomènes de nature convective (Lucas-Picher *et al.*, 2017), de même que les tempêtes qui affectent le Québec (Poan, E. *et al.*, 2018).

Dans notre travail, la distribution du facteur d'échelle révèle que celui-ci varie selon la région et la proximité des masses d'eau, alors que la partie sud-est du domaine (en direction des côtes Atlantiques) est la région avec les valeurs d' α les plus faibles (sous-CC) et un lien de corrélation plus faible entre les précipitations extrêmes et la température moyenne par rapport aux autres régions continentales ($p_value \geq 0,05$),

surtout pour les précipitations quotidiennes. Selon nos résultats, malgré le fait que les précipitations sont plus abondantes et intenses dans le sud-est du domaine, elles sont moins directement dépendantes de la température moyenne quotidienne à cet endroit-là que dans les autres parties du domaine. Ceci est en partie le résultat de facteur dynamique propre à ce secteur avec la présence de tempêtes extratropicales fréquentes et intenses (cf. Poan et al., 2018). Notre étude confirme également l'étude récente de Wazneh et al. (2020) sur le sud de l'Ontario, où les corrélations sont plus élevées entre la précipitation et la température près de certains Grands Lacs, en particulier en été, et plus faible dès que l'on s'éloigne vers l'est.

Notre étude confirme également l'étude de Panthou *et al.* (2014) qui ont également montré que la relation était super-CC pour les précipitations de courte durée, suivie d'une limite supérieure ou un pic autour de 20°C dans les régions intérieures du Canada, tandis que pour les longues durées la relation était sous-CC. Dans les régions côtières, la relation était proche de l'échelle de CC pour les courtes durées, et sous-CC (très proche du zéro) pour les longues durées (Panthou *et al.*, 2014).

Dans notre cas, les précipitations horaires extrêmes sont très fortement corrélées avec la température de surface pour la région du BVRO, une zone plus continentale. Cette relation était même super CC avec le MRCC5 à haute résolution, et en particulier en été. Ceci est physiquement plausible, car les événements horaires estivaux sont principalement conditionnés par l'instabilité convective due au réchauffement de surface pendant les journées chaudes (Panthou *et al.*, 2014), notamment les réchauffements différentiels dans l'espace influencés par l'hétérogénéité des conditions de surface mieux reproduites à plus haute résolution.

Pour le BVRO et le sud-est du domaine, les événements pluvieux extrêmes de longue durée sont moins dépendants de la température et de l'humidité locales de l'air que les événements plus courts. Comme suggéré par Panthou *et al.* (2014), la mise à l'échelle

sous-CC peut être attribuable au transport d'humidité à grande échelle qui n'est pas pris en compte par la température locale enregistrée, étant donné que dans ce cas les précipitations dominantes sont celles d'échelle synoptique. L'orographie doit également être prise en compte dans les processus impliquant des précipitations extrêmes, car la dépendance avec la température locale sera moins marquée que les régions de plaine ou situées à plus basse altitude.

b) Échelle saisonnière

En ce qui concerne la saisonnalité des liens obtenus, les précipitations extrêmes présentaient une légère augmentation avec la température en hiver, mais moins marquée que durant les saisons de transition. Notre analyse intra-saisonnière a d'ailleurs permis de mieux clairement associer le comportement sous forme de crochet à la saison estivale. Malgré le fait que les précipitations horaires et quotidiennes extrêmes sont plus intenses en été, les simulations montrent qu'elles augmentent jusqu'à un seuil de température (*Breaking point temperature*), à partir de laquelle elles commencent à diminuer.

Berg *et al.* (2009) ont été les premiers à utiliser une approche méthodologique en faisant la distinction entre l'évolution des précipitations extrêmes selon les différentes saisons de l'année. Selon ces auteurs, cela permettait de faire une analyse plus détaillée qui prendrait en compte le rôle des mécanismes qui contribuent le climat européen en été et en hiver (Berg *et al.*, 2009). Dans le but de trouver une explication aux tendances observées pour chaque saison de l'année, ils ont effectué la distinction entre les précipitations convectives d'échelle locale et les précipitations stratiformes à grande échelle associées aux événements à l'échelle synoptique. Ils ont trouvé que les précipitations stratiformes contribuent aux précipitations totales tout au long de l'année.

Par contre, les précipitations convectives étaient plus représentatives des températures modérées et élevées en été (Berg *et al.*, 2009).

Cela constitue une explication également raisonnable et plausible dans notre région d'étude. En hiver, les précipitations sont davantage associées à des phénomènes d'échelle synoptique dans notre région. Elles sont beaucoup moins intenses et relativement bien représentées par l'ensemble des données utilisées, avec une plus différence d'une simulation à l'autre et entre les produits de réanalyses. Au contraire, les précipitations convectives sont dominantes en été et mieux représentées à plus haute résolution autour de 20°C. Pour les saisons de transition, les précipitations convectives et stratiformes sont à la fois responsables des extrêmes de précipitation, en suivant les mêmes comportements mentionnés pour les températures froides et chaudes.

Toutefois, nos résultats contredisent l'affirmation de l'étude de Panthou *et al.* (2014), selon laquelle la distribution des précipitations extrêmes dans la portion est du Canada est déterminée principalement par la durée de l'événement et les régions climatiques, mais pas par la saison, contrairement aux résultats de notre étude.

3.7.3 Effet des facteurs dynamiques sur l'occurrence et l'intensité moyenne et extrême de la précipitation estivale

L'une des hypothèses proposées dans la littérature pour expliquer le comportement sous forme de crochet est que l'humidité relative ne reste pas constante avec la température pour certaines régions climatiques. Hardwick Jones *et al.* (2010) l'ont démontré pour l'Australie en termes d'humidité relative de surface, alors que Lenderink *et al.* (2011) et Panthou *et al.* (2014) l'ont démontré à partir de la différence entre la température et la température du point de rosée.

Il est vraisemblable que l'humidité relative ne reste pas constante avec l'augmentation de la température dans certaines régions climatiques, principalement quand elles se trouvent sous l'influence de systèmes anticycloniques. Comme suggéré par Westra *et al.* (2014), cela pourrait être dû à une diminution de la quantité totale de vapeur d'eau disponible dans l'atmosphère ou à la capacité de rétention de cette quantité de vapeur, tel que proposé par la relation de CC. Dans les deux cas, cela pourrait empêcher l'humidité relative de rester constante avec l'augmentation de la température (Ye *et al.*, 2014).

Par ailleurs, un troisième facteur d'explication est la présence de mécanismes dynamiques pour produire la saturation (Tuller, 1973). Les mécanismes dynamiques associés aux mouvements verticaux subsidents limitent le processus de condensation, affectant ainsi l'efficacité des précipitations, même si la quantité de vapeur dans l'atmosphère ne diminue pas avec la température (Tuller, 1973; Ye *et al.*, 2014).

Les anomalies de pression au niveau moyen de la mer et de hauteur géopotentielle à 500 hPa que nous avons définies dans la situation C ($T > 25^{\circ}\text{C}$) sont souvent associées à de situations synoptiques anticycloniques avec subsidence de l'air; elles pourraient être une explication plausible de la diminution des précipitations extrêmes au-delà d'un seuil de température (point de rupture autour de $20\text{-}25^{\circ}\text{C}$) en été et le comportement sous forme de crochet.

3.7.4 Modélisation « convection permitting » vs modèle à plus basse résolution

Il faut garder à l'esprit que pour les analyses décrites dans la section dédiée aux simulations du MRCC6, la période utilisée est trop courte (2018/09-2019/08) pour tirer

des conclusions définitives. Les résultats avec le MRCC6, notamment en ce qui concerne la disparition du comportement sous forme de crochet en été pour les précipitations quotidiennes, ont été obtenus avec un nombre d'événements de précipitation beaucoup plus faible que dans les simulations avec le MRCC5, et donc associé à des situations spécifiques qui ne sont pas forcément représentatives de la climatologie de la région. Les liens locaux précipitations extrêmes et température de l'air n'ont pas ou peu été considérés.

Cependant, nos résultats pourraient également suggérer que, quand les précipitations extrêmes horaires sont simulées à très haute résolution, les intervalles de températures et les effets locaux joueront un rôle encore plus important dans la forme de la courbe de cette relation de CC. L'étude de Ban *et al.* (2021) faite dans la région méditerranéenne a démontré que les améliorations les plus significatives des simulations à très haute résolution (~3 km) ont été obtenues lors de la saison estivale, car ces modèles ont tendance à produire des précipitations plus intenses, dont la fréquence des heures humides est réduite par rapport aux modèles à résolution grossière. En conséquence, les différents comportements obtenus par rapport aux valeurs préalablement calculées pour la période normale (1981-2010) sont parfaitement compréhensibles et attendus. Cependant, un autre aspect à prendre en considération est le fait que dans ce dernier cas (MRCC6) les analyses n'ont pas été effectuées pour chaque point de grille, mais pour la moyenne de la région du BVRO.

3.7.5 Limites de l'étude et avantages/limites des réanalyses et des simulations du MRCC5

L'une des limites de notre étude réside dans l'utilisation de la température moyenne quotidienne au lieu de la température au moment de l'événement de précipitation. La

pluie (ex. en été) peut avoir un effet « rafraîchissant », surtout dans le cas des précipitations extrêmes quotidiennes (Bao *et al.*, 2017). Ce facteur pourrait aussi avoir un impact majeur sur le pic de la distribution de fréquences du centile maximal de précipitations (p_{99_max}), trouvé autour de 20°C en été, et pas nécessairement pour des températures plus élevées.

Par ailleurs, dans notre travail, les valeurs de précipitations extrêmes ont été systématiquement inférieures pour les produits de réanalyses, en comparaison avec les données simulées par le MRCC5, surtout pour la simulation à 0,11° en été. Même si le modèle à plus haute résolution a pu surestimer les précipitations extrêmes estivales dans certains cas, des valeurs extrêmes dépassant les 50 mm/h ou les 200 mm/j ont été déjà observées dans le sud de la province, comme il a été exposé dans le chapitre précédent. Ceci suggère que les réanalyses sous-estiment parfois largement les valeurs extrêmes de précipitation, notamment lors d'événement de courtes durées, comme le suggère l'étude dans les Prairies canadiennes de Xu *et al.* (2019).

De plus, la sous-estimation de la précipitation extrême par les réanalyses est en accord avec le travail de Moustakis *et al.* (2020). Ceci est l'une des études les plus récentes qui utilise les données de ERA5 pour vérifier l'applicabilité de la mise à l'échelle de la relation de CC. Les auteurs ont démontré qu'avec les réanalyses les événements convectifs sont en général plus fortement sous-estimés que les événements non convectifs, en termes de précipitations totales et d'extrêmes. Par conséquent, cela pourrait conduire à une sous-estimation du facteur d'échelle, et limiter par la suite leur utilisation comme de bons indicateurs dans l'étude de la relation de CC (Moustakis *et al.*, 2020).

CONCLUSION

L'objectif général de notre travail était de déterminer l'applicabilité de relation de CC à partir des simulations du MRCC5 à différentes résolutions et à partir des réanalyses ERA5 et ERA5-Land, en utilisant la méthode par intervalles dans la région du BVRO. Les résultats obtenus nous ont permis d'identifier trois facteurs, déjà proposés dans des études précédentes, qui jouent un rôle fondamental dans l'applicabilité de la relation de CC à l'échelle régionale. Ces trois facteurs sont : l'échelle temporelle choisie pour l'analyse, la résolution du modèle utilisé, et la saison de l'année. Les résultats de notre recherche nous ont permis de conclure pour la région d'étude que :

- Les précipitations quotidiennes suivent un taux de changement inférieur à celui de CC, tandis que les précipitations horaires augmentent plus rapidement avec la température, ce qui démontre l'importance de l'échelle temporelle dans les analyses qui portent sur la relation de CC.
- Pour la simulation du MRCC5 à plus haute résolution spatiale ($0,11^\circ$), des taux de changement supérieurs à CC (super-CC) ont même été produits jusqu'à $10,2\%/^\circ\text{C}$ pour les précipitations horaires extrêmes, et ceci confirme les résultats d'autres études menées dans la région.
- La valeur ajoutée de la haute résolution du modèle semble indéniable (bien qu'à valider ou à confirmer à l'échelle horaire avec des données observées fiables) surtout quand il s'agit d'étudier les événements de précipitations extrêmes. Le recours à des simulations à plus haute résolution a permis une meilleure représentation spatiale des événements analysés à l'échelle saisonnière, surtout pour les événements de nature convective.

