

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

**CLIMATOLOGIE DES CONDITIONS PRÈS DE 0 °C ET DES PRÉCIPITATIONS  
ASSOCIÉES À TERRACE, EN COLOMBIE-BRITANNIQUE, ET FACTEURS  
CONTRIBUANT À LEURS OCCURRENCES**

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

ÉMILE CARDINAL

NOVEMBRE 2022

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.10-2015). 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

Je tiens tout d'abord à remercier chaleureusement mes deux co-directeurs de recherche, Julie Mireille Thériault et Ronald E. Stewart, pour votre communication présente et constante, votre positivisme, votre écoute, votre soutien et votre support scientifique hors pair. Sans vous, la réalisation de ce mémoire n'aurait été possible, et je vous en suis très reconnaissant! J'ai été également très chanceux de bénéficier d'une aide financière, un grand merci Julie! De plus, la contribution énorme de l'équipe de Stephen Déry à l'Université du Nord de la Colombie-Britannique est très appréciée et a également permis au projet de se réaliser. Un merci tout spécial à Hadleigh D. Thompson pour son aide fort utile à plusieurs niveaux, tant pour l'installation d'équipements que pour la gestion et l'organisation des données. Je ne peux passer sous silence l'apport de Mathieu Lachapelle et Katja Winger au volet informatique du projet. Également, merci beaucoup à Sonia Laforest qui, grâce à une visite organisée au Service Météorologique Canadien, m'a fait réaliser que mon avenir était fait pour être en météorologie! De ce fait, merci à Francesco S. Pausata et René Laprise de m'avoir accepté dans le programme et ainsi de faire en sorte que je puisse m'investir à temps plein dans ma passion! Finalement, bien sûr, mes parents ont eu un grand rôle à jouer au niveau du support psychologique et pour me garder sur le bon chemin, un grand merci Manon et Normand! La pandémie et le travail à distance ont été de grands défis pour la réalisation de mon mémoire, et le travail soutenu de toute cette équipe m'a permis de confronter et vaincre ces défis.

À vous tous, je ne pourrai jamais vous remercier assez à ces égards!



# TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	iii
TABLE DES MATIÈRES.....	v
LISTE DES FIGURES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES .....	xv
RÉSUMÉ.....	xvii
CHAPITRE I	
INTRODUCTION .....	1
1.1 Précipitations orographiques .....	2
1.2 Rivières atmosphériques .....	4
1.3 Processus de formation et méthodes de détection des précipitations hivernales.....	6
1.4 Climatologie des précipitations verglaçantes en Amérique du Nord .....	8
1.5 Processus météorologiques locaux .....	9
1.5.1 Effets orographiques.....	10
1.5.2 Formation d'un dôme d'air froid et influences de l'air arctique.....	10
1.5.3 Impacts des vallées sur les conditions atmosphériques.....	12
1.6 Climatologie des conditions près de 0 °C au Canada .....	13
1.7 But de l'étude .....	14
CHAPITRE II	
CLIMATOLOGIE DES CONDITIONS PRÈS DE 0 °C ET DES PRÉCIPITATIONS ASSOCIÉES À TERRACE, EN COLOMBIE-BRITANNIQUE, ET FACTEURS CONTRIBUTANT À LEURS OCCURRENCES .....	16
ABSTRACT .....	18
2.1 Introduction .....	19
2.2 Data and methods .....	22
2.2.1 Study area.....	22
2.2.2 Weather station data .....	23
2.2.3 Reanalysis data.....	23
2.2.4 Instrumentation .....	24
2.3 1956–2020 climatology.....	25
2.3.1 Temperature distributions and climates.....	25

2.3.2	Near-0°C conditions .....	25
2.3.3	Precipitation .....	26
2.3.4	Influences of precipitation and pathways on event duration .....	27
2.3.5	Wind speed and direction .....	29
2.3.6	Atmospheric conditions .....	30
2.4	Near-0°C conditions and freezing precipitation case studies during the 2021–22 cold season .....	30
2.4.1	Case study 1 (29–30 November 2021) .....	31
2.4.2	Case study 2 (8–11 January 2022) .....	32
2.4.3	Summary of case studies.....	33
2.5	Discussion .....	34
2.5.1	Regional-scale processes promoting near-0°C conditions at Terrace ..	34
2.5.2	Local-scale forcings influencing surface air temperature at Terrace ...	36
2.6	Conclusions .....	37
TABLES .....		40
FIGURES .....		43
CHAPITRE III		
CONCLUSION.....		66
ANNEXE A		
ÉTUDE DE CAS #1 – ÉVÉNEMENT DE CONDITIONS PRÈS DE 0 °C ET DE PRÉCIPITATIONS MIXTES ET VERGLACANTES À TERRACE LE 29 ET LE 30 NOVEMBRE 2021 .....		71
ANNEXE B		
ÉTUDE DE CAS #2 – ÉVÉNEMENT DE CONDITIONS PRÈS DE 0 °C ET DE PRÉCIPITATIONS MIXTES ET VERGLAÇANTES À TERRACE DU 8 AU 11 JANVIER 2022.....		78
RÉFÉRENCES .....		85





## LISTE DES FIGURES

Figure	Page	
2.1	Location of the study area. (a) Location of Terrace, BC (yellow star) on a large-scale map covering Western Canada, with AK for Alaska, YK for Yukon, NT for Northwest Territories, SK for Saskatchewan, WA for Washington State, ID for Idaho and MT for Montana, along with several cities shown in red dots. (b) Inset map (shown as the green square on panel (a)) of BC's North Coast region centered on Terrace, along with the elevation of the stations used in the climatology, in meters above sea level (ASL). Red outlines denote Environment and Climate Change Canada (ECCC) stations, and black outlines are stations maintained by Ministries of BC's government.	44
2.2	The four idealized near-0°C pathways. Each pathway is identified as P1, P2, P3 and P4, respectively. Adapted from Mekis et al. (2020).	45
2.3	Instrumentation setup at the downtown Terrace station (UNBC campus rooftop), namely (a) a MRR2, (b) a OTT Parsivel <sup>2</sup> and a Goodrich 0872F1 ice detector, and (c) the complete weather station with the setup datalogger and a HOBO tipping bucket precipitation gauge.	46
2.4	The mean annual hours (h) of 2-m temperature distribution of the entire climatology at Prince Rupert, Terrace and Smithers, based on the climatology of the 1956–2020 period. The near-0°C bin is shaded in light purple and 4°C-range bins were used.	47
2.5	Near-0°C conditions timing and occurrence over the year, based on the climatology for the 1956–2020 period. Panel (a) shows the distribution of mean monthly near-0°C hours at the three ECCC stations, while panel (b) shows the month with the highest number of near-0°C hours (primary peak) with respect to station elevation, at all stations shown in Figure 1. Cyan dots are the BC Government stations, while the green, dark blue and pink markers are Prince Rupert, Terrace and Smithers ECCC stations respectively. The red line is the best ordinary least squares trendline.	48
2.6	Near-0°C events distribution of their beginning (continuous lines) and ending (dotted lines) as function of time (Pacific Standard Time, UTC-8) at (a) Prince Rupert, (b) Terrace, and (c) Smithers, for the 1956–2020 period. The lines refer to all events (black), for events with no precipitation (brown) and for those with precipitation (teal). The gray shading indicates the mean winter nighttime period.	49

2.7	Mean annual number of near-0°C events with respect to their mean duration for the 1956–2020 period, with the three ECCC stations in color and the other stations from provincial networks (Figure 2.1b) in cyan. The red line is the best ordinary least squares trendline.	50
2.8	Precipitation climatology for the three ECCC stations for the 1956–2020 period. Panels (a) to (c) present the mean annual number of hours of mixed precipitation (all types shown) for Prince Rupert, Terrace and Smithers respectively, with physically impossible mixes hatched. Panel (d) presents the mean annual number of hours of each precipitation type, including mixtures, and panel (e) presents the mean 2-m temperature occurring when each precipitation type is falling, again for the three ECCC stations.	51
2.9	Near-0°C pathways relative occurrence at the three ECCC stations over the 1956–2020 period, (a) for the entire climatology, with (b) the percentage of events in each pathway that have precipitation, (c) for freezing rain or freezing drizzle events, and (d) for ice pellets events. In panel (a), dotted texture bars represent precipitation events, or those containing at least one hour of any precipitation type. Pathway types are shown in Figure 2.2.	52
2.10	Near-0°C event duration climatology for the 1956–2020 period. (a) The average duration of events without (white circle) or with precipitation (gray square), as well as freezing rain or freezing drizzle (pink diamond) and ice pellets (blue hexagon) events. (b) The maximal duration of events using the same classification. The near-0°C events documented in the two case studies (Section 2.4) are also shown, with black outlines and the corresponding case study number, within the same shaped symbol in terms of event classification.	53
2.11	Fraction of all near-0°C events containing precipitation (any type) with respect to event duration at the three ECCC stations for the 1956–2020 period.	54
2.12	Terrace Airport ECCC station wind climatology, based on the climatology for the 1956–2020 period. The wind roses are shown for (a) the entire climatology, (b) precipitation hours, (c) freezing rain or freezing drizzle hours and (d) ice pellets hours.	55
2.13	Mean composites of IVT (left) and 2-m temperature (right) in freezing rain or freezing drizzle hours during the 2000–2020 climatology at (a) and (b) Prince Rupert, (c) and (d) Terrace, and (e) and (f) Smithers.	56
2.14	Local-scale topographic features surrounding the city of Terrace and the location of the meteorological stations at Terrace. Panel (b) is the zoom-in map inside the red rectangle of panel (a) and shows the sharp rises along the riverbed (the “terraces”).	57

- 2.15 Time series of surface conditions in case study 1 (top, panels (a) to (d)) and 2 (bottom, panels (e) to (h)) periods, including (a) and (e) surface air temperature (2-m AGL temperature at the Airport station and 6-m AGL temperature at the downtown station), (b) and (f) wind speed, (c) and (g) wind direction and manual observations of precipitation types obtained at the Airport station in panels (d) and (h), with dotted lines indicating drizzle conditions. 58
- 2.16 Evolution of Integrated Vapor Transport (IVT) over the Northeastern Pacific Ocean domain, produced with ERA5 data every 12 hours for (a) the case study 1 period (between 1200 UTC 29 November 2021 and 0000 UTC 1 December 2021) and (b) for the case study 2 period (between 1200 UTC 09 January 2022 and 0000 UTC 11 January 2022). 59
- 2.17 OTT Parsivel<sup>2</sup> disdrometer particle size-speed spectra time series during the transition period of case study 1. The count (sum) of particles in each bin is computed over a 20-minute window centered on the time specified above each panel. The temperature indicated at the top-right of the panels is the average temperature over the 20-minute window. The theoretical curves of rain, wet snow and dry snow are obtained from Rasmussen et al. (1999). 60
- 2.18 Time series of precipitation conditions at the downtown Terrace station in the case study 2 period, with (a) disdrometer, HOBO rain gauge and ice detector precipitation rate and accumulation (including cumulative ice accretion), (b) disdrometer particle size (diameter), (c) disdrometer particle terminal velocity ( $V_t$ ), (d) vertical profile of equivalent radar reflectivity ( $Z_e$ ) measured by the MRR2, and (e) vertical profile of particle terminal velocity measured by the MRR2. Panels (b) and (c) show the number of hydrometeors counted each minute by the OTT Parsivel<sup>2</sup> disdrometer. 61
- 2.19 Evolution of 800-hPa height (black lines, at 30-m intervals), 800-hPa wind (black barbs, in knots) and 800-hPa temperature advection (colors) during case study 2 in the Prince Rupert–Terrace area, produced with ERA5 data every 12 hours between 1200 UTC 09 January 2022 and 0000 UTC 11 January 2022. 62
- 2.20 Conceptual model of the major regional forcings generating freezing and mixed precipitation at Terrace. WAA is warm air advection, AR is atmospheric river, LLJ is low-level jet, PDC is pressure-driven channeling and CAD is cold air damming. 63

- 2.21 Wind direction observations and surface features near Terrace. (a) Kernel density estimation of the relationship between the geostrophic (synoptic) wind direction at 800 hPa, obtained from the ERA5 data point above Terrace, and the surface (10 m AGL) wind observations at the Terrace Airport station for the three-month period between November 2021 and January 2022 inclusively, inspired by Carrera et al. (2009). (b) The geographical representation of the dominant wind regimes shown in panel (a) with topography surrounding the Terrace Airport Station, with the 800-hPa wind direction shown in dashed, thick lines and the surface winds shown in continuous, thin lines. 64
- A.1 Évolution temporelle, aux 12 heures, de la température de l'air à la surface (2 m AGL, couleurs), des vents de surface (10 m AGL, barbules, en noeuds) et de la pression atmosphérique réduite au niveau de la mer (isobares aux 1 hPa) pour la période couverte par l'étude de cas 1 dans la région de Prince Rupert–Terrace. Les données proviennent des réanalyses ERA5. 72
- A.2 Évolution temporelle, aux 12 heures, de la pression atmosphérique réduite au niveau de la mer (isobares aux 4 hPa) et du radar simulé des précipitations liquides (vert) et solides (bleu) pour la région côtière de la Colombie-Britannique pour la période couverte par l'étude de cas 1. L'intensité des précipitations est associée à des échelles de couleur visibles sur le côté droit de la figure. Les données proviennent des réanalyses ERA5. 74
- A.3 Séries temporelles des données d'observation des précipitations à la station située au centre-ville de Terrace pour la période couverte par l'étude de cas 1, avec (a) les accumulations de précipitations liquides du Parsivel<sup>2</sup> et de la gauge HOBO et la hauteur d'accrétion de glace instantanée mesurée sur le détecteur de givre, (b) le spectre du diamètre (taille) des hydrométéores donné par le Parsivel<sup>2</sup>, (c) le spectre de la vitesse de chute des hydrométéores donné par le Parsivel<sup>2</sup>, (d) le profil vertical de la réflectivité équivalente ( $Z_e$ ) mesurée par le MRR2, et (e) le profil vertical de la vitesse de chute des hydrométéores mesuré par le MRR2. 75
- A.4 Évolution temporelle, aux 12 heures, de la pression atmosphérique réduite au niveau de la mer (isobares aux 4 hPa) et du radar simulé des précipitations liquides (vert) et solides (bleu) pour la région côtière de la Colombie-Britannique pour la période couverte par l'étude de cas 2. L'intensité des précipitations est associée à des échelles de couleur visibles sur le côté droit de la figure. Les données proviennent des réanalyses ERA5. 79

- A.5 Évolution temporelle, aux 12 heures, de la température de l'air à la surface (2 m AGL, couleurs), des vents de surface (10 m AGL, barbules, en noeuds) et de la pression atmosphérique réduite au niveau de la mer (isobares aux 1 hPa) pour la période couverte par l'étude de cas 2 dans la région de Prince Rupert–Terrace. Les données proviennent des réanalyses ERA5. 80
- A.6 Série temporelle des spectres de vitesse de chute et de la taille des hydrométéores capté par le OTT Parsivel<sup>2</sup> pour la période couverte par l'étude de cas 2. Le nombre de particules (somme) est calculé sur une période de 20 minutes centrée sur les heures affichées au-dessus de chaque panneau. La température indiquée en haut et à droite des panneaux correspond à la température de l'air à 6 m moyennée sur cette même période de 20 minutes. 82

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau		Page
2.1	Metadata of the stations used for the climatology. ECCC stations are in gray, MoTie stations are in blue, FLNRO-WMB stations are in purple and the ENV-AQN station is in orange.	41



## **LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES**

<b>AGL</b>	Above Ground Level
<b>ASL</b>	Above Sea Level
<b>ECCC</b>	Environnement et Changement climatique Canada
<b>IVT</b>	Integrated Vapor Transport
<b>MRR</b>	Micro Rain Radar
<b>QG</b>	Quasi-Géostrophique
<b>UTC</b>	Coordinated Universal Time





## RÉSUMÉ

L'occurrence de températures proches de 0 °C ( $-2\text{ °C} \leq T \leq 2\text{ °C}$ ) est particulièrement importante pour une région froide comme le Canada. Les températures peuvent osciller autour de 0 °C sur des échelles de temps très variables et peuvent être associées à des précipitations de plusieurs types, en particulier la pluie verglaçante et la neige mouillée. Des études antérieures ont montré que Terrace, en Colombie-Britannique, est un maximum local et national en termes de nombre d'heures proches de 0 °C. Des durées extrêmement longues de ces conditions sont possibles, le tout combiné à des quantités de précipitations abondantes. L'objectif de cette étude est d'examiner les facteurs favorisant ces conditions à Terrace. La climatologie des conditions près de 0 °C et des précipitations a été réalisée en utilisant des stations météorologiques d'Environnement et Changement climatique Canada (ECCC) et de réseaux maintenus par le gouvernement provincial. De plus, une station météorologique spécialisée servant à l'étude détaillée des précipitations a été installée à Terrace pour permettre une analyse complète des précipitations lors d'études de cas. Les conditions atmosphériques lors d'événements proches de 0 °C ont été analysées à l'aide des réanalyses ERA5. Des durées extrêmement longues d'événements proches de 0 °C ont été déterminées, avec une moyenne climatologique de 11 h, qui augmente considérablement avec l'occurrence de tout type de précipitations (18 h), et encore plus avec l'occurrence de précipitations verglaçantes (39 h). Plusieurs facteurs contribuent à ces événements de longue durée, notamment la proximité de l'océan, la topographie environnante, le couvert nuageux persistant et les processus diabatiques liés aux précipitations. Les cas de précipitations mixtes et verglaçantes avec inversions de température sont soutenus par les rivières atmosphériques, qui favorisent la fonte des précipitations en altitude tandis que, simultanément, l'air sous 0 °C à la surface semble être causé par la canalisation par pression et des blocages d'air froid au fond des vallées. Collectivement, les conditions menant au climat spécifique de Terrace sont caractérisées et comprises, fournissant des informations pour une meilleure prévision des épisodes de précipitations mixtes et verglaçantes sévères dans la région.

Mots clés : Terrace, Colombie-Britannique, Rivière Atmosphérique, Précipitations Mixtes, Précipitations Verglaçantes, Vallée, Point de Congélation, 0 °C, Station Météorologique, Climatologie, Hydrométéores, Fonte, Regel.

# CHAPITRE I

## INTRODUCTION

La prévision adéquate des précipitations extrêmes est d'une importance particulière en raison des impacts incontestables qu'elles ont sur les activités anthropiques. Les tempêtes associées à des températures  $> 0$  °C peuvent entraîner des pluies excessives, des niveaux de fonte élevés, la fonte prononcée du manteau neigeux des montagnes ainsi que des inondations dévastatrices qui leurs sont associées dans les vallées (Neiman *et al.*, 2008a). En novembre 2021, dans le sud de la Colombie-Britannique (C.-B.), un événement de précipitation intense et prolongé a causé des inondations monstres et des glissements de terrain qui ont coupé tous les réseaux de transport et de communication (Gillett *et al.*, 2022). Les changements climatiques devraient davantage aggraver ces impacts (Radić *et al.*, 2015). En revanche, les tempêtes froides, en particulier celles impliquant des précipitations mixtes et verglaçantes et des températures de surface  $< 0$  °C, ont les impacts les plus dangereux sur les infrastructures, les transports, les réseaux de communication et la sécurité aérienne, parmi tant d'autres secteurs touchés. Par exemple, la tempête de verglas de 1998 dans le sud-est du Canada, où près de 100 mm de pluie verglaçante sont tombés en 5 jours près de Montréal, a causé des dommages structurels s'élevant à 4,4 milliards de dollars, tuant des dizaines de personnes et laissant certaines régions sans électricité pendant près d'un mois (Roebber et Gyakum, 2003; Kerry *et al.*, 2010; Henson *et al.*, 2011).

