

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉVALUATION DE LA VALEUR AJOUTÉE PAR L'AUGMENTATION DE LA RÉOLUTION DE LA QUANTITÉ ET
DE LA PHASE DES PRÉCIPITATIONS SIMULÉES PAR LE MODÈLE RÉGIONAL CANADIEN DU CLIMAT
VERSION 6.

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCE DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

OLIVIER CHALIFOUR

DÉCEMBRE 2023

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

Service des bibliothèques

Avertissement

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

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, j'aimerais remercier ma directrice de Julie Thériault et ma codirectrice Biljana Music qui m'ont soutenue tout au long du projet. La réussite de ce projet n'aurait pas été possible sans leurs conseils judicieux et sans les discussions passionnantes que nous avons eues.

Je tiens à remercier François Roberge du Centre ESCER UQAM pour son aide avec le code CRCM6/GEM5 et le travail impliquant de multiples paquets de paramétrage différents. De plus, je tiens à remercier Alexis Bédard-Therrien de l'Université Laval pour son travail et sa contribution au code de contrôle de la qualité du réseau de station d'observation HQ. Je remercie aussi Hydro-Québec pour le partage de données des stations d'observation et pour leur conseil quant à leur utilisation.

Je remercie les professeurs de l'Université du Québec à Montréal, qui m'ont fourni les outils nécessaires à la réussite de mes études universitaires.

De plus, je tiens à remercier mes amies et collègues, Catherine Aubry et Florence Beaudry. Elles ont su éclairer les jours obscurs à l'aide de discussion passionnante et de franche camaraderie. De plus, je remercie aussi Audren Dorval qui m'a soutenue, guidé et éclairer dans les démarches en recherche et durant cette étape de ma vie. Merci à ma famille pour leur soutien et leur encouragement à continuer au cycle supérieur.

Finalement, cette étude a été financée par le projet EVAP2 du CRSNG, le Programme des chaires de recherche du Canada et une subvention à la découverte du CRSNG. Les données du CRCM6 ont été générées et fournies par l'UQAM. Le CRCM6 a été développé à l'UQAM en collaboration avec le CCCE. Les calculs du CRCM6 ont été effectués sur le superordinateur Narval, qui est géré par Calcul Québec et Calcul Canada. Cette recherche a été rendue possible en partie grâce au soutien de Calcul Québec (www.calculquebec.ca) et de Calcul Canada (www.computecanada.ca)

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	iii
LISTE DES FIGURES.....	v
RÉSUMÉ.....	viii
CHAPITRE 1 INTRODUCTION.....	10
1.1 Mise en contexte.....	10
1.1.1 Événements de précipitations mixtes hivernales.....	10
1.1.2 Formation des précipitations en saison de transitions.....	10
1.1.3 Diagnostic de la phase des précipitations dans les modèles numériques.....	15
1.1.4 Objectifs et approche.....	20
CHAPITRE 2 ÉVALUATION DE LA VALEUR AJOUTÉE PAR L'AUGMENTATION DE LA RÉOLUTION SUR LA PHASE DES PRÉCIPITATIONS SIMULÉES PAR LE MODÈLE RÉGIONAL DU CLIMAT VERSION 6.	22
ABSTRACT.....	24
2.1 Introduction.....	25
2.2 Experimental design.....	27
2.2.1 Model Configurations.....	27
2.2.2 Observational network.....	29
2.2.3 Methodology.....	30
2.3 Model evaluation using gridded datasets.....	34
2.3.1 Evaluation of the 2-m air temperature.....	34
2.3.2 Evaluation of the precipitation amount.....	36
2.4 Model evaluation using station observations.....	38
2.4.1 2-m air temperature and precipitation.....	38
2.4.2 2-m air temperatures near-0°C.....	39
2.4.3 Precipitation type and phase comparison.....	41
2.5 Precipitation event comparison.....	48
2.5.1 Distribution of precipitation events.....	48
2.5.2 Mixed precipitation case study.....	50
2.6 Discussion and Conclusion.....	55
2.6.1 Discussion.....	55
2.6.2 Conclusion.....	58
CHAPITRE 3 CONCLUSION.....	60
APPENDICE A OBSERVATIONS QUALITY CONTROL.....	67
RÉFÉRENCE.....	71

LISTE DES FIGURES

- Figure 2.1 The domain of the CRCM6/GEM5 simulations used in this study. The CRCM6-12km is in black, the CRCM6-2.5km is in blue, and the station observation network used is represented by the blue squares. The Forêt Montmorency NEIGE site is represented by the red star and the UQAM-PK station is represented by the yellow circle. Sounding stations located inside the studied domain are represented by triangles. The Saint-Lawrence River Valley (SLRV), the Côte-Nord region and the Gaspésie Peninsula are indicated. 28
- Figure 2.2 The average 2-m air temperature for (a) the observation, (b) ERA5 – Land, (c) DAYMET, (d) CRCM6-12km and (g) the CRCM6-2.5km. (e),(f) The daily 2-m air temperature bias between the CRCM6-12km and ERA5-Land and DAYMET, respectively. (h), (i) The daily 2-m air temperature bias between the CRCM6-2.5km and ERA5-Land and DAYMET, respectively. 35
- Figure 2.3 (a) 2-m air temperature biases and (b) RMSE over both years when compared to DAYMET and ERA5-Land. 36
- Figure 2.4 The total accumulated precipitation in water equivalent for (a) the observation, (b) ERA5 – Land, (c) CaPA, (d) DAYMET, (e) CRCM6-12km and (i) the CRCM6-2.5km over both winters. (f), (g), (h) are the daily accumulated precipitation bias between the CRCM6-12km and ERA5-Land, CaPA and DAYMET, respectively. (j), (k), (l) are the daily bias between the CRCM6-2.5km and ERA5-Land, CaPA and DAYMET, respectively. 37
- Figure 2.5 (a) Precipitation biases and (b) RMSE of each simulation with the reference product..... 38
- Figure 2.6 Comparison of the simulations gridded products and observations using Taylor diagrams (Taylor, 2001). (a) is the daily 2-m mean air temperature and (b) is the daily accumulated precipitation in water equivalent. Observations are represented by a red square on the x-axis. The different products are represented by the colour circles. For both diagrams, the Pearson correlation between the observation and the product variable is shown by the position relative to the gray line. The angle from the x-axis represents the correlation. The black dashed line represents the observation standard deviation of the variables investigated. The position of the product point indicates relative to the grey curved grid represents the standard deviation of the product. The thick grey line represents the RMSE and the relative distance of the product points represents the RMSE of the simulated variable. 39
- Figure 2.7 Comparison of the number of hours of 2-m air temperatures between -2°C and 2°C and the number of hours where precipitation occurred in that temperature range. The observation, ERA5-Land and both resolutions are compared. For each product, the first bar represents the number of hours of temperature near-0°C and the red bar represents the precipitation near-0°C. 40
- Figure 2.8 Comparison of the precipitation type fraction over the domain for the observation and simulations. (a) The total 2 winters accumulated precipitation for each type. (b) The stations mean amount of each precipitation types over both winter. (c) The fraction of the total precipitation is represented by each type of precipitation for the observation, the CRCM6-12km and the CRCM6-2.5km. (d) The stations mean fraction of the total precipitation of each type over both winter for the observation, the CRCM6-12km and the CRCM6-2.5km. For both (a) and

(c), each station over the domain shows bars that represent, respectively, the observation, the CRCM6-12km, and the CRCM6-2.5km. The stations are presented from south to north (left to right)..... 42

Figure 2.9 Comparison of the total precipitation accumulation bias over both seasons at each station location for all the different precipitation types over the domain. The stations are in order from south to north (left to right) on the x-axis and the mean station's bias is on the right (Mean). The y-axis compares the CRCM6-12km and the CRCM6-2.5km for each precipitation type in order from top to bottom (SOLID, MIX, MIXFR, FR and LIQUID) For each type the top row represents the CRCM6-12km and the bottom row represent the CRCM6-2.5km. Cold colours represent an underestimation and hot colours represent an overestimation of the total precipitation accumulation at the station's location. 44

Figure 2.10 The number of hours of each type of precipitation depending on the surface air temperature at the hours for (a) the observation, (b) the CRCM6-12km and (c) the CRCM6-2.5km. The vertical black solid line represents the 50% rain-snow temperature threshold (T_{50}). For each product, the colour of the distribution represents the type of precipitation. The line around the distribution represents the contour of the distribution to facilitate the comparison when overlapping. 46

Figure 2.11 Cumulative number of hours of precipitation depending on the surface air temperature for both simulation and observation for (a) SOLID precipitation, (b) LIQUID precipitation, (c)MIX, (d) MIXFR and (e) FR. For each precipitation type, the red line represents the observation, the blue line represents the CRCM6-12km, and the CRCM6-2.5km is represented by the green line. 47

Figure 2.12 Complete duration, in two-hour intervals, of precipitation events with a threshold of ($PR \geq 0.2 \text{ mm h}^{-1}$). (a) Events that are solely composed of solid precipitation, (b) Precipitation events that are solely composed of liquid precipitation and (c) Mixed precipitation events that are composed of MIX, MIXFR, or FR during mixed precipitation events. The red bar represents the observation, the blue bar the CRCM6-12km and the green bar the CRCM6-2.5km. 49

Figure 2.13 (a) Occurrence of the number of simulated and observed hours of MIX, MIXFR or FR during mixed precipitation events. (b) Accumulation over the number of mixed precipitation hours of the occurrence of the number of simulated and observed hours of MIX, MIXFR or FR during mixed precipitation events..... 50

Figure 2.14 6-7 March 2022 mixed precipitation events at Forêt Montmorency NEIGE stations. (a) the simulated (CRCM6-12km: purple line, CRCM6-2.5km: green line) and observed 2-m air temperature (dash black line) during the event at Forêt Montmorency NEIGE stations. (b) Simulated precipitation by the CRCM6-12km and the observed precipitation of each type. (c) Simulated precipitation by the CRCM6-2.5km and the observed precipitation of each type. The observed precipitation for (b) and (c) are represented by the bar. The simulated precipitation accumulation is represented by the colour circle. The bar and circle colour represent instantaneous precipitation type. 51

Figure 2.15 Altitude comparison of the precipitation. (a) Observed reflectivity ($Z_{e_{obs}}$) (b) Doppler velocity of the precipitation particles (W). (c) and (e) The CRCM6-12km and CRCM6-2.5km simulated reflectivity, respectively ($Z_{e_{sim}}$). (d) The CRCM6-12km simulated microphysics mass mixing ratio. (f) the CRCM6-2.5km simulated microphysics mass mixing ratio. Three masses mixing ratios are used in this study. The total ice mass mixing ratio for ice category 1, the rime mass mixing ratio for ice category 1 and the rain mass mixing ratio. 54

Figure A.1 Accumulated precipitation for each step of the treatment for the CABITUQG station. The red line represents the raw data, the green line represents the accumulated precipitation after the negative removal of precipitation at timestep and the black line represents the final accumulation after the under-catch correction. 69

RÉSUMÉ

Durant la saison froide, les répercussions des événements de précipitation dépendent souvent du type de précipitation qui atteint le sol. Face à l'incertitude liée au changement climatique, les modèles climatiques régionaux jouent un rôle crucial en permettant d'anticiper, de mieux comprendre et, par conséquent, de réduire les impacts de ces événements à l'échelle local et régional. L'objectif principal de cette étude est d'évaluer la capacité de la sixième version du Modèle climatique régional canadien (MRCC6/GEM5) à bien simuler le type et la quantité de précipitations, ainsi que d'examiner la valeur ajoutée d'une meilleure résolution spatiale du modèle. Pour ce faire, le modèle a été exécuté à deux résolutions spatiales (12 km et 2,5 km) durant deux hivers (2020-2021 et 2021-2022). La simulation à 12 km a été générée sur l'Amérique du Nord, tandis que celle à 2,5 km a été réalisée sur un domaine plus restreint, couvrant la province du Québec. Des conditions aux frontières en cascade ont été utilisées pour les simulations. La réanalyse ERA5 a été utilisée pour fournir les conditions aux frontières du domaine de la simulation à 12 km. Celle-ci a été par la suite utilisée pour piloter la simulation à 2,5 km. Pour évaluer les simulations, des observations de la quantité et de la phase des précipitations provenant de différentes sources ont été utilisées : produits de référence sur grille (ERA5-Land, CaPA et DAYMET) et un réseau de stations hydrométéorologiques automatiques. L'analyse a été effectuée sur une région centrée sur la vallée du Saint-Laurent. Dans un premier temps, l'accumulation totale des précipitations simulées et la température moyenne de l'air à 2 m ont été comparées avec les produits de référence sur grille et les observations. La simulation à 12 km produit une accumulation de précipitations plus proche des produits de référence. En revanche, celle à 2,5 km représente mieux la température de l'air à 2 m et l'accumulation totale des précipitations aux stations. Cette dernière reproduit mieux les durées d'événement et le nombre d'heures où la précipitation est mixte. Deuxièmement, la quantité et la fraction de la précipitation totale représentées par chaque type de précipitation aux stations sont comparées. Il en ressort que les deux résolutions tendent à surestimer la précipitation mixte sur l'ensemble du domaine. De plus, les liens entre les distributions de nombre d'heures des différents types de précipitations simulés selon la température à 2 m sont explorés. Une meilleure représentation de la distribution de l'occurrence de la phase de la précipitation selon la température est observée pour la configuration à 2,5 km. Troisièmement, une étude de cas a été menée. Celle-ci démontre que la simulation à 2,5 km représente mieux la chronologie et le type de précipitations pendant l'événement. En conclusion, cette étude suggère qu'une résolution plus élevée conduit, en général, à une meilleure représentation des événements de précipitations hivernales lorsque la température de l'air est proche de 0°C.

MOTS-CLÉS : Climatologie, phase des précipitation, pluie verglaçante, Modèle Régional Canadien du Climat, observations, résolution spatiale

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 Mise en contexte

1.1.1 Événements de précipitations mixtes hivernales

Les événements de précipitations mixtes hivernales de grande ampleur peuvent causer des pertes matérielles, humaines et environnementales significatives. Durant ces événements, l'accumulation de glace sur le réseau électrique entraîne des coupures électriques au Québec (Cholette et Thériault, 2021 ; Lecomte *et al.*, 1998). De plus, la pluie verglaçante sur le manteau neigeux peut créer une barrière impénétrable pour la petite faune, qui doit creuser pour se nourrir (Bartsch *et al.*, 2010). Ainsi, ces événements peuvent avoir un impact écologique considérable. Un exemple de ce type de tempête est la tempête de verglas de 1998 (Henson *et al.*, 2007 ; Thériault *et al.*, 2010) entre le 4 et 10 janvier 1998. Cet événement a privé plus de 1 300 000 abonnés d'Hydro-Québec d'électricité due aux grandes accumulations de verglas sur les lignes de transport électrique (Lecomte *et al.*, 1998). En avril 2023, une tempête de verglas similaire s'est produite à plus petite échelle, affectant plus d'un million de clients d'Hydro-Québec dans le sud du Québec. Or, d'autres types d'événements liés au changement de phase de la précipitation à l'automne et au printemps existent.

Les événements de pluie sur neige (ROS) sont un exemple d'événement survenant durant les saisons de transitions pouvant amener à de lourdes conséquences pour différentes régions de la province de Québec (Buttle *et al.*, 2016). Ces événements peuvent engendrer des inondations en accélérant la fonte du manteau neigeux grâce aux précipitations liquides tombant sur celui-ci (Singh *et al.*, 1997 ; Suriano, 2022 ; Wachowicz *et al.*, 2020). La température lors de cet événement est une variable importante qui peut augmenter leur impact. Dès lors, la formation de précipitations lors de ces types d'événements est fortement influencée par différentes variables et processus dans l'atmosphère.

1.1.2 Formation des précipitations en saison de transitions

Plusieurs types de précipitations peuvent survenir durant les événements de précipitations mixtes. Tout d'abord, lors des événements ROS en saison de transition, les précipitations solides en altitude traversent une couche de fonte en surface ($T > 0^{\circ}\text{C}$) suffisamment importante pour engendrer la fonte complète des

précipitations. Lors du passage de la précipitation dans cette couche de fonte, une transition neige-pluie survient. Durant la saison froide, il est possible que cette couche de fonte en surface soit advectée lors du passage d'un cyclone extratropical causant des précipitations liquides sur le manteau neigeux (Stewart *et al.*, 1995). Cependant, s'il y a absence de la couche de fonte en surface lors du passage d'un cyclone extratropical, les précipitations produites resteront sous forme de neige. En somme, les conditions en altitude influencent la phase de la précipitation survenant lors d'événements de précipitation mixte.

Plusieurs études, telle que Stewart *et al.* (1995), Lachapelle et Thériault (2022), Thériault *et al.* (2010), Thériault et Stewart (2010) et Heymsfield *et al.*, (2021), explorent les processus de formation des différents types de précipitation pouvant subvenir durant la saison froide et autour de 0°C. La pluie verglaçante, le grésil et la neige mouillée sont des exemples de précipitation mixte qui peuvent être produits durant ces événements. Lors du passage des cyclones extratropicaux en saison de transition, l'advection d'air chaud en altitude au-dessus d'une masse d'air plus froide force l'air chaud à monter et à se condenser. Grâce à la friction avec le sol, une couche d'air froid peut rester en surface et prendre plus de temps à se déplacer (Stewart *et al.*, 1995). Dans ce cas, on dit qu'il y a présence d'une inversion de température en altitude. Les précipitations causées par le refroidissement adiabatique de l'air lors de la montée de la masse d'air chaud peuvent ainsi tomber dans une succession de couche de fonte et de regel. Ce sont les caractéristiques de ces couches qui affecteront la phase de la précipitation résultante au sol.

Dans la couche de fonte, une fonte partielle des hydrométéores est possible si la température ou l'épaisseur de la couche n'est pas suffisante. En effet, la taille des hydrométéores est régie par une distribution exponentielle négative (Marshall et Palmer, 1948). Or, une couche de fonte qui n'est pas suffisamment importante engendre une fonte partielle des hydrométéores de plus grande taille. Dans ce cas, des gouttelettes d'eau apparaîtront à la surface des branches du flocon. On parle alors de neige mouillée si l'eau à la surface du flocon ne gèle pas. S'il y a regel dans la couche de regel, on parle alors de flocon givré. Néanmoins, si la couche de fonte est plus importante, mais pas suffisante pour une fonte totale, il est aussi possible que les flocons continuent de fondre et atteignent une composition en eau supérieure à 60 %. On obtient alors un mélange de glace et d'eau (Stewart *et al.*, 2015 ; Thériault et Stewart, 2010).

Si la couche de fonte en altitude est suffisamment importante pour engendrer la fonte complète de tous les hydrométéores, ce sont les conditions atmosphériques présentes dans la couche de regel en surface qui déterminent le type de précipitation. Ainsi, cet empilement de couches d'air de différentes températures représente le premier de deux mécanismes qui peuvent engendrer la pluie verglaçante (Rauber *et al.*, 2000 ; Stewart *et al.*, 2015). En effet, c'est lors du passage de la précipitation liquide dans la couche de regel que la température de la précipitation liquide diminue pour potentiellement atteindre 0°C. Ainsi, si la goutte rentre en contact avec une surface froide, alors elle gèle. Ce premier mécanisme est présent surtout durant le passage d'un front chaud (Bresson *et al.*, 2017 ; Marinier *et al.*, 2022 ; Stewart *et al.*, 2015 ; St-Pierre *et al.*, 2019 ; Thériault et Stewart, 2010). De plus, ce premier processus peut représenter jusqu'à 62 % des processus observés lors de la formation de pluie verglaçante (Bernstein, 2000). Le deuxième mécanisme de formation de pluie verglaçante est associé à des processus impliquant la phase liquide seulement. Plus spécifiquement, il est nécessaire que la température dans le nuage soit moins que 0°C, mais que les noyaux de glaciation ne soient pas activés. Ainsi, des précipitations liquides peuvent atteindre la surface lorsque les températures sont moins de 0°C sans passer par la phase solide.

Néanmoins, lors d'épisodes caractérisés par une inversion de température en altitude, il est possible que la précipitation liquide gèle lors de son passage dans la couche de regel. Plusieurs facteurs peuvent influencer ce phénomène. La présence de noyaux de glaciations, tels que les cristaux de glace, est un premier facteur pouvant engendrer le regel des précipitations. En effet, la présence de noyaux de glaciation peut engendrer le gel de la précipitation surfondue. De plus, la température de la couche de regel elle-même peut influencer l'activation des noyaux de glaciations. Comme mentionné par Meyers *et al.* (1992), la concentration de cristaux de glace activée qui ont la capacité d'initier le gèle atteint un paroxysme à une température de $T = -5^{\circ}\text{C}$. Ainsi, si la température dans la couche de regel est suffisamment basse, les gouttes d'eau surfondues auront le temps de geler avant de toucher la surface. Comme expliqué par Thériault et Stewart (2010), plusieurs processus peuvent survenir lors du regel de la précipitation. Le gel s'effectue de l'intérieur vers l'extérieur si le noyau de glaciation est déjà à l'intérieur de la goutte d'eau et que celui-ci s'active avec une température suffisamment basse. Si le noyau de glaciation est activé, provient de l'extérieur et rentre en contact avec la goutte d'eau, le contact amorce le regel. Une couche de glace se forme ainsi à la surface de la goutte. La glace étant moins dense que sa phase liquide, la pression interne augmente à cause de l'expansion engendrée par le changement de phase. Cette pression interne peut devenir suffisamment importante pour faire éclater la goutte. Comme la distribution de taille des précipitations est représentée par une exponentielle décroissante, l'explosion des

hydrométéores en processus de regel tend à faire augmenter le nombre de cristaux de glace de petite taille (Marshall et Palmer, 1948). En effet, comme beaucoup de petits cristaux de glace sont créés, le nombre total d'hydrométéores augmente (Stewart *et al.*, 2015). Les plus petits cristaux de glace créés peuvent, à leur tour, agir comme des noyaux de glaciation et initier le gel de plusieurs hydrométéores. Or, il est possible que la pression interne due au regel en surface ne dépasse pas le seuil critique de pression interne. Ainsi, un gel complet des précipitations survient. On parle alors de grésil. Dans les deux cas, il est nécessaire que la couche de fonte ait causé la fonte totale des précipitations.

Une combinaison de phase pour la précipitation au sol est aussi possible. Cela peut arriver dans certaines conditions où les plus petits hydrométéores ont le temps de fondre, mais pas les plus gros. Les plus petits hydrométéores arrivent donc à la surface sous forme de bruine verglaçante après leur passage dans la couche de regel et les plus gros hydrométéores sous forme de neige mouillée. Ce type de processus survient généralement quand la température en surface est proche de zéro et que la couche de fonte en altitude est moins importante. En raison du contrôle de l'empilement des couches d'air en altitude, la variation temporelle de la température à un endroit tend à favoriser la formation d'un type de précipitation par rapport à un autre.