- Pour les simulations du MRCC5, les précipitations extrêmes horaires et quotidiennes augmentent avec les températures jusqu'à un seuil (autour de 20°C), à partir duquel elles diminuent. Ce comportement sous forme de crochet n'a pas été identifié avec les données de réanalyses qui semblent sous-estimer systématiquement les précipitations les plus intenses.
- Dans le cas des précipitations horaires, la température à laquelle l'inversion de la pente s'est produite (température de rupture ou *Breaking Point Temperature*) est plus élevée à plus haute résolution spatiale.
- Pour les données de réanalyse, la relation était toujours sous-CC, même pour les précipitations horaires.
- Le choix du seuil de détection de la précipitation n'entraîne pas des différences significatives en ce qui concerne le percentile maximal (p99_max) ou la température de rupture.
- Pour la saison d'hiver, les précipitations extrêmes présentent une légère augmentation avec la température, alors que la période estivale présente un comportement sous forme de crochet.
- La capacité de rétention d'humidité dans l'atmosphère, décrite à partir de l'équation de CC, est le facteur dominant pour des températures allant jusqu'à 20°C, mais pas nécessairement au-delà.
- Pour les températures supérieures à 20°C, il est essentiel de prendre en compte d'autres facteurs, tels que la disponibilité de l'humidité au moment de l'événement de précipitation par rapport à la capacité théorique de rétention de vapeur d'eau dans l'atmosphère, ainsi que la présence de mécanismes dynamiques qui favorisent les mouvements verticaux ascendants et qui fournissent le refroidissement nécessaire pour produire la saturation.
- L'utilisation de la température moyenne quotidienne au lieu de la température au moment de l'événement de précipitation peut avoir un effet non négligeable

sur le pic de la distribution de fréquences du centile maximal de précipitations (p_{99_max}).

- Pour les simulations du MRCC6, le taux de changement, en moyenne, était proche de la relation de CC pour les précipitations horaires et sous-CC pour les précipitations quotidiennes.
- En ce qui concerne l'analyse intra-saisonnière pour les simulations *convection-permitting* du MRCC6, le comportement sous forme de crochet a disparu pour la saison d'été, mais ceci doit être confirmé en utilisant de plus longues simulations afin de bien ou mieux clarifier l'impact de la très haute résolution du modèle sur les intervalles de température et les effets locaux qui influencent les liens précipitations extrêmes et température.

De nombreuses études antérieures portant sur cette problématique ont clairement établi que l'application de la relation de CC aux données de température et de précipitations extrêmes ne doit pas être généralisée ou utilisée simplement pour étudier les processus de cause à effet (Hardwick Jones *et al.*, 2010). D'après l'étude de Shaw *et al.* (2011), cela pourrait convenir à certains endroits ou à certaines périodes de l'année, mais pas à d'autres, et il n'est pas garanti que les mécanismes dominants dans les régions où la relation de CC soit applicable resteront les mêmes dans un climat futur.

Même si dans notre analyse nous avons inclus une année de simulations de la sixième version du MRCC, encore en développement au centre ESCER de l'UQAM, il est extrêmement important de documenter plus en profondeur les événements extrêmes à très haute résolution spatiale pour des périodes temporelles plus longues et pour d'autres régions. Dans ces simulations où la convection profonde est représentée explicitement, les phénomènes de précipitations extrêmes sont potentiellement mieux représentés, plus compréhensibles et prévisibles (cf. Ban *et al.*, 2021). Nos résultats ont

démontré les limites de l'utilisation des données de réanalyses pour les études sur les précipitations extrêmes. Malheureusement, le manque de séries d'observations de stations météorologiques horaires suffisamment fiables et longues dans notre région d'étude n'a pas permis de comparer les données simulées par le modèle avec d'autres produits que les réanalyses (hormis le récent produit MSWEP qui fournit les données de précipitation aux 3 heures, mais qui semblent aussi sous-estimer les extrêmes).

Des recherches supplémentaires sont aussi nécessaires afin d'évaluer la mise à l'échelle « projetée » pour différents scénarios de changements climatiques. Cela pourrait avoir un impact significatif sur la façon d'évaluer le risque d'inondation dans le futur, qui sera grandement affecté par l'augmentation rapide et irréversible de la température et par la modification associée des événements extrêmes de précipitation (cf. IPCC, 2013, 2018 et 2019). Les inondations historiques qui ont eu lieu au cours des dernières années dans la province témoignent de cette situation, alors que les températures augmentent plus rapidement au Canada qu'en moyenne sur le globe (Bush et Lemmen, 2019).

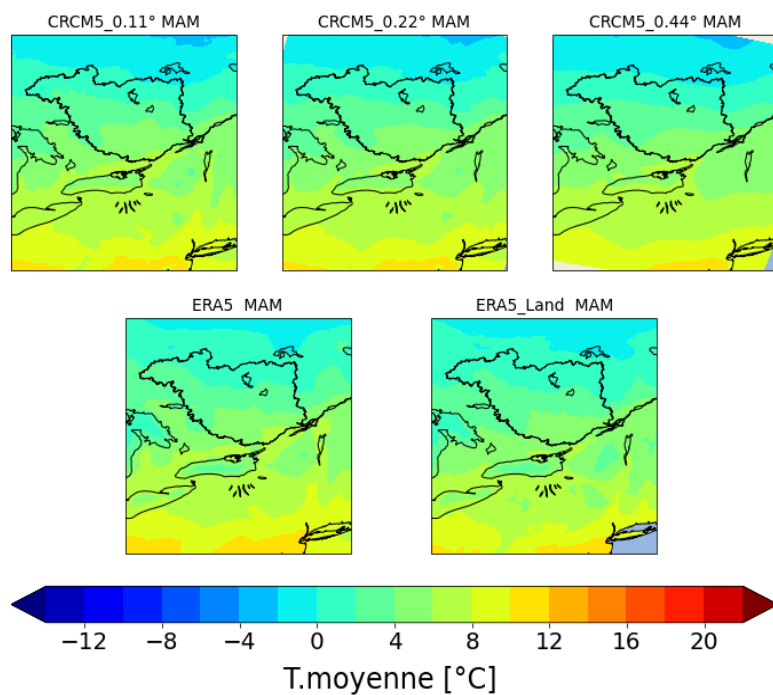
Notre étude suggère également de continuer à étudier l'applicabilité de la relation de CC pour d'autres zones climatiques, pour mieux comprendre l'impact des effets locaux dans la mise à l'échelle de CC, notamment à l'échelle horaire. En particulier, il est important de rappeler que la disponibilité de l'humidité dans l'atmosphère peut varier considérablement d'une région et d'une saison à l'autre.

Finalement, il serait pertinent d'évaluer de façon plus exhaustive dans de futures recherches, l'utilisation de la température du point de rosée au lieu de la température moyenne de l'air en surface, et de faire la distinction selon le type de précipitation, soit convective ou stratiforme à grande échelle. Certaines études incluent l'impact du CAPE ou l'énergie potentielle de convection disponible dans l'évolution de cette relation (Agard et Emanuel, 2017; Lepore *et al.*, 2015). Tout ceci permettrait de considérer les effets conjoints de la température du point de rosée et des paramètres de stabilité

atmosphérique lorsque vient le temps d'évaluer l'impact des changements climatiques sur les précipitations extrêmes (Lepore *et al.*, 2015). Pour des évaluations des liens précipitations extrêmes et températures dans des conditions futures, il serait important d'évaluer l'effet d'inclure uniquement les jours humides (selon les seuils proposés dans le présent travail) versus tous les jours (secs vs humides) des séries simulées, dans le calcul des centiles les plus extrêmes avec la méthode par intervalles. En effet, Schär et al. (2016) ont démontré que cela peut conduire à des erreurs s'il y a des changements significatifs dans la fréquence des jours de pluie en fonction du seuil sélectionné, et qu'il existe des différences en termes quantitatifs, même si l'évaluation des changements des événements extrêmes est qualitativement cohérente (si on inclut ou pas tous les jours humides et secs). D'autre part, une attention particulière devrait être accordée dans de futurs travaux lorsqu'on compare directement les précipitations extrêmes à partir de données avec différentes résolutions spatiales, car il est difficile de déterminer si les différences sont attribuables à la qualité de chaque ensemble de données ou aux échelles spatiales qu'ils représentent (cf. Di Luca et al., 2021).

ANNEXE A NORMALES ET EXTRÊMES CLIMATIQUES MAM ET SON (1981-2010)

a)



b)

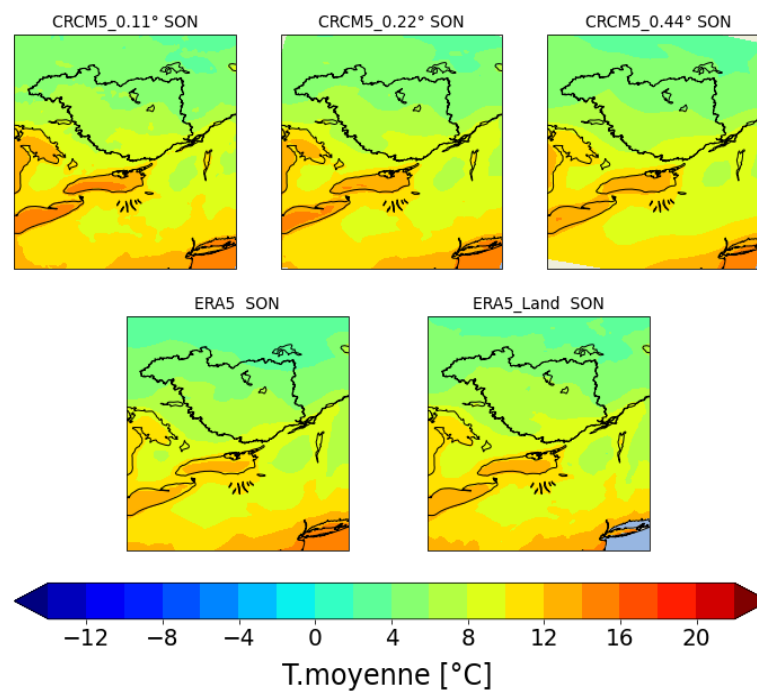
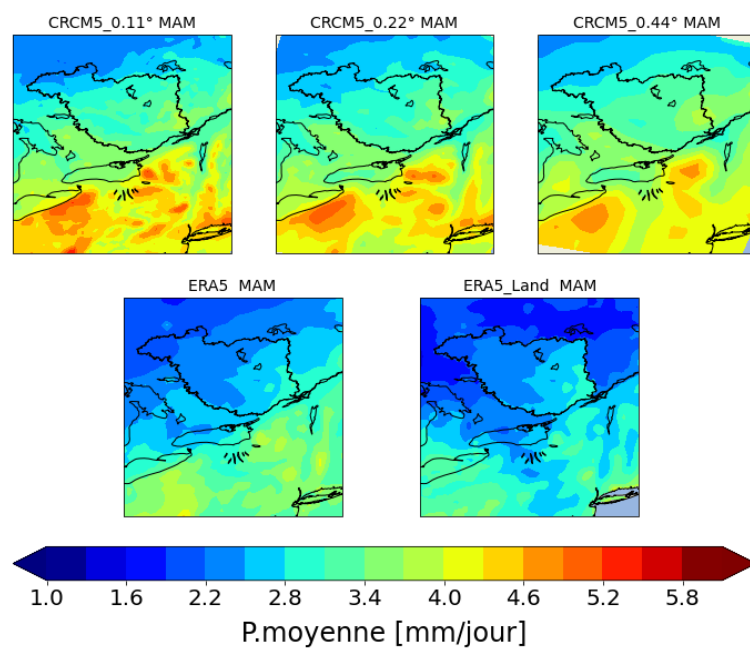