Ces conditions météorologiques impliquant des précipitations mixtes et verglaçantes près de l'isotherme de 0 °C ont été documentées à travers le Canada (Mekis *et al.*, 2020). D'après Mekis *et al.* (2020), Terrace est un maximum canadien pour la durée des conditions près de 0 °C et est un maximum local à la fois pour la durée des conditions près de 0 °C accompagnée de pluie verglaçante et pour le nombre d'heures annuelles passées dans des conditions près de 0 °C. Terrace est une ville de 6 000 habitants située dans le Nord-Ouest de la province, à une centaine de kilomètres des côtes de l'océan Pacifique et de l'Alaska. Tout le transport touristique et de marchandises de la région doit passer par la route transcanadienne, qui traverse Terrace. La ville est située à l'intersection de deux vallées profondes formées par les rivières Kitimat, Kitsumkalum

et Skeena, au centre d'un territoire à topographie complexe formée par les montagnes de la chaîne côtière.

Les phénomènes météorologiques pouvant influencer les conditions proches de 0 °C et les précipitations à Terrace sont discutés dans les prochaines sous-sections.

### 1.1 Précipitations orographiques

Les montagnes, en particulier les chaînes côtières, sont reconnues pour favoriser le processus de formation des précipitations car elles provoquent un soulèvement forcé des particules atmosphériques. Des taux de condensation plus élevés combinés à un refroidissement adiabatique accru en raison de l'ascension y sont notés, en particulier sur les flancs en amont de la circulation (Houze Jr., 2012). D'autre part, une atmosphère plus sèche et des « ombres de pluie » (*rain shadow*) se trouvent généralement sur les flancs en aval de la circulation, avec une subsidence de l'air et de l'évaporation menant à un réchauffement de la colonne d'air, soit l'effet Foehn. Plusieurs autres processus issus de la présence de montagnes, tels que le blocage de l'écoulement, la formation de cisaillements, les ondes de gravité et des effets diabatiques, peuvent survenir (Houze Jr., 2012).

Tout d'abord, les montagnes peuvent agir comme barrières à l'écoulement horizontal (Lackmann et Overland, 1989; Doyle et Bond, 2001; Watson et Lane, 2012; Neiman *et al.*, 2013). Ces barrières, combinées à la formation de courants d'air dominants dans les bas niveaux en amont, ont tendance à perturber l'intensité et la propagation des dépressions extratropicales. Des circulations affaiblies menant à la suppression de la baroclinicité, une libération d'énergie cinétique turbulente et des fronts moins bien définis près des montagnes en sont des conséquences, favorisant la dissipation de telles dépressions (Doyle et Bond, 2001; Wu *et al.*, 2013).

D'autre part, les ondes de gravité sont une conséquence majeure des perturbations de la circulation autour des régions montagneuses (McFarlane, 1987). Les ondes de gravité sont produites lorsque le soulèvement forcé d'une atmosphère stable stratifiée est induit par les montagnes, créant des zones de turbulence (McFarlane, 1987). L'écoulement résultant, principalement en altitude, sera sous forme de perturbations de montées et de descentes, liées au transport de quantité de

mouvement, qui affecteront la stabilité atmosphérique en aval de la circulation (McFarlane, 1987; Watanabe *et al.*, 2006; Garvert *et al.*, 2007; Neiman *et al.*, 2013). Ces ondes ont des effets sur la dynamique atmosphérique, et représentent un important déclencheur de précipitations orographiques, en maintenant le transport de quantité de mouvement et d'humidité dans les terres (Bougeault *et al.*, 2001; Garvert *et al.*, 2007).

L'orientation de l'écoulement de l'air est également corrélée aux quantités maximales de précipitations, et leurs intensités, au niveau des régions à relief accidenté. De manière générale, une augmentation des précipitations se produit sur le versant en amont de la circulation lorsque le vent devient de plus en plus perpendiculaire à l'orientation du grand axe de la barrière montagneuse (Neiman *et al.*, 2002; Watson et Lane, 2012; Picard et Mass, 2017; Zagrodnik *et al.*, 2018). Une conclusion similaire est établie par plusieurs études lorsqu'il s'agit de relier les quantités de précipitations à la vitesse du vent, avec des corrélations linéaires et positives (Neiman *et al.*, 2002; Neiman *et al.*, 2013). Ces concepts se matérialisent sur la côte ouest canadienne le long de la chaîne Côtière.

Finalement, des effets diabatiques peuvent conduire à une augmentation des précipitations sur le flanc en amont de la circulation, principalement en raison de refroidissements diabatiques causés par la fonte de la neige. Le long des pentes montagneuses, la ligne de neige est définie comme l'altitude à laquelle l'isotherme de 0 °C intersecte le terrain (Lundquist *et al.*, 2008; Minder *et al.*, 2011). Il s'agit d'une variable importante en hydrologie, notamment pour la prévision des crues. Il s'avère que la ligne de neige a tendance à être plus basse près des montagnes par rapport à celle dans l'atmosphère libre dû au soulèvement de l'air, au refroidissement diabatique provoqué par l'évaporation des précipitations dans les couches plus sèches près de la surface, au refroidissement par fonte (Section 1.2), au piégeage d'air froid et aux inversions de température associées dans les vallées (Section 1.5.3), ou une combinaison de ces mécanismes (Bell et Bosart, 1988; Thériault et Stewart, 2007; Minder *et al.*, 2011). De ces processus, la hauteur de la bande brillante, soit une zone de forte réflectivité radar à l'altitude où les hydrométéores solides fondent lorsque la température surpasse 0 °C, est abaissée, privilégiant ainsi des environnements plus froids le long des montagnes (Fabry et Zawadzki, 1994; Lundquist *et al.*, 2008).

## 1.2 Rivières atmosphériques

Dans les tempêtes avec des températures relativement élevées, des événements de pluie sur neige et une fonte accrue du manteau neigeux en altitude peuvent mener à des inondations dans les zones à basse altitude, notamment lors de la présence de fortes précipitations. Ce type de tempête peut être associé aux rivières atmosphériques, qui représentent l'un des principaux moteurs contribuant à la formation de précipitations orographiques sur les côtes occidentales des continents (Zhu et Newell, 1998).

Les rivières atmosphériques peuvent amener des quantités extrêmes de précipitations. Ce terme s'applique à une zone où le flux d'humidité est accru dans l'atmosphère. À l'échelle synoptique, les rivières atmosphériques sont définies comme des corridors relativement étroits ( $< 1\ 000$  km) et longs ( $> 2\ 000$  km) de températures potentielles équivalentes élevées, de forte teneur en vapeur d'eau et de fort transport horizontal dans les bas niveaux de la troposphère, le tout compris au sein de la circulation d'une dépression extratropicale (Zhu et Newell, 1998; Neiman *et al.*, 2008a; Neiman *et al.*, 2008b; Rutz *et al.*, 2013). Elles se trouvent généralement dans le secteur chaud d'une telle dépression, en amont d'un front chaud et en aval d'un front froid, surtout en hiver en raison d'un forçage synoptique plus important dans les latitudes moyennes (Bao *et al.*, 2006; Roberge *et al.*, 2009; Guirguis *et al.*, 2018; Zagrodnik *et al.*, 2018). Cette zone possède de forts gradients horizontaux de température et une faible stabilité atmosphérique, toutes deux soutenues par des eaux océaniques relativement chaudes, comme l'extension du Kuroshio du Pacifique central ou une source provenant du puit d'humidité présent dans les tropiques (Dai *et al.*, 2008; Neiman *et al.*, 2008b; Warner *et al.*, 2012; Liu *et al.*, 2021). De ce fait, les plus fortes rivières atmosphériques se déplacent au-dessus des surfaces océaniques.

Bien que les rivières atmosphériques n'occupent en moyenne que 10 % d'une latitude donnée, elles fournissent 90 % du transport total d'humidité et de vapeur d'eau pour l'ensemble des latitudes moyennes sous forme de précipitations abondantes (Zhu et Newell, 1998). Ces précipitations, combinées à des effets d'amplifications orographiques (Section 1.1), peuvent entraîner des précipitations extrêmes, des niveaux de fonte très élevés, des glissements de terrain et des inondations dévastatrices (Neiman *et al.*, 2008a; Warner *et al.*, 2012; Guan *et al.*, 2016). Ces phénomènes devraient s'aggraver en raison des changements climatiques, principalement en C.-B.

et dans la région du Pacifique Nord-Ouest des États-Unis, où l'occurrence de rivières atmosphériques devrait augmenter (Radić *et al.*, 2015). À titre d'exemple, en novembre 2021, une rivière atmosphérique de longue durée a été la cause d'inondations majeures et de glissements de terrain catastrophiques dans la vallée du fleuve Fraser et les régions avoisinantes du Sud-Ouest de la C.-B. (Gillett *et al.*, 2022). Il s'agit de la catastrophe naturelle la plus coûteuse de l'histoire de la province, et elle a causé la mort de cinq personnes.

Les rivières atmosphériques sont souvent décrites à l'aide de deux indices météorologiques, soit la vapeur d'eau intégrée (IWV, *Integrated Water Vapor*), ou la quantité d'eau précipitable dans la colonne atmosphérique, ainsi que son transport horizontal, le transport de vapeur d'eau intégré (IVT, *Integrated Vapor Transport*) (Lavers *et al.*, 2012; Rutz *et al.*, 2013). Ces indices sont largement utilisés dans la littérature pour quantifier la force et les impacts potentiels des rivières atmosphériques, principalement au moyen de seuils spécifiques (par exemple,  $IVT > 250 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) ou de seuils basés sur des quantiles climatologiques pour une région donnée (Neiman *et al.*, 2008a; Neiman *et al.*, 2008b; Lavers *et al.*, 2012). En effet, des valeurs élevées de ces indices sont fortement liées à des anomalies de précipitations positives élevées (Roberge *et al.*, 2009).

La vapeur d'eau intégrée et le transport de vapeur d'eau intégré sont largement utilisés dans les échelles de classification pour la prévision des impacts liés aux rivières atmosphériques à des fins de prévention, notamment l'échelle américaine *AR Cat* (Ralph *et al.*, 2019). Ces mêmes indices météorologiques forment également le cœur des algorithmes de détection des rivières atmosphériques, essentiellement basés sur le canal de vapeur d'eau des satellites et les champs de transport de vapeur d'eau intégré dérivés au moyen de calculs. Les imageries visible et infrarouge sont également utiles pour observer la structure des nuages ainsi que les gradients de température, tant à la surface qu'en altitude (Bao *et al.*, 2006; Neiman *et al.*, 2008a; Neiman *et al.*, 2008b; Guan *et al.*, 2010; Lavers *et al.*, 2012). Ainsi, les satellites sont essentiels pour le suivi des rivières atmosphériques, comme la plupart de celles-ci se forment et s'intensifient sur de vastes régions océaniques où les données d'observation de surface sont insuffisantes.

À l'échelle synoptique, un couplet cyclone-anticyclone soutient la présence d'une rivière atmosphérique, avec un important gradient horizontal de pression pointant généralement vers le

sud ou le sud-est (Hecht et Cordeira, 2017; Guirguis *et al.*, 2018). Dans l'est de l'océan Pacifique, ce patron se traduit par une dépression des Aléoutiennes en phase avec l'anticyclone semi-permanent de l'est du Pacifique, avec un creux à l'ouest de la côte américaine et une crête à l'est (Warner *et al.*, 2012). La climatologie de ces éléments est liée aux phases de l'indice de téléconnection du Pacifique nord-américain (PNA) et de l'indice d'oscillation australe El Niño (ENSO) (Janout *et al.*, 2013; Mundhenk *et al.*, 2016; Guirguis *et al.*, 2018). À l'échelle synoptique, à l'emplacement des rivières atmosphériques, une légère advection d'air chaud, des vents forts, un courant d'air dans les bas niveaux et une convergence élevée est observée au niveau de 850 hPa, tandis qu'un flux modéré transportant des températures potentielles très élevées et une advection positive de tourbillon cyclonique relatif sont observés à 500 hPa (Warner *et al.*, 2012; Hecht et Cordeira, 2017; Liu *et al.*, 2021).

Sur la côte nord-est du Pacifique, les rivières atmosphériques, après avoir atteint les montagnes côtières, ont tendance à se désintégrer très rapidement. Ceci s'avère principalement en raison de l'élimination de la vapeur d'eau le long de la côte (condensation), des barrières montagneuses affectant la circulation des dépressions extratropicales, et de l'altitude plus élevée de la surface qui limite la quantité de vapeur d'eau que l'atmosphère peut contenir (Rutz *et al.*, 2013).

Les impacts les plus importants des rivières atmosphériques sont ainsi sur les côtes immédiates et les régions basses au pied des montagnes (Neiman *et al.*, 2008a). En revanche, à l'intérieur des terres et sur les plus hauts terrains, les rivières atmosphériques peuvent également entraîner d'importantes quantités de précipitations liquides, mais aussi des précipitations solides, mixtes et verglaçantes.

### 1.3 Processus de formation et méthodes de détection des précipitations hivernales

Dépendamment des conditions atmosphériques, notamment le profil vertical de la température, plusieurs types de précipitations peuvent être observés dans des conditions proches de 0 °C près de la surface (Wayand *et al.*, 2016). Outre la pluie et la neige, ces précipitations hivernales incluent des précipitations à cœur liquide, soit la pluie verglaçante (gouttelettes surfondues) et la neige mouillée, ainsi que des précipitations solides, soit le grésil (billes de glace ou gouttes regelées) et la neige roulée, pour ne nommer que celles-ci (Thériault *et al.*, 2010). Des formes plus irrégulières



et des vitesses de chute plus faibles sont observées pour les précipitations solides, tandis que des formes plus concentriques et circulaires et des vitesses de chute plus élevées sont observées pour les précipitations liquides (Thériault *et al.*, 2010; Waugh et Schuur, 2018). Ces types de précipitation sont formés à partir de processus microphysiques froids et chauds.

La microphysique froide implique la présence d'une couche de fonte en altitude et d'une couche de regel en dessous, près de la surface, signifiant la présence d'une inversion de température le long du profil vertical de l'atmosphère (Zerr, 1997; Bourgouin, 2000; Cheng *et al.*, 2004; Wayand *et al.*, 2016). Le type de précipitation atteignant la surface dépend de l'épaisseur relative des couches et des températures minimales et maximales atteintes le long du profil vertical. La sursaturation de l'environnement par rapport à la vapeur d'eau et la glace sont également importantes pour la formation de cristaux de glace proche de la surface pouvant agir comme noyaux glaçogènes (Thériault *et al.*, 2010; Fernández-González *et al.*, 2015; Barszcz *et al.*, 2018). D'autres processus diabatiques, notamment le réchauffement par dégagement de chaleur latente ou par gel des hydrométéores, ainsi que le refroidissement par évaporation ou fonte des hydrométéores, permet de créer des couches isothermes près de 0 °C favorisant la persistance de ces conditions à la surface (Marwitz, 1983; Zerr, 1997; Minder *et al.*, 2011; Waugh et Schuur, 2018).

La microphysique chaude se manifeste sans la présence d'une couche de fonte (Bernstein, 2000; Cortinas Jr. *et al.*, 2004). Ce processus stipule que les précipitations, en particulier la pluie verglaçante, ont tendance à se former dans des couches de -10 à -15 °C hautement saturées sur de grandes épaisseurs qui contiennent de faibles concentrations de noyaux de congélation (Fernández-González *et al.*, 2015). Ce processus de formation est considéré comme étant dominant dans les environnements où le forçage synoptique est très faible (Bernstein, 2000), et a été documenté près de chaînes montagneuses (Fernández-González *et al.*, 2015).

Plusieurs méthodes de détection des précipitations hivernales existent, notamment au moyen d'instruments d'observations. Les radars météorologiques conventionnels et Doppler peuvent identifier une bande brillante (Fabry et Zawadzki, 1994), un indicateur d'une couche de fonte en altitude provoquée par la fonte des flocons de neige, menant à une augmentation soudaine de la

réflectivité radar (Kumjian *et al.*, 2013). Cette augmentation est due à la teneur en eau plus élevée et aux propriétés diélectriques des hydrométéores, à leurs plus grandes tailles et à leurs changements de structures et de vitesses de chute (Waugh et Schuur, 2018). Les radars Doppler à pointage vertical, tels que les *Micro Rain Radars* (MRR), peuvent capter les vitesses de chute précises des hydrométéores dans des résolutions spatiales et temporelles très élevées, permettant ainsi de discriminer entre plusieurs types de précipitations (Bougeault *et al.*, 2001; Zagrodnik *et al.*, 2018). D'autres instruments utilisés pour mesurer la taille et la vitesse de chute des particules sont des disdromètres optiques (Wayand *et al.*, 2016; Zagrodnik *et al.*, 2018). De plus, des détecteurs de glace peuvent être utilisés pour signaler la présence de bruine ou de pluie verglaçante en mesurant l'accrétion de glace à la surface. Également, les radiosondages sont particulièrement utiles pour faire le suivi des conditions atmosphériques en altitude. Des sondes pouvant mesurer la température, la pression atmosphérique et l'humidité sont attachées à des ballons météorologiques qui sont déployés sur l'ensemble de la troposphère, permettant de reproduire le profil de température (Milrad *et al.*, 2011; Waugh et Schuur, 2018).

Ces différents types de précipitations tentent d'être représentés dans les modèles météorologiques au moyen de différents schémas microphysiques appliqués au profil vertical de température, bien que cette paramétrisation demeure complexe à ce jour (Thériault *et al.*, 2010; Matte *et al.*, 2018; Cholette *et al.*, 2020).

#### 1.4 Climatologie des précipitations verglaçantes en Amérique du Nord

Une climatologie nord-américaine du grésil et de la pluie verglaçante a été menée à plusieurs reprises, principalement en utilisant des données d'observations manuelles des précipitations atteignant la surface aux stations météorologiques couvrant le continent (Robbins et Cortinas Jr., 2002; Cortinas Jr. *et al.*, 2004; McCray *et al.*, 2019; Mekis *et al.*, 2020). Cette climatologie montre que quatre régions possèdent un maximum local en termes de nombre moyen annuel d'événements de précipitations verglaçantes et en nombre d'heures annuelles moyennes d'occurrence, soit le Midwest américain, les régions à l'est des Appalaches, les vallées du fleuve Saint-Laurent et de la rivière des Outaouais au Québec et en Ontario, ainsi que l'île de Terre-Neuve. Dans l'Ouest du continent, très peu d'études ont documenté leurs occurrences, bien que l'existence de telles précipitations ait été documentée dans certaines vallées et plateaux du Pacifique Nord-Ouest, ainsi

qu'au pied des Rocheuses au Colorado (Cortinas Jr. *et al.*, 2004; McCray *et al.*, 2019). Un faible maximum local est également présent dans les vallées intérieures de la C.-B., notamment en raison du relief très accidenté de la chaîne côtière et des Rocheuses combiné à la proximité de l'océan Pacifique.

Stuart et Isaac (1999) ont constaté que les zones côtières sont davantage sujettes aux précipitations verglaçantes en raison d'une convergence accrue le long du littoral combiné à une advection d'humidité provenant des surfaces océaniques pouvant mener au réchauffement de la couche de fonte. De ce fait, les côtes de la baie d'Hudson représentent un autre maximum local d'occurrence de précipitations verglaçantes (Stuart et Isaac, 1999).

À l'échelle synoptique, la formation de ce type de précipitations semble être fortement liée à l'emplacement géographique par rapport aux plans d'eau et la trajectoire des dépressions extratropicales ainsi qu'à la topographie locale (Stuart et Isaac, 1999; Sisson et Gyakum, 2004; Carrera *et al.*, 2009; Henson *et al.*, 2011). Les précipitations mixtes et verglaçantes ont tendance à se produire dans des régions spécifiques, soit au nord ou à l'est des centres de basse pression, où les masses d'air froides et chaudes se rencontrent dans une zone de fort forçage synoptique. Ces précipitations se trouvent principalement juste au nord des fronts chauds diffus ou stationnaires (Cheng *et al.*, 2004; Sisson et Gyakum, 2004; Thériault et Stewart, 2007). Des anticyclones au nord-est fournissent une advection d'air froid à la surface couplée à une advection d'air chaud en altitude provoquée par l'ascension du front chaud d'une dépression au-dessus de cet air froid de surface (Ferber *et al.*, 1993; Ressler *et al.*, 2012; Wu *et al.*, 2013).