Le type de précipitation arrivant à la surface dépend non seulement de la température et de l'épaisseur de la couche de fonte, mais également de l'humidité relative dans l'atmosphère (Matsuo *et al.*, 1981 ; Stewart *et al.*, 2015). En effet, Heymsfield *et al.* (2021) a détaillé les relations entre la température, l'humidité et le processus de fonte qui affecte les particules dans la couche de fonte. Si l'humidité relative dans la couche de fonte est supérieure à 90 %, les précipitations solides fondent et deviennent liquides. Si les conditions sont dites sèches avec une humidité relative inférieure à 70 % avec des températures supérieures à 0 °C, les précipitations solides se subliment. Ainsi, il est possible d'observer des précipitations solides jusqu'à 6 °C.

Cortinas *et al.* (2004) ont étudié l'impact du cycle diurne de la température de l'air près de la surface sur la probabilité d'avoir du verglas ou de la bruine verglaçants. Ils ont montré que le moment le plus favorable à la présence de pluie verglaçante est juste avant le lever du soleil. En général, la température atteint son minimum à ce moment de la journée, favorisant ainsi la surfusion des gouttes de pluie qui tombent dans la couche près de la surface. De plus, les auteurs ont démontré que le verglas est plus souvent suivi par une période sans précipitation, comparativement au grésil, qui tend à se transformer en neige à la fin de l'épisode de précipitation.

Les hydrométéores solides, tels que la neige, grésil et grêle, qui pénètrent dans la couche de fonte peuvent avoir un effet sur la couche de fonte elle-même. En effet, lors de la fonte des précipitations solides en altitude dans une couche de fonte, les hydrométéores absorbent de l'énergie lors de la transition de solide à liquide, ce qui peut refroidir ou conserver la couche de fonte à une température constante de 0°C (Heymsfield *et al.*, 2021). Par conséquent, si le taux de précipitation est suffisamment important, la fonte des précipitations solides peut avoir un effet sur les conditions dans la couche de fonte. Ainsi, modifiant les conditions qui affectent les futures précipitations qui traversent la couche de fonte.

En somme, les conditions atmosphériques ainsi que les divers processus microphysiques qui régissent les échanges entre l'atmosphère et les hydrométéores (comme l'eau et la glace des nuages, la pluie, la neige, le grésil et la grêle) peuvent affecter le type de précipitation à la surface lors d'événements de précipitations mixtes hivernales. Compte tenu de l'importance potentielle des impacts de ces événements sur l'infrastructure et l'environnement, une diversité de méthodes diagnostiques a été développée dans le but d'améliorer leur prévision et de limiter leurs conséquences.

1.1.3 Diagnostic de la phase des précipitations dans les modèles numériques

Les outils permettant de simuler les événements de précipitation mixte sont les modèles numériques de prévision du temps ainsi que les modèles régionaux du climat (MRC). Différentes méthodes existent pour diagnostiquer la phase et la quantité des précipitations. Par exemple, le schéma de condensation de Sundqvist (Sundqvist *et al.* (1989) est intégré dans le modèle Global Environmental Multi-échelle (GEM; Côté *et al.*, 1998 ; Girard *et al.*, 2014 ; McTaggart-Cowan *et al.*, 2019a) pour représenter les nuages et précipitations. Le modèle GEM est à la base du système opérationnel canadien de prévision numérique du temps (périodes de 3 à 5 jours) ainsi que du modèle régional canadien du climat (MRCC), utilisé pour produire de longues simulations climatiques. Le schéma de Sundqvist dans le modèle GEM5 ne prédit que la quantité de condensats et de précipitations. Ainsi, le type de précipitations lors de l'usage de ce schéma est déterminé a posteriori par l'utilisation de techniques plutôt empiriques, telles que le schéma de Bourgoïn (Bourgoïn, 2000). Une autre manière de représenter les nuages et les précipitations est d'implémenter une description plus sophistiquée des processus microphysiques à l'aide de schémas microphysiques à simple ou double moment (Milbrandt et Yau, 2005 ; Morrison et Milbrandt, 2015 ; Thompson *et al.*, 2008). Ce dernier type de schéma sera exploré plus en détail dans cette étude.

Il convient de mentionner que la représentation des processus de condensation, de formation des nuages et de précipitations dans les modèles numériques doit prendre en compte une vaste gamme d'échelles. Cela implique la considération des processus qui s'étendent sur des échelles de quelques kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres, tels que la convection et les fronts, tout en prenant en compte les processus à des échelles très fines, comme la formation des gouttelettes et des cristaux de glace. Différents schémas de paramétrage dans les MRC permettent de représenter les processus sous-maïlles qui ne sont pas résolus par la grille du modèle. Selon Jouan *et al.* (2020), un schéma de condensation à échelle de la grille doit posséder trois composantes : une paramétrisation de la fraction nuageuse, un schéma de précipitation, et un schéma microphysique. Cholette *et al.* (2019) , Jouan *et al.* (2020), ainsi que Milbrandt *et al.* (2021), décrivent et explorent les améliorations possibles d'un schéma microphysique nommé le « Predicted Particle Properties » (P3 ; Morrison et Milbrandt, 2015). Ainsi, les versions les plus récentes du GEM à haute résolution et du MRCC (GEM5 et MRCC6) utilisent le schéma P3 plutôt que le schéma de Sundqvist pour représenter les nuages et précipitations. P3 permet de simuler l'advection de la précipitation et de nuages. Le module de fraction nuageuse sous-maïlle est toujours utilisé avec P3. Ce module permet d'adapter P3 à la représentation horizontale du modèle.

L'utilisation de P3 permet une représentation plus sophistiquée des processus microphysiques et inclut huit variables prognostiques additionnelles pour les nuages et précipitations en phase liquide et solide (quatre variables pour la phase liquide et quatre pour la phase solide). Les hydrométéores en phase liquide, c'est-à-dire l'eau des nuages et la pluie, évoluent selon les équations prognostiques pour le rapport de mélange et la concentration en nombre de ces hydrométéores : q (mass mixing ratio, en anglais) et N (number mixing ratio). Ces variables représentent respectivement la masse et le nombre d'hydrométéores par kilogramme d'air sec. Ainsi, on qualifie ce schéma de « schéma à deux moments et deux catégories » car il calcule simultanément les variables q et N pour les deux catégories d'hydrométéores (Jouan et al. 2020). Les quatre variables prognostiques pour la phase liquide sont : q_c , q_R , N_c et N_R , avec les indices c et R correspondant respectivement à l'eau de nuage et à la pluie.

Pour la phase solide, P3 utilise une catégorie de glace (hydrométéore solide de type libre) avec quatre variables prognostiques : le rapport de mélange total de glace ($q_{i,tot}$), le rapport de mélange de givrage ($q_{i,rim}$, rime mass mixing ratio, en anglais), la concentration en nombre total de glaces ($N_{i,tot}$, total ice number mixing ratio, en anglais), et le rapport de mélange de volume de givrage ($B_{i,rim}$, bulk rime volume mixing ratio, en anglais). Ces variables prognostiques sont spécifiquement choisies afin de représenter des propriétés physiques importantes des hydrométéores solides, telles que la densité des particules de glace et la fraction de givrage. La distribution de la taille des d'hydrométéore dans le schéma P3 est décrite par une fonction gamma.

La distinction entre la neige et le grésil peut être effectuée à l'aide des propriétés des particules de glace, telles que la fraction de givrage et la densité. Ensuite, la pluie verglaçante et la pluie sont distinguées en utilisant la température de l'air au niveau atmosphérique le plus bas du modèle (10 m) : si la température à ce niveau est inférieure à 0 °C, le schéma microphysique classe les précipitations comme de la pluie verglaçante. Néanmoins, d'autres processus sous-maille ont besoin d'être pris en compte afin de permettre une représentation plus fiable des précipitations lors d'événement mixte en saison de transitions.

Plusieurs processus et variables peuvent venir influencer ou peuvent être influencés par la microphysique qui est calculée par le schéma. Premièrement, la sédimentation dans le schéma P3 désigne le processus par lequel les précipitations tombent dans l'atmosphère sous l'effet de la gravité. Ce processus joue un rôle important dans la distribution de la taille des hydrométéores au sein d'un système de précipitations

et affecte l'évolution des propriétés des nuages et des précipitations simulées. Ainsi, la microphysique calculée par le schéma se retrouve impactée par la sédimentation.

Deuxièmement, une variable diagnostic fortement influencée par les schémas microphysiques est la fraction nuageuse. Celle-ci représente la fraction d'une cellule de la grille qui comporte des nuages. Le schéma P3 utilise des moyennes sur la grille du rapport de mélange et de la concentration de nombre de particules d'eau liquide (eau de nuages) et des condensés et de la glace (glace des nuages) pour diagnostiquer la fraction nuageuse. De plus, un seuil d'humidité relative est utilisé pour déterminer si la condensation est permise sur le niveau (Chosson *et al.*, 2014 ; Jouan *et al.*, 2020). Ce seuil est calculé en fonction de la variabilité du rapport de mélange sous-maille. De surcroit, comme les gouttelettes d'eau et les cristaux de glace dans l'atmosphère sont assumés non uniformes, une fraction nuageuse non uniforme est calculée. Cela permet ainsi d'avoir des précipitations à l'intérieur de certaines parties d'un même nuage et de retourner une fraction de précipitation plus vraisemblable sur la grille. Lorsque l'atmosphère est sous-saturée, la fraction de précipitation est prise comme étant celle du niveau au-dessus. Cela permet de conserver une uniformité verticale de la précipitation lorsque l'environnement sous le nuage est sous-saturé.

Troisièmement, la convection est aussi un processus sous-maille qui doit être pris en compte par les MRC et plus précisément les CPMRC qui permettent la convection. Comme décrit par McTaggart-Cowan *et al.* (2019a), le schéma microphysique reçoit les différentes variables qui sont calculées par le schéma de convection. Par conséquent, les précipitations convectives produites par le schéma de convection sont prises en compte pour les précipitations totales calculées par P3. De ce fait, la convection est importante et doit être prise en compte dans une simulation, car elle permet de représenter les mouvements verticaux de l'atmosphère turbulente et les changements dans la quantité d'eau dans l'atmosphère. De plus, la représentation de la convection profonde aide représenter la formation nuageuse (Lucas-Picher *et al.*, 2021 ; Jouan *et al.*, 2020 ; McTaggart-Cowan *et al.*, 2019a).

Le traitement de la convection profonde varie avec la résolution spatiale du modèle. Les modèles climatiques utilisant une grille plus grande que 4 km de résolution, la convection profonde est paramétrée. En revanche, lorsque le modèle est configuré pour produire des simulations à une résolution inférieure à 4 km, la convection profonde est calculée explicitement sans paramétrisation. On parle alors des modèles permettant la convection (CPMRC, convective-permitting models en anglais). Le schéma de convection

profonde utilisé dans le modèle GEM5 est décrit en détail par Kain et Fritsch, (1990) et Kain et Fritsch, (1992). Des modifications ont ensuite été apportées au schéma par McTaggart-Cowan *et al.* (2019a) et McTaggart-Cowan *et al.* (2019b). Ces modifications visent à améliorer l'utilisation de la convection profonde lorsque les simulations possèdent des résolutions dites dans la « zone grise ». Cette zone ($\Delta x > 1$ km) est la résolution à laquelle la convection peu profonde commence à être résolue tout en ne l'étant pas parfaitement par le modèle. Cette résolution partielle de la convection peu profonde affecte les mouvements dans l'atmosphère et dans la couche limite.

De ces faits, la microphysique a directement un impact sur la convection. Les particules peuvent absorber de l'énergie ou en émettre lors de changement de phase ce qui vient modifier le bilan énergétique dans la couche atmosphérique. De plus, la fraction nuageuse vient directement influencer le bilan radiatif au sol et dans l'atmosphère en venant modifier la quantité de rayonnement qui atteint le sol (Jouan *et al.*, 2020).

Les avancées dans le développement des MRC et dans les schémas physiques utilisés par ceux-ci pour la représentation des processus sous-maillages permet l'utilisation d'une résolution plus fine. Cette résolution plus fine est un facteur déterminant lors de la simulation de précipitation (Kim *et al.*, 2022 ; Fumière *et al.*, 2020 ; Lucas-Picher *et al.*, 2017 ; Di Luca *et al.*, 2012). Tel que démontré par St-Pierre *et al.* (2019), l'augmentation de la résolution à l'intérieur des MRC affecte le type de précipitations simulées lors d'un événement. Cette augmentation de la résolution aide à mieux représenter les précipitations lors d'événements présentant des précipitations mixtes et de la pluie verglaçante. En utilisant le modèle MRCC5 à 0,11°, 0,22° et 0,44°, piloté par ERA-Interim et Bourgouin (2000) comme algorithme de partition du type de précipitations, ils ont montré que les simulations avec des résolutions de 0,11° et de 0,22° affichent une meilleure performance dans la représentation des événements de pluie verglaçante. De plus, Cholette *et al.* (2015) ont démontré que la représentation topographique de la vallée du fleuve Saint-Laurent à l'intérieur du MRCC5 a un impact significatif sur la canalisation des vents de bas niveau le long de la vallée. Cette canalisation affecte ultimement le gradient vertical thermique. Cela souligne l'importance d'une représentation précise de l'orographie dans les modèles régionaux du climat pour assurer des prévisions fiables du type et de la quantité des précipitations. Ainsi, une résolution plus élevée permet de mieux définir l'orographie, ce qui affecte le gradient vertical simulé. Une autre étude effectuée par Pieri *et al.* (2015) explore l'impact de la résolution et de la paramétrisation de la microphysique à l'intérieur des modèles CPMRC et des modèles MRC. Il montra que le choix fait pour la paramétrisation de la microphysique a un impact sur les événements de fortes intensités. Ainsi, plusieurs études démontrent

l'impact des différentes paramétrisations sur la précipitation simulée par les modèles régionaux et l'importance d'une évaluation rigoureuse de leur qualité.

1.1.3.1 Évaluations des modèles régionaux du climat

Dans le but d'évaluer la représentation de la précipitation simulée par les MRC et les CPMRC, différents produits existent. Tout d'abord, une comparaison avec des observations de surface à l'aide de réseaux de stations météorologiques peut être effectuée. Ces stations peuvent être équipées de différents instruments dans le but de déterminer la phase et la quantité de la précipitation durant les événements de précipitation mixte. Des jauges de précipitations à chaque station permettent de déterminer la quantité de la précipitation tombée durant un pas de temps prédéfini. Des disdromètres installés aux stations météorologiques permettent de déterminer le type de précipitations à l'aide de la distribution de taille et de vitesse de la précipitation tombant durant le pas de temps donné (Battaglia *et al.*, 2010). De plus, des instruments météorologiques, tels que des thermomètres et des anémomètres, peuvent aider à mieux comprendre les différents événements aux stations. Néanmoins, les observations de surface possèdent des limitations, telles que la sous-captation par les jauges de précipitations à cause du vent ou la résolution temporelle de l'instrument. Ces limitations peuvent influencer les résultats obtenus et affecter l'évaluation des modèles (Kochendorfer *et al.*, 2022 ; Thériault *et al.*, 2012). Un contrôle de qualité rigoureux doit alors être effectué pour assurer la qualité de l'étude et de l'évaluation.

D'autres types de produits, tels que les produits sur grille, permettent l'évaluation des modèles régionaux du climat. Ces produits permettent l'évaluation des différentes variables simulées (e.g. précipitation, température, etc.) par les modèles. Or, plusieurs types de produits sur grille existent.

Le produit DAYMET (Thornton *et al.*, 2021) de la NASA est formé par l'interpolation de données de stations et d'observations satellitaires sur une grille à 1 km. Il permet la comparaison des différentes variables grillées simulées par le modèle avec des observations sur une base journalière. Ce type de produit possède cependant des limites dues à la qualité des observations et à sa résolution temporelle journalière, qui ne permet pas une comparaison horaire.

Pour effectuer une comparaison à l'aide de produit sur grille aux heures, il est nécessaire d'utiliser une réanalyse comme ERA5 (31 km; Hersbach *et al.*, 2020) ou ERA5-Land (9 km; Muñoz-Sabater *et al.*, 2021). ERA5 est une réanalyse produite à l'aide de l'assimilation de données d'observation sur un modèle

climatique basée sur l'Integrated Forecasting System (IFS) du European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). ERA5-land représente la réanalyse de surface. Les observations dans le produit ERA5-land sont prises en compte dans le forçage atmosphérique provenant de la réanalyse atmosphérique ERA5. Ainsi, les observations n'ont pas une influence directe sur le produit ERA5-land, mais elles impactent tout de même différentes variables simulées par le schéma de surface. La différence majeure entre ERA5-Land et ERA5 est due à l'interpolation non linéaire effectuée pour obtenir une résolution de 9 km avec des variables d'entrée thermodynamique corrigées. Ces produits permettent une comparaison horaire des différentes variables simulées par les MRC.

Un autre produit d'analyse qui permet d'évaluer les précipitations formées à l'intérieur de modèles est le Canadian Précipitation Analysis (CaPA 10 km; Fortin *et al.*, 2018). Ce produit provient de l'assimilation de données d'observation avec un modèle sélectionné. Pour tous les produits d'assimilation de donnée, il existe des limites détaillées dans leur article respectif. Une limite courante est l'erreur du modèle utilisé pour produire la réanalyse ou l'analyse sur grille. Tous les modèles climatiques possèdent une erreur numérique. Néanmoins, les produits d'analyse visent à minimiser l'erreur modèle grâce à l'assimilation de données d'observation. Cette minimisation de l'erreur dans ces produits permet une évaluation de la qualité des modèles grâce à l'utilisation de ces produits.

En résumé, plusieurs produits peuvent être utilisés pour évaluer la qualité des résultats provenant de MRC et CPMRC. Ils proviennent de réseau d'observation interpolé sur une grille ou de réanalyse.

1.1.4 Objectifs et approche

Les MRC et les CPMRC jouent un rôle important dans la réduction des impacts liés aux événements mixte durant les saisons de transitions. Or, la représentation des processus microphysiques à l'intérieur de ces modèles est complexe et nécessite une grande puissance de calcul. Il est donc nécessaire d'explorer et d'analyser la représentation des différents phénomènes simulés par les MRC et CPMRC qui amène à des précipitations mixte ou verglaçante à l'aide de schéma microphysique.

Le but de cette étude est d'évaluer la valeur ajoutée apportée par l'augmentation de la résolution sur la représentation de la quantité et de la phase des précipitations mixtes simulées par le Modèle Régional Canadien du Climat version 6 (MRCC6/GEM5). Les hivers 2020-2021 et 2021-2022 entre octobre et avril

seront simulés à des résolutions de 12 km (CRCM6-12km) et de 2.5 km (CRCM6-2.5km) car des mesures de la quantité et de la phase des précipitations sont disponibles durant ces périodes.

Premièrement, une étude de la quantité totale et de la température moyenne à 2 m au cours des deux hivers est effectuée à l'aide de produits utilisés comme référence et d'observation provenant d'un réseau automatique de station. Différentes statistiques sont calculées en mettant en comparaison les produits de référence, les observations et les simulations. Par la suite, une comparaison de la quantité totale de précipitation et de la fraction de chaque type de précipitations est menée. Cette comparaison est effectuée à l'aide des observations aux stations et des variables au point de grille simulé le plus proche des stations. De plus, le biais total de l'accumulation pour chaque type de précipitation sur l'ensemble des deux périodes est étudié. Cette comparaison permet d'évaluer la représentation de la quantité et de la fraction de chaque type de précipitation produites par le modèle. Deuxièmement, l'occurrence d'événements de plusieurs types est étudiée. En effet, le nombre d'événements simulés est classifié selon la durée et est comparé aux observations du réseau de stations automatiques. Les événements liquides, solides et mixtes sont comparés. L'analyse est poussée en regardant l'occurrence du nombre d'heures simulées et observées où la précipitation est mixte durant les événements mixtes. Troisièmement, l'événement avec le maximum de nombre d'heure et de quantité de précipitation mixte ou verglaçant est analysé. Une étude plus poussée en utilisant la station du site NEIGE de la forêt montmorency permet d'étudier la chronologie, la quantité et la phase de la précipitation simulée et observée lors d'événement. De plus, une étude de la couche de fonte en altitude et de la réflectance à l'aide du radar au site NEIGE de la forêt Montmorency et des simulations est menée.

Ce mémoire est organisé comme suit, le chapitre 2 est un article scientifique qui sera soumis à un journal scientifique avec révision par les paires. La section 2.1 représente l'introduction de l'article. La section 2.2 décrit les données de référence, le contrôle de qualité et ces limites, les simulations et la méthodologie utilisée dans le cadre de cette étude. Les résultats sont explorés dans la section 2.3, 2.4 et 2.5. La discussion et la conclusion sont données dans la section 2.6. Finalement, le chapitre 3 donne la conclusion de ce mémoire en français.

CHAPITRE 2

ÉVALUATION DE LA VALEUR AJOUTÉE PAR L'AUGMENTATION DE LA RÉOLUTION SUR LA PHASE DES PRÉCIPITATIONS SIMULÉES PAR LE MODÈLE RÉGIONAL DU CLIMAT VERSION 6.

Ce chapitre, présenté sous la forme d'un article scientifique rédigé en anglais, sera soumis à un journal scientifique avec revue par les paires. L'article porte sur l'impact de la résolution spatiale sur la quantité et la phase des précipitations par le Modèle Régional Canadien du Climat version 6 (MRCC6/GEM5).

**EVALUATION OF THE VALUE ADDED BY INCREASING THE RESOLUTION ON THE
PRECIPITATION PHASE SIMULATED BY THE CANADIAN REGIONAL CLIMATE MODEL
VERSION 6.**

by

Olivier Chalifour^{1*}, Julie M. Thériault¹, Biljana Music²

¹Centre pour l'Étude et la Simulation du Climat à l'Échelle Régionale (ESCER), Department of Earth and
Atmospheric Sciences, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada

¹Consortium Ouranos, Montréal, Québec, Canada

*Corresponding author: chalifour.olivier@courrier.uqam.ca

ABSTRACT

Throughout the winter months in Québec, Canada, a variety of precipitation types can reach the surface, which can lead to catastrophic consequences. For instance, rain-on-snow events can accelerate snow melt and subsequently contribute to flooding. Furthermore, freezing rain and ice pellets can impact road conditions and power distribution. To better predict and mitigate the effects of these in future climates, it is imperative to improve our understanding and representation of precipitation types in climate models. Given the uncertainties associated with these weather events due to climate change, convection permitting climate models have become valuable tools for predicting and mitigating their impacts. The objective of this study is to investigate how the spatial resolution affects both the precipitation amount and type. To achieve this, simulations at 12 km and 2.5 km grid spacing are conducted between October and April for the years 2020-2021 and 2021-2022. The results are then compared with field observations and several gridded reference products. First, a comparison of total precipitation accumulation and the mean 2 m air temperature is made. Then, an analysis of each type of precipitation at the station's location was performed. The evaluation shows that the 2.5 km simulation better represents surface air temperature with gridded products and total precipitation accumulation at station locations. In contrast, the 12 km simulation is closer to the gridded products for the accumulated precipitation amounts over both winters and across the region. A case analysis of a winter storm shows that the 2.5 km simulation better represents the timing and type of precipitation during the event. Ultimately, this study suggests that higher resolution leads to a better representation of mixed precipitation.