Figure A.1 Température moyenne saisonnière [en °C] climatologique (calculée sur la période 1981-2010) provenant des simulations du MRCC5 à trois résolutions (0,11°, 0,22° et 0,44°) et des réanalyses ERA5 et ERA5-Land. Les panneaux à gauche (a) et à droite (b) représentent les saisons du printemps et d'automne, respectivement.

a)



b)

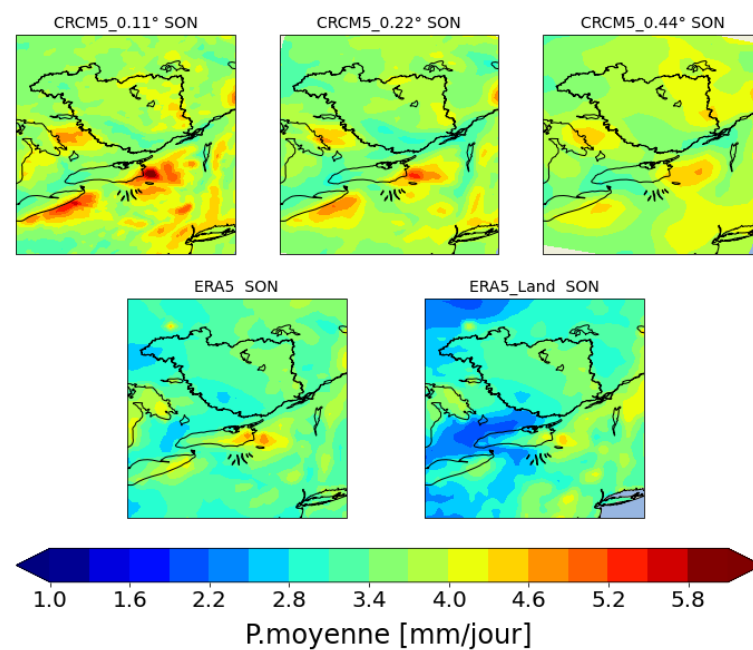
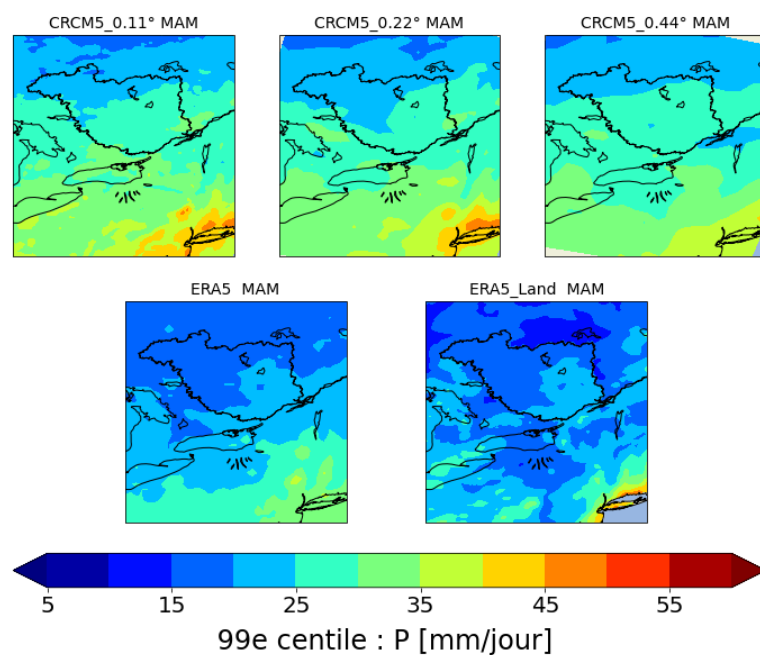


Figure A.2 Idem à la Figure 3.1, mais pour la précipitation moyenne saisonnière du printemps (a) et d'automne (b) respectivement.

a)



b)

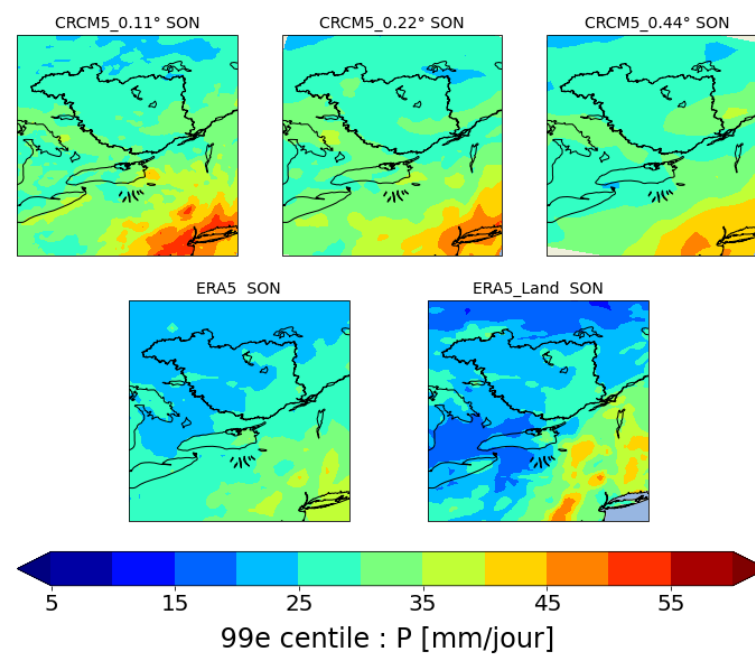
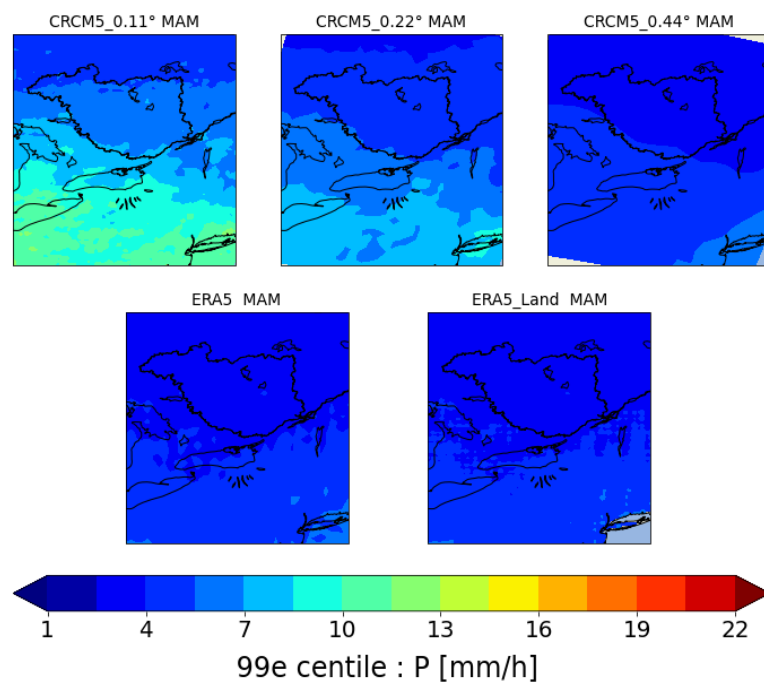


Figure A.3 Idem à la Figure 3.1, mais pour le 99^e centile des précipitations quotidiennes [mm/j], moyenné saisonnièrement pour le printemps (a) et l'automne (b), respectivement.

a)



b)

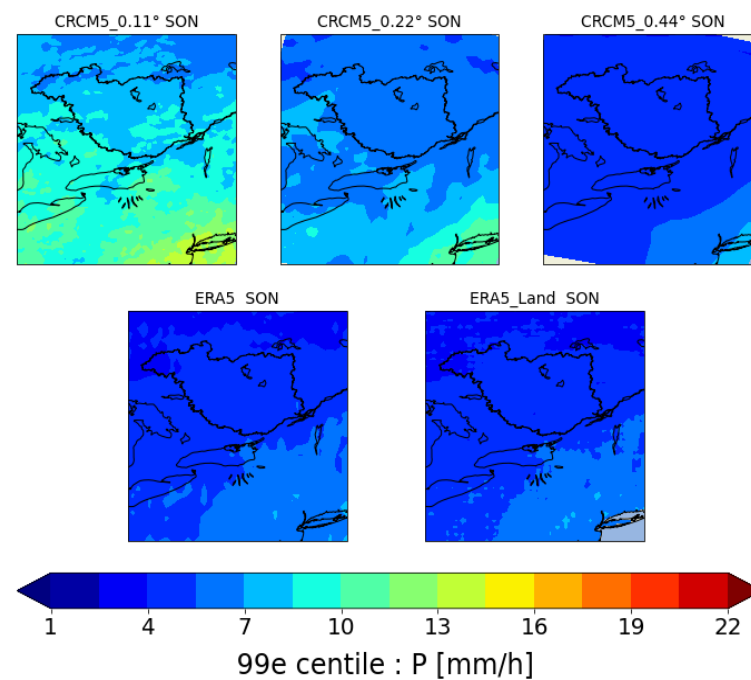
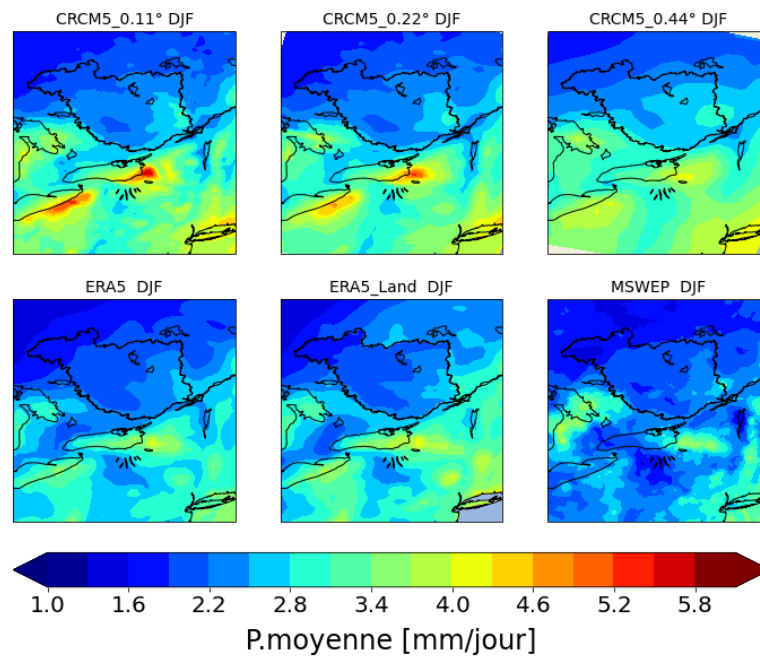


Figure A.4 Idem à la Figure 3.1, mais pour le 99^e centile des précipitations horaires [mm/h], moyenné saisonnièrement pour le printemps (a) et l'automne (b), respectivement.