### 1.5 Processus météorologiques locaux

À l'échelle locale, d'autres processus peuvent mener à des inversions de température et aux occurrences de précipitations mixtes et verglaçantes, notamment dans les régions à topographie plus complexe. Certains de ces phénomènes et processus sont présentés dans cette section, soit les effets orographiques, la formation d'un dôme d'air froid, et les effets des vallées, avec un accent particulier donné aux régions de l'Ouest du Canada.

### 1.5.1 Effets orographiques

En raison des problèmes d'accessibilité, de rares données de température et de précipitations existent dans les régions à terrain complexe (Córdova *et al.*, 2016). Les taux de refroidissement verticaux ont des incidences sur la stabilité atmosphérique, la hauteur de formation des nuages et la formation de précipitations leur étant associées (Rolland, 2003; Minder *et al.*, 2010). Un gradient vertical de température de  $6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$  est souvent utilisé par défaut (Córdova *et al.*, 2016), malgré des observations provenant de campagnes de mesures qui indiquent des valeurs moyennes de  $4,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$  (Rolland, 2003; Minder *et al.*, 2010; Córdova *et al.*, 2016). La saturation par rapport à la vapeur d'eau ainsi que des effets thermodynamiques et de stabilité ont des impacts dominants sur ces valeurs réelles. Outre le dégagement de chaleur latente, une plus faible pression atmosphérique et un refroidissement adiabatique provenant de l'ascension sont des processus clés menant à ces faibles taux de refroidissement (Minder *et al.*, 2010).

En prime, une saisonnalité de ces taux de refroidissement est souvent observée, avec des taux plus élevés pour les saisons sèches ou chaudes (liés au réchauffement de la surface) et des taux plus faibles pour les saisons humides ou froides (Rolland, 2003; Minder *et al.*, 2010). Cette saisonnalité est davantage prononcée aux latitudes plus élevées (Rolland, 2003). De plus, les fréquentes inversions de température observées dans les vallées (Section 1.5.3) et sur les flancs montagneux en raison de blocages d'air froid ont tendance à réduire considérablement les taux de refroidissement dans ces zones en hiver. Par exemple, Minder *et al.* (2010) ont mesuré des taux de  $6,5 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$  en juin, mais de seulement  $1,8 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$  en décembre, sur les versants à l'est des monts Cascades. Tous ces éléments montrent, qu'en hiver, les zones montagneuses ont des conditions de surface plus fraîches comparativement aux zones côtières immédiates, conformément à Dai (2008), ainsi qu'une stabilité statique plus élevée, favorisant la formation d'inversions de température et de précipitations mixtes et verglaçantes y étant associées.

### 1.5.2 Formation d'un dôme d'air froid et influences de l'air arctique

Une source d'air froid en surface doit être présente pour générer des précipitations verglaçantes (Section 1.4). En hiver, cet air froid se trouve généralement au nord-est d'une dépression, sous un anticyclone froid ou arctique (Ferber *et al.*, 1993; Cheng *et al.*, 2004; Sisson et Gyakum, 2004;

Ressler *et al.*, 2012). Le bassin du fleuve Mackenzie, qui se situe dans le nord-ouest du Canada (nord de l'Alberta, Yukon et Territoires du Nord-Ouest), est un lieu clé pour la genèse des masses d'air froides polaires, où des conditions propices à leur formation semblent être présentes (Ioannidou et Yau, 2008; Turner et Gyakum, 2011). Cette région agit comme un puits climatique de chaleur et d'humidité. La construction d'un tel dôme froid est liée à une phase affaiblie ou neutre de la PNA et à l'affaiblissement du flux provenant de l'océan en raison d'une plus faible dépression des Aléoutiennes (Szeto, 2008). Dans une phase PNA positive, un fort flux de l'océan s'élèvera de manière adiabatique au-dessus des montagnes côtières de la C.-B. et se réchauffera lorsqu'il sera compressé de manière adiabatique à l'est des montagnes Rocheuses, entraînant un dégagement de chaleur sensible et une forte advection positive de température (Szeto, 2008).

Le processus de création de ces dômes froids résulte d'une combinaison entre le déplacement d'un anticyclone sur le continent, les propriétés du sol et de la végétation qui ont des impacts sur l'albedo et le bilan radiatif, l'évaporation et la sublimation de précipitations résiduelles sous forme de cristaux ainsi que le blocage d'air froid survenant au pied des Rocheuses (Lapenta et Seaman, 1990; Turner et Gyakum, 2011).

Néanmoins, au début d'un fort événement de flux côtier tel qu'une rivière atmosphérique, un dôme d'air froid peut déjà être installé près du bassin du fleuve Mackenzie, où l'air froid peut être piégé et persister pendant plusieurs jours grâce aux processus mentionnés ci-dessus. Lorsqu'une zone de basse pression s'approche de la côte de la C.-B. avec un dôme froid situé au nord-est, l'air froid du dôme se répandra dans les fjords intérieurs et les vallées de la C.-B. du nord au sud. Ce processus est connu sous le nom de poussée d'air arctique, ou *Arctic outflow*, et a été largement documenté (Ferber *et al.*, 1993; Jackson, 1996; Wu *et al.*, 2013; Mailhot *et al.*, 2014). Ces poussées d'air arctiques peuvent être la principale source d'advection d'air froid en surface pendant les hivers de la C.-B. Elles peuvent également conduire à une cyclogenèse le long de la côte, entraînant des précipitations plus élevées (Ferber *et al.*, 1993; Wu *et al.*, 2013). Ceci peut provoquer un environnement favorable aux précipitations verglaçantes, en créant une inversion de température (Lapenta et Seaman, 1990; Robbins et Cortinas Jr., 2002; Rolland, 2003). L'air chaud et humide s'élevant au-dessus des montagnes combiné à l'air froid et sec des poussées d'air arctique en surface rend ces conditions très propices dans les vallées adjacentes à la côte ouest.

### 1.5.3 Impacts des vallées sur les conditions atmosphériques

Les vallées intérieures sont connues pour modifier la dynamique et la structure thermodynamique de l'atmosphère (Schmidli et Rotunno, 2012). Une vallée est définie comme une zone principalement plane et allongée bordée par des chaînes de montagnes ou de collines. Plusieurs processus physiques se produisent dans les vallées entraînant des modifications de l'écoulement horizontal, de la stabilité et du bilan énergétique (Serafin *et al.*, 2018).

Théoriquement, l'écoulement de l'air à l'intérieur d'une vallée peut être contraint de circuler parallèlement au grand axe de la vallée. Cette canalisation des vents est largement observée (Whiteman et Doran, 1993; Carrera *et al.*, 2009). Le vent horizontal peut être modifié en fonction de la géométrie du terrain et des propriétés atmosphériques, dépendamment du flux quasi-géostrophique (QG) présent à l'échelle synoptique (Steenburgh *et al.*, 1997). Whiteman et Doran (1993) identifient quatre types de canalisation du vent dans les vallées, à savoir les canalisations thermiques (engendrées par les gradients de température), forcées par l'orographie, forcées par la pression (canalisation vers la composante de basse pression du gradient de pression synoptique au-dessus de la vallée) ainsi que par transport descendant de la quantité de mouvement.

Bien que les canalisations thermiques et forcée par l'orographie soient soumises aux cycles diurnes, au bilan énergétique et à la convection, elles sont limitées aux vallées très abruptes et étroites (Whiteman et Doran, 1993; Serafin et Zardi, 2010; Schmidli et Rotunno, 2012; Duine *et al.*, 2017). D'autre part, les canalisations forcées par la pression et par transport descendant de la quantité de mouvement sont dominants dans les vallées larges et longues, dépendant exclusivement de l'évolution du gradient de pression synoptique au-dessus de la montagne et du flux QG associé (Whiteman et Doran, 1993; Guardans et Palomino, 1995; Weber et Kaufmann, 1998; Carrera *et al.*, 2009; Razy *et al.*, 2012).

La canalisation induite par la pression peut produire des contre-courants, soit une différence de direction supérieure à 90° entre les vents horizontaux à l'intérieur de la vallée et ceux au-dessus de celle-ci (Kalthoff et Vogel, 1992; Carrera *et al.*, 2009). À titre d'exemple, de tels contre-courants se manifestent dans la vallée du Saint-Laurent durant l'hiver, lorsque les vents en altitude transportent de l'air chaud et humide du sud et qu'ils sont combinés à des vents du nord-est

drainant de l'air froid près de la surface (Carrera *et al.*, 2009; Cholette *et al.*, 2015). Cette configuration favorise des inversions de température et une forte stabilité atmosphérique, des conditions propices à la pluie verglaçante et au grésil (Forbes *et al.*, 1987; Kalthoff et Vogel, 1992; Henson *et al.*, 2011; Razy *et al.*, 2012).

Une frontogenèse accrue est également observée lorsque des contre-courants et des vents agéostrophiques sont présents, où l'air chaud et humide est forcé de s'élever au-dessus de l'air froid dans un environnement instable ou conditionnellement instable en altitude. Ainsi, des précipitations localement plus élevées sont possibles à l'intérieur des vallées (Roebber et Gyakum, 2003; Razy *et al.*, 2012; Ressler *et al.*, 2012; Milrad *et al.*, 2013). Les vallées courbées et les intersections de vallées pourraient favoriser la convergence des flux horizontaux dans des zones spécifiques, entraînant également une ascension plus forte et des quantités de précipitations potentiellement plus élevées (Kossmann et Sturman, 2003; Umek et Gohm, 2016). Une fois de plus, il est observé que la topographie et les effets locaux demeurent cruciaux dans le développement d'événements de précipitations verglaçantes de longue durée, tels que la tempête de verglas de 1998 (Henson *et al.*, 2011), les blocages d'air froid près de la surface dans les Appalaches (Forbes *et al.*, 1987), les événements de drainage dans le nord-ouest des États-Unis (Bernstein, 2000) et les inversions de température dans la chaîne des monts Cascades (Steenburgh *et al.*, 1997; Wayand *et al.*, 2016).

Bien que ces processus soient connus, leur représentation dans les modèles atmosphériques demeure complexe en raison des faibles résolutions spatiales et temporelles nécessaires pour résoudre les équations microphysiques et dynamiques qui les contrôlent (Kendon *et al.*, 2012; Mailhot *et al.*, 2014; Cholette *et al.*, 2015; Picard et Mass, 2017). Tous ces processus impliquent la présence de l'isotherme de 0 °C, ou des conditions près de 0 °C à la surface, qui sont essentiels pour former des précipitations mixtes et verglaçantes.

## 1.6 Climatologie des conditions près de 0 °C au Canada

L'isotherme de 0 °C est crucial puisqu'il représente le point de fusion de l'eau, amenant à la fonte et/ou au gel éventuel des hydrométéores en chute. Les conditions près de 0 °C sont définies comme étant toute température enregistrée à la surface incluse dans l'intervalle entre -2 et 2 °C,

inclusivement (Mekis *et al.*, 2020). Plus de 80 % de toutes les précipitations mixtes et verglaçantes atteignent la surface dans des températures de surface comprises dans cet intervalle (Cortinas Jr. *et al.*, 2004). Pour leur part, les événements de conditions près de 0 °C, ou événements près de 0 °C pour simplifier, sont définis comme étant une plage d'heures consécutives pendant laquelle les températures demeurent dans cet intervalle. Tous les types de précipitations peuvent atteindre la surface dans ces conditions (Section 1.3), pouvant ainsi donner des précipitations mixtes ou verglaçantes pendant de longues périodes, aussi longtemps que ces conditions sont observées.

Au Canada, une climatologie des conditions près de 0 °C a été effectuée en utilisant les données des stations météorologiques à travers le pays (Mekis *et al.*, 2020). Cette climatologie illustre à la fois une variabilité méridionale, liée au bilan radiatif, ainsi qu'une variabilité zonale, liée au niveau de continentalité (Mekis *et al.*, 2020). L'occurrence moyenne de telles conditions est plus élevée dans les provinces maritimes, dans le sud du Québec et dans l'intérieur de la C.-B. La durée moyenne des événements près de 0 °C possède un maximum local dans la vallée du Saint-Laurent. Dans cette étude, la station de l'aéroport de Terrace, gérée par Environnement et Changement climatique Canada (ECCC), fut utilisée. Les données de cette station révèlent que des événements près de 0 °C très longs, durant plusieurs jours consécutifs, sont possibles. Entre autres, ces conditions ont lieu entre 1 800 et 2 000 heures par année en moyenne, soit un sommet au niveau du Canada. De plus, la pluie verglaçante est présente entre 12 et 16 heures chaque année, soit entre 0,6 et 0,8 % de toutes les précipitations annuelles de Terrace. Ces données représentent des valeurs aberrantes par rapport aux stations avoisinantes du Nord-Ouest de la province mais également pour l'ouest du Canada (Mekis *et al.*, 2020). Finalement, l'occurrence de telles conditions est accrue entre octobre et janvier à Terrace (Bonsal et Prowse, 2003).

## 1.7 But de l'étude

Étant donné les conséquences des événements météorologiques extrêmes sur notre société au sein d'une période de réchauffement climatique, plusieurs régions du nord seront probablement davantage soumises à des conditions proches de 0 °C et à des précipitations mixtes plus persistantes (Radić *et al.*, 2015). Il est crucial de mieux comprendre les processus menant à ces conditions, avec et sans précipitations. D'après Mekis *et al.* (2020), la ville de Terrace en C.-B. est l'endroit idéal pour étudier ces processus. Le but de cette étude est ainsi de mieux comprendre les



facteurs multi-échelles qui engendrent des conditions près de 0 °C persistantes ainsi que des précipitations mixtes et verglaçantes abondantes à Terrace, en Colombie-Britannique, et dans les environs.

Pour ce faire, la climatologie des conditions atmosphériques durant les périodes de températures autour de 0 °C a été analysée. Cette analyse fut principalement faite à partir des données des stations météorologiques d'Environnement et Changement climatique Canada (ECCC) situées dans le nord-ouest de la C.-B., notamment Terrace, Smithers (à l'est) et Prince Rupert (à l'ouest). De plus, d'autres stations gérées par des réseaux gouvernementaux de la C.-B. ont également été utilisées. Ensuite, les données provenant des réanalyses ERA5 ont été utilisées pour représenter la météorologie synoptique et les processus se déroulant à l'échelle régionale pendant des études de cas ou dans des conditions spécifiques lors d'événements près de 0 °C. Finalement, afin de mieux comprendre les processus atmosphériques locaux lorsque les températures sont proches de 0 °C à l'échelle d'événements individuels, une station météorologique a été installée au centre-ville de Terrace pour obtenir des mesures sur les conditions atmosphériques. Cette station personnalisée inclut un radar à pointage vertical, un disdromètre optique, une gauge à bascule pour les précipitations liquides, ainsi qu'un détecteur de glace.

## **CHAPITRE II**

### **CLIMATOLOGIE DES CONDITIONS PRÈS DE 0 °C ET DES PRÉCIPITATIONS ASSOCIÉES À TERRACE, EN COLOMBIE-BRITANNIQUE, ET FACTEURS CONTRIBUANT À LEURS OCCURRENCES**

Ce chapitre, présenté sous la forme d'un article scientifique rédigé en anglais, est en voie d'être soumis. Il porte sur la climatologie des conditions près de 0 °C et des précipitations associées à ces conditions à Terrace, en Colombie-Britannique, et sur les facteurs contribuant à l'occurrence de telles conditions dans cette région. Les facteurs incluent le climat, les nuages et les précipitations, les patrons de vent ainsi que les sources de chaleur et d'humidité.

**Climatology of and factors contributing to occurrences of near-0°C  
temperatures and associated precipitation at Terrace, British Columbia,  
Canada**

É. Cardinal <sup>1</sup>, J. M. Thériault <sup>1</sup> and R. E. Stewart <sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Université du Québec à Montréal*

<sup>2</sup> *University of Manitoba*

## ABSTRACT

The occurrence of near-0°C temperatures ( $-2^{\circ}\text{C} \leq T \leq 2^{\circ}\text{C}$ ) is particularly important for a cold region such as Canada. Temperatures can hover near 0°C over highly varying timescales and be associated with hazardous precipitation of multiple types, particularly freezing rain and wet snow. Previous studies have shown that Terrace, British Columbia, experiences a regional maximum in the number of near-0°C hours across Canada, with exceedingly long durations of such conditions being possible, along with copious precipitation amounts. The objective of this study is to examine the factors that promote these conditions at Terrace. The climatology of near-0°C conditions and precipitation over the 1956–2020 period was conducted with Environment and Climate Change Canada (ECCC) and provincial network weather stations. Furthermore, a personalized weather station for additional detailed precipitation measurements was installed at Terrace and was used to conduct case studies that occurred in 2021 and 2022. The atmospheric conditions during near-0°C events were analyzed using ERA5 reanalysis data. Extremely long durations of near-0°C events have been determined, with a climatological mean of 11 h, which increases substantially with any type of precipitation (18 h), and even more with freezing precipitation (39 h). Several factors contribute to such long-lived occurrences, including the ocean's proximity, the surrounding topography, the persistent cloudiness and diabatic processes. Freezing and mixed precipitation instances with temperature inversions are supported by atmospheric rivers, which favor melting aloft while, simultaneously, humid and near-0°C or colder air at the surface appears to be caused by localized pressure-driven channeling and cold air damming in the valleys. Collectively, the commonly occurring Terrace near-0°C conditions are being characterized and understood, providing insights for improved forecasting of severe freezing and/or mixed precipitation events in the area.

Key words: Terrace, British Columbia, Atmospheric River, Mixed Precipitation, Freezing Precipitation, Valley, Freezing Point, 0°C, Weather Station, Climatology, Hydrometeors, Melting, Refreezing.

## 2.1 Introduction

The occurrence of extreme precipitation is of particular importance due to the undebatable impacts they have on anthropogenic activities. Warm storms can lead to excessive rainfall, high melting levels, mountain snowpack melting and related devastating floods downstream (Neiman et al. 2008a). Climate change may accelerate these events (Radić et al. 2015). In contrast, cold storms and freezing precipitation can lead to hazardous impacts on infrastructure, transportation, and communication networks. The great ice storm of 1998 in Southeastern Canada, for instance, led to \$4.4 billion of structural damage, killed tens of people, and left areas without power for almost a month (Roebber and Gyakum 2003; Kerry et al. 2010; Henson et al. 2011). Also, in December 2017, an ice storm impacted the Fraser Valley's power grid in British Columbia (BC).

Many types of precipitation such as freezing rain, wet snow and ice pellets can form through phase changes when falling below the 0°C isotherm aloft. Freezing precipitation implies falling hydrometeors in a mixture of phases, namely freezing rain, freezing drizzle and ice pellets. The associated phase changes favor the creation of near-0°C isothermal layers through heating from freezing of liquid-core precipitation or cooling from melting of solid-core hydrometeors (Findeisen 1940; Marwitz 1983; Thériault and Stewart 2007; Waugh and Schuur 2018).

Near-0°C conditions can lead to several precipitation types (Thériault et al. 2010). A Canadian climatology of these conditions shows both north-south (driven by the radiative budget) and east-west (driven by continentality) variations (Mekis et al. 2020). As seen in this study, near-0°C event occurrences are higher in Atlantic Canada and Interior BC, with exceptionally long and localized events being common in Terrace, BC (Figure 2.1), mainly between October and January (Bonsal and Prowse 2003). Event duration is an indicator of potential severity, because mixed and freezing precipitation falling in long near-0°C events have an increased potential of causing impacts and damage. As such, near-0°C precipitation events have the potential to last longer in Terrace, meaning that severe freezing or mixed precipitation events are more likely.

The North American climatology of freezing precipitation shows that four regions have maxima in number of hours/events, namely the central United States, areas east of the Appalachians, the St. Lawrence and Ottawa River Valleys, and Newfoundland (Robbins and Cortinas Jr. 2002; Cortinas Jr. et al. 2004; McCray et al. 2019). Minima are found in Western North America,

particularly along the West Coast (Stuart and Isaac 1999). Hence, freezing precipitation occurrence is highly influenced by topography, storm track and oceanic surfaces (Bernstein 2000; Carrera et al. 2009).