2.1 Introduction

Severe winter meteorological events that occur at temperatures near 0°C can cause major damage to infrastructure such as the 1998 Ice storm over eastern North America (Henson et al. 2007; Henson et Stewart 2007; Lecomte et al. 1998; Thériault et al. 2010) and the 2023 April ice storm in Montréal. Freezing rain can also have a considerable ecological impact. The ice accumulation on the snowpack can threaten wildlife that relies on digging in the snowpack for food (Bartsch *et al.*, 2010). Finally, rain-on-snow events can also lead to potentially catastrophic consequences. Rain falling on the snowpack during the spring accelerate melting and can lead to flooding events (Buttle *et al.*, 2016).

The precipitation type reaching the surface (e.g. rain, freezing rain, ice pellets, snow, or a mixture of these hydrometeors) depends on the vertical temperature structure in the atmosphere (Stewart et al., 2015; Sims et Liu, 2015). As shown in Stewart et al. (2015) rain-snow transitions can be associated with two types of vertical temperature profiles. First, when there is a melting layer (temperatures > 0°C) near the surface, wet snow and rain can reach the surface. Second, when there is a melting layer aloft and a subfreezing layer (temperatures < 0°C) below it, freezing rain and ice pellets can reach the surface. The exact type of precipitation depends on the melting extent while precipitation falls in the melting layer. If partially melted precipitation falls in a subfreezing layer near the surface, the supercool drops will freeze into ice pellets. In contrast, if precipitation completely melts, the supercooled drops will freeze upon impact with the subfreezing surface. Supercooled drops could also refreeze before reaching the surface if locally produced ice crystals are collected, initiating freezing, leading to ice pellets (Pruppacher et al., 1998; Lachapelle et Thériault, 2022).

Cloud and precipitation are produced using various approaches in atmospheric models. First, condensation schemes are often used in coarser gridded models. For example, the scheme Sundqvist et al. (1989) is used in the Global Deterministic System and the Regional Deterministic System used for numerical weather prediction at Environment and Climate Change Canada as well as in the Canadian Regional Climate Model version 5 (CRCM5; McTaggart-Cowan et al., 2019a). This type of scheme only predicts the amount of condensate, and the type of precipitation is diagnosed using empirical techniques, such as (Bourgouin, 2000). Second, cloud and precipitation can also be explicitly predicted using single- or double-moment bulk microphysical schemes (e.g. Milbrandt et Yau, 2005 ; Morrison et Milbrandt, 2015 ; Thompson *et al.*, 2008). Bulk schemes predict moments of an analytic size distribution of hydrometeors categories, including rain, snow, cloud ice, liquid clouds, graupel and hail. For example, a double-moment scheme

predicts both the number concentration and the mass-mixing ratio (Milbrandt et Yau, 2005). In contrast, the Predicted particle properties (P3; Morrison et Milbrandt, 2015) predicts only one ice category where the properties of the ice-phase clouds and precipitation can evolve within the size distribution.

The increasing computational power enables running climate models at finer grid spacing. St-Pierre et al. (2019) showed that freezing rain occurrence is improved when using a grid spacing of 0.11 ° compared to coarser ones using the CRCM5. Cholette et al. (2015) demonstrated that the low-level wind channelling is improved with increasing the resolution of the CRCM5, mainly because the orography is better defined. This wind-channelling effect during the winter can produce a favourable vertical temperature profile for freezing rain (Ressler *et al.*, 2012).

The occurrences of mixed precipitation will change with global warming. Matte et al. (2019) found a northern shift of the maxima of mixed precipitation events using 0.11 °. Furthermore, Marinier et al. (2022) showed a northern shift of the freezing precipitation over southern Québec, but with some increase due to the presence of warm clouds. Cholette et Thériault (2021) showed that cloud processes aloft can impact the distribution of precipitation types at the surface in warmer climate conditions. Using larger-scale models, Jeong et al. (2019) demonstrate that the model has a generally good representation of rain-on-snow events and show that these events will increase between November and March with climate change. Furthermore, McCray *et al.* (2022) showed the uncertainties associated with the changes in freezing rain over North America with climate change.

Given that the timing, amount, and phase of precipitation during the winter can lead to catastrophic consequences and that they will evolve with climate change, it is crucial to improve its representation in regional climate models. The goal of this study is to evaluate the ability of the Canadian Regional Climate Model version 6 (CRCM6/GEM5) to simulate the precipitation amount and type at 12 km and 2.5 km grid spacing. To do so, CRCM6/GEM5 simulations are used for two winters (October to April 2020-2021 and 2021-2022). Precipitation amount and type are compared with available observations. These include existing gridded databases such as the enhanced global dataset for the land component of the fifth generation of European ReAnalysis (ERA5-Land, Muñoz-Sabater *et al.*, 2021) and the Canadian Precipitation Analysis (CaPA, Fortin *et al.*, 2018), as well as, automatic precipitation amount and phase measurements over southern Québec.

This paper is organized as follows. The methodology is given in section 2. The results are presented in Section 3. These include an evaluation of the simulation against gridded observations, precipitation phase measurements at stations as well as during a case study. The discussion is given in Section 4 and the conclusion in Section 5.

2.2 Experimental design

This study is conducted over two winters, between October and April of both 2020-2021 and 2021-2022. Both years are climatologically different. As stated by the monthly summary from the Québec government (Québec, 2021), the 2020-2021 mean winter temperature was 4.9°C warmer compared to the 1981-2010 normal. Moreover, the water equivalent of the snowpack at the end of February only accounted for 92% of the normal. The second year was colder with a -2.0°C mean temperature difference in February compared to the 1981-2010 normal. Moreover, 51% more snow was registered in February in the southern portion of Québec compared to the 1981-2010 normal (Québec, 2022). Those two years are selected for the maximum availability of observational data. The smaller domain shown in Figure 1, which encompasses all the stations, will be used for the evaluation.

2.2.1 Model Configurations

Two simulations were conducted with the Canadian Regional Climate Model version 6 (CRCM6/GEM5) at spatial meshes (Figure 1). The coarser grid spacing used a resolution of 0.11° (~12 km) over North America and the finer one used a resolution of 0.0225° (~2.5 km) over eastern Canada. The 12 km simulation (CRCM6-12km) is driven at the lateral boundaries by ERA5 reanalysis on a 0.25° mesh and spectral nudging is used. The simulation started on 1 January 2000, allowing over 15 years of spin-up before running the highest resolution. Finally, the CRCM6-12km was used to drive the 2.5 km simulation (CRCM6-2.5km) and it started on 1 September 2015 until 31 May 2022. Only the years 2020-2022 were used in this study.

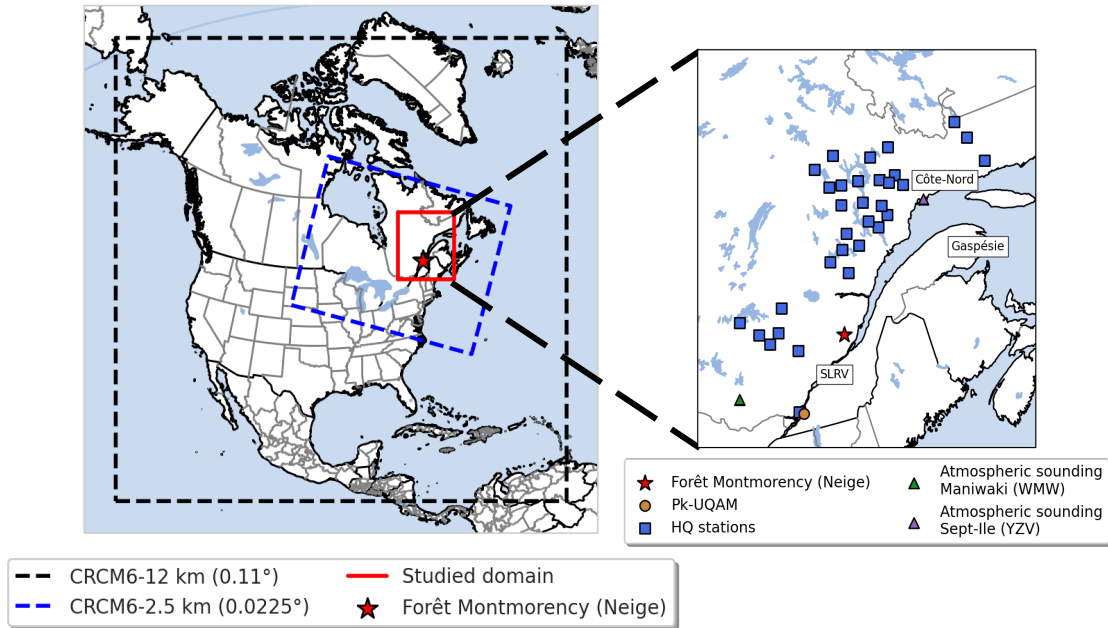


Figure 2.1 The domain of the CRCM6/GEM5 simulations used in this study. The CRCM6-12km is in black, the CRCM6-2.5km is in blue, and the station observation network used is represented by the blue squares. The Forêt Montmorency NEIGE site is represented by the red star and the UQAM-PK station is represented by the yellow circle. Sounding stations located inside the studied domain are represented by triangles. The Saint-Lawrence River Valley (SLRV), the Côte-Nord region and the Gaspésie Peninsula are indicated.

The simulations use similar configuration, except for spectral nudging, CRCM6-12km only, and the number of vertical levels. CRCM6-12km uses 71 computational vertical levels with a 10 hPa top level, and the CRCM6-2.5km uses 66 computational vertical levels with a 25 hPa top level. This is necessary to drive the finer grid spacing simulation. Simulation outputs are hourly and archived on 16 pressure levels, with a top level of 10 hPa. A time step of 300 sec and 60 sec are used by CRCM6-12km and CRCM6-2.5km, respectively.

The parameterizations are similar for both simulations, except for the treatment of convection. First, the land-surface processes are parameterized by the Canadian Lake And Surface Scheme (CLASS, Verseghy 2012). The lakes are represented by the module Fresh-water Lake Model (FLake, Mironov *et al.*, 2003). CRCM6-12km uses the Bechtold scheme (Bechtold *et al.*, 2001) shallow convection scheme and the Kain-Fritsch scheme (Kain et Fritsch, 1990 ; McTaggart-Cowan *et al.*, 2019) deep and mid-level convection

scheme. In contrast, CRCM6-2.5km uses the Kuo-Transient scheme (Bélair *et al.*, 2005) to solve shallow convection and no deep or mid-level convection scheme is used as it is solved explicitly by the microphysical parameterization. A cloud fraction scheme (Jouan *et al.*, 2020) is used in both simulations.

The Predicted Particle Properties (P3, Morrison et Milbrandt, 2015) microphysics scheme is used in both simulations to simulate clouds and precipitation. This version of P3 predicts two-moment liquid clouds, rain, and ice. The ice properties can freely evolve within the size distribution. The mass mixing ratio and the total number concentration are predicted for all hydrometeor categories. The predicted riming fraction is used. The precipitation type reaching the surface predicted by P3 is used. However, ice pellets and freezing rain need to be diagnosed. Freezing rain is diagnosed when the air temperature's lowest vertical level is $< 0^{\circ}\text{C}$. Ice pellets occur when rimed ice and/or snow reaches the surface with a warm layer aloft as in Benjamin *et al.* (2016).

2.2.2 Observational network

A total of 35 hydrometeorological stations were used to evaluate the precipitation amount and phase. First, 33 meteorological stations are provided by Hydro-Québec, and two are provided by the Adaptable Earth Observation System (Figure 2.1). Each station is equipped with a disdrometers, a single-Altitude precipitation weighing gauge (Geonor or OTT Pluvio²), a thermometer at 2 m, and anemometers at 2.5 m and 10 m above ground level. The disdrometers of the Hydro-Québec network are radar-based LUFFT WS100, while the two others are optical-laser disdrometers (OTT Parsivel 2).

The data quality control was conducted in a systematic manner and is presented in Appendix A. Temperature, relative humidity, wind speed, and direction thresholds were applied to the respective data to ensure the quality and continuity of the dataset. First, temperature missing data were noted and filled using nearby coupled stations used for snowpack height measurement in the dataset. The altitude differences between some stations were noted and the temperature was adjusted using standard atmosphere (Gregg, 1923 ; Vionnet *et al.*, 2015). Second, the segmented neutral aggregating filter from Ross *et al.* (2020) is applied to precipitations to ensure the quality. Third, precipitation undercatch due to wind speed is adjusted using the universal transfer function from Kochendorfer *et al.* (2017). Fourth, an hourly precipitation threshold of 0.2 mm h^{-1} is used to filter noises. This threshold is defined as a trace by Environment and Climate Change Canada (Canada, 2011) and is used in multiple studies such as Chartrand

et al. (2023) and Marinier *et al.* (2022). Finally, a station rejection threshold of 10% of missing data over one season is applied to the observation data.

The output frequency is 15-minute and variables were aggregated hourly from October to April. All the meteorological data were averaged over the hour, while additional manipulations were needed to obtain the precipitation accumulation of each type. First, the 15-min precipitation type is identified at each site. Both types of disdrometer record 15-min liquid (60), solid (70), sleet (mix of solid and liquid; 69) and freezing rain (67) while only the optical laser disdrometer records ice pellets (79). The detected ice pellets were then included in the solid precipitation categories for our analysis. Second, the 15-min type of precipitation is associated with an amount. At this stage, five precipitation type categories are defined for the hourly basis precipitation sum: Liquid (LIQUID), Solid (SOLID), freezing rain (FR), a mix of solid and freezing rain (MIXFR) and a mix of solid and liquid (MIX). Finally, the hourly aggregation of precipitation is conducted. For example, if one 15-minute time-step reports 1mm of solid precipitation and two 15-minute time-steps report 4 mm of liquid precipitation, it results in a total of 5 mm of a mix of solid and liquid (MIX) hourly. A fraction of liquid and solid amounts of precipitation can also be computed.

Given that the phase of the precipitation also depends on the vertical temperature structure, atmospheric soundings were used to evaluate the vertical temperature structure aloft. Two stations are included in our studied domain (Maniwaki (WMW) and Sept-Iles (YZV)). Data is available at 0000 UTC and 1200 UTC daily. The elevation of the 0°C isotherm was evaluated.

2.2.3 Methodology

The CRCM6-12km and CRCM6-2.5km were evaluated in a systematic manner using gridded-data sets, vertical temperature profiles and station observations. To further show the difference between CRCM6-12km and CRCM6-2.5km

2.2.3.1 Gridded datasets

To evaluate the impact on the precipitation amount and 2 m air temperature, ERA5-Land (Muñoz-Sabater *et al.*, 2021), CaPA (Fortin *et al.*, 2018) and DAYMET V.4 (Thornton *et al.*, 2021) are used to compare the temperature and precipitations over the studied domain. All the observational products and the CRCM6-2.5km are aggregated to the CRCM6-12km coarsest grid using bilinear interpolation. This allows spatial

differences, spatial biases, and temporal biases at each grid point to be calculated. An assessment of the different spatial biases over the year also results from that comparison. Moreover, each product is also aggregated to a daily timestep to enable comparison with DAYMET. A comparison with multiple gridded products allows a better assessment of the impact of the resolution by placing the CRCM6/GEM5 into perspective with other already available products.

The 2-year daily RMSE and 2-year daily bias of the 2-m air temperature, as well as the total precipitation amount were evaluated. The total spatial bias is used to evaluate the difference for the total annual precipitation amount of each precipitation type, the 2-m air temperature and total precipitation accumulation in water equivalent. The same bias and RMSE definition is used as in Vionnet *et al.* (2015).

Because there is a link with the 2-m air temperature and the precipitation type reaching the ground, the number of hours where temperatures are near-0°C ($-2^{\circ}\text{C} \leq T \leq 2^{\circ}\text{C}$) and the number of hours where precipitation occurs within that temperatures range is investigated. Both CRCM6 resolutions are compared to ERA5-Land and observations. Daymet is excluded from that comparison as the data are on a daily time step. This assessment allows a comparison of the variability of the model and bias regarding precipitation occurring at near-0°C surface temperature. Moreover, the elevation of the 0°C-isotherm aloft at the two sounding locations were computed. Both model simulations are compared to the measurements and the mean difference in altitude of the 0°C-isotherm over the period is quantified.

2.2.3.2 Station data

Simulated precipitations and 2-m air temperatures at the station's location were extracted from the closest grid point and the temperature is corrected to the station altitude using the standard atmosphere lapse rate (Gregg, 1923 ; Vionnet *et al.*, 2015). Four quantities of precipitation are output on an hourly basis by the model: Snow (SN), Rain (RN), Freezing Rain (FR) and Ice Pellet (IP). As mentioned in the observation network section and for consistency, the ice pellet type is combined with the snow variable in a single category called Solid (SOLID) precipitation. The precipitations are grouped into five precipitation type categories: Liquid (LIQUID), Solid (SOLID), freezing rain (FR), a mix of solid and freezing rain (MIXFR) and a mix of solid and liquid (MIX). For example, if the simulation output states that 1 mm of Solid (SOLID) precipitation and 1 mm of Rain (RN) fell during that time step, the precipitation during that time step becomes 2 mm of a mix of solid and liquid (MIX). This process ensures that the simulated quantity of each type is consistent with the observation. As shown by Marinier *et al.* (2022) a minimum threshold of 0.2

mm h⁻¹ for the simulated precipitation brings the results closer to observation. This threshold is applied to the simulation data to discriminate traces of precipitation over actual precipitation.

Daily accumulated precipitation and 2-m air temperature from the grid point closest to the station locations were then compared to the station observations using a Taylor diagram (Taylor, 2001). Temporal standard deviation was computed based on the daily time series, along with RMSE and Pearson correlation between the values at the grid point closest to the stations and the data from the stations.

Using the network of stations, the fraction and total precipitation amounts represented by each precipitation type are investigated at each station location using the closest grid point. The number of hours of precipitation depending on the temperature is investigated for each type. The observed number of hours for each type of precipitation is obtained by combining each automatic station over the domain. As stated by Jennings et al. (2018), the 50% rain-snow temperature threshold (T_{50}) is an important metric and represents the temperature at which rain and snow have an equal frequency. This metric will be used in this study to compare the microphysics precipitation type repartition of both resolutions with the observation.

2.2.3.3 Precipitation event duration and case study

According to the classification detailed by Bresson et al. (2017), the duration of an event (in hours) refers to the overall period between the onset of precipitation until the end of the precipitation event. To avoid the potential overcounting of very short events, a time gap of 6 hours without precipitation is allowed within events.

Three distinct types of events are used in this study and are defined as follows:

1. Liquid precipitation events are exclusively composed of liquid precipitation.
2. Solid precipitation events exclusively involve solid forms of precipitation.
3. Mixed precipitation events include events featuring a minimum of one hour of MIX, MIXFR, and FR precipitation.

The impact of a mixed precipitation event is influenced by the number of hours exhibiting mixed, freezing mixed, and freezing rain precipitation. This metric represents the cumulative count of hours characterized by these types of precipitation. The number of hours exhibiting MIX, MIXFR, and FR precipitation is used in this study to compare the impact of the resolution on the mixed precipitation occurrences.

Using the event with the greatest number of hours of mixed precipitation and that has the greatest hourly mixed precipitation amount, a case analysis of the event is conducted using the Forêt Montmorency NEIGE site (figure 1). The 2-m air temperature and precipitation amount and type during the event are compared to observation from the station's network. Moreover, the reflectivity and Doppler vertical velocity of the precipitation are compared using the (MRR) radar at the Forêt Montmorency NEIGE site. The simulated reflectivity and mass mixing ratio from the P3 microphysics scheme are also investigated.

As detailed by Morrison et Milbrandt (2015), the mass mixing ratio that is calculated by P3 corresponds to the mass of hydrometeor per kilograms of air. This comparison allows a better comparison of the simulated and observed melting layer aloft. The simulated radar reflectivity is also calculated by the model. As stated by Morrison et Milbrandt (2015) and described by Smith (1984), the simulated reflectivity inside the model is calculated assuming Rayleigh scattering. The P3 microphysics scheme uses the particle density parameters and the predicted size distribution of the precipitation. Limitations of this approach are discussed in Milbrandt et Yau (2005).

2.3 Model evaluation using gridded datasets

2.3.1 Evaluation of the 2-m air temperature

The mean 2-m air temperature was evaluated between October and April for both winters with respect to each dataset (Figure 2.2). CRCM6-12km is generally colder, especially in the northern regions, compared to ERA5-land. However, CRCM6-12km is warmer to the south when compared to DAYMET. CRCM6-2.5km seems to produce a warm bias south when compared to ERA5-Land and is colder over the Côte-Nord region. DAYMET generally leads to a similar bias. In summary, both resolutions of the model shows a warm bias in the southern portion of the domain and a cold bias in the northeastern part of the domain when compared to both products.