ANNEXE B COMPARAISON AVEC LES DONNÉES D'OBSERVATION SOUS FORME DE GRILLE MSWEP V2.8

a)



b)

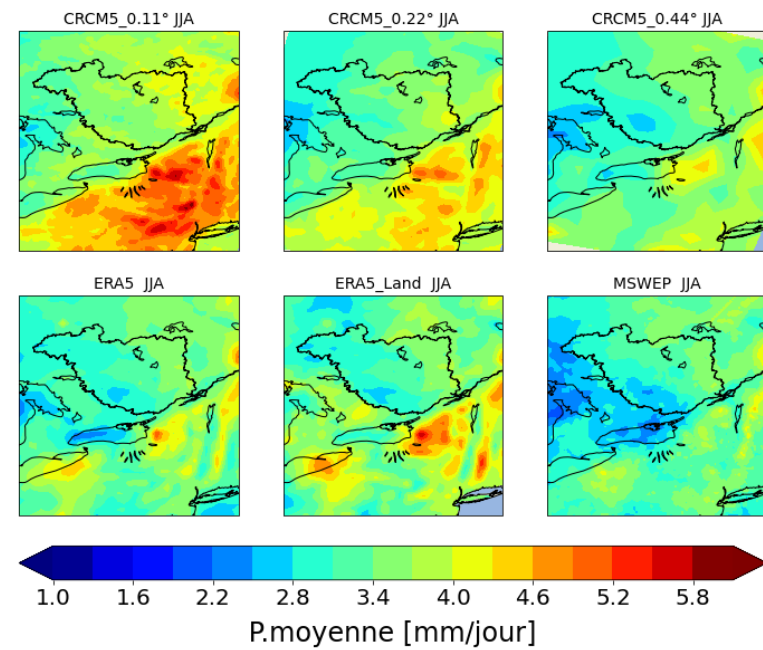
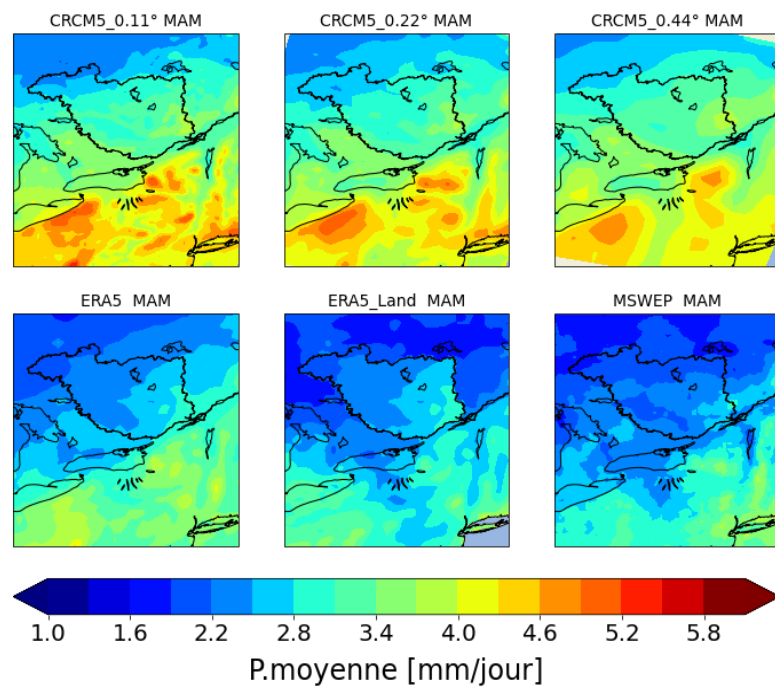


Figure B.1 Idem à la Figure 3.1, mais pour la précipitation moyenne saisonnière en hiver (a) et en été (b), respectivement et avec les données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8.

a)



b)

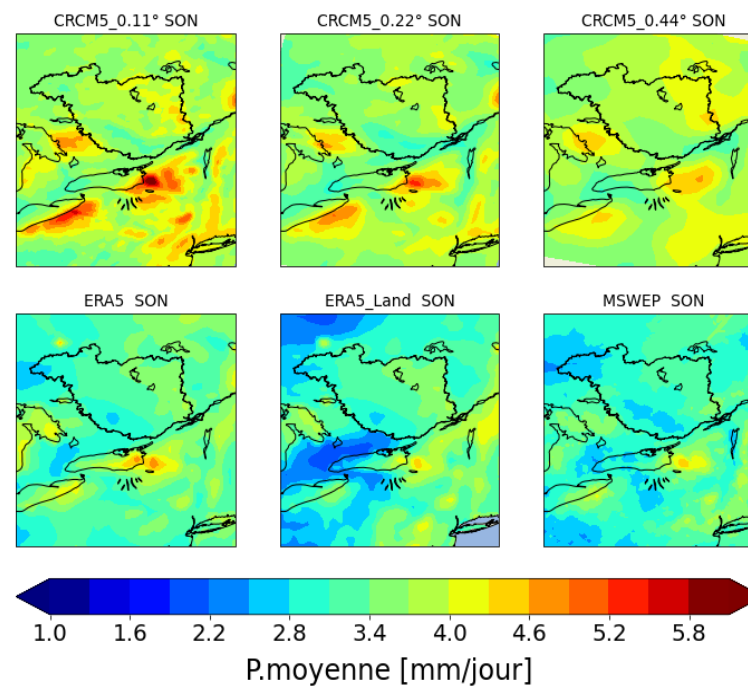


Figure B.2 Idem à la Figure 3.1, mais pour la précipitation moyenne saisonnière au printemps (a) et à l'automne (b), respectivement et avec les données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8.

a)

b)

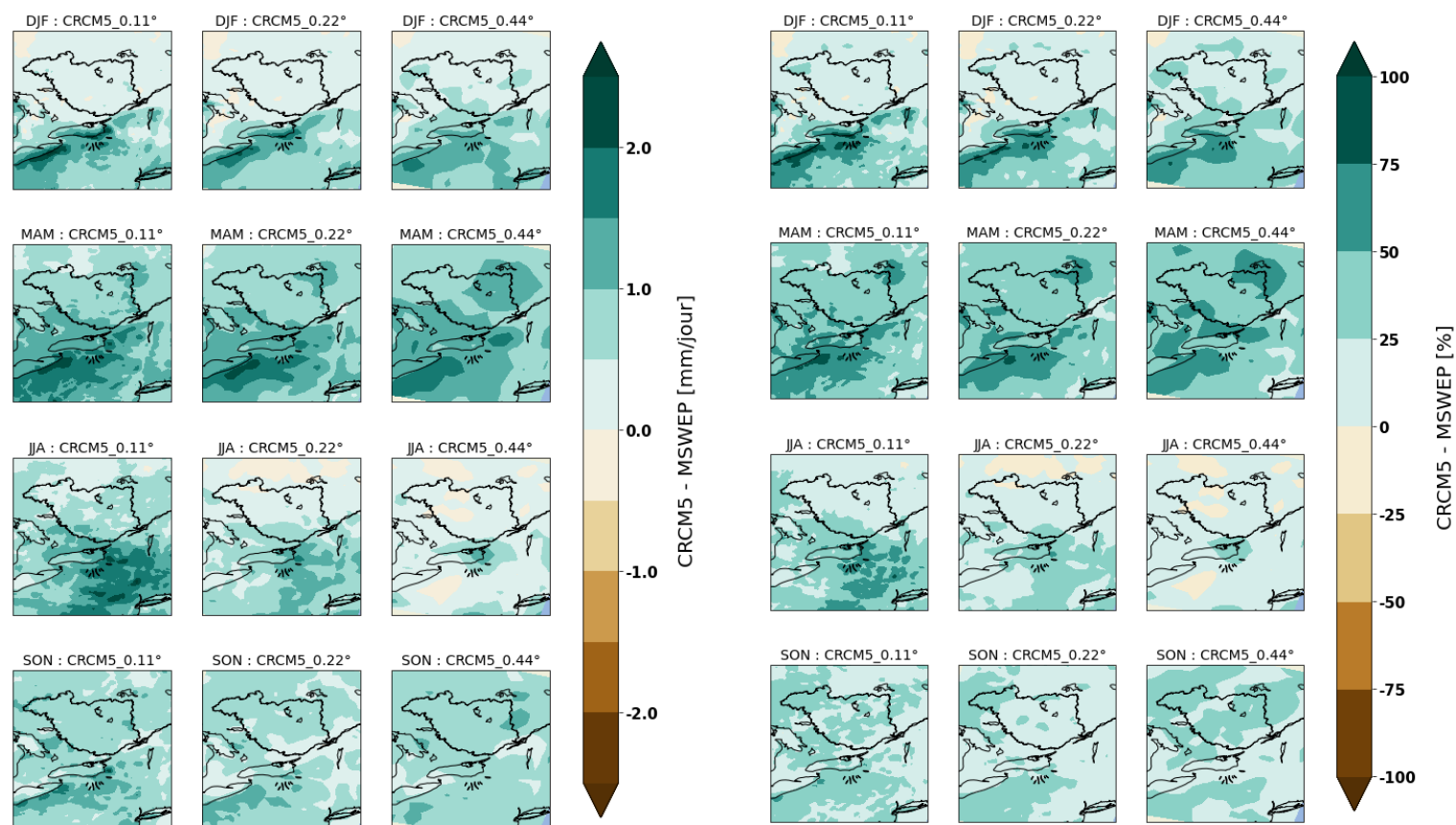
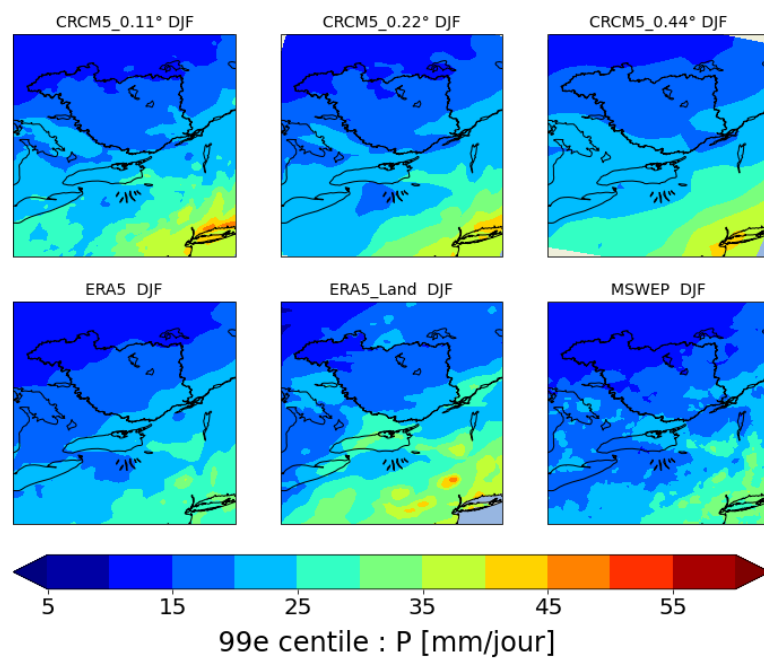


Figure B.3 Différences moyennes en (a) mm/jour et en (b) % entre les trois simulations du MRCC5 (0,11, 0,22 et 0,44°) par rapport aux données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8 des précipitations moyennes saisonnières climatologiques. Les panneaux de haut en bas correspondent aux biais moyens pour l'hiver, le printemps, l'été et l'automne, respectivement. À noter que les valeurs du MSWEP ont été interpolées sur la grille de chaque modèle (cf. section 2.3.1).

a)



b)