Coastal mountain ranges are known to enhance precipitation formation since they provide forced lifting of air parcels (Bougeault et al. 2001; Houze Jr. 2012). The mountains act as horizontal flow barriers which can lead to low-level blocked jets and gravity wave formation. Gravity waves increase precipitation on the windward side of mountains and create rain shadows and subsidence on the leeward side (McFarlane 1987; Watanabe et al. 2006; Garvert et al. 2007). Meanwhile, more precipitation falls when the flow becomes more perpendicular to a mountain range (Neiman et al. 2002; Watson and Lane 2012; Picard and Mass 2017). Low-level blocked jets can produce vertically sheared environments and convection, increasing precipitation amounts while modifying circulation and temperature advection patterns (Marwitz 1983). This could suppress baroclinic circulations and result in extratropical cyclone dissipation (Doyle and Bond 2001; Wu et al. 2013). Furthermore, colder environments, reduced lapse rates and increased stability are seen in mountainous areas, which increases the occurrences of temperature inversions (Rolland 2003; Minder et al. 2010; Córdova et al. 2016).

Substantial amounts of precipitation can reach the west coast of Canada and these occurrences are often associated with atmospheric rivers, the main driver of orographic precipitation formation where water vapor is transferred from the ocean to the continent (Benton and Estoque 1954; Rutz et al. 2013; Guirguis et al. 2018; Liu et al. 2021). An atmospheric river is a relatively narrow ( $< \sim 1000$  km) and long ( $> \sim 2000$  km) warm corridor of high-water vapor content and transport in the lower troposphere within an extratropical cyclone environment (Zhu and Newell 1998; Ralph et al. 2004; Neiman et al. 2008b). They are traditionally found in the warm conveyor belt of extratropical cyclones, mainly in winter due to stronger midlatitudes synoptic forcing (Bao et al. 2006). Low to near-neutral atmospheric stability is found in such environments, with warm oceanic waters support and/or moisture feed from the tropics (Dai et al. 2008; Janout et al. 2013; Liu et al. 2021). The structure of atmospheric rivers implies net convergence, helping in the formation of precipitation in their core (Mo et al., 2021). Also, in mountainous regions, orographic precipitation formation by enhanced vertical motion along the slopes as well as drifting and spillover of hydrometeors across the crests can lead to high, sometimes extreme amounts of atmospheric-river

related precipitation on both sides of mountain ranges (Mo et al. 2019). Hence, atmospheric rivers can cause dangerous flooding and landslides during their landfall (Neiman et al. 2008a), such as the November 2021 Fraser Valley floods and landslides in Southern British Columbia (Gillett et al. 2022).

Many types of precipitation such as freezing rain, ice pellets and wet snow can be formed through warm and cold microphysics processes (Stewart et al. 2015). A common process involves the melting of solid hydrometeors falling through a melting layer aloft and then falling through a lower refreezing layer; this profile is typically produced through varying temperature advections (Zerr 1997; Bourgoignie 2000; Stewart and Thériault 2007; Wayand et al. 2016). As such, these precipitation types are usually found to the north of diffuse stationary or warm fronts, with warm air advection aloft and cold air advection near the surface coupled with strong ascent from positive vorticity advection and local frontogenesis (Lapenta and Seaman 1990; Roebber and Gyakum 2003; Sharp and Clifford 2004; Sisson and Gyakum 2004; Ressler et al. 2012; Milrad et al. 2013). Dense cold air is provided by Arctic anticyclones to the Northeast (Cheng et al. 2004; Milrad et al. 2011). Furthermore, Northwest Canada is a prime location for such anticyclone building (Ioannidou and Yau 2008; Szeto 2008; Turner and Gyakum 2011).

When considering Terrace, a number of the above factors must be affecting its weather and climatic conditions. In particular, it must be affected by a setup yielding to arctic outflows and cold pool availability near the surface to the northeast, combined with warm, moist onshore flow from the Pacific. This can lead to battles between the cold and warm air and changes in the phases of hydrometeors associated with cold microphysics processes (Geng et al. 2012). Alternatively, the warm rain process can produce freezing rain and ice pellets in a saturated environment entirely below 0°C, with air temperature warmer than -15°C at cloud top. Collision-coalescence of supercooled droplets in low ice nuclei concentration environments can produce freezing drizzle at the surface (Bernstein 2000; Fernández-González et al. 2015).

At the local scale, topography helps in maintaining temperatures near 0°C at the surface and in the formation of temperature inversions, notably through wind channeling through valleys and fjords (Whiteman and Doran 1993). Pressure-driven channeling, relating the quasi-geostrophic above-mountain flow to the decoupled inside-valley flow, can support countercurrents, or greater-than-90° shifts between inside-valley and above-valley flows (Kalthoff and Vogel 1992). Furthermore,

downward momentum transport angles the inside-valley flow along the greatest valley-parallel wind component of the above-valley flow (Whiteman and Doran 1993; Carrera et al. 2009). These processes could maintain sustained surface cold air advection, limiting erosion of the refreezing layer near the surface, and prolonging freezing precipitation events by providing stable conditions and lift aloft (Forbes et al. 1987; Kossmann and Sturman 2003; Carrera et al. 2009; Henson et al. 2011; Razy et al. 2012; Duine et al. 2017). Cold air advection could also fuel cyclogenesis of coastal lows (Ferber et al. 1993; Jackson 1996; Wu et al. 2013; Mailhot et al. 2014). Finally, diabatic cooling from precipitation evaporation in surface dry layers in such conditions could further strengthen temperature inversions (Bell and Bosart 1988; Minder et al. 2011; Guan et al. 2016). All these elements could favor precipitation in near-0°C conditions at the surface.

Given the numerous spatially and temporally varying factors affecting near-0°C conditions, the goal of this study is to examine how these promote common, persistent near-0°C conditions in the Terrace-Kitimat Valley and the surrounding region. More precisely, the objective is to show that, through climatology, detailed field measurements and reanalysis, large-scale atmospheric rivers coupled with microscale inland orographic forcings support the process of freezing and mixed precipitation formation in the area, and that diabatic processes linked to this precipitation, such as cooling-by-melting, can help in resisting to temperature advection by locking temperatures at 0°C for extended periods.

This paper is organized as follows: Section 2.2 presents the data and methods used, Section 2.3 presents the climatology results, Section 2.4 presents case studies, Section 2.5 explains some results through a discussion, and Section 2.6 summarizes the key findings with concluding remarks.

## 2.2 Data and methods

### 2.2.1 Study area

The study area includes the central portion of the Terrace-Kitimat Valley in Northwestern BC, as well as areas along Highway 16 between Prince Rupert to the west and Houston, BC to the east, including Smithers (Figure 2.1). The Terrace-Kitimat Valley is north-south, broad (~10 km), long (~100 km) and located in the core of the Coast Mountains (~2 km Above Sea Level, ASL). Another



smaller valley, the Skeena River Valley, is aligned northeast-southwest near Terrace, and has much greater slopes. The city of Terrace lies at the intersection of both valleys, at a latitude of 54.5°N.

### 2.2.2 Weather station data

Data from Environment and Climate Change Canada (ECCC) automated stations with manual observations for precipitation types, located at the Northwest Terrace Regional Airport (CYXT) just south of Terrace and at the Prince Rupert (CYPR) and Smithers (CYYD) Airports, are used for climatological purposes and data validation. ECCC data has been used in Coordinated Universal Time (UTC). For temperature and 10-m wind, several additional stations from provincial networks are used although their periods of record are much shorter (Table 2.1), namely the BC Ministry of Transport and Infrastructures (MoTIE), the Air Quality Branch of the BC Ministry of Environment (ENV-AQN), and the Wildfire Management Branch of the BC Ministry of Forest, Land and Natural Resources Operation (FLNRO-WMB). All stations have hourly data.

Near-0°C events are defined as consecutive hourly surface (2 m Above Ground Level, AGL) air temperatures between -2 and 2°C inclusively. A distinct pathway describes each near-0°C event, influenced by whether the temperature was increasing or decreasing at an event's onset and offset (Figure 2.2).

For the ECCC stations, precipitation type information was used as well. Also, the 1956–2020 period (65 years) was chosen based on the data's availability and completeness. When correlations are presented between two variables, the Pearson's  $r$  correlation coefficient is used.

### 2.2.3 Reanalysis data

At the synoptic scale, atmospheric data are extracted from the ERA5 reanalysis of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (Hersbach et al. 2020). Hourly atmospheric conditions are generated from reprocessed satellite and surface observations, spanning 137 vertical (pressure) levels on a worldwide 31 km-horizontally space grid. Common temperature, wind, stability and moisture variables are available at all pressure levels ( $p$ ).

Atmospheric rivers are defined using the integrated water vapor (IWV) and its advection, the integrated vapor transport (IVT), which is related to moisture transport (Lavers et al. 2012). The latter variable is widely used for quantifying atmospheric river strength (Ralph et al. 2004; Neiman

et al. 2008a) or for impact forecasting in gridding classification systems (Ralph et al. 2019). High values of these indices and net convergence are correlated to positive precipitation anomalies (Roberge et al. 2009; Mo et al. 2021). They also form the core of atmospheric river detection (Neiman et al. 2008b; Guan et al. 2010; Mundhenk et al. 2016).

Atmospheric rivers can be quantified through the spatial calculation of these indices, defined as

$$IWV = \frac{1}{g} \int_{1000 \text{ hPa}}^{300 \text{ hPa}} q \, dp \quad (1)$$

$$IVT = \sqrt{\left(\frac{1}{g} \int_{1000 \text{ hPa}}^{300 \text{ hPa}} qu \, dp\right)^2 + \left(\frac{1}{g} \int_{1000 \text{ hPa}}^{300 \text{ hPa}} qv \, dp\right)^2}, \quad (2)$$

where  $g$  is the gravitational attraction,  $q$  is specific humidity, and  $u$  and  $v$  are the zonal and meridional wind components, respectively. For this study, an atmospheric river event occurs when  $IVT \geq 250 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  for an along-coast point located less than 300 km from Terrace. This criterion is widely used in atmospheric river studies (Sharma and Déry 2020). Furthermore, IWV and IVT maps can be produced to locate atmospheric rivers' landfalls.

Also, pressure-driven channeling can be computed by using the wind components ( $u$  and  $v$ ) aloft and relating them to the observed surface wind at the surface. The Carrera et al. (2009) methodology was used, namely the synchronicity of the wind vectors at the surface and at 800 hPa (above the nearby highest mountain peaks) at the nearest ERA5 grid point.

#### 2.2.4 Instrumentation

A set of meteorological instruments has been installed in downtown Terrace. These include such as an optical-laser disdrometer (OTT Parsivel<sup>2</sup>), a vertically pointing radar (Micro Rain Radar 2, MRR2), a Goodrich ice detector, a standard weather station measuring air temperature, wind and atmospheric pressure, as well as a HOBO tipping bucket rain gauge (Figure 2.3). The instruments were installed on the rooftop of a large building with nearby tall trees, which have potential effects on wind and temperature measurements (Section 2.5.2).

Laser-optical disdrometers record the fall speed and diameter of hydrometeors (e.g. Thériault et al. 2018). The average bin values range from 0.062 to 24.5 mm for size and from 0.05 to 20.80 m  $\text{s}^{-1}$  for fall speed, with more bins in the lower portions of both spectra. They are useful to

discriminate precipitation types due to fall speed differences (Atlas et al. 1973; Rasmussen et al. 1999; Wayand et al. 2016; Zagrodnik et al. 2018).

A MRR2 measures the equivalent reflectivity and particle Doppler velocity of precipitation falling above it (Bougeault 2001; Thériault et al. 2018). The MRR2 was set to a 200-m vertical resolution, reaching 6.2 km AGL. The reflectivity fields identify the level of solid precipitation melting aloft while the Doppler velocity indicates the speed at which the particles approach the radar, providing an indication of precipitation phase aloft.

A Goodrich ice detector records ice coating formation and accretion at the surface, indicating falling freezing rain or freezing drizzle. When ice accretion reaches 1 mm on the probe, instrument heating takes place, which melts the ice, and the process restarts, providing continuous and cumulative ice accretion.

## 2.3 1956–2020 climatology

### 2.3.1 Temperature distributions and climates

A 2-m temperature climatology was conducted at the ECCC stations (Figure 2.4). Three distinct climates are seen, with average annual temperatures of 7.4°C, 6.1°C and 4.1°C at Prince Rupert, Terrace and Smithers, respectively. Following the Köppen-Geiger classification (Beck et al. 2018), Prince Rupert has an oceanic, temperate climate, with smaller temperature fluctuations. About 75% of climatological temperatures are between 2°C and 14°C, while temperatures below -2°C only account for 5% of total occurrences. The ice-free, relatively warm Pacific Ocean controls this climate. In contrast, Terrace's climate is continental, still being tempered by the Pacific Ocean which is only 115 km west. The temperature distribution maximum of Terrace is near-0°C, contrasting with Prince Rupert. Smithers has a colder, drier and almost subarctic continental climate, with 20% fewer near-0°C hours than Terrace and more extremes.

### 2.3.2 Near-0°C conditions

Near-0°C conditions are common during the cold season, but their relative occurrences differ (Figure 2.5). First, Terrace experiences the maximum number of near-0°C occurrences annually when compared to the other stations, except in spring and fall when the highest occurrence is at

Smithers. Second, near-0°C occurrences are lowest at Prince Rupert. Third, Terrace and Smithers have relative peaks in near-0°C conditions at the beginning and end of winter.

Variations with respect to the month with the highest number of near-0°C hours are also shown in Figure 2.5b. The higher the station is, the earlier the maximum occurs, a consequence of colder climates. Near-0°C conditions follow a bimodal distribution at higher elevations during the shoulder seasons, with fewer near-0°C hours in winter. Hence, both the proximity of the Pacific Ocean and elevation have a substantial control on monthly occurrences of near-0°C conditions.

The diurnal cycle, which has significant fluctuations at this latitude (54.5°N), impacts the genesis and cessation of near-0°C conditions (Figure 2.6). In particular, more events begin in the evening (after sunset, or around 1900 PST) and end early in the morning (after sunrise, or around 0900 PST). Additionally, there is almost no difference between near-0°C events with and without precipitation. Both distributions have similar shapes but are shifted in time. No-precipitation events are more likely to end earlier in the morning when compared to those containing precipitation, when solar warming of the surface is limited. The difference is even more subtle at the onset of the events. Prince Rupert does not show any differences in near-0°C events times with or without precipitation. Hence, while events without precipitation are more likely to begin at night, those containing precipitation are more likely to begin in the daytime, a probable influence of daytime convection.

The mean annual number and duration of all near-0°C events are shown in Figure 2.7. The values for Terrace and Smithers compare well with Mekis et al. (2020), although the climatological periods differ. The couplet formed by these two variables follows a negative correlation, as longer events necessarily reduce their number of occurrences in a fixed period. Smithers stands out as having the most near-0°C events, with 50% more events than Prince Rupert and Terrace annually, although they are shorter. Terrace, though, has a very high mean duration, at 11.4 h, with similar high durations ( $\geq 10$  h) seen at stations adjacent to Terrace (Figure 2.1b).

### 2.3.3 Precipitation

Precipitation was further examined at the three ECCC stations (not shown) to see its influences on near-0°C occurrences and event durations. Prince Rupert experiences mainly rain and drizzle (2,167 h annually), some snow (139 h annually) and few freezing and mixed precipitation (29 h

annually). In contrast, Terrace experiences significantly more solid, mixed and freezing precipitation, with 761 h of snow and 107 h of freezing and mixed precipitation each year, about 400% more than Prince Rupert. At Smithers, a rain shadow lessens precipitation occurrences, but colder temperatures make snow as common as in Terrace.

The occurrence of precipitation during near-0°C conditions was also investigated. In these conditions, snow accounts for more than half of all precipitation occurrences at all stations, particularly at Smithers (72.8%). Terrace experiences much more precipitation in near-0°C conditions, with 711 h year<sup>-1</sup> on average, or 230% and 400% higher than Prince Rupert and Smithers, respectively (not shown). Furthermore, in these same conditions, Terrace experiences 450% more rain and drizzle combined than Prince Rupert, where most of liquid precipitation falls > 2°C. Also, 29.6% of total precipitation occurrences fall in near-0°C conditions at Terrace, which contrasts with Prince Rupert (7.7%). This shows that other processes favor precipitation formation near 0°C at Terrace, as only 20.1% of annual occurrences are in these conditions.

The mixed precipitation partitions were also examined at the same stations (Figure 2.8). Rain and snow mixture dominates at the three stations, yet are substantially more present at Terrace (70.4 h year<sup>-1</sup>). All other mixtures account for 0.6 h year<sup>-1</sup> at Prince Rupert and Smithers and > 6 h year<sup>-1</sup> at Terrace. Also, freezing rain, freezing drizzle and ice pellets are seen on average 31 h year<sup>-1</sup> at Terrace, which is 12 and 4 times more than at Prince Rupert and Smithers, respectively.

As well, the average temperature at which each precipitation type falls was computed (Figure 2.8e). Solid and freezing precipitation is associated with near-0°C conditions at Prince Rupert, except for ice pellets (> 2°C), which suggests that hail or graupel may have been reported instead of ice pellets. Lower air temperatures are reported at Smithers, although ice pellets occur at an average temperature of -0.78°C. Also, solid precipitation at Terrace is associated with a somewhat constant -2°C to -3°C range on average.

#### 2.3.4 Influences of precipitation and pathways on event duration

The climatological occurrences of each near-0°C pathway, or the way temperature evolves in a near-0°C event (Figure 2.2), were studied (Figure 2.9). First, pathway #3 (P3) is the most common at all sites, particularly at Prince Rupert and Terrace, most notably an effect of the diurnal cycle

(Figure 2.6). Smithers has a more uniform pathway distribution, which could be associated with more drastic temperature variations.

Temperature pathways in precipitation events differ. In all cases, most precipitation events are P3, in both absolute and relative terms. For example, 31.8% of all near-0°C events at Terrace are both P3 and with precipitation. At Prince Rupert and Smithers, fewer near-0°C precipitation events occur when compared to Terrace (Figure 2.9b). Effectively, 50% of all P2 or P3 events have precipitation at Terrace. Furthermore, mixed and freezing precipitation events exhibit different patterns (Figures 2.9c and 2.9d). In general, P2 is most often associated with these conditions, which is consistent with the passage of a warm front. Terrace and Smithers have similar pathway distributions during freezing precipitation; 82.5% and 85.5% of all freezing rain or freezing drizzle events are P2 or P4 at Terrace and Smithers, respectively. The opposite is obtained at Prince Rupert, where P1 and P3 events account for 68.6% of all freezing rain or freezing drizzle events and 87.7% of all ice pellets events.

Mean event duration variations by pathway and event type were documented (Figure 2.10). At all sites, precipitation events last, on average, longer than those without precipitation, such as in Terrace, with mean durations of 18 h and 7 h, respectively.

Freezing precipitation is associated with significantly increased event duration. On average, the mean duration of events doubles at all sites. At Terrace, the average duration of near-0°C events with freezing rain or freezing drizzle ranges from 33 h (P2) to 66 h (P1). Similar values are found in ice pellets events. To emphasize this extreme character, the maximum duration of near-0°C events were computed (Figure 2.10b). The maximal event durations at Terrace surpass those of both Prince Rupert and Smithers in all pathways, which reached 96 h and 135 h, respectively, while Terrace reached 233 h (or almost 10 days) for a P4 event in 1994. As a whole, freezing and mixed precipitation events have a mean duration of 39 h at Terrace. This induces a major control of precipitation on event duration, which is also reflected in Figure 2.11. At all stations, about 50% of events lasting 12 h contain precipitation, and up to 90% of events lasting 24 h contain precipitation, following a linear trend. Also, a higher proportion of precipitation events is seen in short ( $\leq 6$  h) and long ( $\geq 24$  h) events at Terrace.

### 2.3.5 Wind speed and direction

Surface wind direction and speed were analyzed for the three ECCC stations, with a focus at Terrace (Figure 2.12). Prince Rupert and Smithers are not shown, but are still used for comparison.