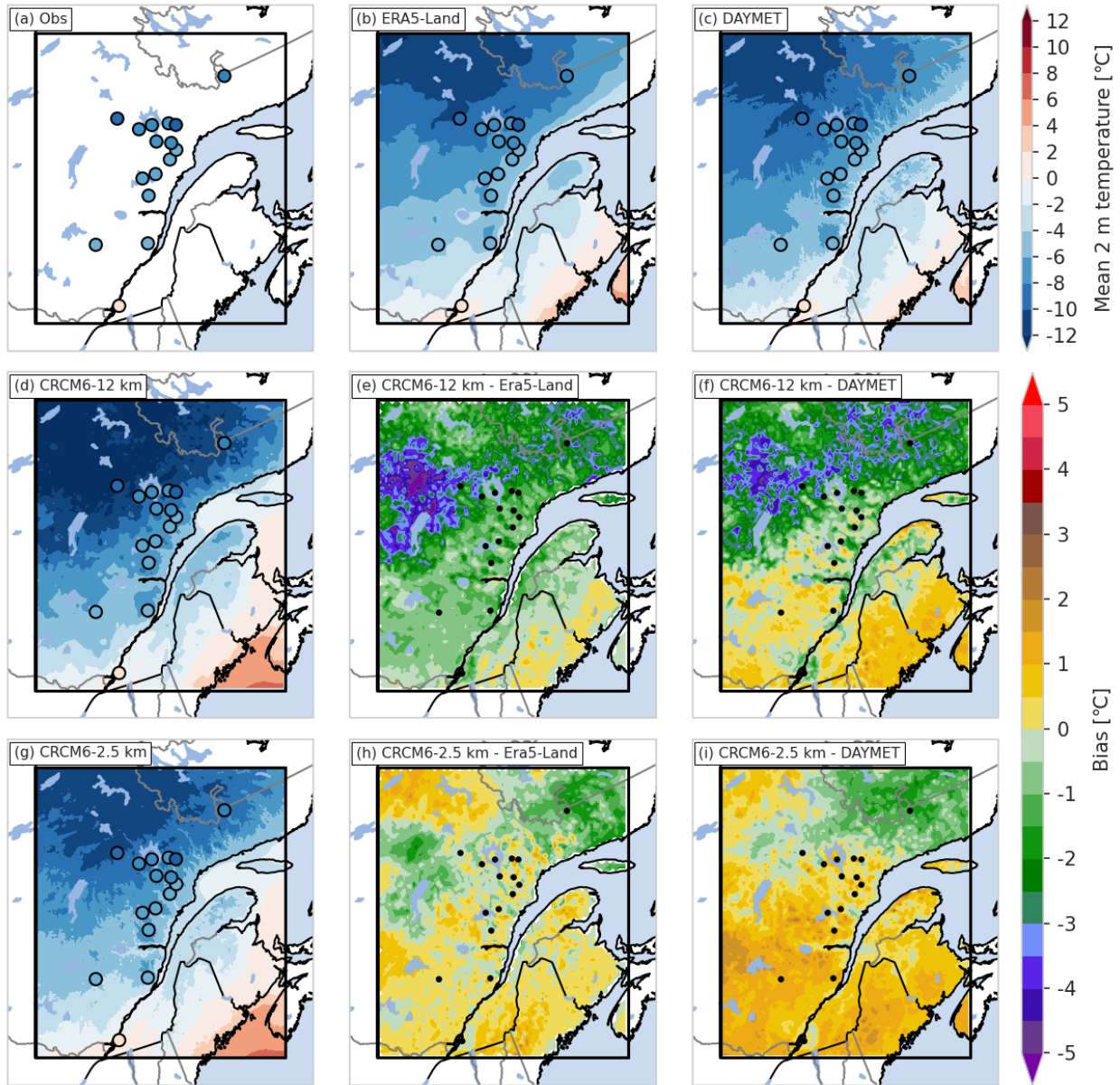


Figure 2.2 The average 2-m air temperature for (a) the observation, (b) ERA5 – Land, (c) DAYMET, (d) CRCM6-12km and (g) the CRCM6-2.5km. (e),(f) The daily 2-m air temperature bias between the CRCM6-12km and ERA5-Land and DAYMET, respectively. (h), (i) The daily 2-m air temperature bias between the CRCM6-2.5km and ERA5-Land and DAYMET, respectively.

The spatial biases and RMSE of CRCM6-12km and CRCM6-2.5km are shown Figure 2.3. The CRCM6-12km is generally colder than the CRCM6-2.5km when compared to all gridded products. CRCM6-2.5km produced a smaller RMSE and bias compared to CRCM6-12km. The RMSE with respect to DAYMET is higher for both simulations compared to ERA5-Land. The bias is lower for CRCM-2.5km because the negative and

positive biases over the domain are the same order of magnitude and cancel each other (Figure 2.2). This is not the case for the CRCM6-12km the model is generally colder.

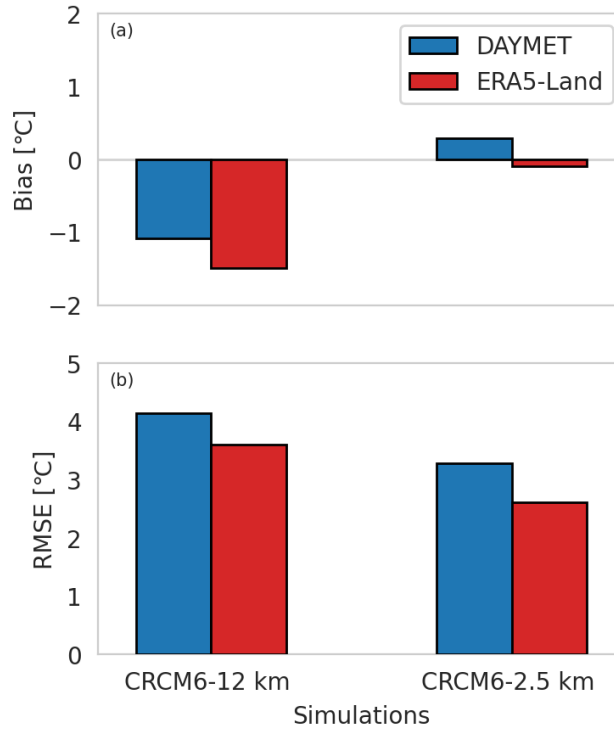


Figure 2.3 (a) 2-m air temperature biases and (b) RMSE over both years when compared to DAYMET and ERA5-Land.

2.3.2 Evaluation of the precipitation amount

The total water equivalent accumulated precipitation is shown in Figure 2.4. CRCM6-12km produced a wetter bias over the domain compared to CRCM6-2.5km. Both simulations are drier over the Haute Côte-Nord region and the Gaspésie Peninsula but are wetter northwest of the domain when compared with DAYMET. In contrast, the CRCM6-12km produced more precipitation in the St-Lawrence River Valley and both shores of the St-Lawrence Gulf with respect to CAPA. The CRCM6-2.5km is similar to the CRCM6-12km but produced more precipitation south of the domain. Additionally, both simulations are overall drier when compared to DAYMET. In summary, CRCM6-2.5km tends to produce lower precipitations amount compared to CRCM6-12km.

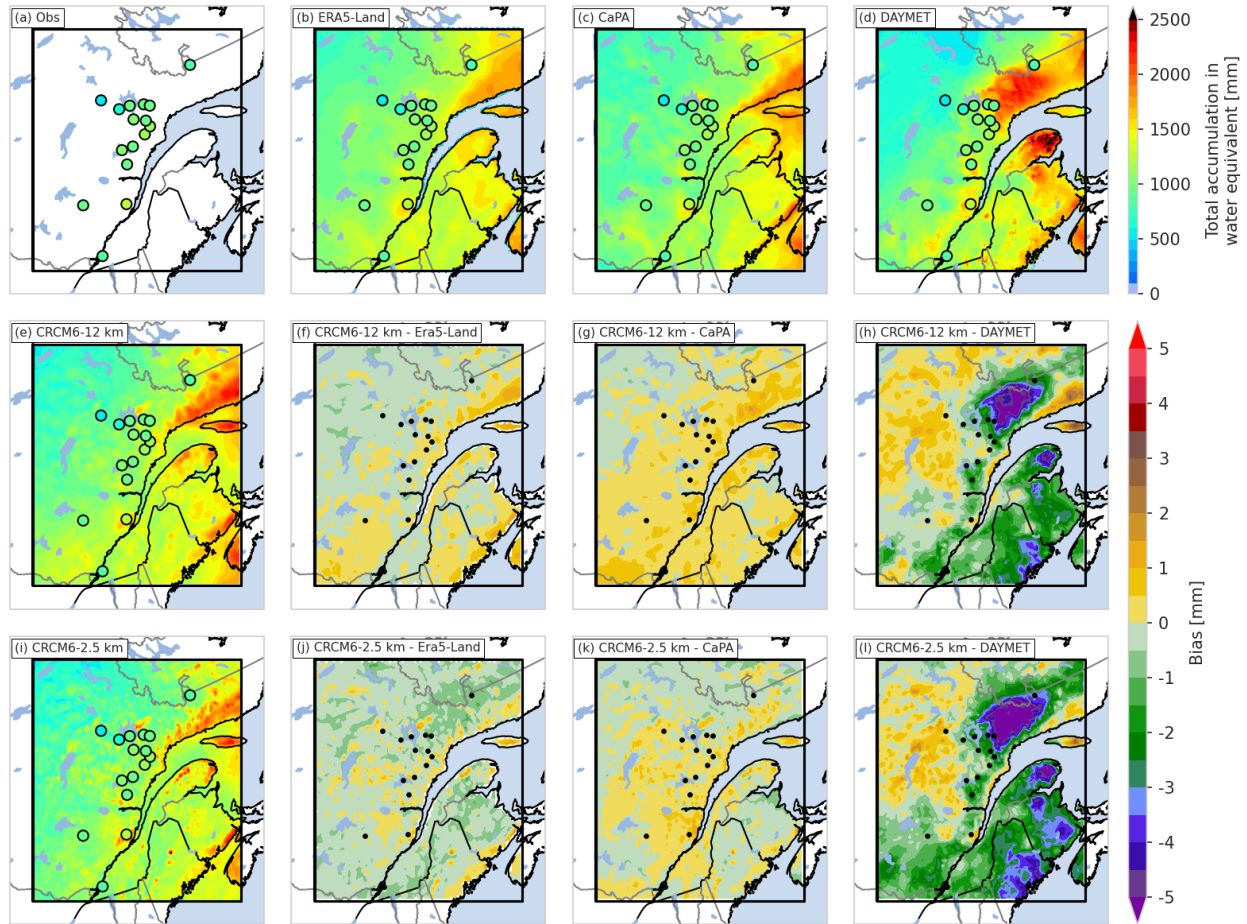


Figure 2.4 The total accumulated precipitation in water equivalent for (a) the observation, (b) ERA5 – Land, (c) CaPA, (d) DAYMET, (e) CRCM6-12km and (i) the CRCM6-2.5km over both winters. (f), (g), (h) are the daily accumulated precipitation bias between the CRCM6-12km and ERA5-Land, CaPA and DAYMET, respectively. (j), (k), (l) are the daily bias between the CRCM6-2.5km and ERA5-Land, CaPA and DAYMET, respectively.

The CRCM6-12km produce smaller biases and RMSE than CRCM6-2.5km when compared to the gridded products (Figure 2.5). Moreover, when compared to CaPA, the CRCM6-12km produced a wet bias while the other two gridded data products led to a dry bias. In contrast, CRCM6-2.5km is drier with respect to all gridded products. Finally, for both simulations, the biases and RMSE computed with respect to DAYMET are the highest. This is probably due to the low temporal frequency outputs compared to the other datasets.

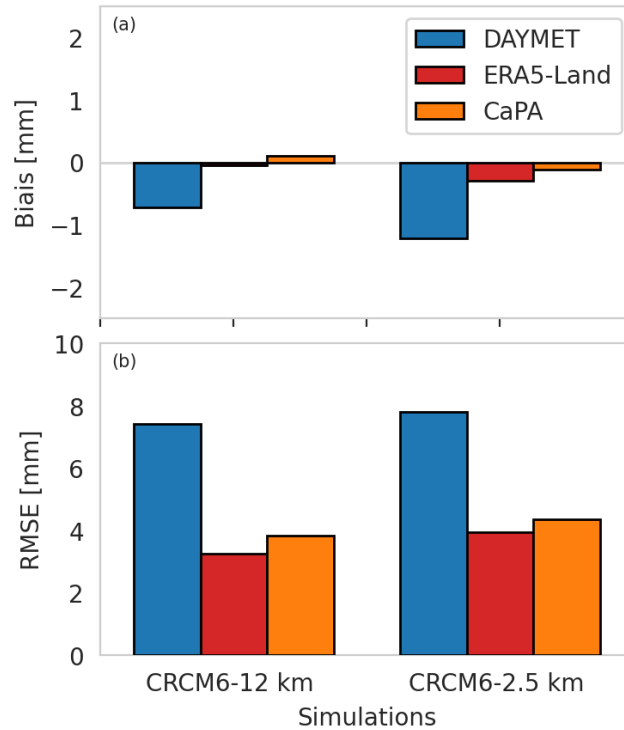


Figure 2.5 (a) Precipitation biases and (b) RMSE of each simulation with the reference product.

2.4 Model evaluation using station observations

2.4.1 2-m air temperature and precipitation

The daily mean 2-m air temperature and total precipitation amount were computed. They were used to evaluate the temporal correlation and standard deviation of the simulations with respect to the gridded datasets and observations (Figure 2.6). In general, both simulations perform better than DAYMET and CaPA, but ERA-land seemed closer to observations.

The mean daily 2-m air temperature produced by the models are generally better than DAYMET, but ERA5-Land is closer to observations. Both model resolutions have a correlation of 0.95. This value is between ERA5-Land and DAYMET. The CRCM6-2.5km produced a smaller standard deviation than CRCM6-12km. The RMSE of both simulations is similar. In summary, the smaller difference in the standard deviation suggests that CRCM6-2.5km tends to better represent the daily 2-m air temperature than the CRCM6-12km. Between the observation and the CRCM6-2.5km, a bias of -0.3°C and an RMSE of 3.1°C is obtained. A higher bias of -1.5°C and an RMSE of 3.5°C are obtained between the CRCM6-12km and the observation.

The scores for the daily precipitation are different than for the 2-m air temperature (Figure 2.6). CRCM6-12km has a slightly better correlation (0.79) than CRCM6-2.5km (0.74). In contrast, the bias and RMSE are similar for both resolutions. The CRCM6-2.5km simulated precipitation standard deviation is closer to observations than CRCM6-12km. This suggests that CRCM6-12km slightly better represents daily precipitation amounts.

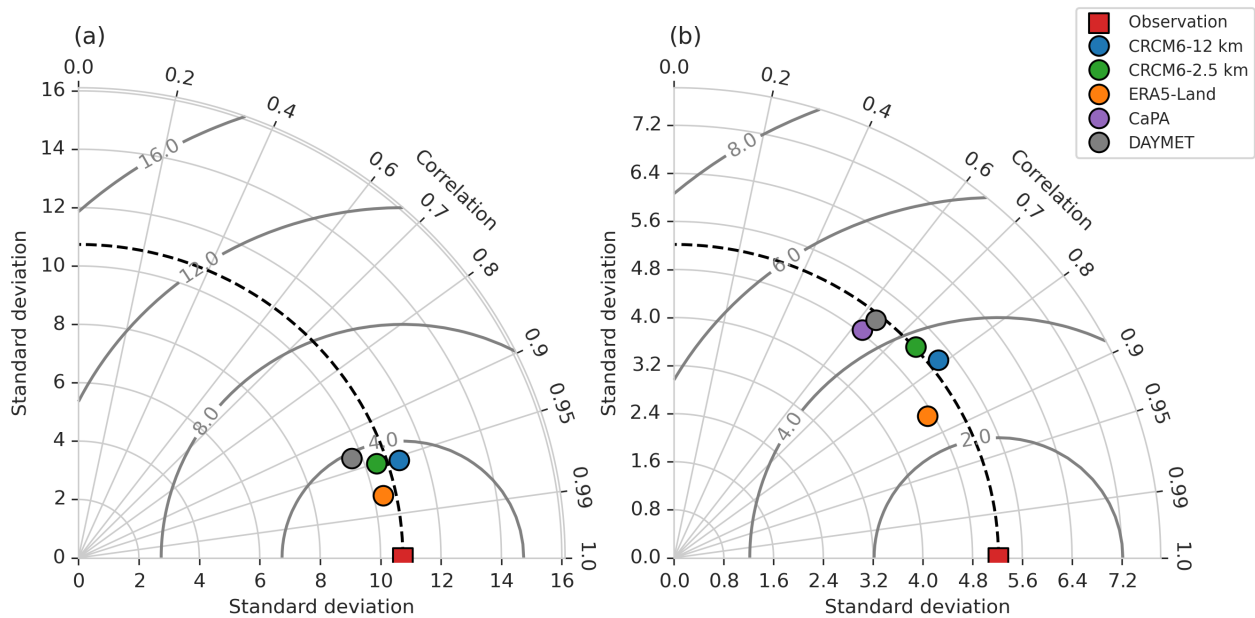


Figure 2.6 Comparison of the simulations gridded products and observations using Taylor diagrams (Taylor, 2001). (a) is the daily 2-m mean air temperature and (b) is the daily accumulated precipitation in water equivalent. Observations are represented by a red square on the x-axis. The different products are represented by the colour circles. For both diagrams, the Pearson correlation between the observation and the product variable is shown by the position relative to the gray line. The angle from the x-axis represents the correlation. The black dashed line represents the observation standard deviation of the variables investigated. The position of the product point indicates relative to the grey curved grid represents the standard deviation of the product. The thick grey line represents the RMSE and the relative distance of the product points represents the RMSE of the simulated variable.

2.4.2 2-m air temperatures near-0°C

Precipitation occurring between -2°C and 2°C tend to result in mixed precipitations. The occurrence of near- 0°C temperatures and precipitation during near- 0°C conditions is shown in Figure 2.7. The CRCM6-12km (22 949) is the product that produces the closest observed number of hours with near- 0°C temperature (22 864 h). Moreover, both ERA5-land (27 072 h) and the CRCM6-12km (25 008 h) overestimate that variable. ERA5-Land is the gridded product that shows the highest number of hours (5 708 h) where precipitations occur between -2°C and 2°C . The closest resolution to the observed value (3 892 h) is returned by the CRCM6-2.5km (4 604 h). However, the CRCM6-12km (5 391 h), the CRCM6-2.5km, and ERA5-land all overestimate the value.

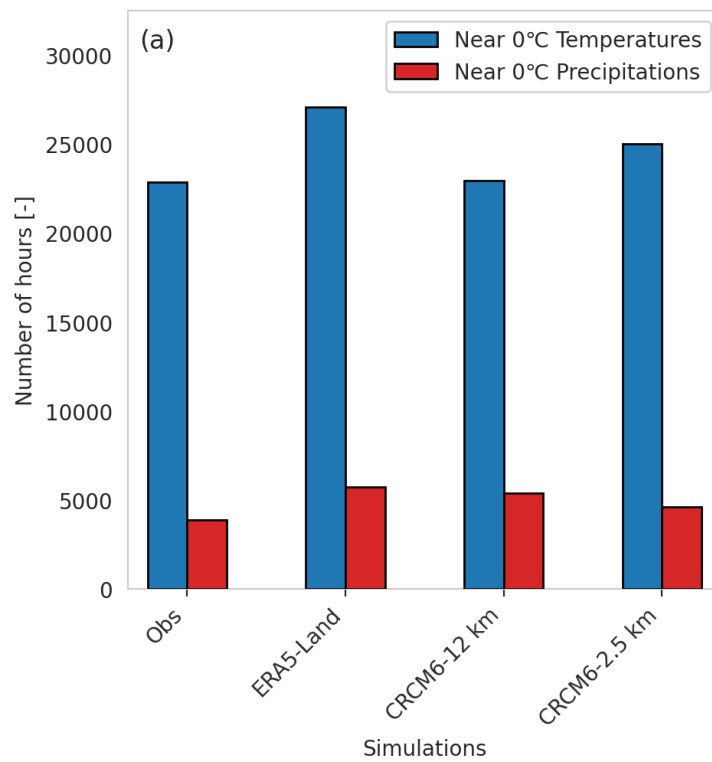


Figure 2.7 Comparison of the number of hours of 2-m air temperatures between -2°C and 2°C and the number of hours where precipitation occurred in that temperature range. The observation, ERA5-Land and both resolutions are compared. For each product, the first bar represents the number of hours of temperature near- 0°C and the red bar represents the precipitation near- 0°C .

Finally, a comparison of the 0°C isotherm level is conducted at the two sounding station locations. A mean melting layer altitude bias throughout both winters of 28.7 m and -31.3 m is found at the Maniwaki

(WMW) station and at Sept-Iles (YZV), respectively, for the CRCM6-12km. The CRCM6-2.5km shows a means melting layer altitude bias of 7.8 m and -33.4 m at those same stations, respectively, during both winters. Therefore, both resolutions seemed to simulate well the elevation of the 0°C isotherm.

2.4.3 Precipitation type and phase comparison

The simulated precipitation is compared to the observed precipitation amount and type during the two winters (Figure 2.8). The amount of precipitation at each station is well represented by each simulation. The CRCM6-2.5km is generally closer to observations than CRCM6-12km.

Both simulations produced well the precipitation amount and phase at most stations, particularly those equipped with a precipitation radar disdrometer. There is a general increase in solid precipitation (SOLID) towards the north. The two resolutions produced similar amount of precipitation and solid precipitation fraction (SOLID) during both winters. In contrast, both simulations overestimate LIQUID, MIX and MIXFR. The models also underestimate SOLID and FR at numerous stations. For example, NEIGE and UQAM measured differences with the other stations, particularly for MIX.

Figure 2.8 (b) shows the mean amount of each type over the domain for all compared products. Overall, the 2.5 km simulation tends to better represent the mean total precipitation amount over both winters. Moreover, the stations' mean LIQUID and SOLID fraction of the total precipitation are also better represented by the smallest resolution (Figure 2.8 (d)). Both resolutions overestimate the MIX and MIXFR mean fraction and mean quantity over the domain.