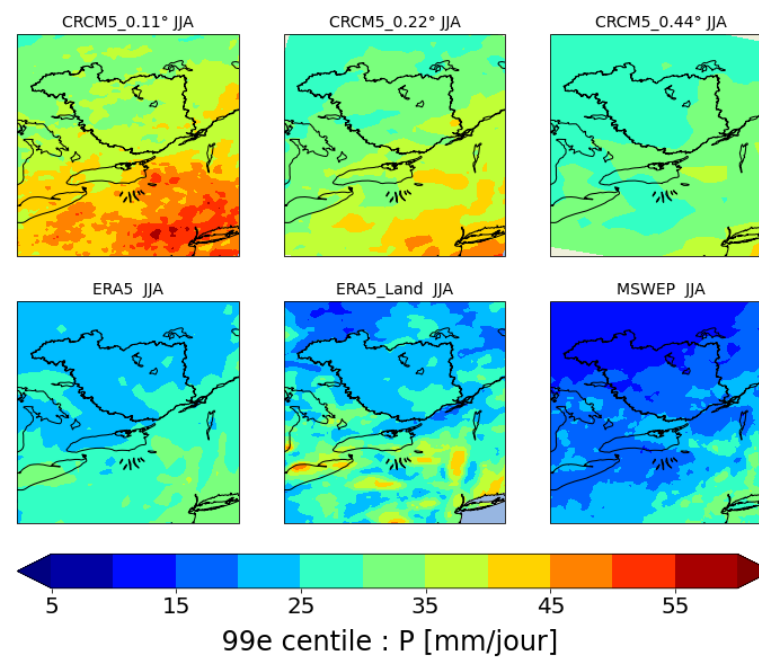
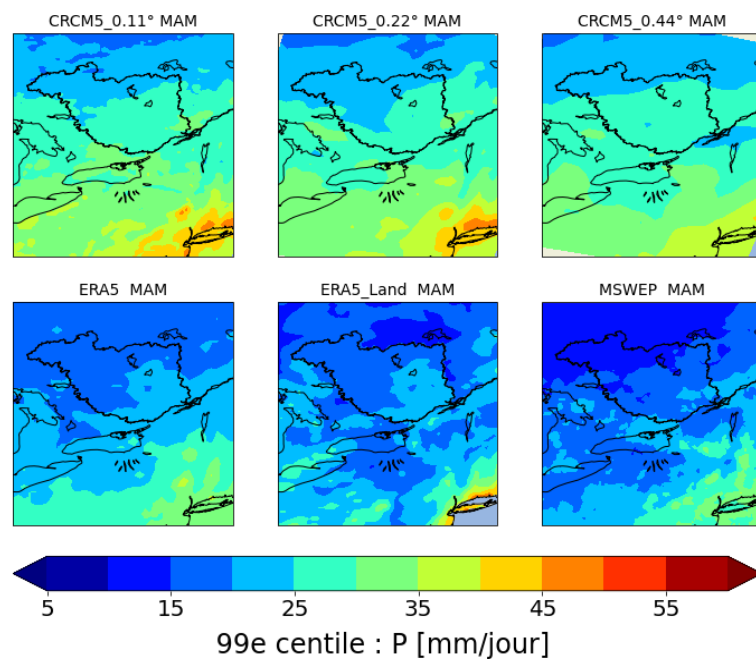


Figure B.4 Idem à la figure 3.1, mais pour le 99^e centile des précipitations quotidiennes [mm/jour], moyenné saisonnièrement pour l'hiver (a) et l'été (b), respectivement et avec les données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8.

a)



b)

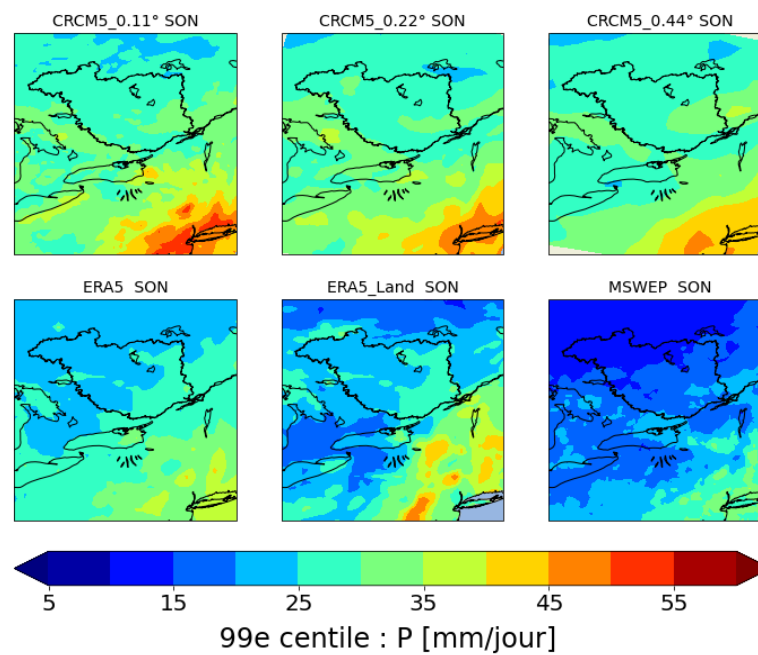
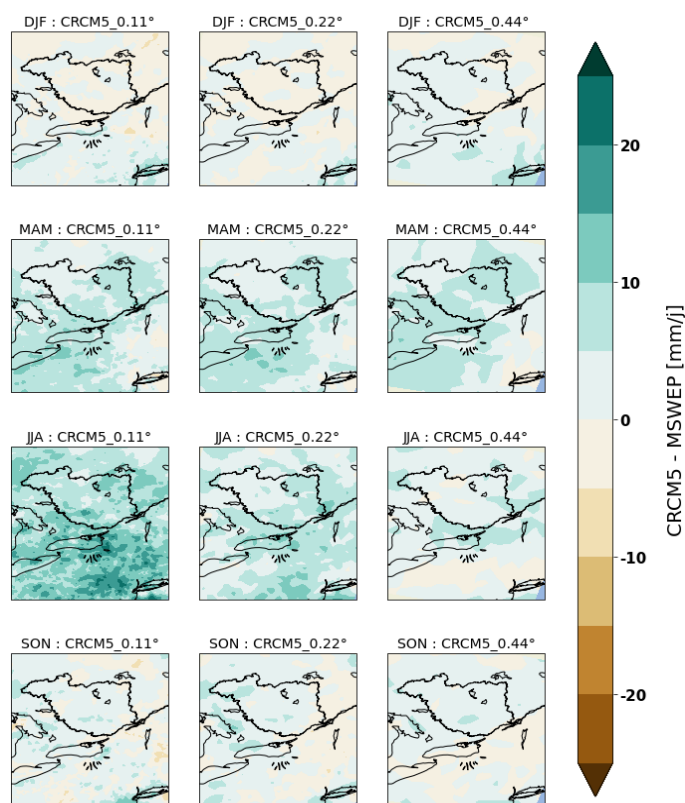


Figure B.5 Idem à la figure 3.1, mais pour le 99^e centile des précipitations quotidiennes [mm/jour], moyenné saisonnièrement au printemps (a) et à l'automne (b), respectivement et avec les données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8.

a)



b)

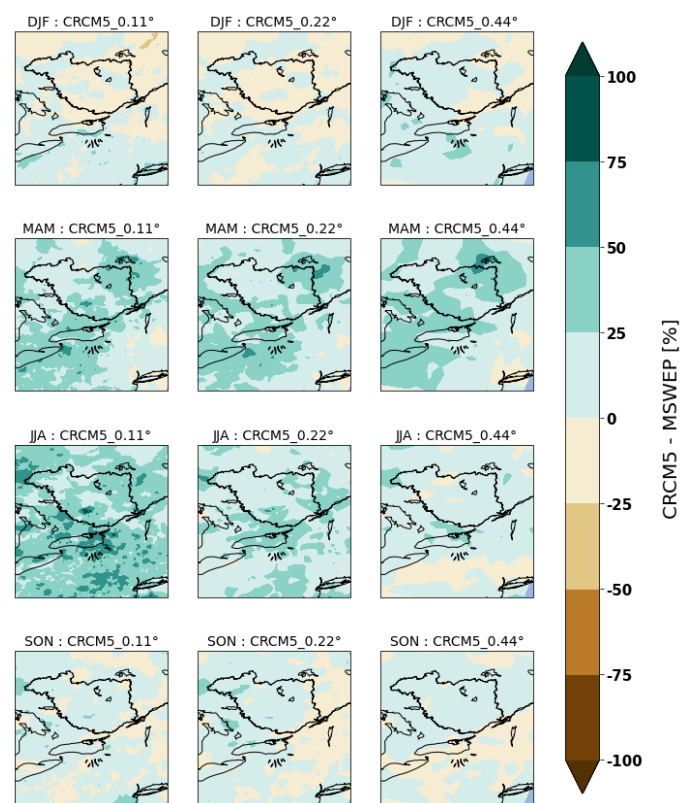
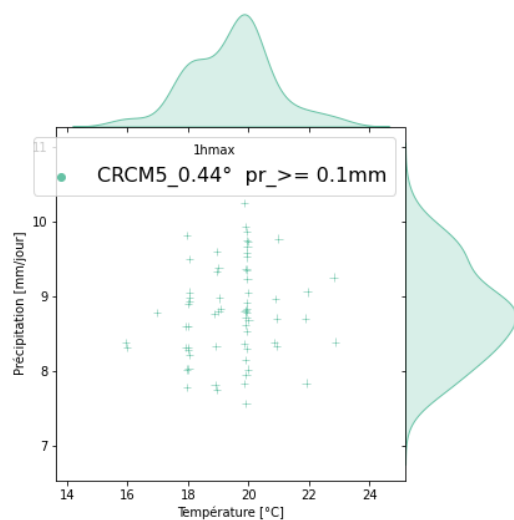


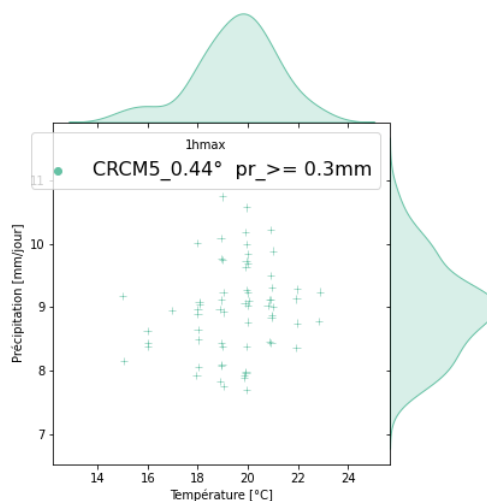
Figure B.6 Différences moyennes en (a) mm/jour et en (b) % entre les trois simulations du MRCC5 (0,11, 0,22 et 0,44°) par rapport aux données d'observation sous forme de grille MSWEP V2.8 du 99^e centile des précipitations quotidiennes. Les panneaux de haut en bas correspondent aux biais moyens pour l'hiver, le printemps, l'été et l'automne, respectivement. À noter que les valeurs du MSWEP ont été interpolées sur la grille de chaque modèle (cf. section 2.3.1).

ANNEXE C p_{99_MAX} POUR LES PRÉCIPITATIONS EXTRÊMES HORAIRES ET QUOTIDIENNES

a)



b)



c)

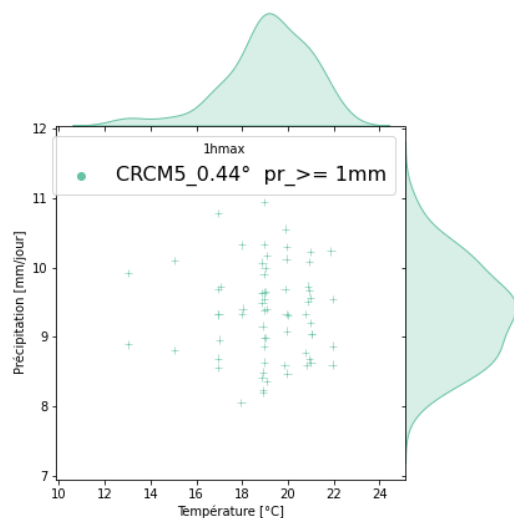
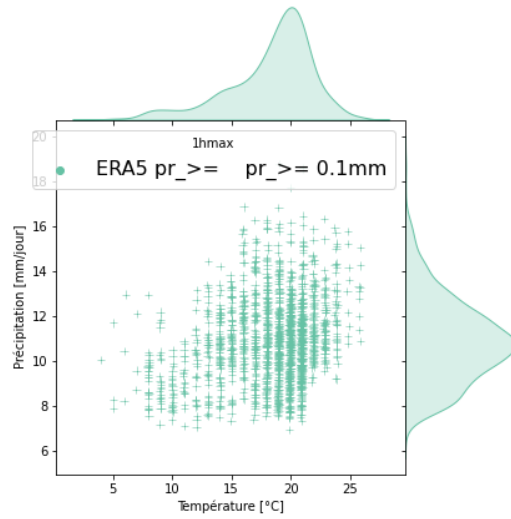
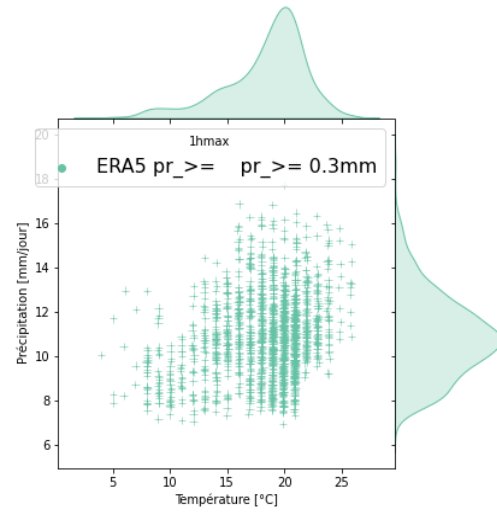