At Terrace, northerly and southerly winds are dominant (44%), and reach 74% when including adjacent directions (NNW, NNE, SSW and SSE). Wind channeling is strong along the Terrace-Kitimat Valley (Figures 2.1b and 2.12a). At Prince Rupert, the preferential wind direction is from the southeast (58%). These southeasterlies occur as a low-level jet forms along the Pacific Coast, parallel to the coastline. At Smithers, lower wind speeds are seen with a NNW-SSE wind channeling along the Bulkley River Valley (Figure 2.1b), which corresponds to 67% of total wind occurrences.

The winds in near-0°C conditions differ somewhat (not shown). At Prince Rupert, even though stronger southerly winds do occur, offshore easterlies prevail in these conditions, providing colder air near the surface. This setup is the most favorable to produce near-0°C conditions along the Pacific Ocean during the cold season. During near-0°C conditions at Terrace, there is a shift in preferential directions, as the northerly winds become more frequent (41%) than the southerly ones (33%). In contrast, at Smithers, the SSE channeling (56%) dominates its NNW counterpart (12%), associated with warmer-than-normal conditions in the area.

The wind speed and direction during all precipitation events at Terrace are shown Figure 2.12b. Higher frequencies and stronger southerly winds occurred at all sites, including Terrace. This is probably related to the approach of fronts in the warm sector of extratropical cyclones.

Wind roses during freezing rain or freezing drizzle events at Terrace differ (Figure 2.12c). In these conditions, southerly winds are negligible (8%) and northerly winds dominate (58%). Higher occurrences of northerly winds imply the presence of a relatively cold (or sub-freezing) air layer near the surface. This leads to cold-air damming along the mountain slopes and pressure-driven channeling that exist when those precipitation occur. In these conditions, more offshore winds occur at Prince Rupert, while no changes are seen at Smithers. However, during ice pellets at Terrace (Figure 2.12d), northerly winds are more common (68%). Hence, wind direction further impacts precipitation types at Terrace compared to other sites through its relation with temperature and moisture patterns.

### 2.3.6 Atmospheric conditions

The climatological composites of mean IVT maps during freezing rain or freezing drizzle at the three stations through the 2000–2020 period are shown (Figure 2.13). The IVT composites over the Northeastern Pacific domain show high moisture extending from the Tropics to the West Coast of North America. This pattern is often associated with atmospheric rivers (Sharma and Déry 2020). Prince Rupert lacks moisture in these conditions, with the core of moisture transport staying south. In contrast, when freezing precipitation reaches Terrace or Smithers, mean IVT values reach 250–350 kg m<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup> at the BC coastline, with both locations being parallel to the atmospheric river tail axis. Also, moisture reaches farther inland when freezing precipitation is reported at Smithers, probably associated with hydrometeors drift over the Coast Mountains during atmospheric events (Mo et al. 2019).

When freezing precipitation falls at Prince Rupert and Terrace, the 0°C isotherm is nearby, and the region falls in a strong east-west gradient of surface temperatures. When these conditions are present at Prince Rupert, a cold pool is located to the northeast, with temperatures well below 0°C at Terrace and Smithers. This cold pool drains southward, suggesting that colder and drier atmospheric conditions are seen at the onset of freezing precipitation at Prince Rupert. Hence, as mean temperatures get closer to 0°C during the cold season at Terrace, freezing precipitation more likely occurs compared to other sites.

### 2.4 Near-0°C conditions and freezing precipitation case studies during the 2021–22 cold season

In the 2021–22 cold season (October to April), 1,537 near-0°C hours were recorded at the Terrace Airport (ECCC) station. These occurred within 174 events whose mean duration were 8.8 h. Fewer near-0°C hours and more short events occurred in this cold season when compared to the climatology (Figures 2.6 and 2.8). This somewhat atypical season was largely due to a prolonged arctic outflow that affected the area during most of December, with near record cold conditions (The Canadian Press 2021). Nevertheless, multiple long near-0°C events occurred, with durations exceeding 70 h.

Two events were chosen to illustrate critical near-0°C features. These events occurred on 29–30 November 2021 (case study 1) and on 8–11 January 2022 (case study 2), in which near-0°C events



occurred along with mixed and freezing precipitation, combined with variable wind and temperature patterns within the events. These are the only events in which such conditions were documented while the instrumentation (Section 2.2.4) was set up in downtown Terrace.

The two events were examined using information from both the Airport and the downtown stations (Figure 2.14). Although only 5 km apart, the two stations were located within different settings. The downtown station (60 m ASL) was located on the Skeena River Valley floor whereas the Airport station (217 m ASL) was located on a nearby rise of land (or “terrace”) in the broader Kitimat-Terrace Valley. A sample of the low-level vertical temperature profile and associated temperature inversions can then be computed by comparing temperature measurements of both stations at the same time.

#### 2.4.1 Case study 1 (29–30 November 2021)

On 29 November 2021, an atmospheric river of moderate to strong intensity with  $IVT \geq 1,000 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  (Ralph et al. 2019) was linked to a 980-hPa Aleutian low and was propagating eastward in the Northern Pacific Ocean. Its core reached BC’s North Coast at 0000 UTC 30 November 2021. The bulk of the associated water vapor remained south of the study area, although IVT values reached 500 and 300  $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  at Kitimat (Figure 2.1a) and Terrace, respectively (Figure 2.16a). A solid to liquid precipitation transition occurred at Terrace. At the same time, Prince Rupert experienced warmer, rainy conditions while relatively colder and snowy conditions occurred at Smithers (not shown). Near-0°C conditions persisted in the Terrace area throughout this case study (Figure 2.15a). Cold air advection initially occurred, which was followed by warmer air slowly infiltrating the valley.

Several meteorological features can be highlighted. First, two near-0°C events occurred and were associated with two different pathways. Air temperature initially decreased to below 0°C (P1) and increased back to above 0°C (P2). Second, there are differences in the duration of these events between the stations and relative to the climatological 1956–2020 average durations (Figure 2.10). The first, non-precipitation event (P1) lasted 7 h at the Airport (below average) and 4 h in downtown Terrace, while the second (P2), which contained freezing precipitation, lasted 18 h at the Airport (below average) and 26 h downtown. Third, the rapid warming during the second event was associated with veering winds from north to south at the Airport. This feature was not seen in

downtown Terrace, where temperatures remained near 0°C. Finally, a temperature inversion of approximately 20°C km<sup>-1</sup> occurred between 0400 UTC and 1800 UTC 30 November 2021 at both stations.

These near-0°C events were associated with precipitation that changed from solid to liquid (Figure 2.15a), from light snow (before 0230 UTC 30 November 2021) to rain (after 0430 UTC 30 November 2021). Freezing rain and wet snow were briefly observed during the transition, as supported by the hydrometeors speed-size spectra (Figure 2.17), with residual solid precipitation with time. Large hydrometeors were noted (>4 mm in diameter), probably wet snowflakes (Rasmussen et al. 1999).

In downtown Terrace, up to 2 mm of ice accreted. No wind measurements were noted between 0100 UTC and 1000 UTC 30 November 2021, probably due to ice affecting the blade's motion. Downslope winds from the north and east occurred before this period, while westerlies along the Skeena River Valley occurred after, a result of very localized wind channeling seen in downtown. Also, associated with this precipitation, a melting layer at 800 m AGL was inferred from the MRR2 reflectivity information (not shown) after 0300 UTC 30 November 2021, or when freezing precipitation started in downtown Terrace (Figure 2.15a).

#### 2.4.2 Case study 2 (8–11 January 2022)

On 09 January 2022, an atmospheric river couplet resulted in a meridional transport of moisture and heat that reached the North Coast around 0000 UTC 10 January 2022 (Figure 2.16b). Atmospheric circulation stalling, caused in part by the mountains, resulted in a meridional flow that injected moisture into the Terrace area for many hours (approximately a day). Precipitation was relatively light (<10 mm) in Terrace (Figure 2.18) because the greatest moisture was restricted along the immediate coastline (Figure 2.16b).

At the onset of the case study, air temperature close to the surface was near -12°C. Warmer air aloft advected northward within the atmospheric river (Figure 2.19). Strong southerly winds are visible at the 800-hPa height, whereas northerly winds were occurring near the surface in the Terrace-Kitimat Valley (Figure 2.15b). As a result, a temperature inversion and freezing precipitation were observed.

At the Airport station, two near-0°C events occurred. These were a 7-h (below average) P2 event, which contained freezing precipitation, followed by a 15-h (above average) P3 precipitation event. In contrast, a single, 25-h P2 precipitation event was recorded at downtown Terrace. Between 2200 UTC 10 January 2022 and 1500 UTC 11 January 2022, both stations recorded temperatures just above 0°C.

Precipitation began as snow but transitioned into a mixture of freezing rain, freezing drizzle and ice pellets near 1600 UTC 09 January 2022, in -10 to -8°C surface air temperatures (Figure 2.15b). Surface winds were mainly northerly at the Airport, while winds were more westerly in downtown Terrace, with the same forced channeling being seen in downtown. Noteworthy, mixed precipitation started around 1800 UTC 10 January 2022, when a temperature inversion became noticeable.

The observation of freezing drizzle at these temperatures (-10°C) suggests that warm microphysics may have played a role in its formation. However, as indicated in the vertical profiles of radar data (Figure 2.18), a melting layer aloft was present in the form of a bright band between 0.6 and 1.2 km AGL. This was again supported by warm air advection and strong southerly winds aloft combined with cold (-9°C) surface air trapped near the surface. A strong, shallow temperature inversion of 30°C km<sup>-1</sup> was also observed. This results in a dominance of cold microphysics precipitation formation aloft, but at least partial melting occurred before reaching the cold surface layer, resulting in ice pellets due to refreezing of melting hydrometeors. The ice detector recorded a total ice accretion of 4 mm over the case study period.

### 2.4.3 Summary of case studies

Persistent near-0°C conditions along with mixed and freezing precipitation occurred at Terrace between 29 and 30 November 2021 and between 08 and 11 January 2022. Atmospheric rivers provided warm air aloft, and trapped cold air was simultaneously present in the valleys.

The meteorological conditions between the Airport and downtown stations (Figure 2.14) differed. On average, through the 2021–22 cold season, the meteorological station in downtown Terrace was 1.1°C warmer than the Airport, giving an average environmental lapse rate of 7.3°C km<sup>-1</sup>, although this value is highly variable. In the case studies, much lower lapse rates were recurrently seen in precipitation hours. When freezing precipitation occurred, temperatures were colder in

downtown Terrace in both case studies, indicating the presence of temperature inversions. Both of these findings are consistent with Rolland (2003) in terms of lowered lapse rates and preferential occurrences of temperature inversions in mountainous regions. Indeed, this seems to be caused by cold air damming along the slopes, less heat sources from warmer water surfaces, and pressure-driven channeling through the valleys which all help in limiting warm air advection in the low levels. Also, along with freezing precipitation and temperature inversions, substantial wind direction changes occurred, as very localized channeling results in different wind patterns and associated temperature advectations at both stations.

These two case studies furthermore illustrated common features that occurred within other cases over the October–December 2021 period. The vertical profiles of reflectivity (bright bands) illustrate the importance of ice processes in the production of much of the precipitation in the two case studies. Within other events, a bright band was ubiquitous within similar surface conditions.

Local scale similarities and differences were also evident within other case studies. First, no major differences are evident in event duration, with an average near-0°C event duration of 14.1 h at the Airport and 13.0 h downtown. However, the near-0°C events were systematically longer in downtown Terrace if they were short ( $\leq 6$  h), with an opposite relation for long-duration events ( $\geq 24$  h). Second, for the same period, 12% of the total hours over the October–December 2021 period had a temperature inversion between downtown Terrace and the Airport, 39% of these being in near-0°C conditions at the Airport station.

## 2.5 Discussion

### 2.5.1 Regional-scale processes promoting near-0°C conditions at Terrace

The occurrence of near-0°C conditions is more common in Terrace and in the surrounding valleys in comparison with Prince Rupert and Smithers (Figures 2.4 and 2.5). There are also more occurrences of mixed and freezing precipitation at Terrace (Figure 2.8). Multiple forcings at the regional and synoptic scales can explain such findings. These forcings are summarized in a conceptual model (Figure 2.20), which combines geographical and meteorological features favoring mixed and freezing precipitation instances.

The main regional forcing factors are geographically related. Terrace lies in a battle zone between cold, often sub-freezing air advected from the continental plateaus and warm (above-freezing) air

advected from the Pacific Ocean. At a fairly high latitude ( $54.5^{\circ}\text{N}$ ), Terrace is often influenced by inland cold air masses. The atmospheric circulation and associated mean wind profiles hence have a high impact on its weather conditions. The presence of deep valleys helps in maintaining cold surface air. All these geographical elements force the temperature towards  $0^{\circ}\text{C}$  at Terrace during the cold season.

Precipitation is often present in near- $0^{\circ}\text{C}$  conditions and it is mainly delivered by atmospheric rivers (Sharma and Déry 2020). Also, when atmospheric rivers reach the coast, clouds and precipitation can form through orographic ascent along the coastal areas. This situation is particularly true in southerly-flow atmospheric rivers, where a rain shadow effect is less probable around Terrace due to lower mountains being crossed (Houze Jr. 2012). While the climatology suggests a peak in atmospheric rivers in October and November (Sharma and Déry 2020), the climatology of freezing rain and freezing drizzle shows higher occurrences in December and January. Late-season atmospheric rivers, which still provide 20% of total precipitation to the North Coast, are able to combine with the presence of colder air at the surface to generate high freezing precipitation amounts. Furthermore, the lower-tropospheric melting and freezing of hydrometeors linked to mixed or freezing precipitation furthermore acts to maintain and force temperatures to hover near  $0^{\circ}\text{C}$  (Figures 2.15 and 2.18). This is less the case in lower latitudes due to a marginal presence of near- $0^{\circ}\text{C}$  or colder temperatures, although similar reports of mixed and solid precipitation were seen at higher elevations, such as the Cascades Mountains and the Sierra Nevada, during atmospheric river events (Steenburgh et al. 1997; Neiman et al. 2008b).

Because of these atmospheric drivers, clouds are often present during long-lasting near- $0^{\circ}\text{C}$  conditions. Air from the Pacific Ocean is warm and humid, creating persistent cloudy conditions through the cold season on the windward side of the Coast Mountains, which includes Terrace (Figure 2.20). The clouds impact the radiative budget by eliminating daytime shortwave radiation warming and by reducing nighttime cooling through long-wave radiation trapped in the lower levels (not shown). As such, clouds act to reduce temperature variations and amplitude, which can consequently yield to maintain air temperatures near  $0^{\circ}\text{C}$  (Figure 2.8). Indeed, the temperature range and extremes increase with increasing distance from the Pacific coastline (Figure 2.4), probably due to changes in mean nebulosity and proximity to nearly constant and above- $0^{\circ}\text{C}$  sea surface temperatures.

Finally, a high instance of temperature inversions has been documented through climatology and case studies. When atmospheric rivers reach the coast near Terrace, the flow above the mountains is not obstructed and the air has a very high moisture content as it passes over the Coast Mountains, providing substantial precipitation to the region (Figure 2.12b). The advected warm air during atmospheric rivers often forms a melting layer aloft as suggested by the MRR2 (Figure 2.18), which is combined with near-surface subfreezing conditions, producing temperature inversions near Terrace.

### 2.5.2 Local-scale forcings influencing surface air temperature at Terrace

Additional local forcing factors promote near-0°C conditions in Terrace. The deep valleys that surround Terrace (Figure 2.14) affect local climates.

Topographical features disturb wind patterns near the surface by forcing channelings. These occurred during the case studies (Figure 2.15). Wind observations at the surface (Terrace Airport station) and aloft (at the nearest ERA5 gridpoint) were computed for a 3-month period between November 2021 and January 2022 (Figure 2.21).

Three dominant wind regimes, or local maxima on the spectrum, were identified (Figure 2.21). Surface winds at the Terrace Airport have bimodal preferential directions (Figure 2.12), namely southerly and north-northeasterly, with respect to the Airport's location centerline towards the Terrace-Kitimat Valley (region A) and the Skeena River Valley (regions B and C), respectively (Figure 2.21). When relating these plots to similar examples shown and described in Carrera et al. (2009), regions A and B exhibit downward momentum transport following an Ekman transport, while region C is linked to pressure-driven channeling and countercurrents, strictly based on wind direction changes with height. In region C, stable and relatively cold (or near-0°C) conditions can be maintained at the surface, while warm southerly winds aloft can lead to above-0°C air temperatures aloft (Figures 2.15b, 2.18 and 2.19). Hence, mixed and freezing precipitation are produced when atmospheric conditions lead to pressure-driven channeling. Pressure-driven channeling is known to limit the erosion of the surface cold air layer. The St. Lawrence River Valley in Quebec is an example of where such a phenomenon is common, along with being a local maximum in freezing rain hours (Stuart and Isaac 1999; Carrera et al. 2009; Razy et al. 2012).

The case studies illustrated the importance of even smaller local-scale forcings that are able to impact weather conditions at the kilometer scale. Significant differences were found between the conditions at the Terrace Airport and the downtown Terrace stations, particularly for wind and temperature. Since the downtown Terrace station is 150 m lower and lies at the valley floor (Figure 2.14), it is subject to different wind channelings, temperature advection and precipitation patterns (Figure 2.15). During more than half of instances of freezing and mixed precipitation, near-0°C conditions lasted longer at downtown Terrace than at the Airport, mostly due to increased resistance of the surface cold air pool erosion. Although such inferences are physically plausible, it should be noted that the downtown station is installed on a large rooftop so its measured temperature could be systematically warmer than the actual air temperature due to heat emissions. This may have contributed to temperature holding steadily just above 0°C rather than at the 0°C mark in the case studies.

## 2.6 Conclusions

Canada experiences widely different climates, particularly in the cold season, with substantial variations in the occurrence of near-0°C conditions being observed in time and space. This study aimed to understand the causes of anomalously persistent near-0°C conditions in the Terrace, BC area. Station data were used to compare near-0°C conditions and characteristics with nearby Prince Rupert and Smithers. Reanalyses were used to gain regional-scale insights, and special measurements were used to examine local effects. This collective analysis has led to several key findings.

Over the 1956–2020 period, Terrace’s climate is characterized by many, sometimes long-lasting near-0°C conditions. These conditions occur more than 1,750 h on average each year, with a mean event duration of 11.4 h, both being climatic extremes in Canada (Mekis et al. 2020). The mean event duration is higher (18 h) when precipitation occurs and much higher (39 h) when freezing rain, freezing drizzle or ice pellets occur. Maximal event durations have surpassed 200 h within these latter situations. These duration values are reduced by a factor of two at nearby Prince Rupert and Smithers.

Terrace is located at a key geographical location for the occurrence of near 0°C conditions. In general, warmer conditions occur to the west while colder conditions occur to the east. At the

regional scale, Terrace is also influenced by continental and oceanic air masses, which bring both cold and warm air in the lower troposphere. The Pacific Ocean contributes to the warm and moist conditions, especially during recurring atmospheric rivers. Furthermore, orographic impacts are substantial, with cold air damming, pressure-driven and downward momentum transport channelings occurring in the area, along with persistent cloudiness and precipitation.

At the local scale, deep valleys help to maintain a cold air layer at their base. Such trapped cold air is resistant to warm air advection, leading to persistent low-level temperature inversions. These temperature inversions result in high instances of freezing or mixed precipitation. Limited radiational heating further helps in limiting temperature advection, which helps to maintain temperatures near 0°C for long periods. However, surface meteorological conditions can differ significantly over short distances within the valleys near Terrace due to localized elevation variations.

Detailed temperature and precipitation measurements, obtained with a vertically-pointing radar, an optical disdrometer and an ice detector, confirmed these processes. This suggests a crucial impact of diabatic processes, through energy balance in melting, freezing and evaporation of precipitation, on long-duration near-0°C events. Such precipitation is typically reported with recurring strong temperature inversions. These are commonly formed at Terrace with weak air advection near the surface due to local topography, while moist and warm air flows occur above the mountain peaks, particularly during atmospheric river events.