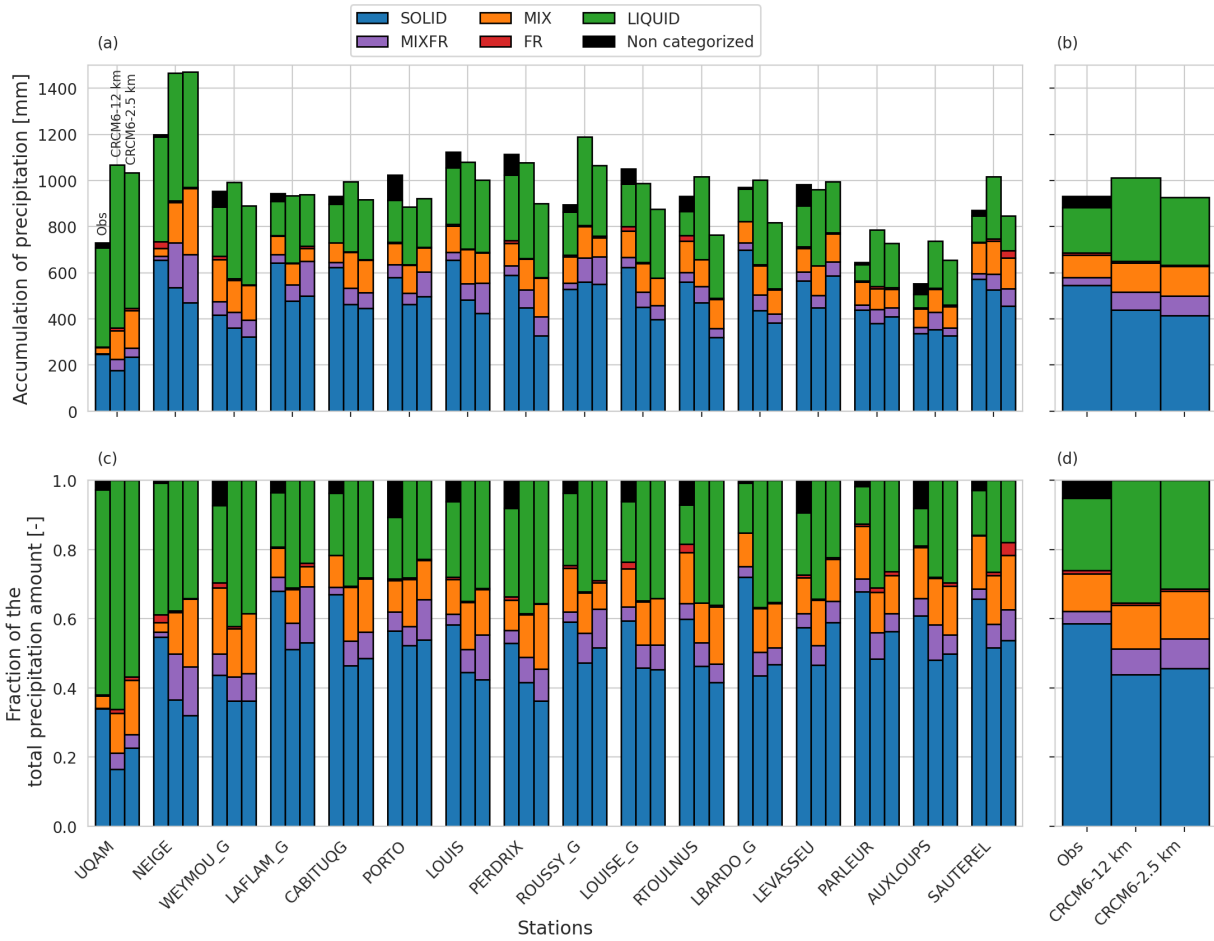


Figure 2.8 Comparison of the precipitation type fraction over the domain for the observation and simulations. (a) The total 2 winters accumulated precipitation for each type. (b) The stations mean amount of each precipitation types over both winter. (c) The fraction of the total precipitation is represented by each type of precipitation for the observation, the CRCM6-12km and the CRCM6-2.5km. (d) The stations mean fraction of the total precipitation of each type over both winter for the observation, the CRCM6-12km and the CRCM6-2.5km. For both (a) and (c), each station over the domain shows bars that represent, respectively, the observation, the CRCM6-12km, and the CRCM6-2.5km. The stations are presented from south to north (left to right).

Figure 2.9 shows the accumulation bias for each type of precipitation between the observation and the CRCM6-12km resolution and between the observation and the CRCM6-2.5km. The mean station's bias in accumulation for each type of precipitation is shown for the CRCM6-12km and the CRCM6-2.5km at the end of each row. Both simulations show an overestimation of LIQUID, MIX and MIXFR precipitation amounts. An underestimation of SOLID and FR precipitation amounts at numerous stations also appears

to be simulated for both resolutions. This can be seen in the mean bias over all stations that is calculated for both the CRCM6-12km and the CRCM6-2.5km. Both resolutions show positive mean bias for the LIQUID, MIX and MIXFR precipitations and a negative bias for the SOLID and FR precipitations. As shown in Figure 2.9, the accumulation bias for MIX and MIXFR precipitation tends to be lower at northern HQ stations (PARLEUR, AUXLOUPS and SAUTEREL) compared to southern HQ stations (WEYMOU_G, LAFLAMME_G and CABITUQG) for the CRCM6-2.5km. A similar, less important pattern can be observed for the CRCM6-12km. Overall, the biases of the simulation at both resolutions when compared with observation agree with the temperature biases that are found when comparing the simulation with gridded products. A warm bias over the domain with the gridded product seems to be translated with a LIQUID bias over the domain and appears to be less important for northern stations.

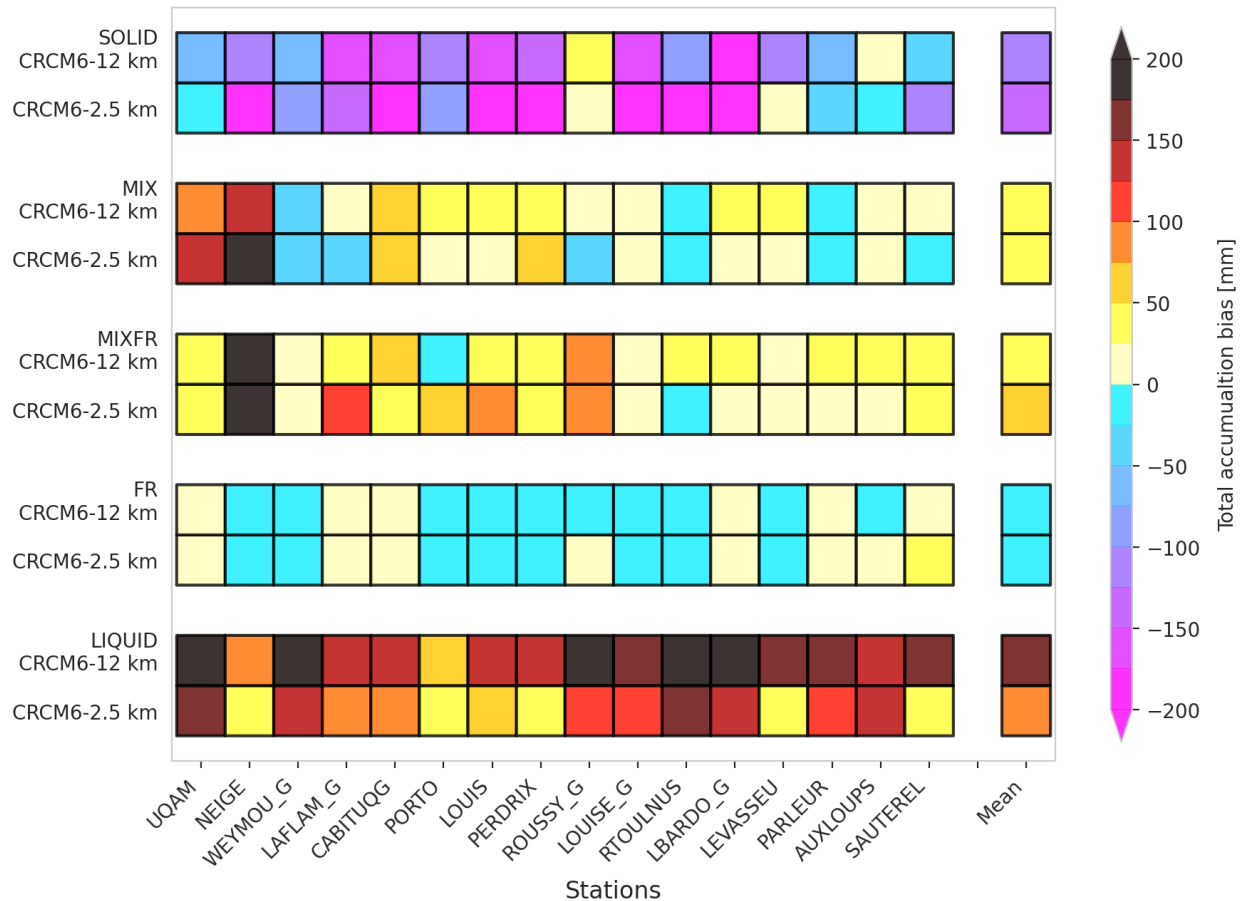


Figure 2.9 Comparison of the total precipitation accumulation bias over both seasons at each station location for all the different precipitation types over the domain. The stations are in order from south to north (left to right) on the x-axis and the mean station's bias is on the right (Mean). The y-axis compares the CRCM6-12km and the CRCM6-2.5km for each precipitation type in order from top to bottom (SOLID, MIX, MIXFR, FR and LIQUID) For each type the top row represents the CRCM6-12km and the bottom row represent the CRCM6-2.5km. Cold colours represent an underestimation and hot colours represent an overestimation of the total precipitation accumulation at the station's location.

The 2-m air temperature is a key variable influencing the precipitation type reaching the surface. Both simulations show a similar 50% rain-snow temperature threshold (T_{50}) with values of 0.8°C and 0.5°C for the CRCM6-12km and CRCM6-2.5km, respectively. A higher temperature threshold of 2.1°C is found for the observation (Figure 2.10). For both resolutions and the observation, this 50% rain-snow temperature threshold is located close to the MIX precipitation distribution maximum. The MIXFR and FR curves tend to peak at around 0°C. This correlates with an increase in MIX with increasing air temperatures. For both

simulations and the observation, MIX reaches a higher maximum value than FR and MIXFR. CRCM6-2.5km seems to better represent the evolution of each precipitation type with air temperature compared to CRCM6-12km. For SOLID and LIQUID, CRCM6-2.5km better estimates the maximum, and the shape of the curve of each precipitation distribution with air temperature with respect to observations. CRCM6-12km tends to overestimate the number of hours for all precipitation types

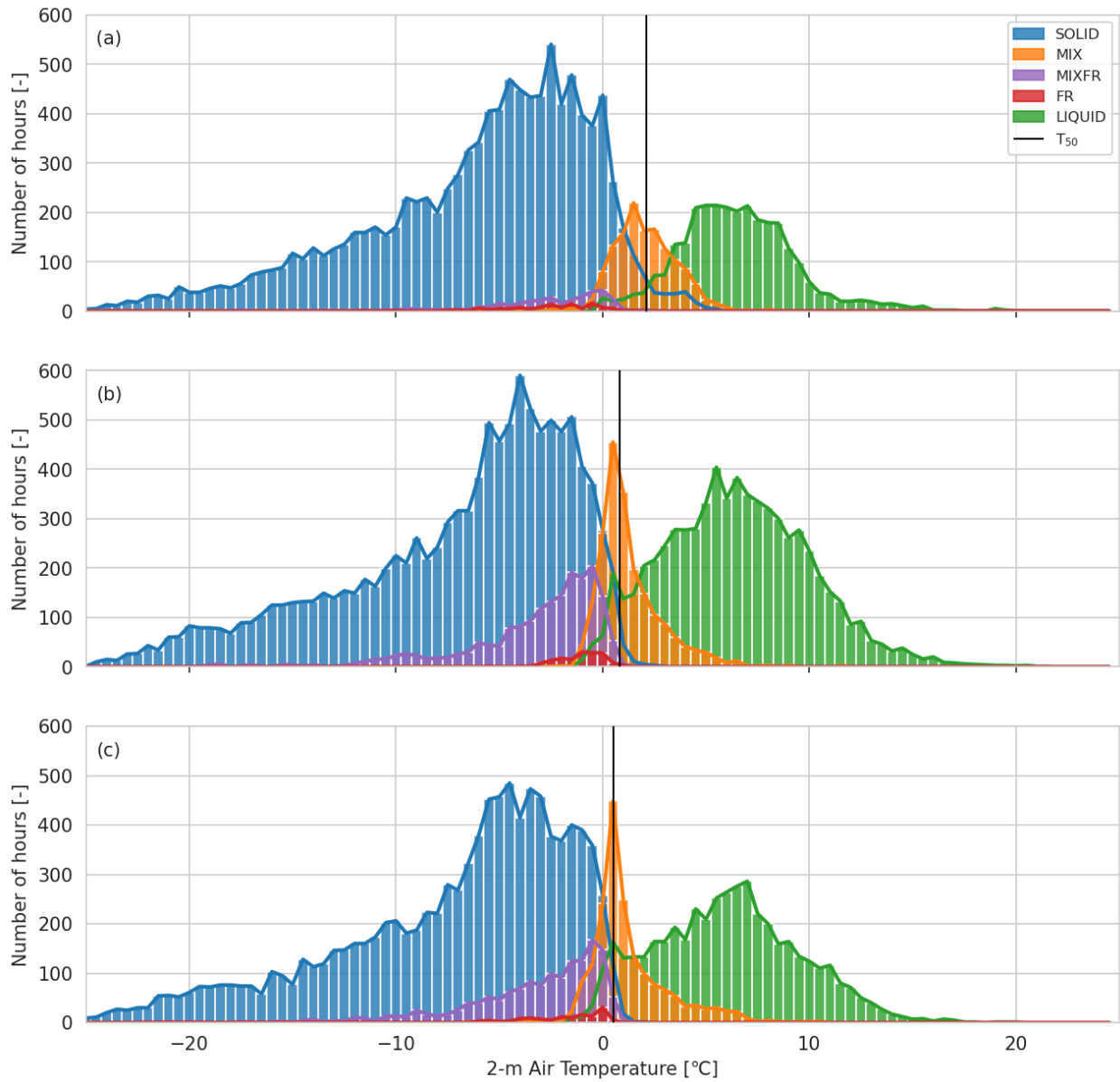


Figure 2.10 The number of hours of each type of precipitation depending on the surface air temperature at the hours for (a) the observation, (b) the CRCM6-12km and (c) the CRCM6-2.5km. The vertical black solid line represents the 50% rain-snow temperature threshold (T_{50}). For each product, the colour of the distribution represents the type of precipitation. The line around the distribution represents the contour of the distribution to facilitate the comparison when overlapping.

Furthermore, the distribution for each type for all products can be compared using the cumulative sum of the number of events for each type (Figure 2.11). For each precipitation type, except for SOLID, CRCM6-2.5km better represented the total number of hours. Moreover, CRCM6-2.5km tends to follow better the shape of the observed curve. FR produced by CRCM6-2.5km tends to better represent the shape of the curve and temperature at the start and end of the accumulation part of the curve. For the solid precipitation, the highest resolution underestimates the total number of hours compared to CRCM6-12km, which overestimates it.

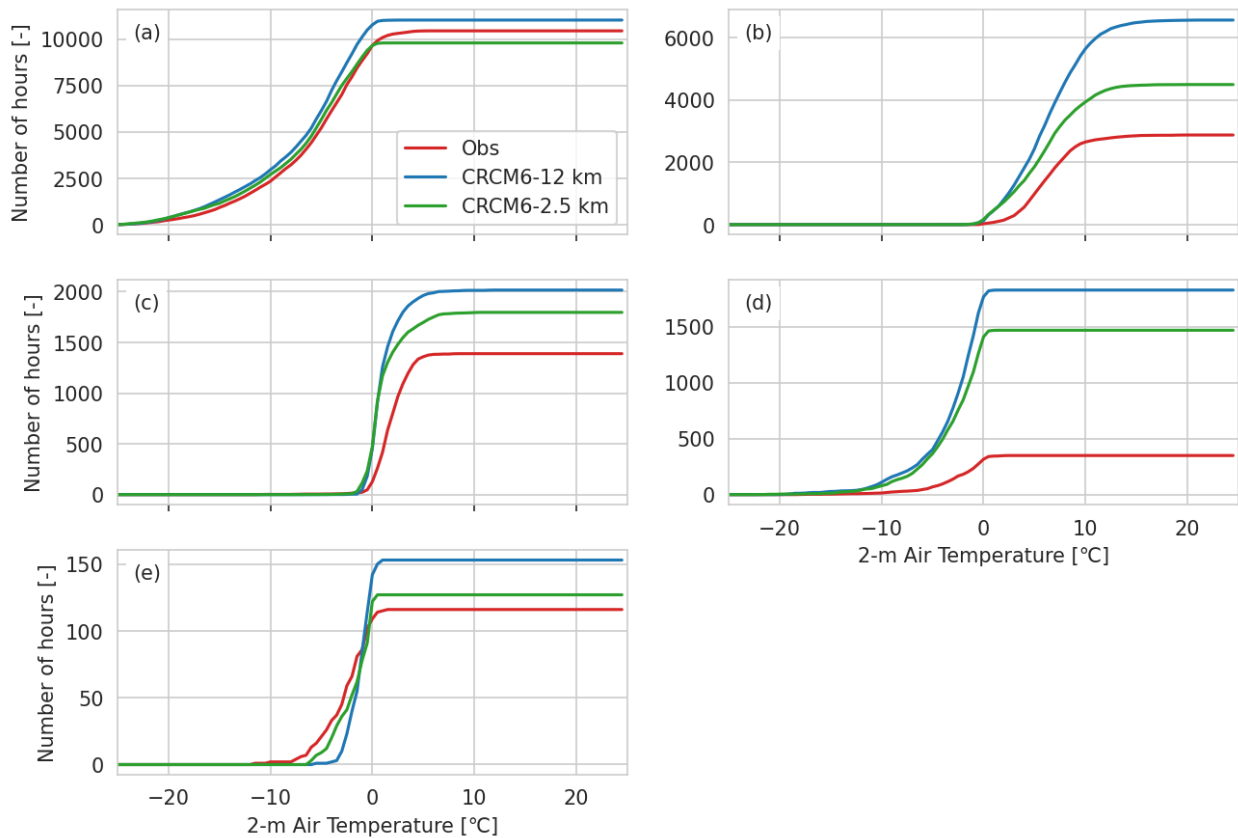


Figure 2.11 Cumulative number of hours of precipitation depending on the surface air temperature for both simulation and observation for (a) SOLID precipitation, (b) LIQUID precipitation, (c) MIX, (d) MIXFR and (e) FR. For each precipitation type, the red line represents the observation, the blue line represents the CRCM6-12km, and the CRCM6-2.5km is represented by the green line.

2.5 Precipitation event comparison

2.5.1 Distribution of precipitation events

A comparison is conducted between the simulated occurrence of both resolutions for different types of events and the observation. When comparing each type of event, CRCM6-2.5km is closer to observations for multiple durations (Figure 2.12). The mean difference between the observed and simulated durations of is -10.0 h and -7.3 h for CRCM6-12km and CRCM6-2.5km. Similar results are obtained with the mean difference in duration for solid precipitation events. CRCM6-2.5km shows a mean difference of 22.2 h and CRCM6-12km shows 27.2 h. This suggests that both simulations tend to overestimate the duration of liquid precipitation events and underestimate the duration of solid precipitation events. For mixed precipitation events, CRCM6-12km overestimates the event duration compared to CRCM6-2.5km, with values of mean differences of -14.1 h and -9.9 h, respectively. However, for each type of event, CRCM6-12km shows larger differences with the observation compared to CRCM6-2.5km.

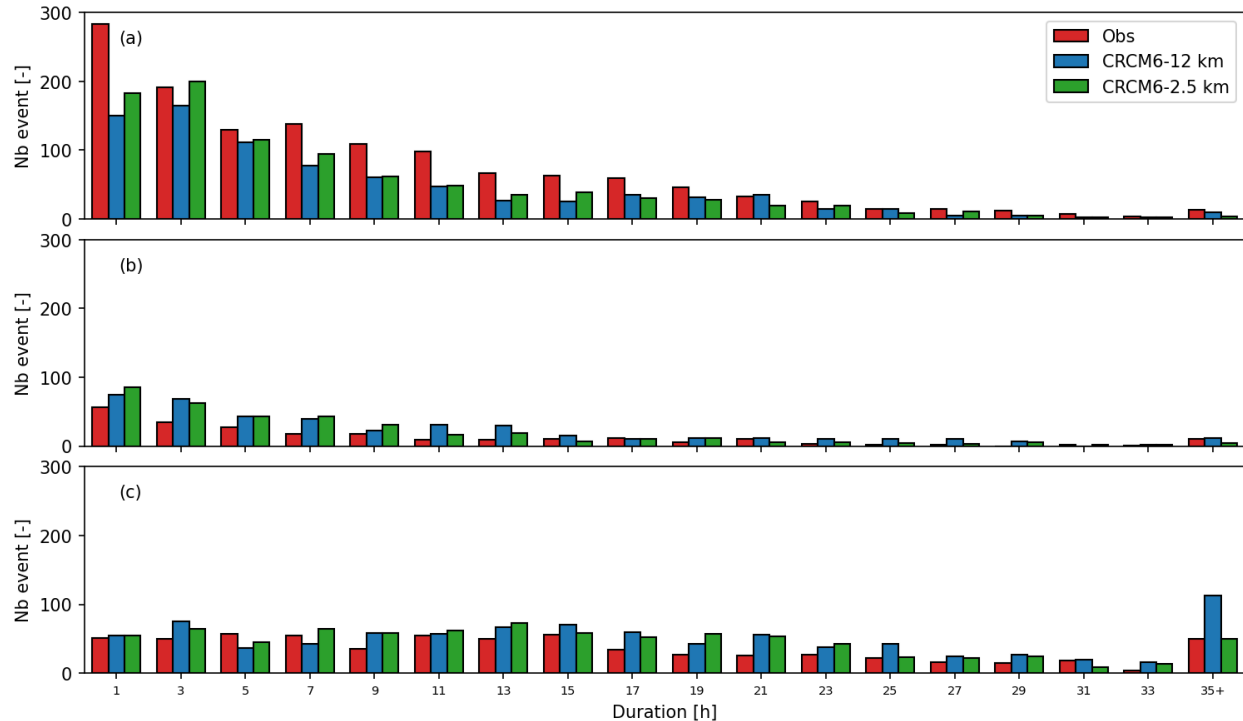


Figure 2.12 Complete duration, in two-hour intervals, of precipitation events with a threshold of ($PR \geq 0.2 \text{ mm h}^{-1}$). (a) Events that are solely composed of solid precipitation, (b) Precipitation events that are solely composed of liquid precipitation and (c) Mixed precipitation events that are composed of MIX, MIXFR, or FR during mixed precipitation events. The red bar represents the observation, the blue bar the CRCM6-12km and the green bar the CRCM6-2.5km.

The relative fraction of the precipitation phase was analyzed during mixed precipitation events (Figure 2.13). CRCM6-2.5km seems to provide a more accurate representation of the number of hours for MIX, MIXFR, or FR during mixed precipitation events. The number of occurrences simulated by CRCM6-2.5km for most event durations is closer to observations, with a mean difference of 11.27 h, whereas CRCM6-12km produced a mean difference of 14.08 h. Additionally, the total accumulation of the number of events during mixed precipitation seemed to also be closer observations (204 events). CRCM6-12km produced up to 256 mixed precipitation events, compared to 214 events produced by CRCM6-2.5km during both winters.