Figure C.1 Distributions de fréquence des valeurs maximales du 99^e centile de précipitations horaires (P_{99_max}) pour chaque point de grille du BVRO (CRCM5_0.44°), ainsi que de la température moyenne à laquelle cette valeur maximale a été atteinte: (a) $P \geq 0,1$ mm/h, (b) $P \geq 0,3$ mm/h et (c) $P \geq 1$ mm/h.

a)



b)



c)

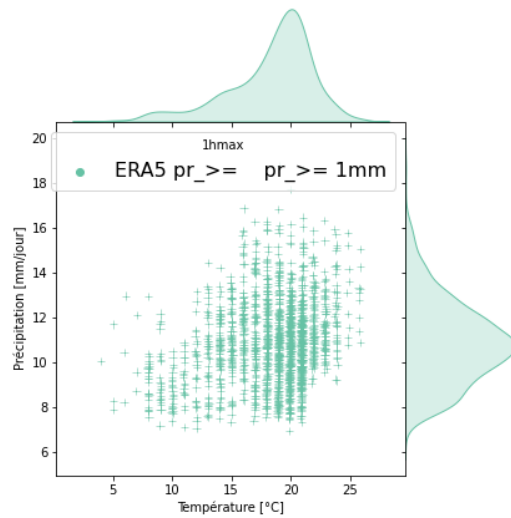


Figure C.2 Distributions de fréquence des valeurs maximales du 99^e centile de précipitations horaires (P_{99_max}) pour chaque point de grille du BVRO (ERA5), ainsi que de la température moyenne à laquelle cette valeur maximale a été atteinte: (a) $P \geq 0,1$ mm/h, (b) $P \geq 0,3$ mm/h et (c) $P \geq 1$ mm/h.

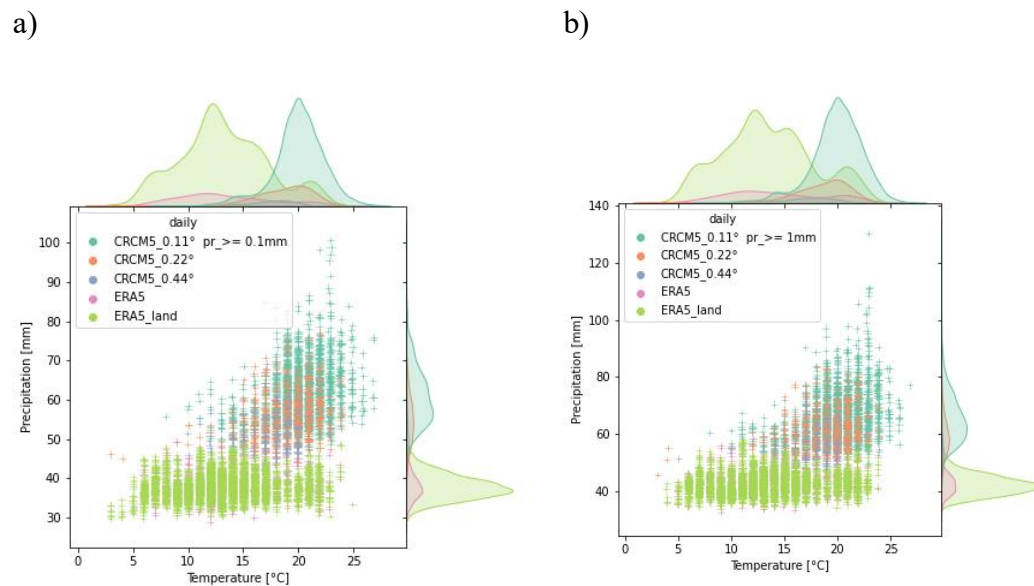


Figure C.3 Distributions de fréquences du centile maximal de précipitations quotidiennes (p_{99_max}) pour chaque point de grille du domaine#2 et de la température à laquelle cette valeur maximale a été atteinte : (a) $P \geq 0,1$ mm/jour et (b) $P \geq 1$ mm/jour.

ANNEXE D STATISTIQUES POUR L'ANALYSE DU COMPORTEMENT SOUS FORME DE CROCHET EN ÉTÉ

Tableau D.1 Statistiques (a) du pourcentage de jours humides [%], (b) de l'intensité moyenne et (c) de l'intensité maximale calculées pour les situations A, B et C dans chaque point de grille du domaine#2 pour le MRCC5 à 0,22°. À gauche pour P. horaires $\geq 0,3$ mm/h et à droite pour P. quotidiennes $\geq 0,3$ mm/jour.

a)

		A	B	C
mm/h		T < 15°C	[15-25°C]	T > 25 °C
min		32.90	35.26	14.71
P10		34.84	36.50	22.73
% moy		37.28	39.12	27.44
P90		39.53	42.07	32.24
max		43.35	44.24	38.94

		A	B	C
mm/j		T < 15°C	[15-25°C]	T > 25 °C
min		39.75	39.15	17.65
p10		41.87	40.55	23.27
% moy		45.75	43.61	28.39
p90		49.16	47.24	33.33
max		53.14	49.22	40.38

b)

		A	B	C
mm/h		T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
min		1.87	2.55	1.49
p10		1.99	2.70	1.86
P.moy moy		2.10	2.93	2.35
p90		2.21	3.18	2.76
max		2.43	3.43	3.38

		A	B	C
mm/j		T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
min		5.72	6.94	1.78
p10		6.20	7.41	3.49
P.moy moy		7.12	8.35	4.76
p90		7.99	9.45	5.92
max		8.85	10.61	8.51

c)

		mm/h	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min		8.10	16.80	3.30
	p10		10.54	19.40	5.18
P.max	moy		14.19	23.85	8.26
	p90		18.31	28.33	12.05
	max		24.14	42.91	19.97

		mm/j	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min		41.7	56.4	5.2
	p10		52.8	69.2	13.2
P.max	moy		74.7	85.4	22.5
	p90		99.4	103.2	33.6
	max		123.6	161.8	62.9

Tableau D. 2 Idem au tableau D.1, mais pour le MRCC5 à 0,44°.

a)

	mm/h	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25 °C
	min	28.79	34.03	16.00
	p10	31.68	35.18	26.28
%	moy	35.33	38.25	31.22
	p90	37.71	42.10	36.32
	max	39.66	43.99	43.08

	mm/j	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25 °C
	min	37.50	38.08	16.00
	p10	40.67	39.75	27.12
%	moy	45.04	43.16	32.40
	p90	48.82	47.93	37.53
	max	52.12	50.10	46.15

b)

	mm/h	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	1.46	2.16	0.87
	p10	1.54	2.19	1.87
P.moy	moy	1.65	2.29	2.20
	p90	1.77	2.40	2.53
	max	1.96	2.54	2.72

	mm/j	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	5.54	7.03	1.43
	p10	6.01	7.33	3.78
P.moy	moy	6.48	7.91	4.89
	p90	7.19	8.68	5.92
	max	8.19	9.05	6.27

c)

	mm/h	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	5.97	9.26	1.29
	p10	7.02	10.05	4.76
P.max	moy	8.52	11.91	6.26
	p90	10.18	14.04	7.88
	max	12.70	15.47	12.59

	mm/j	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	37.4	54.4	2.0
	p10	39.1	58.4	12.5
P.max	moy	49.0	75.2	21.0
	p90	59.6	97.2	28.9
	max	68.7	112.9	41.6

Tableau D.3 Idem au tableau D.1, mais pour la réanalyse ERA5.

a)

	mm/h	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25 °C
	min	34.62	40.33	0.00
	p10	36.83	42.55	15.24
%	moy	40.11	45.86	33.10
	p90	43.16	49.61	49.39
	max	46.69	52.03	66.67

	mm/j	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25 °C
	min	45.65	50.36	0.00
	p10	49.89	53.22	25.00
%	moy	54.00	56.87	42.58
	p90	58.55	61.21	58.02
	max	64.04	63.64	75.00

b)

	mm/h	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
--	------	----------	-----------	----------

	mm/j	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
--	------	----------	-----------	----------

	min	1.40	1.73	0.38
	p10	1.48	1.82	0.72
P.moy	moy	1.58	1.95	1.50
	p90	1.71	2.11	2.13
	max	1.88	2.33	4.47

	min	4.69	4.86	0.32
	p10	4.86	5.24	0.97
P.moy	moy	5.29	5.75	2.40
	p90	5.77	6.33	3.61
	max	6.88	6.68	12.75

c)

	mm/h	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	4.31	8.65	0.38
	p10	6.25	10.28	1.00
P.max	moy	9.61	13.57	4.09
	p90	15.07	17.29	7.32
	max	24.00	26.86	14.89

	mm/j	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	32.5	39.6	0.3
	p10	37.6	45.9	1.5
P.max	moy	48.1	60.7	8.8
	p90	58.8	79.5	18.1
	max	71.1	114.3	30.1

Tableau D.4 Idem au tableau D.1, mais pour la réanalyse ERA5_Land.

a)

	mm/h	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25 °C
	min	33.86	39.83	0.00
	p10	38.31	42.14	20.00
%	moy	41.24	45.11	30.35
	p90	44.54	48.42	42.11
	max	48.43	51.23	66.67

	mm/j	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25 °C
	min	49.51	49.57	0.00
	p10	52.91	52.77	25.00
%	moy	56.36	56.40	40.29
	p90	60.37	60.32	52.18
	max	66.67	62.61	66.67

b)

	mm/h	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	1.26	1.70	0.32
	p10	1.46	1.80	0.81
P.moy	moy	1.56	1.92	1.65
	p90	1.69	2.06	2.51
	max	1.87	2.29	13.47

	mm/j	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	4.66	4.83	0.30
	p10	5.01	5.18	1.11
P.moy	moy	5.41	5.66	2.44
	p90	5.84	6.27	3.64
	max	7.06	6.85	15.43

c)

	mm/h	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	3.83	7.77	0.34
	p10	5.75	10.60	1.32
P.max	moy	9.02	13.66	4.48

	mm/j	T < 15°C	[15-25°C]	T > 25°C
	min	29.8	38.5	0.3
	p10	36.2	46.7	2.1
P.max	moy	46.8	60.6	9.3

p90	13.82	17.45	8.30
max	22.28	27.14	14.27

p90	59.1	79.3	19.0
max	70.6	113.9	29.4

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Agard, V. et Emanuel, K. (2017). Clausius–Clapeyron scaling of peak CAPE in continental convective storm environments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(9), 3043-3054.
- Allen, M. R. et Ingram, W. J. (2002). Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419(6903), 228-232.
- Anderson, D. V. et Bruce, J. P. (1958). The Storm and Floods of October 1954 in Southern Ontario,
- Extraits des Comptes rendus et rapports - Assemblée générale de l'Association Internationale d'Hydrologie Scientifique (AIHS) de Toronto, 1957, Eds Gentbrugge, Tome III :331-341.
- Arora, V. K., Scinocca, J. F., Boer, G. J., Christian, J. R., Denman, K. L., Flato, G. M., . . . Merryfield, W. J. (2011). Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases. *Geophysical Research Letters*, 38(5). doi: <https://doi.org/10.1029/2010GL046270>
- Ban, N., Caillaud, C., Coppola, E., Pichelli, E., Sobolowski, S., Adinolfi, M., . . . Bastin, S. (2021). The first multi-model ensemble of regional climate simulations at kilometer-scale resolution, part I: evaluation of precipitation. *Climate Dynamics*, 1-28.
- Bao, J., Sherwood, S. C., Alexander, L. V. et Evans, J. P. (2017). Future increases in extreme precipitation exceed observed scaling rates. *Nature Climate Change*, 7(2), 128-132.
- Beck, H., Pan, M., Roy, T., Weedon, G. P., Pappenberger, F., Van Dijk, A. I., . . . Wood, E. F. (2019). Daily evaluation of 26 precipitation datasets using Stage-IV gauge-radar data for the CONUS. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(1), 207-224.
- Beck, H., Vergopolan, N., Pan, M., Levizzani, V., Van Dijk, A. I., Weedon, G. P., . . . Wood, E. F. (2017). Global-scale evaluation of 22 precipitation datasets using gauge observations and hydrological modeling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12), 6201-6217.