Nonetheless, there are limitations in this study. The concentrated focus on climatic data combined with a lack of complete weather stations in the area reduces statistical significance on some results being evidenced, although the use of a 65-years climatology of the ECCC stations implies accurate data for a long timeframe. Furthermore, limitations include the lack of high-resolution atmospheric modeling, radiosondes and Doppler radar; these would have provided better 3D depictions of the atmosphere. This would have allowed for a more detailed analysis of, for example, cold air damming, differential wind flow, moisture outputs, energy budgets, temperature advectations and precipitation microphysics. These analyses could also provide insights on the controls of climate change on near-0°C conditions. While shorter and warmer winters would tend to reduce near-0°C conditions, a higher frequency of atmospheric rivers (Radić et al. 2015) should enhance diabatic effects, temperature inversions and cloud cover at Terrace. This could result in potentially colder



conditions associated with precipitation related with atmospheric rivers, although overall warmer conditions would be seen. Also, other local-scale forcings, although not studied here, may also amplify precipitation at Terrace. First, additional frontogenesis may be occurring in the region due to intersection of valleys and the presence of bent valleys, providing additional horizontal convergence (Kossmann and Sturman 2003). Second, ascent and cold air damming along the slopes, combined with the formation of countercurrents in pressure-driven channeling conditions, could result in additional vertical shear and helicity (Sisson and Gyakum 2004; Henson et al. 2011; Razy et al. 2012).

Finally, the characterization and understanding of these insights may be beneficial for improving severe winter weather forecasting in the Terrace area, as well as in regions with similar mountains-and-valleys topography along with significant temperate influences from large bodies of water. Regions such as the intermountain Alaskan coast, the Fraser Valley of Southern BC, and the Columbia River Gorge in Washington State and Oregon may be subjected to similar factors promoting long near-0°C conditions, although very limited research has been conducted over these areas regarding the occurrence and persistence of near-0°C conditions.

## TABLES

Table 2.1: Metadata of the stations used for the climatology. ECCC stations are in gray, MoTie stations are in blue, FLNRO-WMB stations are in purple and the ENV-AQN station is in orange.

Name	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Elevation (m ASL)	Distance from Pacific Ocean (km)	Number of Hours of Temperature Records	Number of Hours of Precipitation Records	Years of Climatology
<b>CYPR (Prince Rupert A/AWOS)</b>	<b>54.29</b>	<b>130.44</b>	<b>35</b>	<b>1</b>	<b>508,628</b>	<b>135,545</b>	<b>1956–2020</b>
<b>CYXT (Terrace A)</b>	<b>54.47</b>	<b>128.58</b>	<b>217</b>	<b>115</b>	<b>568,690</b>	<b>156,764</b>	<b>1956–2020</b>
<b>CYYD (Smithers A)</b>	<b>54.82</b>	<b>127.18</b>	<b>522</b>	<b>220</b>	<b>533,806</b>	<b>88,019</b>	<b>1956–2020</b>
<b>Cedarvale</b>	55.03	128.31	274	143	262,143	0	1989–2020
<b>Ganokwa</b>	54.81	126.95	855	228	223,106	0	1994–2020
<b>Hungry Hill</b>	54.48	126.74	820	231	162,065	0	2001–2020
<b>Kasiks High</b>	54.3	129.44	1,435	56	236,640	0	1975–2020
<b>Kasiks Low</b>	54.3	129.42	732	58	228,017	0	1989–2020
<b>Kitpark</b>	54.17	128.58	75	108	185,009	0	1995–2020
<b>Legate Creek</b>	54.75	128.26	130	142	182,685	0	1998–2020
<b>Onion Lake</b>	54.3	128.54	220	113	169,456	0	2000–2020
<b>Pine Creek</b>	54.68	127.33	1,320	201	106,893	0	2006–2020
<b>Rosswood</b>	54.94	128.89	280	107	169,191	0	2000–2020
<b>Salvus</b>	54.31	129.35	10	60	208,210	0	1994–2020
<b>Telkwa</b>	54.69	127.05	510	216	136,580	0	1998–2020



## FIGURES

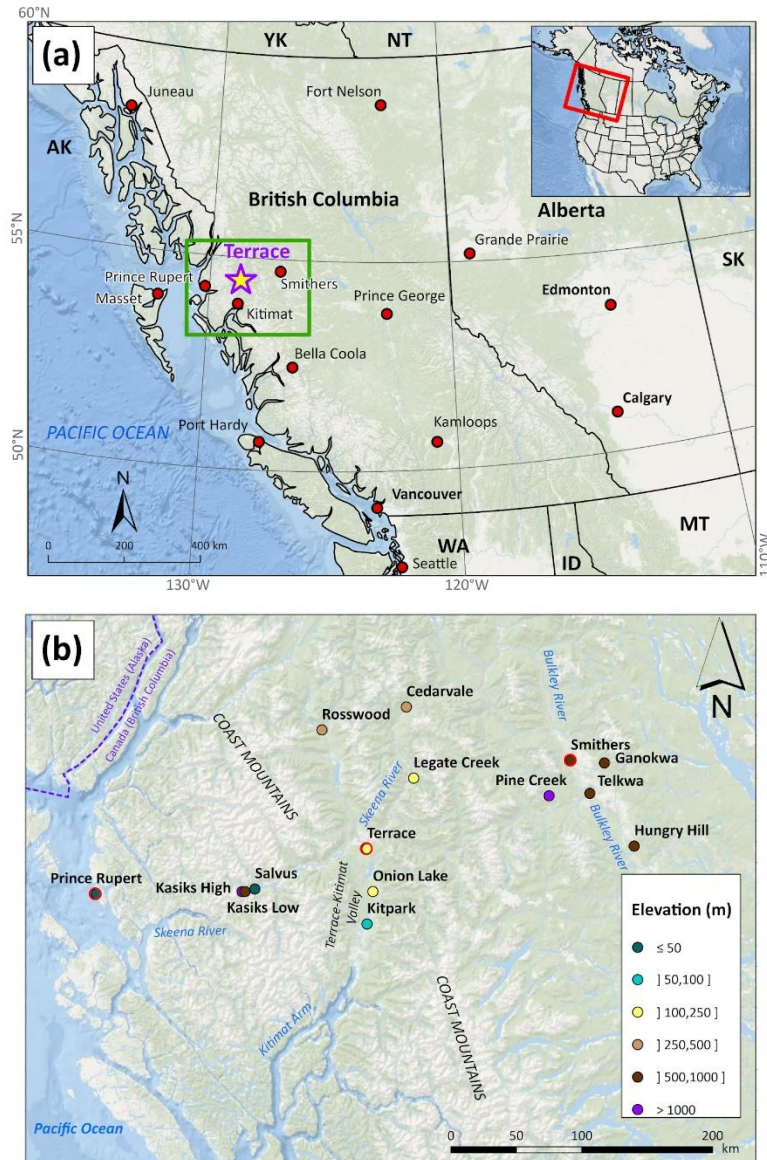


Figure 2.1: Location of the study area. (a) Location of Terrace, BC (yellow star) on a large-scale map covering Western Canada, with AK for Alaska, YK for Yukon, NT for Northwest Territories, SK for Saskatchewan, WA for Washington State, ID for Idaho and MT for Montana, along with several cities shown in red dots. (b) Inset map (shown as the green square on panel (a)) of BC's North Coast region centered on Terrace, along with the elevation of the stations used in the climatology, in meters above sea level (ASL). Red outlines denote Environment and Climate Change Canada (ECCC) stations, and black outlines are stations maintained by Ministries of BC's government.

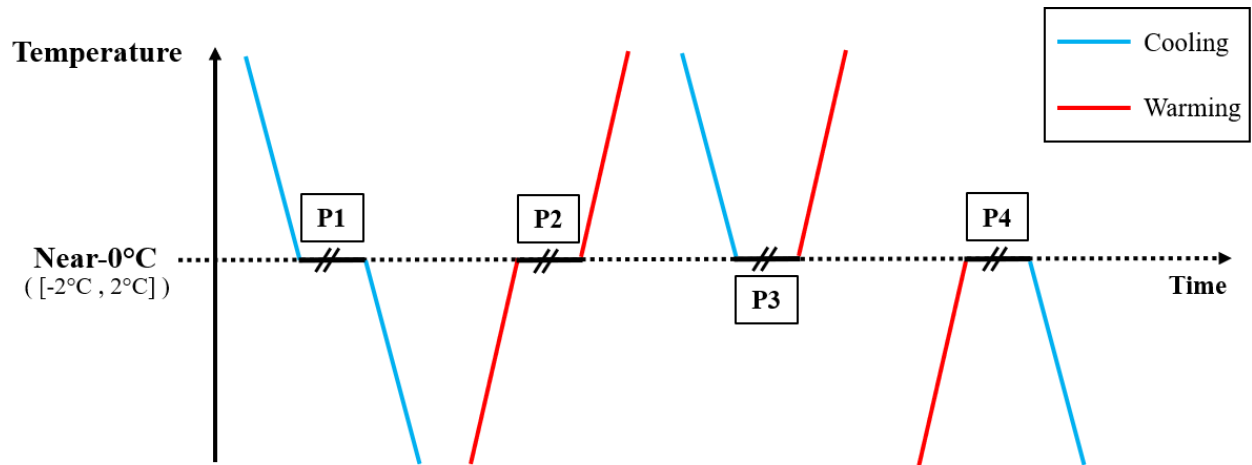


Figure 2.2: The four idealized near-0°C pathways. Each pathway is identified as P1, P2, P3 and P4, respectively. Adapted from Mekis et al. (2020).



Figure 2.3: Instrumentation setup at the downtown Terrace station (UNBC campus rooftop), namely (a) a MRR2, (b) a OTT Parsivel<sup>2</sup> and a Goodrich 0872F1 ice detector, and (c) the complete weather station with the setup datalogger and a HOBO tipping bucket precipitation gauge.



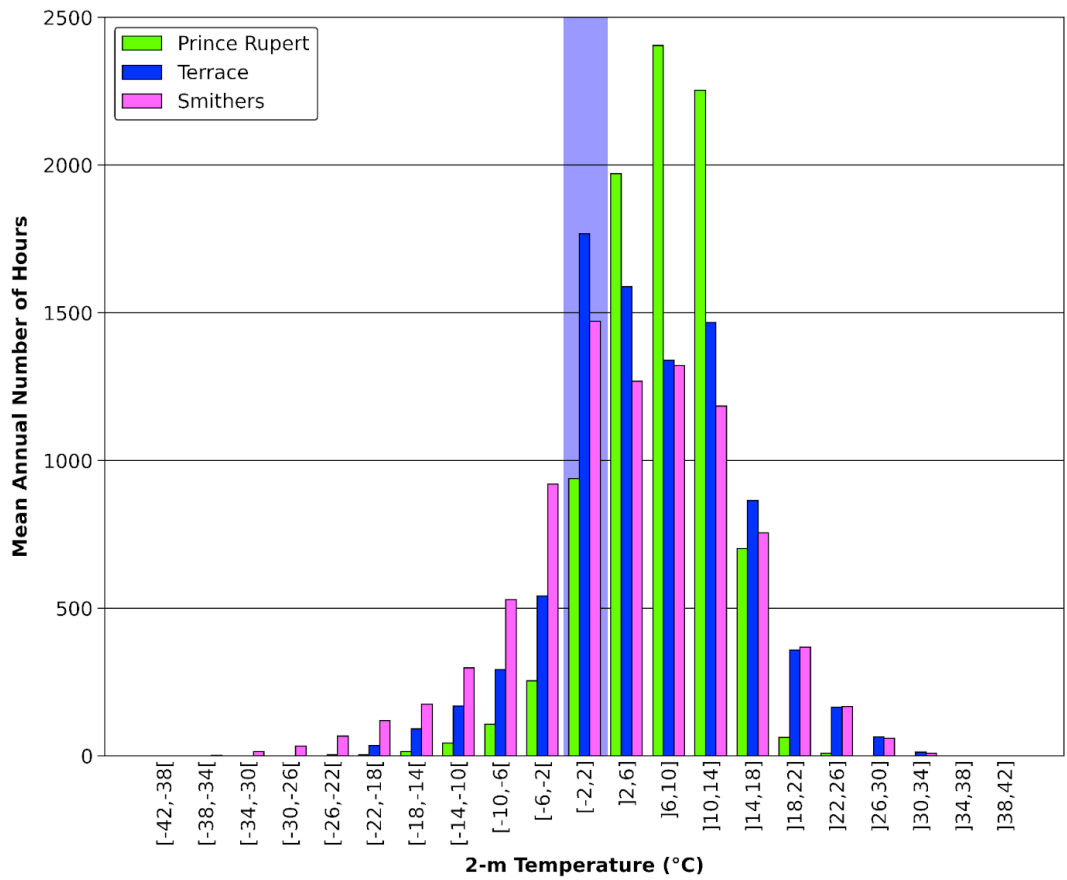


Figure 2.4: The mean annual hours (h) of 2-m temperature distribution of the entire climatology at Prince Rupert, Terrace and Smithers, based on the climatology of the 1956–2020 period. The near-0°C bin is shaded in light purple and 4°C-range bins were used.

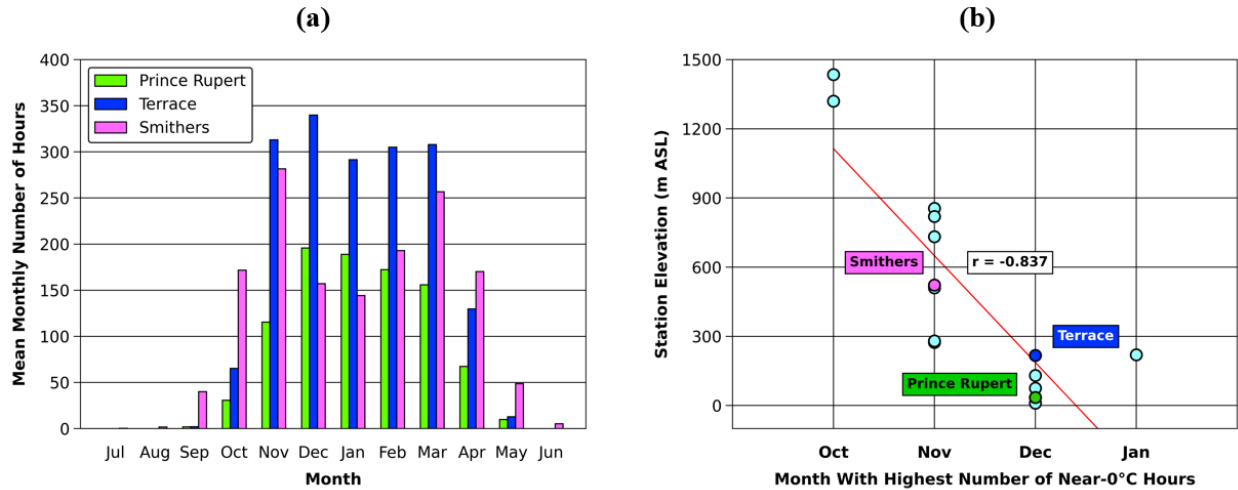


Figure 2.5: Near-0°C conditions timing and occurrence over the year, based on the climatology for the 1956–2020 period. Panel (a) shows the distribution of mean monthly near-0°C hours at the three ECCC stations, while panel (b) shows the month with the highest number of near-0°C hours (primary peak) with respect to station elevation, at all stations shown in Figure 1. Cyan dots are the BC Government stations, while the green, dark blue and pink markers are Prince Rupert, Terrace and Smithers ECCC stations respectively. The red line is the best ordinary least squares trendline.

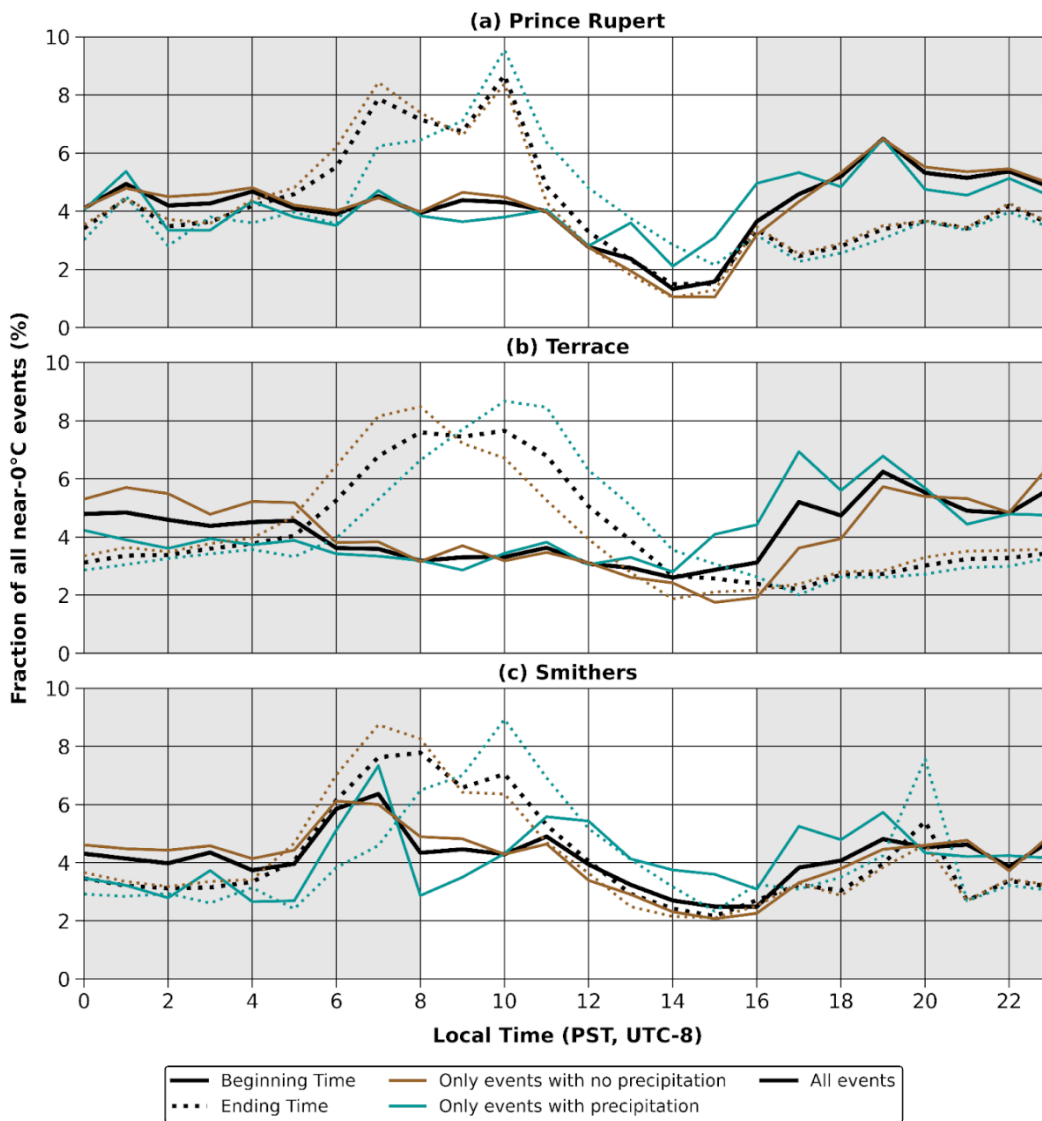


Figure 2.6: Near-0°C events distribution of their beginning (continuous lines) and ending (dotted lines) as function of time (Pacific Standard Time, UTC-8) at (a) Prince Rupert, (b) Terrace, and (c) Smithers, for the 1956–2020 period. The lines refer to all events (black), for events with no precipitation (brown) and for those with precipitation (teal). The gray shading indicates the mean winter nighttime period.