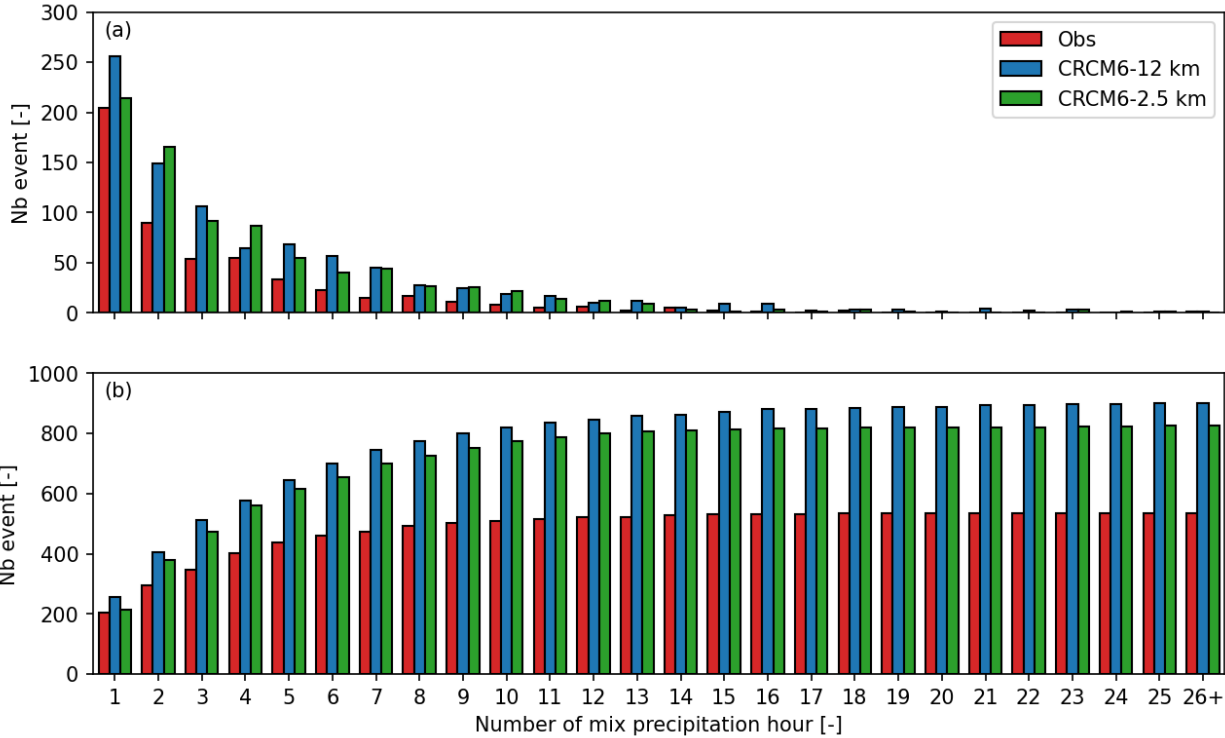


Figure 2.13 (a) Occurrence of the number of simulated and observed hours of MIX, MIXFR or FR during mixed precipitation events. (b) Accumulation over the number of mixed precipitation hours of the occurrence of the number of simulated and observed hours of MIX, MIXFR or FR during mixed precipitation events.

2.5.2 Mixed precipitation case study

Cholette et al. (2015) showed that the resolution variation within RCM affects the representation of vertical temperature. To explore this further, we analyzed the event at the Forêt Montmorency NEIGE site that started at 0600 UTC 6 March 2022 until 0500 UTC 7 March 2022. That event recorded the highest mixed precipitation or freezing rain amount during only 1 h (3.7 mm) and the highest occurrence of mixed precipitation at the Forêt Montmorency NEIGE site (6 h non-consecutive). Figure 2.14 shows that the 2-m temperature was -11.9°C at the onset of the event, which steadily increased until 0000 UTC 7 March 2022 to reach a 2-m air temperature between 0°C and 1°C until 1000 UTC 7 March 2022. The 2-m air temperature then started to decrease until the end of the event (0500 UTC 7 March 2022).

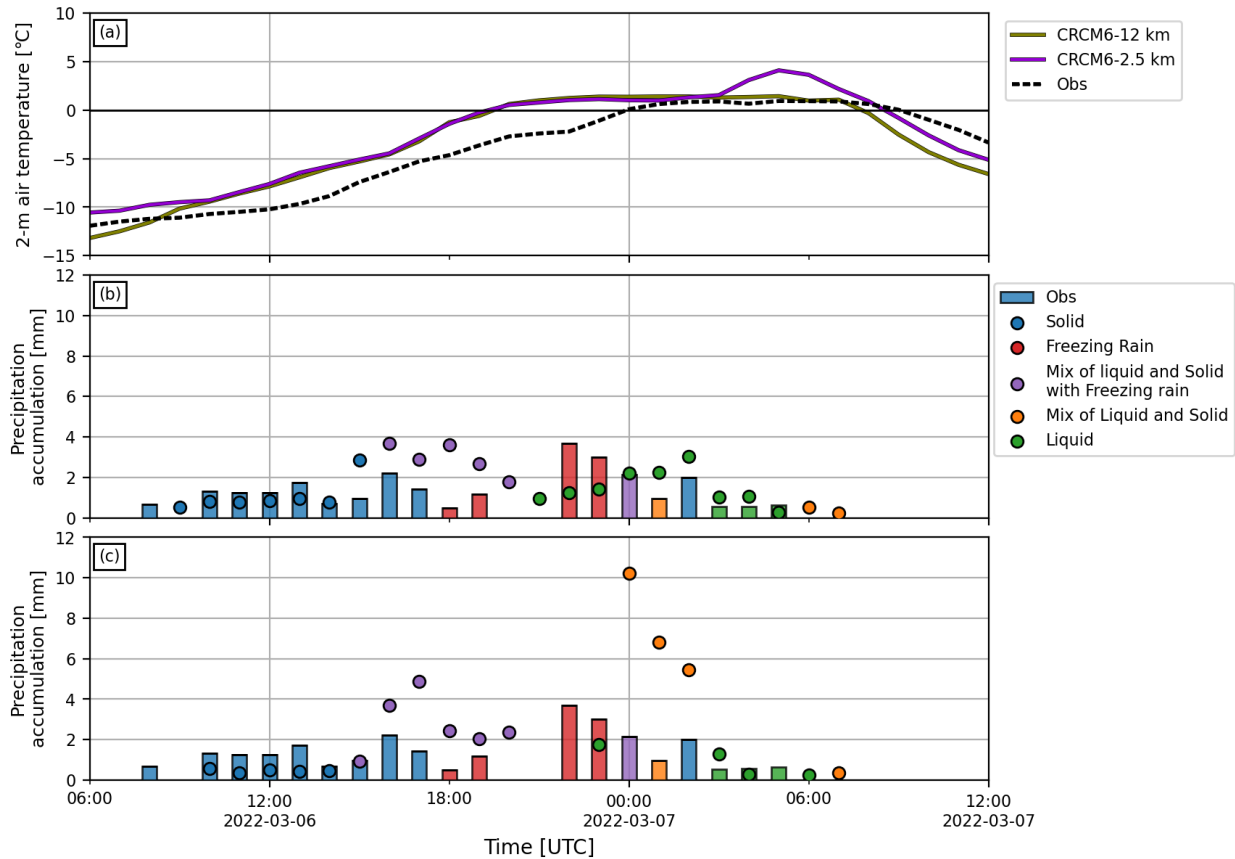


Figure 2.14 6-7 March 2022 mixed precipitation events at Forêt Montmorency NEIGE stations. (a) the simulated (CRCM6-12km: purple line, CRCM6-2.5km: green line) and observed 2-m air temperature (dash black line) during the event at Forêt Montmorency NEIGE stations. (b) Simulated precipitation by the CRCM6-12km and the observed precipitation of each type. (c) Simulated precipitation by the CRCM6-2.5km and the observed precipitation of each type. The observed precipitation for (b) and (c) are represented by the bar. The simulated precipitation accumulation is represented by the colour circle. The bar and circle colour represent instantaneous precipitation type.

During the event, both simulations showed an increase in temperature at the onset of precipitation. CRCM6-12km started with a difference in temperature of -1.3°C with the observation while CRCM6-2.5km started with a temperature difference with the observation of 1.4°C . Both simulations reached 0°C between 1900 UTC and 2000 UTC, which was earlier than the observations. The temperature started to drop at 0900 UTC 7 March 2022 by the CRCM6-12km. The CRCM6-2.5km shows a temperature increase at around 0400 UTC 7 March 2022 and reached 4.09°C at 0500 UTC 7 March 2022. The temperature then

decreased to cross 0°C at 0900 UTC 7 March 2022. At the end of the event, the measured 2-m air temperature was higher than both simulations, with the lowest being simulated by CRCM6-12km.

Observed precipitation during the event started at 0800 UTC, paused at 0900 UTC 6 March 2022 and between 2000 UTC and 2100 UTC 6 March 2022. The precipitation followed until 0500 UTC 7 March 2022. A higher precipitation amount was observed directly following the precipitation pause. The amount of precipitation was better simulated by CRCM6-12km. Throughout the event, CRCM6-2.5km overestimated the precipitation amount, especially the amount of MIX between 0000 UTC and 0200 UTC 7 March 2022.

Many precipitation types were observed during the event. SOLID precipitation was first observed at 0800 UTC 6 March 2022, paused at 0900 UTC 6 March 2022, and resumed at 1000 UTC 6 March 2022 until it changed into freezing rain at 1800 UTC. Precipitation stopped briefly at 2000 UTC and 2100 UTC 6 March 2022, after which freezing rain resumed at 2200 UTC 6 March 2022. At 0000 UTC 7 March 2022, as the 2-m air temperature remained constant, MIXFR was reported. The following hour, MIX was observed and transformed into SOLID at 0200 UTC 7 March 2022. Following this transformation, the rest of the precipitation was reported as snow beginning at 0300 UTC 7 March 2022.

Both simulations produced solid precipitation at the beginning of the event. Precipitation started at 0900 UTC 6 March 2022 with the CRCM6-12km and CRCM6-2.5km show precipitation beginning at 1000 UTC 6 March 2022. Both resolutions produced MIXFR earlier than the observation, with CRCM6-2.5km being the earliest. Moreover, simulated FR was always mixed with other precipitation during the event by both resolutions. The CRCM6-12km missed the period of no precipitation that was observed at 2000 UTC and 2100 UTC 6 March 2022. The CRCM6-2.5km produced this pause with a shift in time of one hour. Afterward, the CRCM6-12km produced LIQUID until the simulated temperature started to decrease, leading to MIX. However, where the coarser grid failed to simulate mixed precipitation between 0000 UTC and 0200 UTC 7 March 2022, the highest grid resolution simulation did simulate mixed precipitation.

Both simulations are compared with the vertically pointing radar (MRR) located at the station (Figure 2.15). From the beginning of the event to 0600 UTC at 1800 UTC 6 March 2022, the observed reflectivity and Doppler velocity are consistent with the observed solid precipitation, showing smaller values for both. Increasing reflectivity and Doppler velocity appear to be present from 1800 UTC 6 March 2022 to the precipitation pause at 2000 UTC 6 March 2022 between 1.1 km and 2 km. The increase in reflectivity and

Doppler velocity indicates a phase change of the precipitation. The pause from 2000 UTC to 2200 UTC is visible in both variables. At 2200 UTC 6 March 2022, as the precipitation resumed, reflectivity and vertical velocity were observed until 0000 UTC 7 March 2022. The maximum values of reflectivity and Doppler velocity are between 1.1 km and 2 km.

The CRCM6-12km shows continuous simulated reflectivity and mass mixing ratio aloft as opposed to the CRCM6-2.5km (Figure 2.15). The CRCM6-2.5km reflectivity is closer to observations compared to CRCM6-12km. The air temperature pattern suggests that CRCM6-12km showed lower temperatures at ground level compared to CRCM6-2.5km during the event. Both simulations show similar air temperature and depth of the melting layer aloft. Moreover, the intensity of the rimed mass mixing ratio produced by CRCM6-2.5km after 2200 UTC appears to be higher than CRCM6-12km. Overall, CRCM6-2.5km shows better timing, precipitation type and duration during the event than CRCM6-12km.

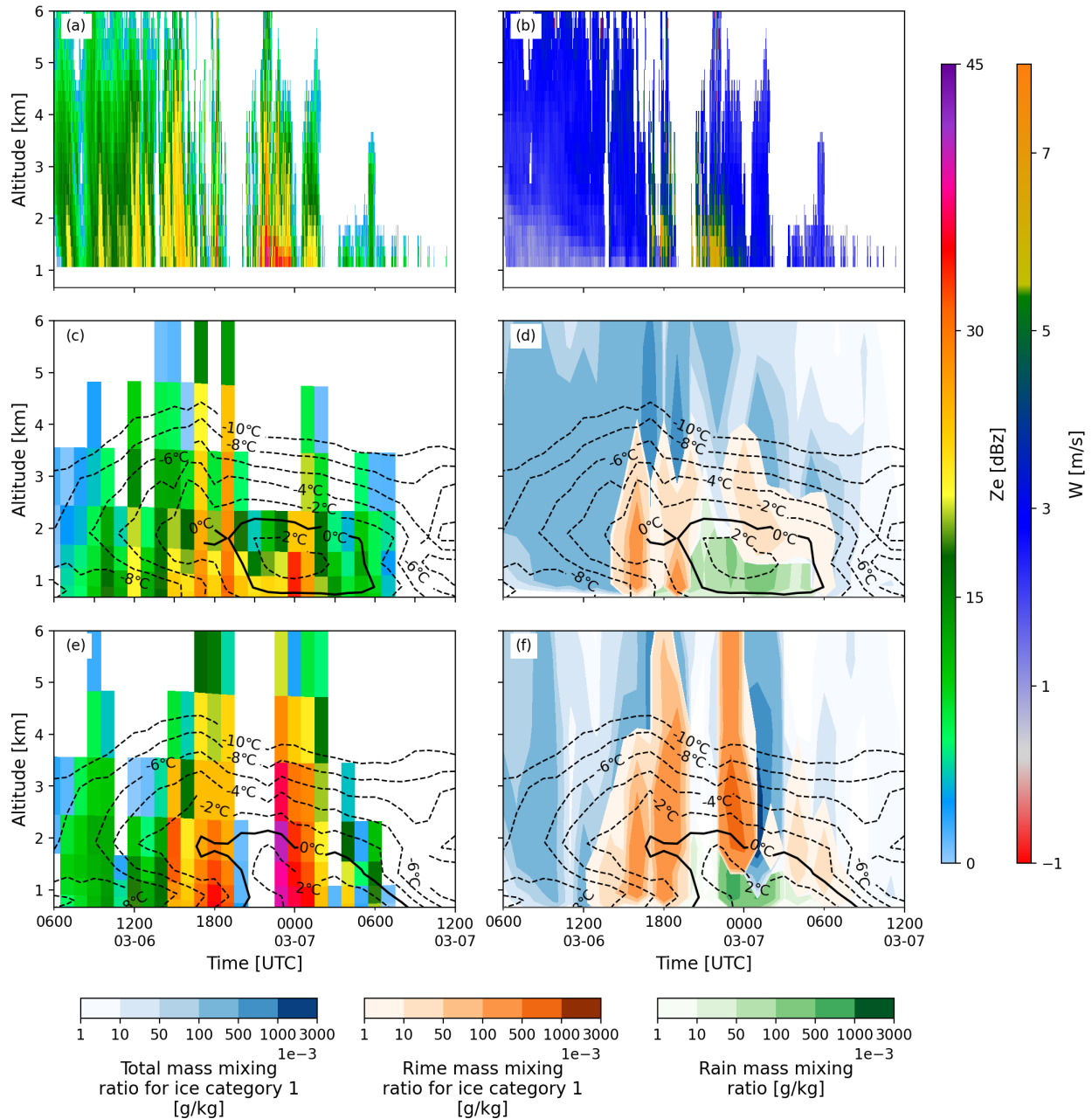


Figure 2.15 Altitude comparison of the precipitation. (a) Observed reflectivity ($Z_{e_{obs}}$) (b) Doppler velocity of the precipitation particles (W). (c) and (e) The CRM6-12km and CRM6-2.5km simulated reflectivity, respectively ($Z_{e_{sim}}$). (d) The CRM6-12km simulated microphysics mass mixing ratio. (f) the CRM6-2.5km simulated microphysics mass mixing ratio. Three masses mixing ratios are used in this study. The total ice mass mixing ratio for ice category 1, the rime mass mixing ratio for ice category 1 and the rain mass mixing ratio.

2.6 Discussion and Conclusion

2.6.1 Discussion

Regional climate models are essential to evaluate the severity of high-impact events, including those occurring during the colder months (e.g. 1998 Ice storm). With the new version of the Canadian regional climate model version 6 (CRCM6/GME5), a necessity to evaluate the simulated precipitation amount and type emerges. To do so, two horizontal grid spacing were used: CRCM6-12km and CRCM6-2.5km to evaluate the added value of increasing model resolutions. The CRCM6-12km was driven by ERA5 reanalysis, and the CRCM6-2.5km was driven by the CRCM6-12km. Both simulations used the same configuration, including the cloud and precipitation microphysics scheme (P3). Using DAYMET, CaPA, ERA5-Land and station observations, both resolutions were compared to the datasets. Moreover, using a case study, the precipitation timing, amount, and type as well as the characteristics of the melting layer were compared.

Both model simulations were compared with the gridded databases and station data. The CRCM6-12km exhibited colder biases and higher 2 m air temperature RMSE than the CRCM6-2.5km. A warm bias in the southern portion of the domain and a cold bias in the northern part of the domain were also found for both resolutions. Those biases are also found when conducting a station comparison of the precipitation type. Both total accumulation biases of MIX and MIXFR showed smaller biases with observation in the northern part of the domain. In contrast, the spatial temperature bias strength was more important in the CRCM6-2.5km, resulting in reduced overestimations of MIX and MIXFR amount throughout the domain for the CRCM6-2.5km. The more important SOLID underestimation from the CRCM6-2.5km is linked to the spatial temperature bias. Additionally, for precipitation amounts only, the CRCM6-12km exhibited values of biases closer to the gridded products and smaller RMSE than the higher resolution. This indicates lower precipitation amounts are produced by the CRCM6-2.5km on an aggregated CRCM6-12km grid when compared to the gridded datasets.

The gridded products and the model were put into comparison with the observation using Taylor diagrams for the daily 2-m air temperature and accumulated precipitation in water equivalent. For both variables, ERA5-Land returned a higher correlation with observation and DAYMET returned the smallest correlation. Both resolutions showed equal or similar correlation values with the observed 2-m air temperature and precipitation accumulation, respectively. The CRCM6-12km showed higher correlations than the CRCM6-

2.5km. The higher resolution demonstrated smaller biases and standard deviation differences with both observed variables. This difference could affect the type of precipitation that is produced by the model and may impact the precipitation type simulated by the model. This smallest difference in standard deviation from the CRCM6-2.5km simulation potentially comes from the better representation of the orography (Cholette *et al.*, 2015).

The number of hours with precipitation near-0°C simulated by the CRCM6-2.5km is also closer to the observed value. Nevertheless, that value was overestimated by both resolutions, indicating a potential overestimation of the fraction of the mixed precipitation type. Moreover, atmospheric soundings inside the studied domain were used to compare the altitude of the 0°C isotherm level. Both simulations showed a good representation of the isotherm with small mean biases throughout both winters.

Observations of precipitation amount and type were used to evaluate both simulations for both the total precipitation amount and liquid, solid and mixed fractions over both winters represented by different precipitations. An overestimation by both resolutions of the LIQUID precipitation and an underestimation of the SOLID precipitation fraction and amount accumulated over both winters at station locations were found. This result is strongly linked to the number of hours where precipitation occurs in near-0°C conditions and to the spatial temperature biases. An overestimation of the number of hours is an indicator of an overestimation of MIX and MIXFR precipitation. All those results are strongly linked to the hot bias of temperature in the southern portion of the domain. An increase in the SOLID fraction of the total accumulated precipitation over the domain was observed. Moreover, the CRCM6-2.5km shows the closer total accumulation of precipitation over both winters at numerous stations compared to the CRCM6-12km. Finally, the total number of hours, the maximum of each curve and the curve shape for each type of precipitation were more accurately represented by the CRCM6-2.5km.

The occurrence of precipitation-type events for different types of precipitation was explored. An overestimation by the model of the LIQUID number of events and an underestimation of the SOLID number of events was observed. In general, a higher difference was found to be produced by the CRCM6-12km with the observation compared to the CRCM6-2.5km for those types of events and the MIX number of events. For the number of hours of MIX, MIXFR and FR during mixed events, the CRCM6-2.5km showed a better representation of the number of mixed precipitation or freezing rain during mixed precipitation events.

To further investigate the similarities and differences between the CRCM6-12km and the CRCM6-2.5km, a case study was conducted. The event with the highest number of hours and amount of mixed precipitation at the Forêt Montmorency NEIGE site was selected. On 6 to 7 March 2022, the highest resolution better represents the type and timing of the precipitation. The CRCM6-12km tends to better represent the amount during the event but misses to simulate the pause in precipitation. The 2-m air temperature during the event simulated by both simulations follows each other closely. However, both simulations showed higher temperatures than the observations. The atmospheric conditions aloft during the event were evaluated using the MRR. The simulated reflectivity was compared with both simulations. The level at which solid precipitation aloft melts into the rain was compared with the location of the radar-bright band (Thériault *et al.*, 2022). The reflectivity, timing, depth, and temperature of the melting layer during the event seem to be better represented by the CRCM6-2.5km resolution.

Similar studies conducted with different models and configurations are in agreement with the results found in this study (St-Pierre *et al.*, 2019; Lucas-Picher *et al.*, 2017). Overall, it was found that the coarser grid simulations better simulated the precipitation amount over the studied domain and during the mixed precipitation event. However, the higher resolution shows improvement in the type, the timing of the simulated precipitation and the representation of the melting layer aloft during the case study. Moreover, the number of mixed hours during mixed precipitation events was found to be better simulated by the CRCM6-2.5km. This study was conducted using a P3 microphysics scheme for both the precipitation and the cloud fraction at both resolutions. Jouan *et al.* (2020) showed that using P3 to calculate the cloud fraction at a coarser resolution than 15 km improves the precipitation amounts produced. They found that the usage of P3 leads to wet biases and more moist precipitation generated, which agrees with our evaluation. However, no studies were made using the cloud fraction at grid-spacing higher than 15 km but, for consistency, we used the cloud fraction for both CRCM6-12km and CRCM6-2.5km grid spacing. This could explain why the precipitation amounts are similar between both simulations.

This study has limitations. First, one of the quality control processes is to adjust solid precipitation for the gauge undercatch due to wind speed, which is discussed in Appendix A. As stated by Kochendorfer *et al.* (2017), the precipitation adjustment using the transfer function has limitations. For example, during strong winds the gauge may not catch any precipitation, leading to no precipitation amounts to adjust. This could result in lower precipitation amounts at the station. Second, the precipitation types were diagnosed by the disdrometers and the amount of the precipitation was obtained from the weighting precipitation

gauges at every 15 min at each station. We used a quality control protocol and the documentation of missing data from both instruments to ensure consistency in the data used for the study. Third, the model precipitation error is dependent on the ability of the model to simulate precipitation quantity and type fraction separately. However, as this study's goal was to evaluate the model's resolution impact on simulated precipitation using the quantity of each precipitation type. Therefore, a complete evaluation of those model abilities and biases separately is outside the scope of this study. Finally, the difference between the two stations located in southern Québec compared to the other stations in the Hydro-Québec network could be due to the use of two different types of disdrometers. The Montmorency NEIGE site and the UQAM-PK station use an optical-laser disdrometer, while radar-based precipitation sensors are used in the Hydro-Québec network. Those two instruments use different algorithms to diagnose the precipitation type.