- Beck, H. E., Wood, E. F., Pan, M., Fisher, C. K., Miralles, D. G., Van Dijk, A. I., . . . Adler, R. F. (2019). MSWEP V2 global 3-hourly 0.1 precipitation: methodology and quantitative assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(3), 473-500.
- Bélair, S., Brown, R., Mailhot, J., Bilodeau, B. et Crevier, L. (2003b). Operational implementation of the ISBA land surface scheme in the Canadian regional weather forecast model. Part II: Cold season results. *Journal of Hydrometeorology*, 4(2), 371-386.
- Bélair, S., Crevier, L., Mailhot, J., Bilodeau, B. et Delage, Y. (2003a). Operational implementation of the ISBA land surface scheme in the Canadian regional weather forecast model. Part I: Warm season results. *Journal of hydrometeorology*, 4(2), 352-370.
- Benoit, C. (2021). Évaluation du risque d'inondation à Rigaud (Québec, Canada) : Le cas de l'inondation printanière de 2017 », mémoire de maîtrise non-publié. Montréal : Université du Québec à Montréal, Département de Géographie.
- Berg, P., Haerter, J., Thejll, P., Piani, C., Hagemann, S. et Christensen, J. (2009). Seasonal characteristics of the relationship between daily precipitation intensity and surface temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D18).
- Berthou, S., Kendon, E. J., Chan, S. C., Ban, N., Leutwyler, D., Schär, C. et Fosser, G. (2020). Pan-European climate at convection-permitting scale: a model intercomparison study. *Climate Dynamics*, 55(1), 35-59.
- Betts, A. K., Chan, D. Z. et Desjardins, R. L. (2019). Near-surface biases in ERA5 over the Canadian Prairies. *Frontiers in Environmental Science*, 7, 129.
- Bonsal, B. R., Aider, R., Gachon, P. et Lapp, S. (2013). An assessment of Canadian prairie drought: past, present, and future. *Climate Dynamics*, 41(2), 501-516.
- C3S. (2017). *ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate* . Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS). Récupéré de <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>
- Cannon, A. J. et Innocenti, S. (2019). Projected intensification of sub-daily and daily rainfall extremes in convection-permitting climate model simulations over North America: implications for future intensity–duration–frequency curves. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 19(2), 421-440.
- Côté, J., Desmarais, J.-G., Gravel, S., Méthot, A., Patoine, A., Roch, M. et Staniforth, A. (1998b). The operational CMC–MRB global environmental multiscale (GEM) model. Part II: Results. *Monthly Weather Review*, 126(6), 1397-1418.

- Côté, J., Gravel, S., Méthot, A., Patoine, A., Roch, M. et Staniforth, A. (1998). The operational CMC–MRB global environmental multiscale (GEM) model. Part I: Design considerations and formulation. *Monthly Weather Review*, 126(6), 1373-1395.
- d'Orgeville, M., Peltier, W. R., Erler, A. R. et Gula, J. (2014). Climate change impacts on Great Lakes Basin precipitation extremes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(18), 10,799-710,812.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., . . . Bauer, d. P. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), 553-597.
- Diaconescu, E. P., Gachon, P., Laprise, R. et Scinocca, J. F. (2016). Evaluation of precipitation indices over North America from various configurations of regional climate models. *Atmosphere-Ocean*, 54(4), 418-439.
- Di Luca, A., Argüeso, D., Sherwood, S., & Evans, J. P. (2021). Evaluating Precipitation Errors Using the Environmentally Conditioned Intensity-Frequency Decomposition Method. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13(7), e2020MS002447.
- Drobinski, P. (2015). Modèles globaux ou régionaux: comment zoomer le climat? *Interstices*.
- Drobinski, P., Alonzo, B., Bastin, S., Silva, N. D. et Muller, C. (2016). Scaling of precipitation extremes with temperature in the French Mediterranean region: What explains the hook shape? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(7), 3100-3119.
- Drobinski, P., Da Silva, N., Panthou, G., Bastin, S., Muller, C., Ahrens, B., . . . Giorgi, F. (2018). Scaling precipitation extremes with temperature in the Mediterranean: past climate assessment and projection in anthropogenic scenarios. *Climate dynamics*, 51(3), 1237-1257.
- Drobinski, P., Ducrocq, V., Alpert, P., Anagnostou, E., Béranger, K., Borga, M., . . . Delrieu, G. (2014). HyMeX: A 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(7), 1063-1082.
- Dunkerley, D. (2008). Identifying individual rain events from pluviograph records: a review with analysis of data from an Australian dryland site. *Hydrological Processes: An International Journal*, 22(26), 5024-5036.

- Dunkerley, D. (2008). Identifying individual rain events from pluviograph records: a review with analysis of data from an Australian dryland site. *Hydrological Processes: An International Journal*, 22(26), 5024-5036.
- ECCC. (2013). MANCLIM Manuel d'observations climatologiques.
- ECCC. (2018). Un examen des valeurs, des données existantes, des indicateurs potentiels et de la gouvernance du BASSIN VERSANT DE LA RIVIÈRE DES OUTAOUAIS.
- ECCC. (2021). *Normales climatiques canadiennes. Normales et moyennes climatiques de 1981-2010*. Récupéré le 9 avril de https://climat.meteo.gc.ca/climate_normals/index_f.html
- Efron, B. (1992). Bootstrap methods: another look at the jackknife. Dans *Breakthroughs in statistics* (p. 569-593). Springer.
- Emori, S. et Brown, S. (2005). Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. *Geophysical Research Letters*, 32(17).
- Fortin, J. P., Morin, G. et Leblanc, D. (1979). Étude des conditions météorologiques critiques sur le bassin de la rivière Sainte-Anne du Nord. *INRS-Eau*.
- Gachon, P., Dueymes, G., Benoit, C., Raphoz, M. et Boyer-Villemare, U. (2018). Appréciation et traitement du risque – Aléas géologiques et hydrométéorologiques dans le secteur du Bas-de-la-Rivière à Rigaud : Analyse multirisque et cas de l'inondation du printemps 2017. Rapport rédigé pour le compte de la ville de Rigaud. . 85 p.
- GIEC. (2018). Résumé à l'intention des décideurs, Réchauffement planétaire de 1,5 °C, Rapport spécial du GIEC sur les conséquences d'un réchauffement planétaire de 1,5 °C par rapport aux niveaux préindustriels et les trajectoires associées d'émissions mondiales de gaz à effet de serre, dans le contexte du renforcement de la parade mondiale au changement climatique, du développement durable et de la lutte contre la pauvreté 32 p.
- Giorgetta, M. A., Jungclaus, J., Reick, C. H., Legutke, S., Bader, J., Böttinger, M., . . . Fieg, K. (2013). Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(3), 572-597.
- Giorgi, F., Jones, C. et Asrar, G. R. (2009). Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, 58(3), 175.

- Girard, C., Plante, A., Desgagné, M., McTaggart-Cowan, R., Côté, J., Charron, M., . . . Qaddouri, A. (2014). Staggered vertical discretization of the Canadian Environmental Multiscale (GEM) model using a coordinate of the log-hydrostatic-pressure type. *Monthly Weather Review*, 142(3), 1183-1196.
- Groisman, P. Y., Knight, R. W., Easterling, D. R., Karl, T. R., Hegerl, G. C. et Razuvaev, V. N. (2005). Trends in intense precipitation in the climate record. *Journal of climate*, 18(9), 1326-1350.
- Haerter, J. et Berg, P. (2009). Unexpected rise in extreme precipitation caused by a shift in rain type? *Nature Geoscience*, 2(6), 372-373.
- Haerter, J., Berg, P. et Hagemann, S. (2010). Heavy rain intensity distributions on varying time scales and at different temperatures. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D17).
- Hanke, M., Redler, R., Holfeld, T. et Yastremsky, M. (2016). YAC 1.2. 0: new aspects for coupling software in Earth system modelling. *Geoscientific Model Development*, 9(8), 2755-2769.
- Hardwick Jones, R., Westra, S. et Sharma, A. (2010). Observed relationships between extreme sub-daily precipitation, surface temperature, and relative humidity. *Geophysical Research Letters*, 37(22).
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., . . . Schepers, D. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049.
- INSPQ. (2020). *Événements météorologiques extrêmes*. Récupéré le 15 juin de <http://www.monclimatmasante.qc.ca/%C3%A9v%C3%A9nements-extr%C3%AAs.aspx#:~:text=Les%20inondations%20%3A%20Au%20Qu%C3%A9bec%2C%20les,indirects%20sur%20les%20populations%20et>
- IPCC. (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.
- IPCC. (2018). Global warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H. O. Pörtner, D. Roberts,

- J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J. B. R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M. I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, T. Waterfield (eds.)]. In Press.
- IPCC. (2019). Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems [P.R. Shukla, J. Skea, E. Calvo Buendia, V. Masson-Delmotte, H.-O. Pörtner, D. C. Roberts, P. Zhai, R. Slade, S. Connors, R. van Diemen, M. Ferrat, E. Haughey, S. Luz, S. Neogi, M. Pathak, J. Petzold, J. Portugal Pereira, P. Vyas, E. Huntley, K. Kissick, M. Belkacemi, J. Malley, (eds.)]. In press.
- ISQ. (2020). *Profils statistiques par région et MRC géographiques*, [En ligne]. Institut de la statistique du Québec (ISQ). Récupéré le 9 avril de <https://statistique.quebec.ca/fr/vitrine/region/15>
- Ivancic, T. J. et Shaw, S. B. (2016). A US-based analysis of the ability of the Clausius-Clapeyron relationship to explain changes in extreme rainfall with changing temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(7), 3066-3078.
- Kirkland, E. J. (2010). Bilinear interpolation. Dans *Advanced Computing in Electron Microscopy* (p. 261-263). Springer.
- Knist, S., Goergen, K. et Simmer, C. (2020). Evaluation and projected changes of precipitation statistics in convection-permitting WRF climate simulations over Central Europe. *Climate Dynamics*, 55(1), 325-341.
- L'interpolation. (2016). *Les différentes méthodes d'interpolation*. Récupéré de <https://interpolation2016.wordpress.com/methodes-interpolations/>
- Lackmann, G. (2011). *Midlatitude synoptic meteorology* American Meteorological Society.
- Lemay, J. (2017, 22 avril). Inondations à Rigaud : la zone sinistrée élargie a 441 résidences. *Le journal de Montréal*. Récupéré de : <https://www.journaldemontreal.com/2017/04/22/rigaud-la-situation-se-stabilise>
- Lenderink, Mok, H., Lee, T. et Van Oldenborgh, G. (2011). Scaling and trends of hourly precipitation extremes in two different climate zones-Hong Kong and the Netherlands. *Hydrology and Earth System Sciences*.
- Lenderink et Van Meijgaard, E. (2008). Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nature Geoscience*, 1(8), 511-514.