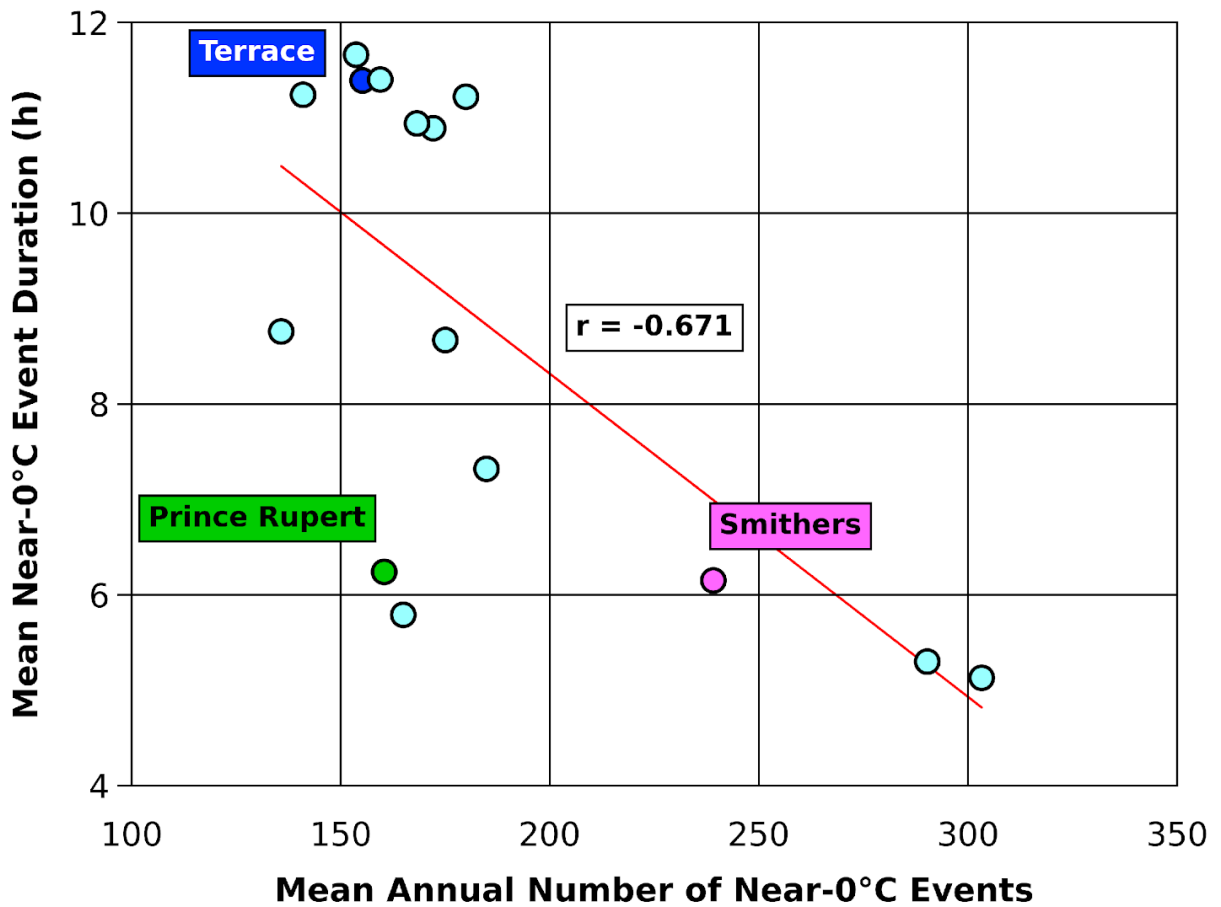


Figure 2.7: Mean annual number of near-0°C events with respect to their mean duration for the 1956–2020 period, with the three ECCC stations in color and the other stations from provincial networks (Figure 2.1b) in cyan. The red line is the best ordinary least squares trendline.

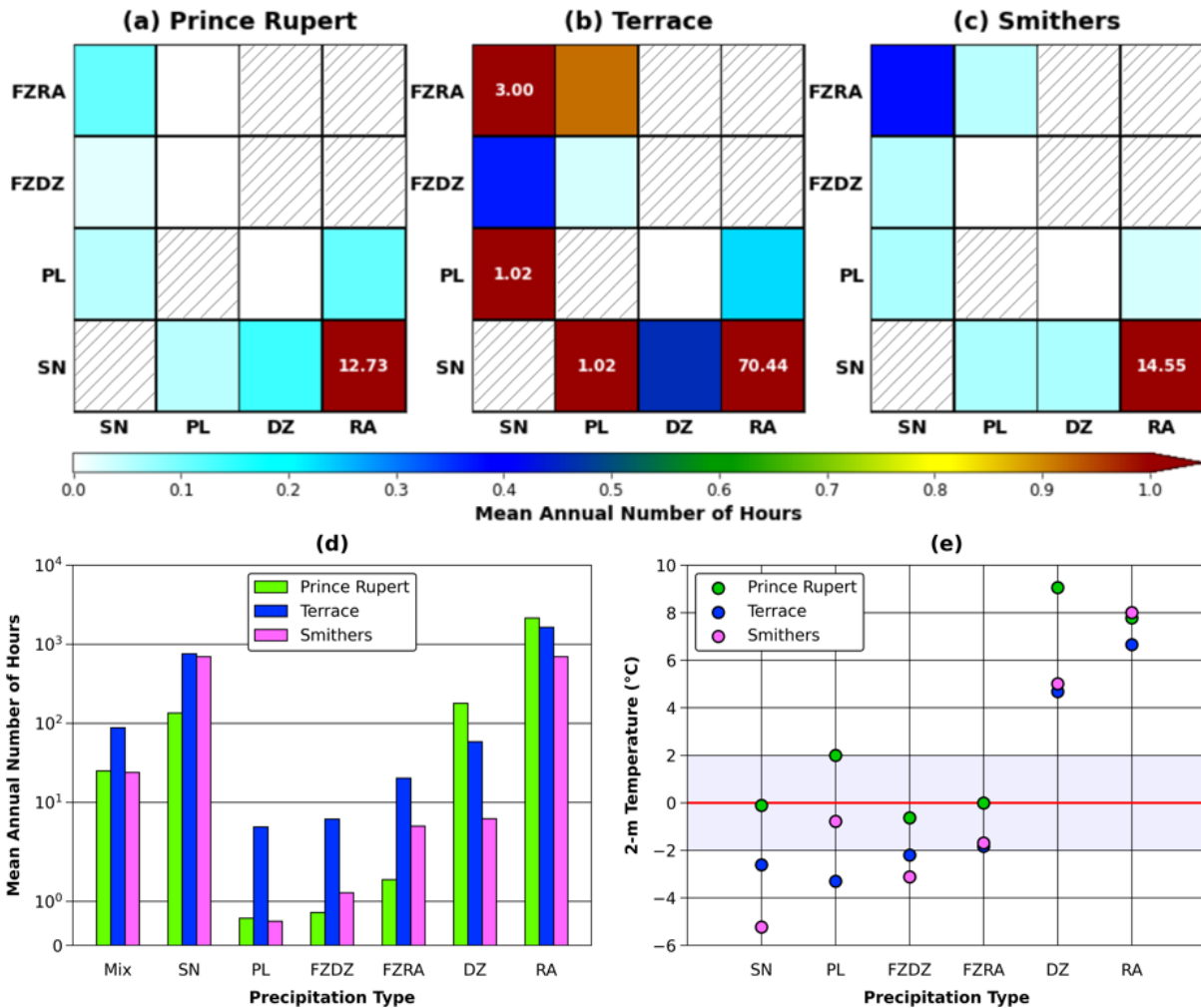


Figure 2.8: Precipitation climatology for the three ECCC stations for the 1956–2020 period. Panels (a) to (c) present the mean annual number of hours of mixed precipitation (all types shown) for Prince Rupert, Terrace and Smithers respectively, with physically impossible mixes hatched. Panel (d) presents the mean annual number of hours of each precipitation type, including mixtures, and panel (e) presents the mean 2-m temperature occurring when each precipitation type is falling, again for the three ECCC stations. SN is snow, PL is ice pellets, FZDZ is freezing drizzle, FZRA is freezing rain, DZ is drizzle and RA is rain.

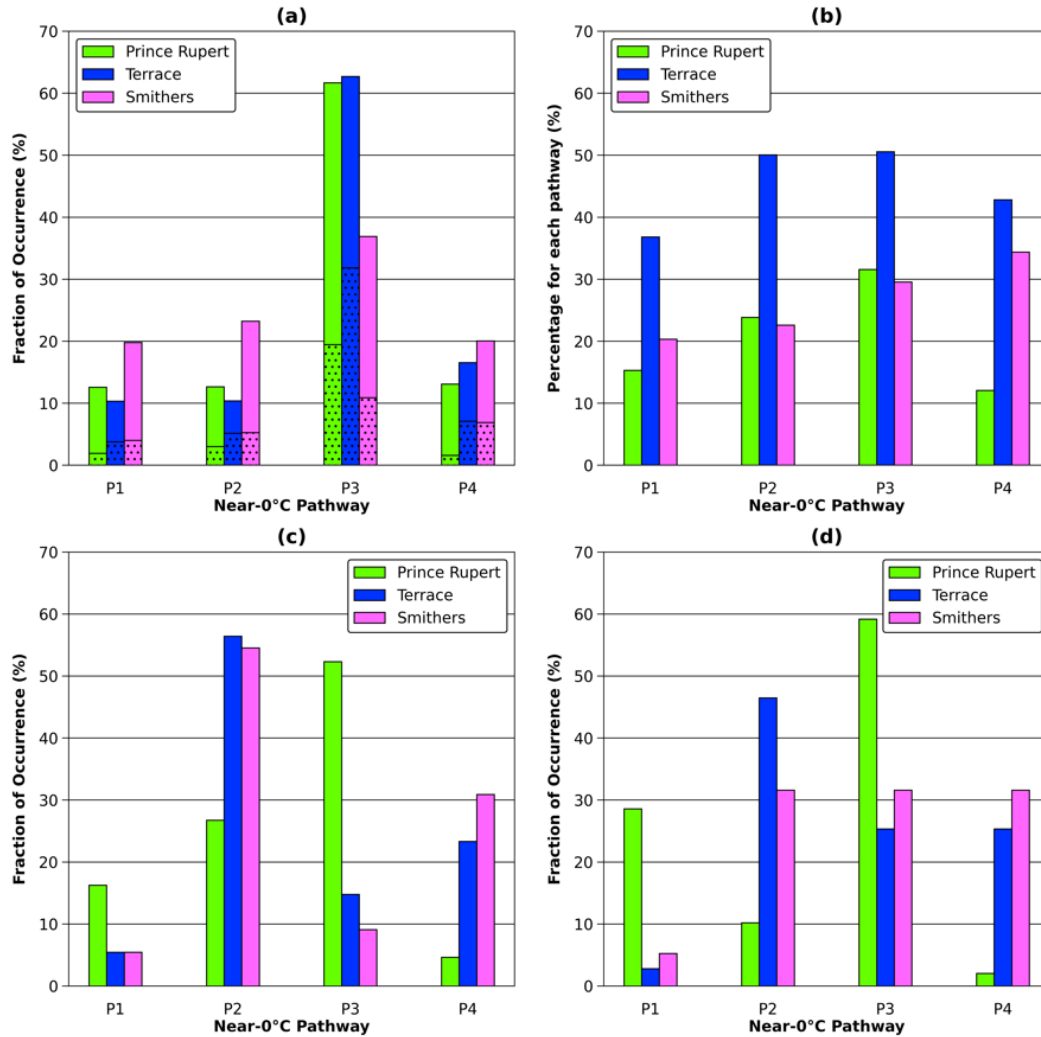


Figure 2.9: Near-0°C pathways relative occurrence at the three ECCC stations over the 1956–2020 period, (a) for the entire climatology, with (b) the percentage of events in each pathway that have precipitation, (c) for freezing rain or freezing drizzle events, and (d) for ice pellets events. In panel (a), dotted texture bars represent precipitation events, or those containing at least one hour of any precipitation type. Pathway types are shown in Figure 2.2.

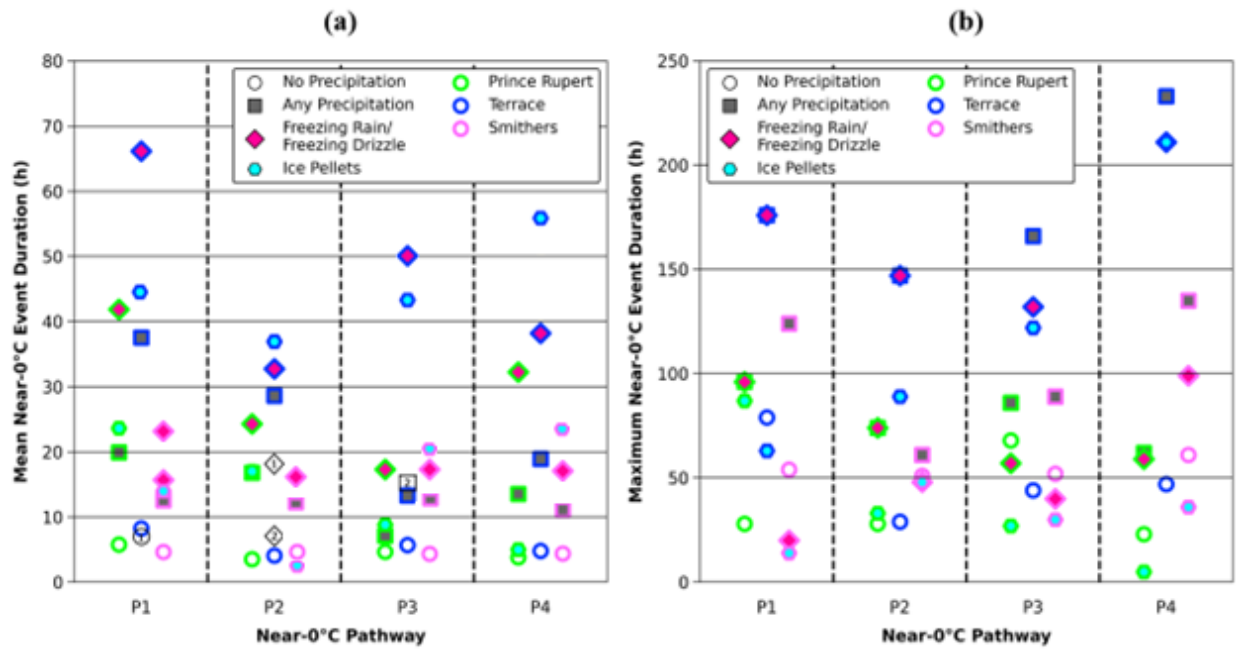


Figure 2.10: Near-0°C event duration climatology for the 1956–2020 period. (a) The average duration of events without (white circle) or with precipitation (gray square), as well as freezing rain or freezing drizzle (pink diamond) and ice pellets (blue hexagon) events. (b) The maximal duration of events using the same classification. The near-0°C events documented in the two case studies (Section 2.4) are also shown, with black outlines and the corresponding case study number, within the same shaped symbol in terms of event classification.

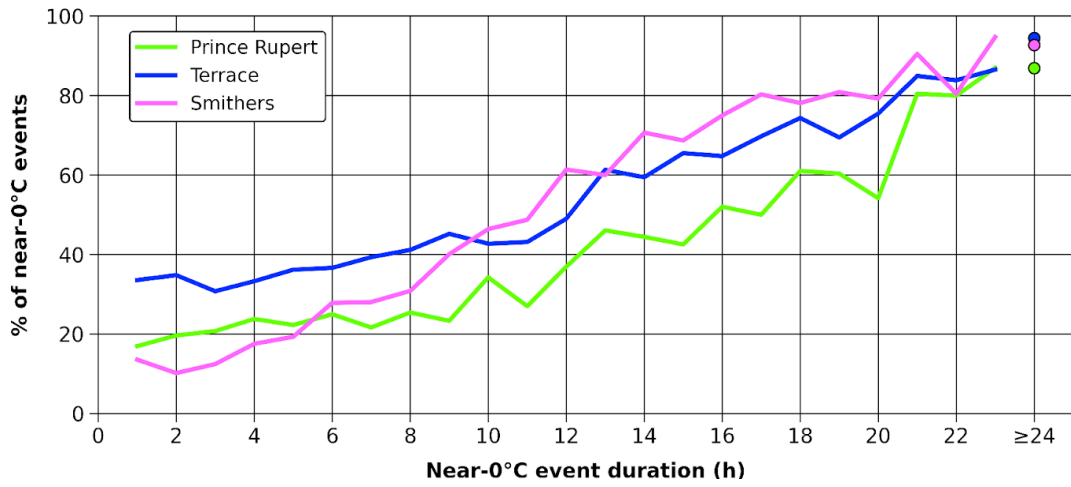


Figure 2.11: Fraction of all near-0°C events containing precipitation (any type) with respect to event duration at the three ECCC stations for the 1956–2020 period.



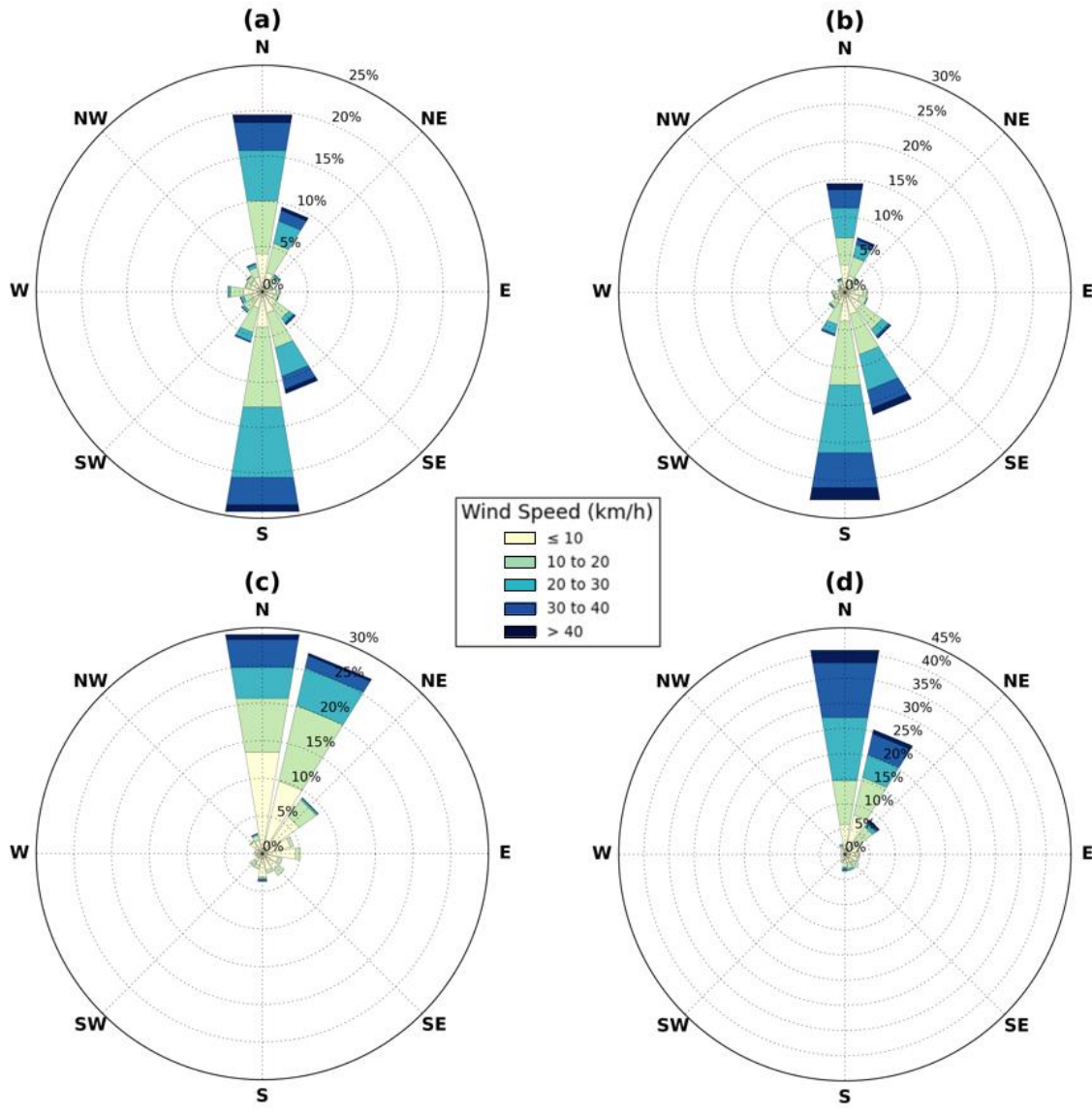


Figure 2.12: Terrace Airport ECCC station wind climatology, based on the climatology for the 1956–2020 period. The wind roses are shown for (a) the entire climatology, (b) precipitation hours, (c) freezing rain or freezing drizzle hours and (d) ice pellets hours.