2.6.2 Conclusion

In this study, the impact of the resolution on the simulated precipitation amounts and type in the MRCC6/GEM5 model was investigated. Two horizontal grid spacing, 12 km and 2.5 km, were used to evaluate the added value produced by the lower model resolution.

The comparison with gridded product and station observations over the southern portion of Québec highlighted the capacity of the model at two resolutions to simulate the atmospheric conditions over the winter 2020-2021 and 2021-2022. Overall, the model has simulated the surface temperature and total accumulation over both years over the studied domain with small RMSE and total bias values. Moreover, the elevation of the 0°C isotherm over the course of both years was well represented by the model with small mean differences with atmospheric sounding for both resolutions.

Comparison between the two resolutions highlighted the added value that comes from the usage of a 2.5 km grid spacing compared to a 12 km grid spacing in RCM. The usage of a higher resolution improves the 2-m air temperature, precipitation timing, and type at the station location produced by the model. Moreover, based on the event use in the case analysis, the melting layer and precipitation phase change aloft seem better represented by the CRCM6-2.5km. However, the highest resolution shows a higher accumulation of mixed precipitation during the event analysis.

Automatic observations were used in this study to further our understanding of the impact of the resolution of simulated precipitation. Quality control over the data ensured that observations were consistent among them. However, it is worth noting that no quality control treatment is perfect and limitation from its usage on observation error remains. The precipitation type fractions of the total precipitation amount at the station's location seem similar for both resolutions using only P3 as the microphysics scheme. A comparison using multiple precipitation-type algorithms would push our understanding of the MRCC6 model further and could be studied in future studies. Moreover, further studies should be conducted on the evaluation of a cloud fraction parametrization at higher resolution.

Overall, this study highlighted the importance of the resolution impact on the prediction of large-scale meteorological events around 0°C and the importance of such a study in anticipating the consequences of future climate change. It shows that the higher resolution better reproduces fine-scale precipitation features, which is critical to consider when studying storms associated with near 0°C temperatures and mixed precipitation.

CHAPITRE 3

CONCLUSION

Le but de cette étude est de montrer la valeur ajoutée par l'augmentation de la résolution du Modèle régional canadien du climat version 6 (MRCC6/GEM5) sur la phase et la quantité de la précipitation durant des événements de précipitations mixtes. Pour ce faire, deux simulations du modèle à des résolutions horizontales de 12 km (CRCM6-12km) et 2,5 km (CRCM6-2.5km) ont été utilisées pour simuler les hivers 2020-2021 et 2021-2022 entre octobre et avril. Le CRCM6-12km a été démarré au 1er janvier 2000 et le CRCM6-2.5km a été débuté le 1er septembre 2015. Les deux simulations se terminent le 31 mai 2022. Le pilotage des différentes simulations est effectué en cascade. Les conditions limites aux frontières de la simulation à CRCM6-12km sont données par les réanalyses ERA5. La simulation à 2,5 km est ensuite pilotée par la simulation à 12 km. Ainsi, plus de 15 ans de simulations à 12 km ont été simulés avant de piloter la résolution la plus élevée. Le domaine de la simulation à 12 km s'étend sur l'ensemble de l'Amérique du Nord. La simulation à 2,5 km possède un domaine plus restreint sur le nord-est du continent nord-américain inclus à l'intérieur du domaine du CRCM6-12km. La simulation CRCM6 de 12 km utilise 71 niveaux verticaux de calcul et la résolution de 2,5 km utilise 66 niveaux verticaux de calcul. Les 71 niveaux verticaux sont utilisés pour la simulation à 12 km afin de piloter les simulations à 2,5 km et sont interpolés sur les 66 niveaux verticaux de la grille à plus haute résolution. Les deux résolutions utilisent un niveau supérieur de 10 hPa. Les résultats des simulations sont archivés sur 16 niveaux verticaux et sur une base horaire, et utilisent également un niveau supérieur de 10 hPa. Un pas de temps de 300 secondes et de 60 secondes est utilisé pour le CRCM6-12km et le CRCM6-2.5km respectivement.

La représentation des processus sous-mailles dans les deux simulations est identique dans le but de comparer l'impact seul de la résolution ; le schéma CLASS (Verseghy, 2012) est utilisé comme schéma de surface. Le schéma de microphysique P3 (Milbrandt *et al.*, 2021; Morrison et Milbrandt, 2015) est utilisé pour les nuages, la microphysique et le type de précipitation. Pour représenter les lacs, le modèle FLAKE (Mironov *et al.*, 2003) est utilisé. De plus, la convection peu profonde du CRCM6-12km est pilotée par le schéma de Bechtold (Bechtold *et al.*, 2001). La convection profonde et moyenne est calculée par le schéma de Kain-Fritsch (McTaggart-Cowan *et al.*, 2019). La convection superficielle est renvoyée par le schéma Kuo-Transient (Bélair *et al.*, 2005) pour la simulation à 2,5 km.

La région d'intérêt qui s'étend du sud du Québec jusqu'à la haute côte nord, centrée sur la forêt Montmorency. Un réseau de stations automatiques situé à l'intérieur de ce domaine et équipé de jauge dans des paravents single-Alter et de disdromètre est utilisé afin de comparer la quantité et la phase de la précipitation simulée. De plus, avec la nouvelle version du modèle (MRCC6/GEM5) et compte tenu de l'importance de mieux projeter l'évolution future des événements mixtes dans un climat changeant par ce modèle, il est pertinent de faire une évaluation du MRCC6 et de mieux comprendre la valeur ajoutée par l'augmentation de la résolution spatiale du modèle.

Tout d'abord, une comparaison de la distribution spatiale de la température moyenne et la précipitation totale en équivalant en eau des deux hivers est effectuée avec trois produits de référence : ERA5-Land (Muñoz-Sabater *et al.*, 2021), CaPA (Fortin *et al.*, 2018) et DAYMET V.4 (Thornton *et al.*, 2021). Ces produits sont ensuite mis en comparaison avec les observations dans les stations. Par la suite, une analyse de la répartition de la quantité et de la fraction occupée par chaque phase de précipitation totale aux stations est conduite. Les distributions de l'occurrence de la précipitation pour chaque type selon la température sont explorées. De plus, la température d'équiprobabilité d'obtentions des précipitations solides et liquides (T_{50}) a été calculé pour chaque produit. Plus précisément, en utilisant les deux simulations et les observations, le comportement de l'occurrence de la précipitation selon le type en fonction de la température est examiné.

En utilisant les valeurs mesurées aux stations ainsi que les valeurs simulées par le MRCC6/GEM5 à deux résolutions différentes, la durée des événements de précipitation solide, liquide et mixte est analysée et comparée. Une analyse plus approfondie est effectuée spécifiquement pour les événements de précipitations mixtes, en se concentrant sur la durée des précipitations mixtes (analyse du nombre d'heures). Finalement, une étude de cas est réalisée en sélectionnant l'événement présentant le plus grand nombre d'heures ainsi que la plus grande quantité de précipitation mixte.

L'évaluation de la température moyenne à deux mètres des deux hivers combinés à soulever que la simulation à plus basse résolution présente des biais négatifs des températures par rapport aux produits de référence sur grille. De plus, la comparaison avec les produits sur grille montre un biais chaud dans le sud du domaine et un biais froid dans le nord du domaine produit par le modèle. Les deux simulations montrent des résultats similaires pour la précipitation totale au cours des deux années. Lorsque comparer à CaPA et ERA5 Land, le modèle semble montrer une surestimation de la précipitation dans la vallée du

Saint-Laurent. Une grande sous-estimation par rapport à DAYMET dans la région de la Côte-Nord et de la Gaspésie a aussi été observée.

Une comparaison des différentes résolutions, des produits de référence sur grille et des observations a été explorée à l'aide de diagramme de Taylor pour les variables de température moyenne journalière à 2 m et pour l'accumulation journalière de précipitation. Une comparaison des corrélations a montré que ERA5-Land est le produit possédant la plus grande corrélation avec les observations. De plus, cette analyse a montré que la simulation CRCM6-2.5km simule une déviation standard plus proche de celle observée aux stations autant pour la température journalière moyenne à 2 m que pour l'accumulation de précipitation journalière que la simulation à CRCM6-12km. Indiquant une meilleure représentation de la variabilité des températures moyennes journalières à 2 m par le modèle CRCM6-2.5km. Une corrélation égale a été trouvée entre les simulations et les observations pour les températures. Cependant, en ce qui concerne la précipitation totale, une corrélation plus importante avec les observations a été trouvée pour la simulation avec une résolution plus grossière. Pour les températures, DAYMET possède une corrélation plus faible avec les observations que les autres produits. Pour la précipitation, CaPA est le produit qui possède la plus faible corrélation avec les observations. Ce résultat est en accord avec la littérature. En effet, tel que décrit par Fortin *et al.* (2018), CaPA a tendance à sous-estimer les quantités de précipitations. Amenant ainsi à une corrélation plus faible avec les observations. De plus, une comparaison de l'altitude de l'isotherme à 0°C simulé et observé à l'aide des sondages atmosphériques à l'intérieur du domaine étudié a été effectuée. Les deux simulations ont montré une bonne représentation de l'isotherme avec de faibles biais moyens au cours des deux hivers.

En comparant aux observations des stations, la simulation à résolution plus fine montre une meilleure représentation des quantités totales de précipitation sur la durée de l'étude. Les deux résolutions montrent des quantités et fractions de précipitation mixte semblable surestimée, lorsque comparées aux observations. De plus, le modèle MRCC6/GEM5 semble surestimer la précipitation mixte à plusieurs stations. Ce résultat est fortement lié au nombre d'heures où les précipitations ont été simulées entre -2°C et 2°C. De plus, l'impact du biais chaud dans le sud du domaine observé dans la comparaison avec les produits sur grille est visible dans le biais de la quantité pour chaque type de précipitation aux stations. En effet, surtout pour le modèle à 2,5 km, un biais d'accumulation positif plus important est obtenu pour les stations plus au sud (WEYMOU_G, LAFLAMME_G et CABITUQG) comparativement aux stations les plus au nord du domaine (PARLEUR, AUXLOUPS et SAUTEREL). Additionnellement, le biais chaud sur le domaine

se voit également dans la surestimation par les deux résolutions de la quantité de précipitation LIQUID comparativement aux précipitations SOLID sur l'ensemble des stations du réseau HQ. Comme les deux simulations surestiment cette valeur, la fraction moyenne des précipitations sur le domaine qui est représentée par le type MIX et MIXFR est également surestimée pour les deux résolutions par rapport aux observations. Une bonne représentation par le modèle de l'augmentation de la fraction solide avec l'augmentation de latitude est observée. Ainsi, une meilleure représentation de la quantité et de la fraction de phase est observée pour les stations situées dans le nord du domaine étudié.

Néanmoins, une différence dans les instruments entre les deux stations les plus au sud du domaine (Forêt Montmorency Neige site et UQAM-PK) et le réseau de stations d'Hydro-Québec pourrait expliquer les différences entre les stations les plus au sud et celle située dans le nord du domaine. En effet, les sites Forêt Montmorency NEIGE site et UQAM-PK utilisent des disdromètres optiques comparativement au disdromètre radar du réseau de stations. Ainsi, deux algorithmes différents de détermination de la phase selon les sorties de l'instrument sont utilisés pour diagnostiquer la phase. Comme ces algorithmes sont fournis par les compagnies, il est impossible de conclure de l'impact de ces différents algorithmes sur le classement de la précipitation. L'occurrence du type de précipitation en fonction de la température a été explorée à l'aide des observations des stations et des simulations. Cinq distributions (Solide (SOLID), Liquide (LIQUID), Mix de solide et de pluie verglaçante (MIXFR), Mix de liquide et de solide (MIX) et pluie verglaçante (FR)) ont été explorées en fonction de la température à 2 m. Pour les observations et les deux résolutions étudiées, les distributions de précipitation SOLID et LIQUID en fonction de la température dominaient en dessous et au-dessus de zéro degré respectivement. Il a été trouvé que T_{50} semble correspondre aussi au maximum d'occurrence de la phase MIX pour les observations. Néanmoins, celle-ci semblait plus froide que le pic des distributions MIX simulées pour les deux résolutions. En général, des températures T_{50} comparables pour chaque résolution et inférieures observations ont été trouvées. La simulation CRCM6-2.5km montre des maximums de distribution pour toutes les distributions plus près des observations.

La somme cumulative de précipitation en fonction de la température a été calculée pour chaque type. Il a été trouvé que la simulation CRCM6-2.5km représente mieux les sommes dérivées des observations. À l'exception de la phase solide, les deux résolutions tendent à surestimer l'occurrence des précipitations de chaque type de précipitation. L'accumulation des courbes des différentes distributions pour cette simulation tend à commencer à des températures proches de celle observée et à suivre mieux les courbes

observées. De plus, les maximums d'accumulation sont près des valeurs observées pour la simulation à échelle spatiale plus fine.

La durée des événements et le nombre d'événements de chaque type de précipitation ont été mis en comparaison. Il a été trouvé que la simulation CRCM6-2.5km tend généralement à mieux simuler les durées et le nombre d'événements selon la durée de l'événement. Néanmoins, les deux résolutions montrent une surestimation de surestimation des événements liquide et une sous-estimation des événements solide et mixte. De plus, l'occurrence des faibles nombres d'heures mixtes durant les événements mixtes semble mieux reproduite par la simulation CRCM6-2.5km.

Comme mentionné plus haut, l'événement se caractérisant par le plus grand nombre d'heures et la plus grande quantité de précipitation mixte au site NEIGE de la forêt Montmorency ont été séparés. Une comparaison avec les deux simulations du modèle a été effectuée pour cet événement. Il a été trouvé que la simulation à plus grandes résolutions semble mieux représenter l'occurrence de la précipitation, mais tend à surestimer la quantité de précipitation mixte au cours de l'événement. Une pause de précipitation durant l'événement a été observée et simulée par la résolution CRCM6-2.5km. Néanmoins, la simulation CRCM6-12km semble mieux représenter les quantités durant l'événement, mais manque de simuler la pause et les précipitations mixtes à la fin de l'événement.

De plus, les valeurs mesurées par un radar MRR situé sur le site NEIGE a permis de comparer la réflectivité radar, la température et les fractions de masse en altitude par celles calculées par le schéma microphysique P3. La couche de fonte a été observée et semble mieux reproduite par la simulation CRCM6-2.5km. Les températures simulées en altitude par les deux simulations semblent correspondre bien avec la couche de fonte observée. Néanmoins, l'élévation de l'isotherme-0°C et la réflectivité simulée par CRCM6-2.5km correspondent mieux aux observations. De plus, la zone de fraction de masse entre la glace de catégorie 1 et la pluie simulée semble aussi plus proche de la zone de transition par le modèle CRCM6-2.5km. La pause dans les précipitations observées a correctement été simulée, mais possède un décalage d'une heure par le modèle à plus haute résolution.

Cette étude possède des limitations qu'il faut adresser. Premièrement, cette étude a été effectuée sur deux années. En effet, les stations ont été installées au cours de l'année 2019. Par conséquent, seulement deux hivers d'observation, 2020-2021 et 2021-2022 entre les mois d'octobre et d'avril, sont accessibles. Ceci limite donc la durée sur laquelle l'étude peut être effectuée. Il serait pertinent d'utiliser plus d'années dans une étude future. Cependant, les deux années étaient climatologiques différentes, ce qui nous a permis de mieux comparer les précipitations mixtes simulées. Deuxièmement, il faut mentionner que l'un des processus de contrôle de la qualité comprend la correction de la sous-capture, ce qui entraîne des incertitudes importantes discutées dans l'annexe A. Comme indiqué par Kochendorfer *et al.* (2017), l'ajustement des précipitations par la fonction de transfert présente certaines limites. Comme l'efficacité de la capture diminue avec la vitesse du vent pendant les événements comportant des précipitations solides et mixtes, les jauges de précipitation peuvent retourner des précipitations nulles lorsqu'elles ne sont pas en mesure de capturer des précipitations. Comme la fonction de transfert universelle n'est pas en mesure de corriger les précipitations nulles qui auraient dû être captées, il peut en résulter un manque de précipitation et une sous-corrrection. Cela peut se traduire par une accumulation moindre de précipitations à l'emplacement de la station. Troisièmement, l'erreur de la précipitation simulée par le modèle dépend de la capacité du modèle à simuler la quantité de précipitations et la fraction de type séparément. Cependant, l'objectif de cette étude étant d'évaluer l'impact de la résolution du modèle sur les précipitations simulées en utilisant la quantité de chaque type de précipitations. Ainsi, l'évaluation complète séparée de ces deux habilités n'entre pas dans le cadre de cette étude. Finalement, la combinaison des données automatiques du disdromètre et de la jauge de précipitations à chaque station pour obtenir la quantité de chaque type de précipitation à chaque pas de temps, pose certaines limites dans la classification. Comme l'instrument servant à la classification de la précipitation ne renvoie que 4 catégories, dont une catégorie de mélange solide et liquide sur une base de 15 minutes, l'agrégation en catégorie MIX et MIXFR horaire des précipitations simulées et observées ont été nécessaires à des fins de comparaison. Des catégories de mélange non combinées pour le disdromètre permettraient une meilleure comparaison du type et de la quantité de précipitations horaires.

Enfin, cette étude a mis en évidence la valeur ajoutée de l'utilisation d'un maillage de 2,5 km par rapport à 12 km dans le modèle RCM sur la partie sud du Québec. L'utilisation d'une résolution plus élevée améliore la température de l'air à 2 m, le moment, le type de précipitations et la quantité annuelle de précipitations à l'emplacement des stations retournées par le modèle. De plus, la couche de fonte et le changement de phase des précipitations en altitude semblent mieux représentés par la simulation à 2,5 km. Cependant, la résolution la plus élevée montre une plus grande accumulation de précipitations mixtes pendant l'événement étudié. Comme les fractions de la quantité totale de précipitations à l'emplacement de la station semblent similaires pour les deux résolutions en utilisant uniquement P3 comme schéma microphysique, une comparaison utilisant plusieurs la prévision de la fraction liquide ou encore plusieurs catégories de glace serait utile.

APPENDICE A

OBSERVATIONS QUALITY CONTROL

To ensure the quality of the data for precipitation accumulation, temperature and relative humidity, any value that is more than three times the standard deviation of the mean is removed. After this step, different processes take place for each variable.

1. The temperature is first corrected. The temperature (T) outside of the temperature range ($-50^{\circ}\text{C} < T < 40^{\circ}\text{C}$) is discarded. Moreover, if a missing value is enclosed between two 15-min time steps, the temperature is interpolated linearly to the missing time step.
2. Each meteorological station is associated with a snowpack measurement sensor station (GMON). If temperature values are missing at the meteorological station location, the temperature is filled using the GMON station temperature. However, the meteorological station and the GMON stations are not always at the same altitude. A correction is applied using the same standard atmosphere vertical thermic gradient used for the simulation temperature correction for the closest grid point of the station.
3. A similar process is applied to the relative humidity (HR). Values that fall outside of the relative humidity range ($10\% < \text{HR} < 100\%$)
4. The wind speed and direction are treated using different thresholds as used by (Smith *et al.*, 2022). Wind direction superior to 360° or lower than 0° is removed. Wind speed that is inferior to 0 km h^{-1} or superior to 150 km h^{-1} are also removed.
5. An hourly resampling is conducted on the data. The mean temperature, the mean relative humidity and mean wind direction and speed at both the 10 m and 2.5 m altitude are calculated for each hour.

The single-Altet precipitation measurements at each meteorological station are adjusted and multiple quality control steps are applied to the data. An example of precipitation treatment at CABITUQG station is shown in Figure 14.

1. First, to ensure the continuity of the data, the negative of the 15-minute accumulation that is smaller than the random noise of the gauge ($PR < 0 \text{ mm } 15 \text{ min}^{-1}$) is removed (Smith *et al.*, 2022). Removal of the jump due to the gauge servicing (bucket emptying) is conducted to ensure the continuity of the data.
2. To compensate for the evaporation losses and to ensure the data quality of the accumulation the segmented neutral aggregating filter from Ross *et al.* (2020) is applied.
3. As the simulation results are hourly, the precipitation is aggregated on an hourly basis for comparison purposes.
4. Moreover, as done by Smith *et al.* (2022) for the Canadian automated network of stations, extreme hourly precipitation accumulation ($PR \geq 110 \text{ mm h}^{-1}$) is removed.
5. The precipitation gauge under catch is then adjusted following the step developed by the WMO-SPICE campaign by Kochendorfer *et al.* (2017). Pierre *et al.* (2019) used the same procedure for a comparison using multiple transfer functions and the Montmorency NEIGE site. The study showed that the third universal transfer function from WMO-SPICE is the best function to apply to our domain. As such, this transfer function is applied to the data in this study to account for the under-catch.