- Lepore, C., Veneziano, D. et Molini, A. (2015). Temperature and CAPE dependence of rainfall extremes in the eastern United States. *Geophysical Research Letters*, 42(1), 74-83.
- Liu, C., Ikeda, K., Rasmussen, R., Barlage, M., Newman, A. J., Prein, A. F., . . . Dai, A. (2017). Continental-scale convection-permitting modeling of the current and future climate of North America. *Climate Dynamics*, 49(1), 71-95.
- Lubeck, A. (2020, 21 janvier 2020). Catastrophes : 2019 a été l'année la plus couteuse pour les assureurs québécois depuis 1998. *Portail de l'assurance*.
- Lucas-Picher, P., Laprise, R. et Winger, K. (2017). Evidence of added value in North American regional climate model hindcast simulations using ever-increasing horizontal resolutions. *Climate Dynamics*, 48(7-8), 2611-2633.
- Lutsko, N. J. et Cronin, T. W. (2018). Increase in precipitation efficiency with surface warming in radiative-convective equilibrium. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(11), 2992-3010.
- Martynov, A., Laprise, R., Sushama, L., Winger, K., Šeparović, L. et Dugas, B. (2013). Reanalysis-driven climate simulation over CORDEX North America domain using the Canadian Regional Climate Model, version 5: model performance evaluation. *Climate Dynamics*, 41(11), 2973-3005.
- Martynov, A., Sushama, L., Laprise, R., Winger, K. et Dugas, B. (2012). Interactive lakes in the Canadian Regional Climate Model, version 5: the role of lakes in the regional climate of North America. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64(1), 16226.
- McTaggart-Cowan, R., Vaillancourt, P., Zadra, A., Chamberland, S., Charron, M., Corvec, S., . . . Roch, M. (2019). Modernization of atmospheric physics parameterization in Canadian NWP. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(11), 3593-3635.
- MDDELCC. (2015). *Portrait sommaire du bassin versant de la rivière des Outaouais*. Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques. Québec. Récupéré de <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/eau/bassinversant/bassins/outaouais/portrait-sommaire.pdf>
- MELCC. (2017). *Faits saillants: Crue printanière de 2017 : le plus fort apport en eau potentiel depuis 1974*. Environnement et Lutte contre le changement climatique. Canada. Récupéré de <http://www.environnement.gouv.qc.ca/climat/Faits-saillants/2017/crue-printaniere.htm>

- MELCC. (2019). *Faits saillants: Crue printanière 2019 : un apport en eau record en 57 ans au sud-ouest du Québec. Canada*. Récupéré le 15 septembre de <http://www.environnement.gouv.qc.ca/climat/Faits-saillants/2017/crue-printaniere.htm>
- Mishra, V., Wallace, J. M. et Lettenmaier, D. P. (2012). Relationship between hourly extreme precipitation and local air temperature in the United States. *Geophysical Research Letters*, 39(16).
- Moustakis, Y., Onof, C. J. et Paschalis, A. (2020). Atmospheric convection, dynamics and topography shape the scaling pattern of hourly rainfall extremes with temperature globally. *Communications Earth & Environment*, 1(1), 1-9.
- Muñoz-Sabater, J. (2019). ERA5-Land hourly data from 1981 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). . doi: 10.24381/cds.e2161bac
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., . . . Hersbach, H. (2021). ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data Discussions*, 1-50.
- Nguyen, H., Nguyen, T. et Nguyen, V. (2019). Evaluation of variability of precipitation and temperature extremes over montreal region for present and future climates.
- Niziol, T. A., Snyder, W. R. et Waldstreicher, J. S. (1995). Winter weather forecasting throughout the eastern United States. Part IV: Lake effect snow. *Weather and Forecasting*, 10(1), 61-77.
- O’Gorman, P. et Muller, C. (2010). How closely do changes in surface and column water vapor follow Clausius–Clapeyron scaling in climate change simulations? *Environmental Research Letters*, 5(2), 025207.
- O’Gorman, P. et Schneider, T. (2009). Scaling of precipitation extremes over a wide range of climates simulated with an idealized GCM. *Journal of Climate*, 22(21), 5676-5685.
- Ogden, N. H. et Gachon, P. (2019). Climate change and infectious diseases: What can we expect? . *Canada Communicable Disease Report*, 45(4), 76-80.
- Oh, S.-G. et Sushama, L. (2020). Short-duration precipitation extremes over Canada in a warmer climate. *Climate Dynamics*, 54(3), 2493-2509.
- Pall, P., Allen, M. et Stone, D. A. (2007). Testing the Clausius–Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO₂ warming. *Climate Dynamics*, 28(4), 351-363.

- Panthou, G., Mailhot, A., Laurence, E. et Talbot, G. (2014). Relationship between surface temperature and extreme rainfalls: A multi-time-scale and event-based analysis. *Journal of hydrometeorology*, 15(5), 1999-2011.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L. et McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and earth system sciences*, 11(5), 1633-1644.
- Perrier, R. et Slivitzky, M. (1999). Survol des cas de pluies abondantes au Québec. Rapport scientifique SEC-Q99-02 dans le cadre de la Série sur les extrêmes climatiques au Québec. Région du Québec, 65 pp.
- Pichelli, E., Coppola, E., Sobolowski, S., Ban, N., Giorgi, F., Stocchi, P., ... et Vergara-Temprado. (2021). The first multi-model ensemble of regional climate simulations at kilometer-scale resolution part 2: historical and future simulations of precipitation. *Climate Dynamics*, 56(11), 3581-3602.
- Poan, E., Gachon, P., Laprise, R., Aider, R. et Dueymes, G. (2018). Investigating added value of regional climate modeling in North American winter storm track simulations. *Climate dynamics*, 50(5), 1799-1818.
- Poan, E., Gachon, P., Laprise, R., Aider, R. et Dueymes, G. (2018). Investigating added value of regional climate modeling in North American winter storm track simulations. *Climate dynamics*, 50(5), 1799-1818. .
- Poitras, V. (2010). *Étude des débits des cours d'eau canadiens dans un climat changeant*. Université du Québec à Montréal, Montréal. Récupéré de WorldCat.org. Récupéré de <https://central.bac-lac.gc.ca/.item?id=TC-QMUQ-3592&op=pdf&app=Library><http://www.archipel.uqam.ca/3592/1/M11616.pdf>
<http://www.archipel.uqam.ca/3592/>
- Prein, A. F., Rasmussen, R. M., Ikeda, K., Liu, C., Clark, M. P. et Holland, G. J. (2017). The future intensification of hourly precipitation extremes. *Nature Climate Change*, 7(1), 48-52.
- Rasmussen, K., Prein, A., Rasmussen, R., Ikeda, K. et Liu, C. (2017). Changes in the convective population and thermodynamic environments in convection-permitting regional climate simulations over the United States. *Climate Dynamics*, 1-26.
- Rohrer, M., Martius, O., Raible, C. et Brönnimann, S. (2020). Sensitivity of blocks and cyclones in ERA5 to spatial resolution and definition. *Geophysical Research Letters*, 47(7), e2019GL085582.
- Roy, P., Gachon, P. et Laprise, R. (2012). Assessment of summer extremes and climate variability over the north-east of North America as simulated by the Canadian

- Regional Climate Model. *International journal of climatology*, 32(11), 1615-1627.
- Ruti, P. M., Somot, S., Giorgi, F., Dubois, C., Flaounas, E., Obermann, A., . . . Lombardi, E. (2016). MED-CORDEX initiative for Mediterranean climate studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(7), 1187-1208.
- Saad, C., St-Hilaire, A., Gachon, P. et El Adlouni, S. (2016). The 2011 flood event in the Richelieu River basin: Causes, assessment and damages. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 41(1-2), 129-138. doi: 10.1080/07011784.2014.999825
- Schär, C., Ban, N., Fischer, E. M., Rajczak, J., Schmidli, J., Frei, C., ... & Zwiers, F. W. (2016). Percentile indices for assessing changes in heavy precipitation events. *Climatic Change*, 137(1), 201-216.
- Schroeer, K. et Kirchengast, G. (2018). Sensitivity of extreme precipitation to temperature: the variability of scaling factors from a regional to local perspective. *Climate Dynamics*, 50(11-12), 3981-3994.
- Schulzweida, U. (2018, August 9). CDO User Guide (Version 1.9.5).
- Šeparović, L., Alexandru, A., Laprise, R., Martynov, A., Sushama, L., Winger, K., . . . Valin, M. (2013). Present climate and climate change over North America as simulated by the fifth-generation Canadian regional climate model. *Climate Dynamics*, 41(11), 3167-3201.
- Shaw, S. B., Royem, A. A. et Riha, S. J. (2011). The relationship between extreme hourly precipitation and surface temperature in different hydroclimatic regions of the United States. *Journal of Hydrometeorology*, 12(2), 319-325.
- Singh, H., Pirani, F. J. et Najafi, M. R. (2020). Characterizing the temperature and precipitation covariability over Canada. *Theoretical and Applied Climatology*, 139(3), 1543-1558.
- St-Pierre, C. (2018, 1 mai). Inondations : « Les changements climatiques ont un coût », dit Coiteux. *La Presse*. Récupéré de <https://www.lapresse.ca/actualites/national/201805/01/01-5168613-inondations-les-changements-climatiques-ont-un-cout-dit-coiteux.php>
- Statistique-Canada. (2019). Census Profile, 2016 Census – Ottawa – Gatineau [Census metropolitan area], Ontario/Quebec and Ontario [Province]".
- Sui, C.-H., Li, X. et Yang, M.-J. (2007). On the definition of precipitation efficiency. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(12), 4506-4513.

- Tarek, M., Brissette, F. P. et Arsenault, R. (2020). Evaluation of the ERA5 reanalysis as a potential reference dataset for hydrological modelling over North America. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(5), 2527-2544.
- Trenberth. (1999). Conceptual Framework for Changes of Extremes of the Hydrological Cycle with Climate Change. *Climatic Change*, 42(1), 327-339. doi: 10.1023/A:1005488920935
- Trenberth. (2011). Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 47(1-2), 123-138.
- Trenberth, Dai, A., Rasmussen, R. et Parsons, D. (2003). The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(9), 1205-1218.
- Trenberth et Shea, D. (2005). Relationships between precipitation and surface temperature. *Geophysical Research Letters*, 32(14).
- Trenberth, K. E. et Shea, D. J. (2006). Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophysical research letters*, 33(12).
- Tuller, S. E. (1973). Seasonal and annual precipitation efficiency in Canada. *Atmosphere*, 11(2), 52-66.
- UNDRR. (2019). Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction, Geneva, Switzerland, United Nations Office for Disaster Risk Reduction (UNDRR).
- Utsumi, N., Seto, S., Kanae, S., Maeda, E. E. et Oki, T. (2011). Does higher surface temperature intensify extreme precipitation? *Geophysical research letters*, 38(16).
- Vautard, R., Yiou, P., D'andrea, F., De Noblet, N., Viovy, N., Cassou, C., . . . Fan, Y. (2007). Summertime European heat and drought waves induced by wintertime Mediterranean rainfall deficit. *Geophysical Research Letters*, 34(7).
- Verseghy. (2008). The Canadian land surface scheme: technical documentation—version 3.4. *Climate Research Division, Science and Technology Branch, Environment Canada*.
- Verseghy. (2012). CLASS—the Canadian Land Surface Scheme (Version 3.6). *Environment Canada Science and Technology Branch Tech. Rep*, 176.
- Wallemacq, P. (2018). Economic losses, poverty & disasters: 1998-2017. . *Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, CRED*.
- Wazneh, H., Arain, M. A., Coulibaly, P. et Gachon, P. (2020). Evaluating the Dependence between Temperature and Precipitation to Better Estimate the

Risks of Concurrent Extreme Weather Events. *Advances in Meteorology*, 2020.
doi: Article ID 8763631. <http://dx.doi.org/10.1155/2020/8763631>

Westra, S., Fowler, H., Evans, J., Alexander, L., Berg, P., Johnson, F., . . . Roberts, N. (2014). Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 522-555.

WMO. (2006). REPORT No. 84 - INSTRUMENTS AND OBSERVING METHODS
-. *TD-No. 1304*

WMO. (2020). Statement on the State of the Global Climate in 2020. *WMO-No, 2020*.

Xu, Frey, S., Boluwade, A., Erler, A. R., Khader, O. et Lapen, D. R. S., E. . (2019). Evaluation of variability among different precipitation products in the Northern Great Plains. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 24, 100608.

Xu, X., Frey, S. K., Boluwade, A., Erler, A. R., Khader, O., Lapen, D. R. et Sudicky, E. (2019). Evaluation of variability among different precipitation products in the Northern Great Plains. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 24, 100608.

Ye, H., Fetzner, E. J., Wong, S., Behrangi, A., Olsen, E. T., Cohen, J., . . . Chen, L. (2014). Impact of increased water vapor on precipitation efficiency over northern Eurasia. *Geophysical Research Letters*, 41(8), 2941-2947.