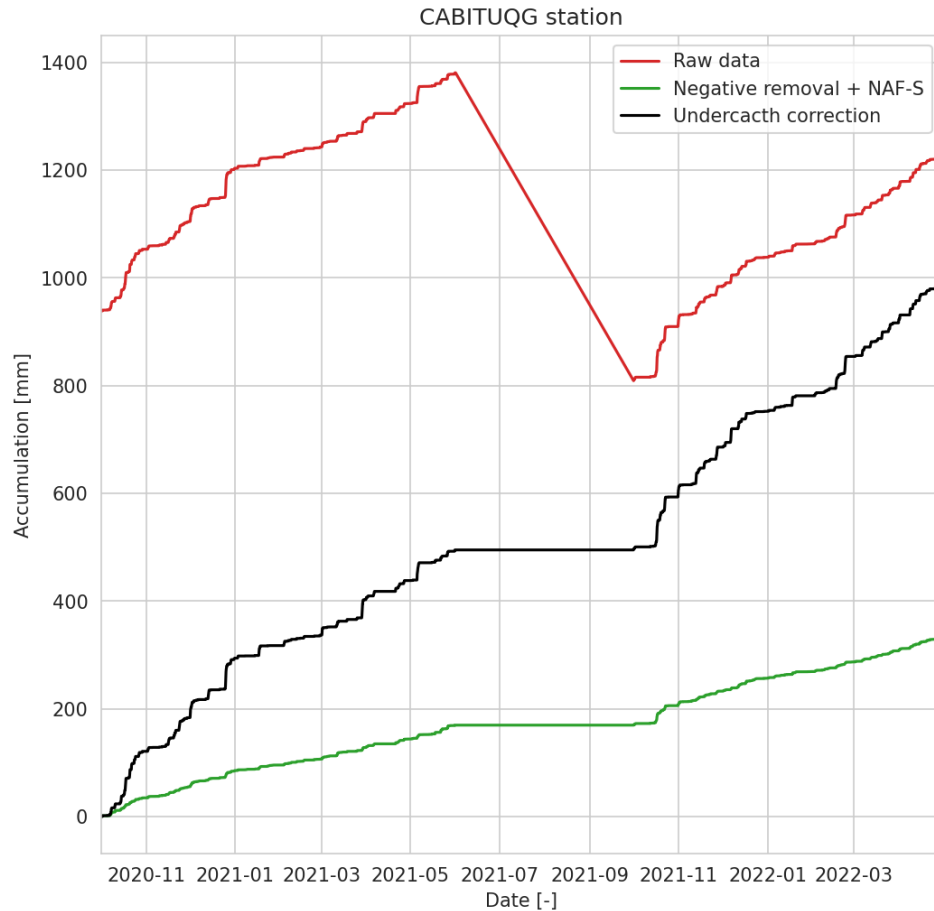


Figure A.1 Accumulated precipitation for each step of the treatment for the CABITUQG station. The red line represents the raw data, the green line represents the accumulated precipitation after the negative removal of precipitation at timestep and the black line represents the final accumulation after the under-catch correction.

For the Forêt Montmorency NEIGE site and UQAM stations, a supplementary step is needed. In those databases, rain is reported commonly under zero degrees. Therefore, using the temperature at those stations, the rain returned by the disdrometer under zeros degree conditions is transformed into freezing rain in the database. Moreover, as those databases are on a minute basis, a resampling to a 15-minute basis is needed. To do so, the mode of the 15-minute range of precipitation type is used. However, if a precipitation amount is recorded by the gauge but the mode of the distribution is null, the second most recurring value is used. For other values of mode with non-null precipitation, the mode is used.

The precipitation type diagnosed by the disdrometer and the precipitation amount measured by the gauge are combined at each 15-min sample. This allows us 15-minuteto obtain an amount of each precipitation type. Then, they are combined using the same definition used for the simulation outputs for comparison purposes.

The quality control process is applied to the precipitation-type data. First, the SYNOP $w_a w_a$ code is used to identify the precipitation type. The missing data are documented for this study, but no correction is applied. A threshold of missing data is applied to stations. If more than 10% of one of the two winters is missing at a station, the station is rejected. Moreover, if the precipitation is not continuous for both winters after the precipitation treatment, the station is removed.

Anomalies in accumulation and classification are also documented and can be due to multiple factors. One of those reasons is the accumulation of solid precipitation over the side and aperture of the gauge. This phenomenon is known as capping and is discussed by Kochendorfer *et al.* (2022). The solid precipitation accumulation over gauges can cause a burst in hourly accumulation when melting or falling into the bucket. Therefore, removing stations that present more than 20% of the precipitation caught by the gauges throughout both winters that are not classified by the disdrometers helps to identify capping events.

RÉFÉRENCE

Bartsch, A., Kumpula, T., Forbes, B. C. et Stammer, F. (2010). Detection of snow surface thawing and refreezing in the Eurasian Arctic with QuikSCAT: implications for reindeer herding. *Ecological Applications*, 20(8), 2346-2358. <https://doi.org/10.1890/09-1927.1>

Battaglia, A., Rustemeier, E., Tokay, A., Blahak, U. et Simmer, C. (2010). PARSIVEL Snow Observations: A Critical Assessment. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27(2), 333-344. <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1332.1>

Bechtold, P., Bazile, E., Guichard, F., Mascart, P. et Richard, E. (2001). A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(573), 869-886. <https://doi.org/10.1002/qj.49712757309>

Bélair, S., Mailhot, J., Girard, C. et Vaillancourt, P. (2005). Boundary Layer and Shallow Cumulus Clouds in a Medium-Range Forecast of a Large-Scale Weather System. *Monthly Weather Review*, 133(7), 1938-1960. <https://doi.org/10.1175/MWR2958.1>

Benjamin, S. G., Brown, J. M. et Smirnova, T. G. (2016). Explicit Precipitation-Type Diagnosis from a Model Using a Mixed-Phase Bulk Cloud–Precipitation Microphysics Parameterization. *Weather and Forecasting*, 31(2), 609-619. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-15-0136.1>

Bernstein, B. C. (2000). Regional and Local Influences on Freezing Drizzle, Freezing Rain, and Ice Pellet Events. *Weather and Forecasting*, 15(5), 485-508. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2000\)015<0485:RALIOF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2000)015<0485:RALIOF>2.0.CO;2)

Bourgouin, P. (2000). A Method to Determine Precipitation Types. *Weather and Forecasting*, 15(5), 583-592. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2000\)015<0583:AMTDPT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2000)015<0583:AMTDPT>2.0.CO;2)

Bresson, É., Laprise, R., Paquin, D., Thériault, J. M. et de Elía, R. (2017). Evaluating the Ability of CRCM5 to Simulate Mixed Precipitation. *Atmosphere-Ocean*, 55(2), 79-93. <https://doi.org/10.1080/07055900.2017.1310084>

Buttle, J. M., Allen, D. M., Caissie, D., Davison, B., Hayashi, M., Peters, D. L., Pomeroy, J. W., Simonovic,

S., St-Hilaire, A. et Whitfield, P. H. (2016). Flood processes in Canada: Regional and special aspects. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, 41(1-2), 7-30. <https://doi.org/10.1080/07011784.2015.1131629>

Canada, E. and C. C. (2011, 31 octobre). *Glossary - Climate - Environment and Climate Change Canada*. https://climate.weather.gc.ca/glossary_e.html#main

Cholette, M., Laprise, R. et Thériault, J. M. (2015). Perspectives for Very High-Resolution Climate Simulations with Nested Models: Illustration of Potential in Simulating St. Lawrence River Valley Channelling Winds with the Fifth-Generation Canadian Regional Climate Model. *Climate*, 3(2), 283-307. <https://doi.org/10.3390/cli3020283>

Cholette, M., Morrison, H., Milbrandt, J. A. et Thériault, J. M. (2019). Parameterization of the Bulk Liquid Fraction on Mixed-Phase Particles in the Predicted Particle Properties (P3) Scheme: Description and Idealized Simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 76(2), 561-582. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-18-0278.1>

Cholette, M. et Thériault, J. M. (2021). Precipitation Type Distribution and Microphysical Processes During the 1998 Ice Storm Simulated Under Pseudo-Warmer Conditions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(8), e2020JD033577. <https://doi.org/10.1029/2020JD033577>

Chosson, F., Vaillancourt, P. A., Milbrandt, J. A., Yau, M. K. et Zadra, A. (2014). Adapting Two-Moment Microphysics Schemes across Model Resolutions: Subgrid Cloud and Precipitation Fraction and Microphysical Sub-Time Step. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(7), 2635-2653. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0367.1>

Cortinas, J. V. J., Bernstein, B. C., Robbins, C. C. et Strapp, J. W. (2004). An Analysis of Freezing Rain, Freezing Drizzle, and Ice Pellets across the United States and Canada: 1976–90. *Weather and Forecasting*, 19(2), 377-390. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2004\)019<0377:AAOFRF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2004)019<0377:AAOFRF>2.0.CO;2)

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. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<1373:TOCMGE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<1373:TOCMGE>2.0.CO;2)

Di Luca, A., de Elía, R. et Laprise, R. (2012). Potential for added value in precipitation simulated by high-resolution nested Regional Climate Models and observations. *Climate Dynamics*, 38(5), 1229-1247. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1068-3>

Fortin, V., Roy, G., Stadnyk, T., Koenig, K., Gasset, N. et Mahidjiba, A. (2018). Ten Years of Science Based on the Canadian Precipitation Analysis: A CaPA System Overview and Literature Review. *Atmosphere-Ocean*, 56(3), 178-196. <https://doi.org/10.1080/07055900.2018.1474728>

Fumière, Q., Déqué, M., Nuissier, O., Somot, S., Alias, A., Caillaud, C., Laurantin, O. et Seity, Y. (2020). Extreme rainfall in Mediterranean France during the fall: added value of the CNRM-AROME Convection-Permitting Regional Climate Model. *Climate Dynamics*, 55(1), 77-91. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04898-8>

Girard, C., Plante, A., Desgagné, M., McTaggart-Cowan, R., Côté, J., Charron, M., Gravel, S., Lee, V., Patoine, A., Qaddouri, A., Roch, M., Spacek, L., Tanguay, M., Vaillancourt, P. A. et Zadra, 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. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00255.1>

Gregg, W. R. Standard atmosphere. <https://ntrs.nasa.gov/citations/19930091212> 1 janvier 1923.

Henson, W. et Stewart, R. (2007). Severity and return periods of icing events in the Montréal area. *Atmospheric Research*, 84(3), 242-249. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2006.08.002>

Henson, W., Stewart, R. et Kochtubajda, B. (2007). On the precipitation and related features of the 1998 Ice Storm in the Montréal area. *Atmospheric Research*, 83(1), 36-54. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2006.03.006>

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>

Heymsfield, A. J., Bansemmer, A., Theis, A. et Schmitt, C. (2021). Survival of Snow in the Melting Layer:

Relative Humidity Influence. *Journal of Atmospheric Sciences*, 78, 1823-1845. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0353.1>

Jennings, K. S., Winchell, T. S., Livneh, B. et Molotch, N. P. (2018). Spatial variation of the rain–snow temperature threshold across the Northern Hemisphere. *Nature Communications*, 9(1), 1-9. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03629-7>

Jeong, D. I., Cannon, A. J. et Zhang, X. (2019). Projected changes to extreme freezing precipitation and design ice loads over North America based on a large ensemble of Canadian regional climate model simulations. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 19(4), 857-872. <https://doi.org/10.5194/nhess-19-857-2019>

Jouan, C., Milbrandt, J. A., Vaillancourt, P. A., Chosson, F. et Morrison, H. (2020). Adaptation of the Predicted Particles Properties (P3) Microphysics Scheme for Large-Scale Numerical Weather Prediction. *Weather and Forecasting*, 35(6), 2541-2565. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-20-0111.1>

Kain, J. S. et Fritsch, J. M. (1990). A One-Dimensional Entraining/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(23), 2784-2802. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1990\)047<2784:AODEPM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1990)047<2784:AODEPM>2.0.CO;2)

Kain, J. S. et Fritsch, J. M. (1992). The role of the convective ?trigger function? in numerical forecasts of mesoscale convective systems. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 49(1-4), 93-106. <https://doi.org/10.1007/BF01025402>

Kim, G., Kim, J. et Cha, D.-H. (2022). Added value of high-resolution regional climate model in simulating precipitation based on the changes in kinetic energy. *Geoscience Letters*, 9(1), 38. <https://doi.org/10.1186/s40562-022-00247-6>

Kochendorfer, J., Earle, M., Rasmussen, R., Smith, C., Yang, D., Morin, S., Mekis, E., Buisan, S., Roulet, Y.-A., Landolt, S., Wolff, M., Hoover, J., Thériault, J. M., Lee, G., Baker, B., Nitu, R., Lanza, L., Colli, M. et Meyers, T. (2022). How Well Are We Measuring Snow Post-SPICE? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103(2), E370-E388. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-20-0228.1>

Kochendorfer, J., Nitu, R., Wolff, M., Mekis, E., Rasmussen, R., Baker, B., Earle, M. E., Reverdin, A.,

Wong, K., Smith, C. D., Yang, D., Roulet, Y.-A., Buisan, S., Laine, T., Lee, G., Aceituno, J. L. C., Alastrué, J., Isaksen, K., Meyers, T., ... Poikonen, A. (2017). Analysis of single-Alter-shielded and unshielded measurements of mixed and solid precipitation from WMO-SPICE. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(7), 3525-3542. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3525-2017>

Lachapelle, M. et Thériault, J. M. (2022). Characteristics of Precipitation Particles and Microphysical Processes during the 11–12 January 2020 Ice Pellet Storm in the Montréal Area, Québec, Canada. *Monthly Weather Review*, 150(5), 1043-1059. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-21-0185.1>

Lecomte, E. L., W. Pang, A. et W. Russell, J. (1998). *LA TEMPÊTE DE VERGLAS DE 1998*, 45.

Lucas-Picher, P., Argüeso, D., Brisson, E., Trambly, Y., Berg, P., Lemonsu, A., Kotlarski, S. et Caillaud, C. (2021). Convection-permitting modeling with regional climate models: Latest developments and next steps. *WIREs Climate Change*, 12(6), e731. <https://doi.org/10.1002/wcc.731>

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), 2611-2633. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3227-z>

Marinier, S., Thériault, J. M. et Ikeda, K. (2022). Changes in freezing rain occurrence over eastern Canada using convection-permitting climate simulations. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06370-6>

Marshall, J. S. et Palmer, W. M. K. (1948). THE DISTRIBUTION OF RAINDROPS WITH SIZE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 5(4), 165-166. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1948\)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2)

Matsuo, T., Sasyo, Y. et Sato, Y. (1981). Relationship between Types of Precipitation on the Ground and Surface Meteorological Elements. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 59(4), 462-476. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.59.4_462

Matte, D., Thériault, J. M. et Laprise, R. (2019). Mixed precipitation occurrences over southern Québec, Canada, under warmer climate conditions using a regional climate model. *Climate Dynamics*, 53(1-2), 1125-1141. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4231-2>

McCray, C. D., Paquin, D., Thériault, J. M. et Bresson, É. (2022). A Multi-Algorithm Analysis of Projected Changes to Freezing Rain Over North America in an Ensemble of Regional Climate Model Simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127(14), e2022JD036935. <https://doi.org/10.1029/2022JD036935>

McTaggart-Cowan, R., Vaillancourt, P. A., Zadra, A., Chamberland, S., Charron, M., Corvec, S., Milbrandt, J. A., Paquin-Ricard, D., Patoine, A., Roch, M., Separovic, L. et Yang, J. (2019). Modernization of Atmospheric Physics Parameterization in Canadian NWP. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(11), 3593-3635. <https://doi.org/10.1029/2019MS001781>

McTaggart-Cowan, R., Vaillancourt, P. A., Zadra, A., Separovic, L., Corvec, S. et Kirshbaum, D. (2019). A Lagrangian Perspective on Parameterizing Deep Convection. *Monthly Weather Review*, 147(11), 4127-4149. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0164.1>

Meyers, M. P., DeMott, P. J. et Cotton, W. R. (1992). New Primary Ice-Nucleation Parameterizations in an Explicit Cloud Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 31(7), 708-721. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1992\)031<0708:NPINPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1992)031<0708:NPINPI>2.0.CO;2)

Milbrandt, J. A., Morrison, H., Ii, D. T. D. et Paukert, M. (2021). A Triple-Moment Representation of Ice in the Predicted Particle Properties (P3) Microphysics Scheme. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 78(2), 439-458. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0084.1>

Milbrandt, J. A. et Yau, M. K. (2005). A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part II: A Proposed Three-Moment Closure and Scheme Description. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(9), 3065-3081. <https://doi.org/10.1175/JAS3535.1>

Mironov, D., Kirillin, G., Heise, E., Golosov, S., Terzhevik, A. et Zverev, I. (2003). *Parameterization of Lakes in Numerical Models for Environmental Applications*.

Morrison, H. et Milbrandt, J. A. (2015). Parameterization of Cloud Microphysics Based on the Prediction of Bulk Ice Particle Properties. Part I: Scheme Description and Idealized Tests. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(1), 287-311. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0065.1>

Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., Boussetta, S.,

Choulga, M., Harrigan, S., Hersbach, H., Martens, B., Miralles, D. G., Piles, M., Rodríguez-Fernández, N. J., Zsoter, E., Buontempo, C. et Thépaut, J.-N. (2021). ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data*, 13(9), 4349-4383. <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>

Pieri, A. B., Hardenberg, J. von, Parodi, A. et Provenzale, A. (2015). Sensitivity of Precipitation Statistics to Resolution, Microphysics, and Convective Parameterization: A Case Study with the High-Resolution WRF Climate Model over Europe. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4), 1857-1872. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0221.1>

Pierre, A., Jutras, S., Smith, C., Kochendorfer, J., Fortin, V. et Anctil, F. (2019). Evaluation of Catch Efficiency Transfer Functions for Unshielded and Single-Alter-Shielded Solid Precipitation Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 36(5), 865-881. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-18-0112.1>

Pruppacher, H. R., Klett, J. D. et Wang, P. K. (1998). Microphysics of Clouds and Precipitation. *Aerosol Science and Technology*, 28(4), 381-382. <https://doi.org/10.1080/02786829808965531>

Québec, M. de l'Environnement, de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs. (2021). *Février 2021 : le deuxième hiver le plus doux en cent ans au Québec*. <https://www.environnement.gouv.qc.ca/climat/Faits-saillants/2021/fevrier.htm#hiver>

Québec, M. de l'Environnement, de la Lutte contre les changements climatiques, de la Faune et des Parcs. (2022). *Février 2022 : parmi les févriers les plus froids et neigeux, il laisse un couvert de neige 13 % plus chargé en eau que la normale*. <https://www.environnement.gouv.qc.ca/climat/Faits-saillants/2022/fevrier.htm>

Rauber, R. M., Olthoff, L. S., Ramamurthy, M. K. et Kunkel, K. E. (2000). The Relative Importance of Warm Rain and Melting Processes in Freezing Precipitation Events. *Journal of Applied Meteorology*, 39(7), 1185-1195. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2000\)039<1185:TRIOWR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1185:TRIOWR>2.0.CO;2)

Ressler, G. M., Milrad, S. M., Atallah, E. H. et Gyakum, J. R. (2012). Synoptic-Scale Analysis of Freezing Rain Events in Montréal, Québec, Canada. *Weather and Forecasting*, 27(2), 362-378. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-11-00071.1>

Ross, A., Smith, C. D. et Barr, A. (2020). An improved post-processing technique for automatic precipitation gauge time series. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(6), 2979-2994. <https://doi.org/10.5194/amt-13-2979-2020>

Sims, E. M. et Liu, G. (2015). A Parameterization of the Probability of Snow–Rain Transition. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4), 1466-1477. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0211.1>

Singh, P., Spitzbart, G., Hübl, H. et Weinmeister, H. W. (1997). Hydrological response of snowpack under rain-on-snow events: a field study. *Journal of Hydrology*, 202(1), 1-20. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00004-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00004-8)

Smith, C. D., Mekis, E., Hartwell, M. et Ross, A. (2022, 19 juillet). *The hourly wind-bias adjusted precipitation data set from the Environment and Climate Change Canada automated surface observation network (2001–2019)* [preprint]. ESSD – Atmosphere/Meteorology. <https://doi.org/10.5194/essd-2022-208>

Smith, P. L. (1984). Equivalent Radar Reflectivity Factors for Snow and Ice Particles. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 23(8), 1258-1260. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1984\)023<1258:ERRFFS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<1258:ERRFFS>2.0.CO;2)

Stewart, R. E., Bachand, D., Dunkley, R. R., Giles, A. C., Lawson, B., Legal, L., Miller, S. T., Murphy, B. P., Parker, M. N., Paruk, B. J. et Yau, M. K. (1995). Winter storms over Canada. *Atmosphere-Ocean*, 33(2), 223-247. <https://doi.org/10.1080/07055900.1995.9649533>

Stewart, R. E., Thériault, J. M. et Henson, W. (2015). On the Characteristics of and Processes Producing Winter Precipitation Types near 0°C. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(4), 623-639. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00032.1>

St-Pierre, M., Thériault, J. M. et Paquin, D. (2019). Influence of the Model Horizontal Resolution on Atmospheric Conditions Leading to Freezing Rain in Regional Climate Simulations. *Atmosphere-Ocean*, 57(2), 101-119. <https://doi.org/10.1080/07055900.2019.1583088>

Sundqvist, H., Berge, E. et Kristjánsson, J. (1989). Condensation and Cloud Parameterization Studies with a Mesoscale Numerical Weather Prediction Model. *Monthly Weather Review - MON WEATHER REV*, 117. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<1641:CACPSW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<1641:CACPSW>2.0.CO;2)

Suriano, Z. J. (2022). North American rain-on-snow ablation climatology. *Climate Research*, 87, 133-145. <https://doi.org/10.3354/cr01687>

Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D7), 7183-7192. <https://doi.org/10.1029/2000JD900719>

Thériault, J. M., Leroux, N. R., Stewart, R. E., Bertonecini, A., Déry, S. J., Pomeroy, J. W., Thompson, H. D., Smith, H., Mariani, Z., Desroches-Lapointe, A., Mitchell, S. et Almonte, J. (2022). Storms and Precipitation Across the continental Divide Experiment (SPADE). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103(11), E2628-E2649. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-21-0146.1>

Thériault, J. M., Rasmussen, R., Ikeda, K. et Landolt, S. (2012). Dependence of Snow Gauge Collection Efficiency on Snowflake Characteristics. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(4), 745-762. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0116.1>

Thériault, J. M. et Stewart, R. E. (2010). A Parameterization of the Microphysical Processes Forming Many Types of Winter Precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(5), 1492-1508. <https://doi.org/10.1175/2009JAS3224.1>

Thériault, J. M., Stewart, R. E. et Henson, W. (2010). On the Dependence of Winter Precipitation Types on Temperature, Precipitation Rate, and Associated Features. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(7), 1429-1442. <https://doi.org/10.1175/2010JAMC2321.1>

Thompson, G., Field, P. R., Rasmussen, R. M. et Hall, W. D. (2008). Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. *Monthly Weather Review*, 136(12), 5095-5115. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2387.1>

Thornton, P. E., Shrestha, R., Thornton, M., Kao, S.-C., Wei, Y. et Wilson, B. E. (2021). Gridded daily weather data for North America with comprehensive uncertainty quantification. *Scientific Data*, 8(1), 190. <https://doi.org/10.1038/s41597-021-00973-0>

Verseghy, D. L. CLASS – THE CANADIAN LAND SURFACE SCHEME (VERSION 3.6)CLASS_v3.6_Documentation.pdf. février 2012.

Vionnet, V., Bélair, S., Girard, C. et Plante, A. (2015). Wintertime Subkilometer Numerical Forecasts of Near-Surface Variables in the Canadian Rocky Mountains. *Monthly Weather Review*, 143(2), 666-686. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00128.1>

Wachowicz, L. J., Mote, T. L. et Henderson, G. R. (2020). A rain on snow climatology and temporal analysis for the eastern United States. *Physical Geography*, 41(1), 54-69. <https://doi.org/10.1080/02723646.2019.1629796>