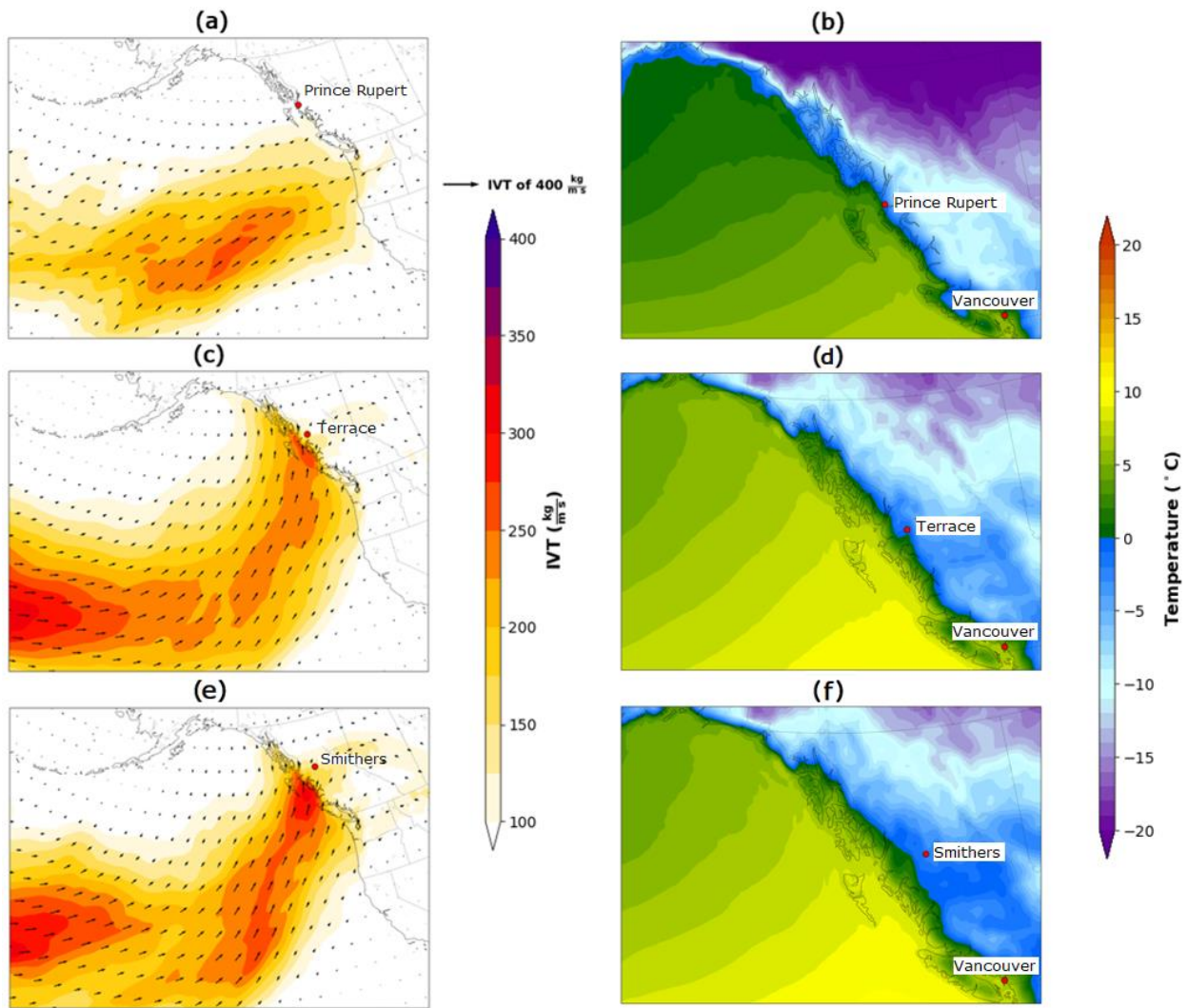


Figure 2.13: Mean composites of IVT (left) and 2-m temperature (right) in freezing rain or freezing drizzle hours during the 2000–2020 climatology at (a) and (b) Prince Rupert, (c) and (d) Terrace, and (e) and (f) Smithers.

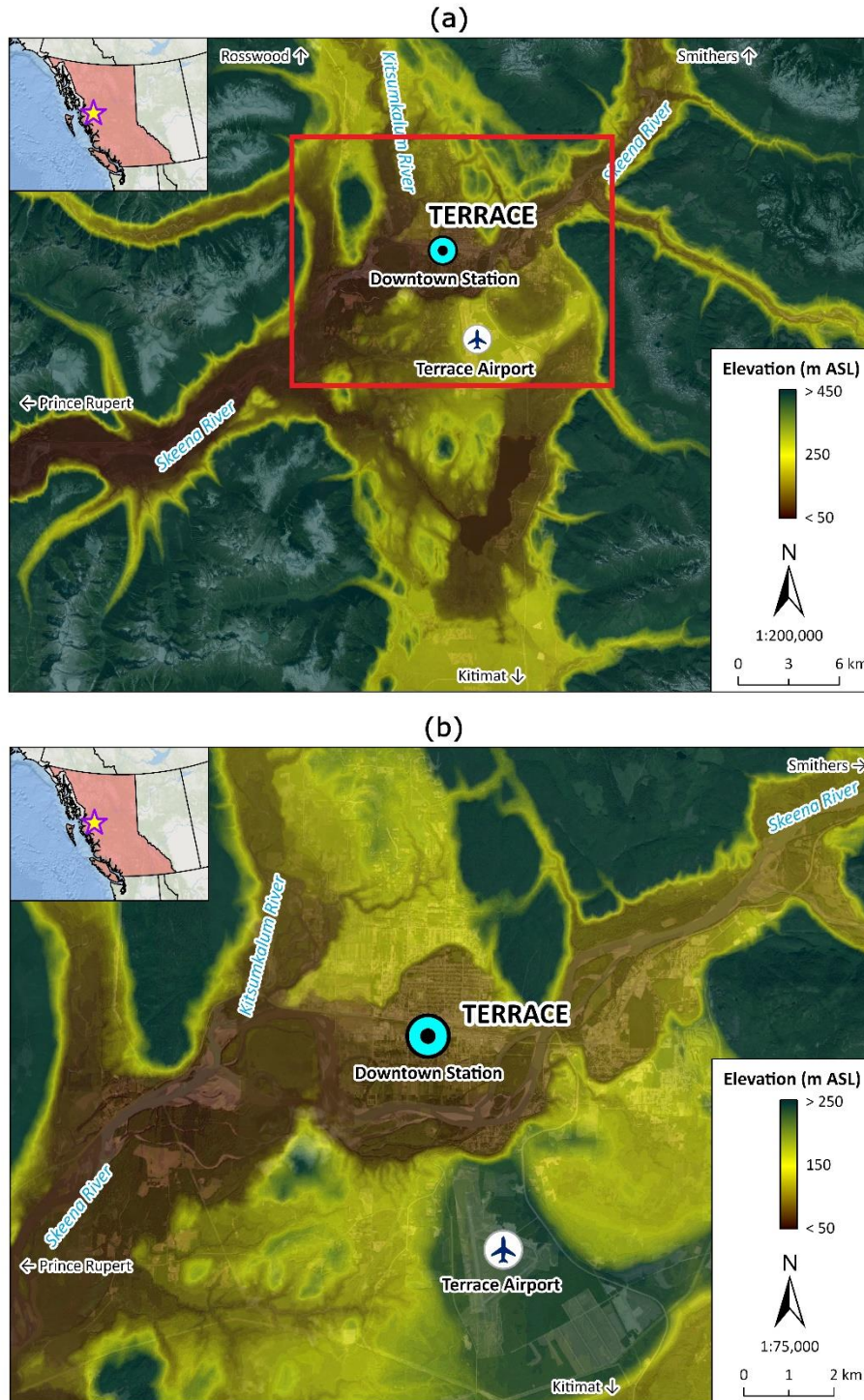


Figure 2.14: Local-scale topographic features surrounding the city of Terrace and the location of the meteorological stations at Terrace. Panel (b) is the zoom-in map inside the red rectangle of panel (a) and shows the sharp rises along the riverbed (the “terraces”).

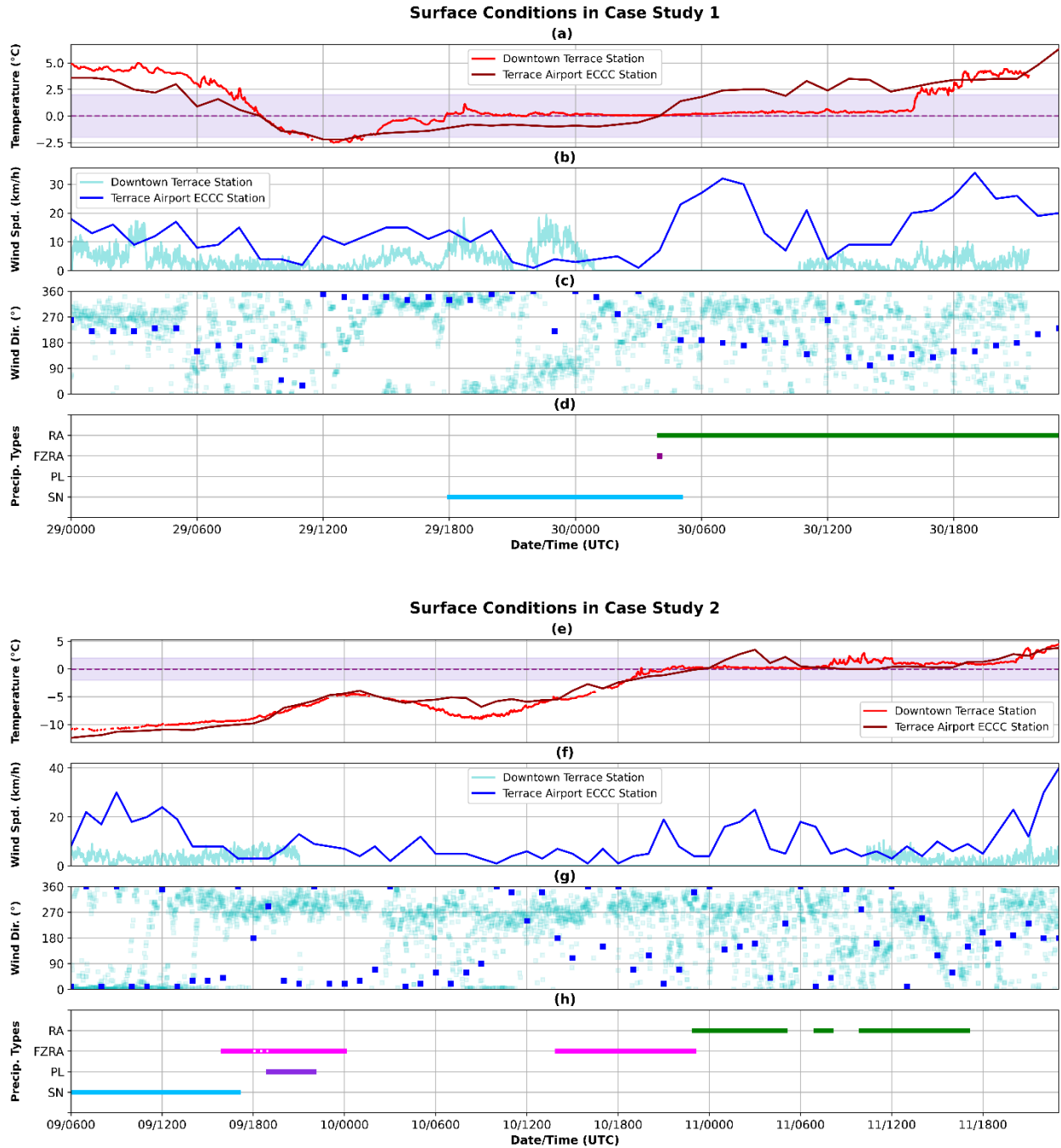


Figure 2.15: Time series of surface conditions in case study 1 (top, panels (a) to (d)) and 2 (bottom, panels (e) to (h)) periods, including (a) and (e) surface air temperature (2-m AGL temperature at the Airport station and 6-m AGL temperature at the downtown station), (b) and (f) wind speed, (c) and (g) wind direction and manual observations of precipitation types obtained at the Airport station in panels (d) and (h), with dotted lines indicating drizzle conditions.

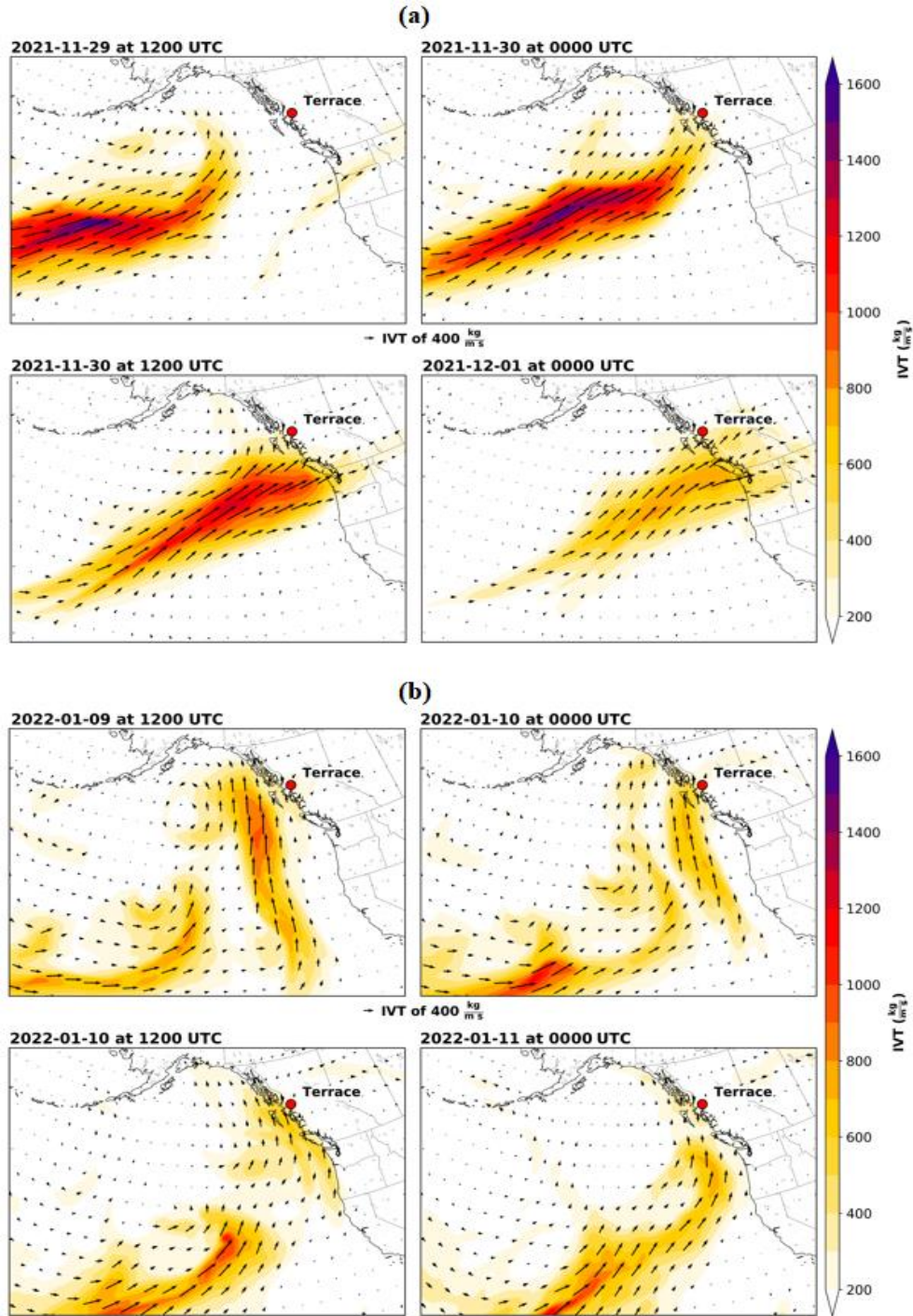


Figure 2.16: Evolution of Integrated Vapor Transport (IVT) over the Northeastern Pacific Ocean domain, produced with ERA5 data every 12 hours for (a) the case study 1 period (between 1200 UTC 29 November 2021 and 0000 UTC 1 December 2021) and (b) for the case study 2 period (between 1200 UTC 09 January 2022 and 0000 UTC 11 January 2022).

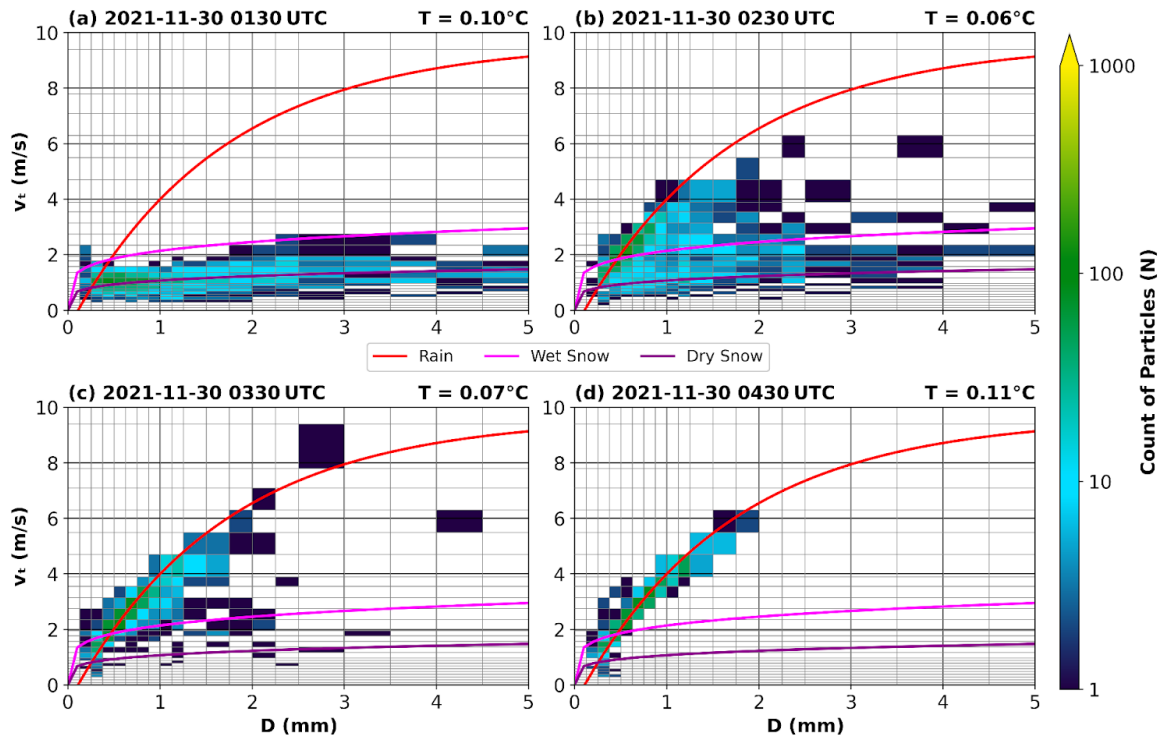


Figure 2.17: OTT Parsivel<sup>2</sup> disdrometer particle size-speed spectra time series during the transition period of case study 1. The count (sum) of particles in each bin is computed over a 20-minute window centered on the time specified above each panel. The temperature indicated at the top-right of the panels is the average temperature over the 20-minute window. The theoretical curves of rain, wet snow and dry snow are obtained from Rasmussen et al. (1999).

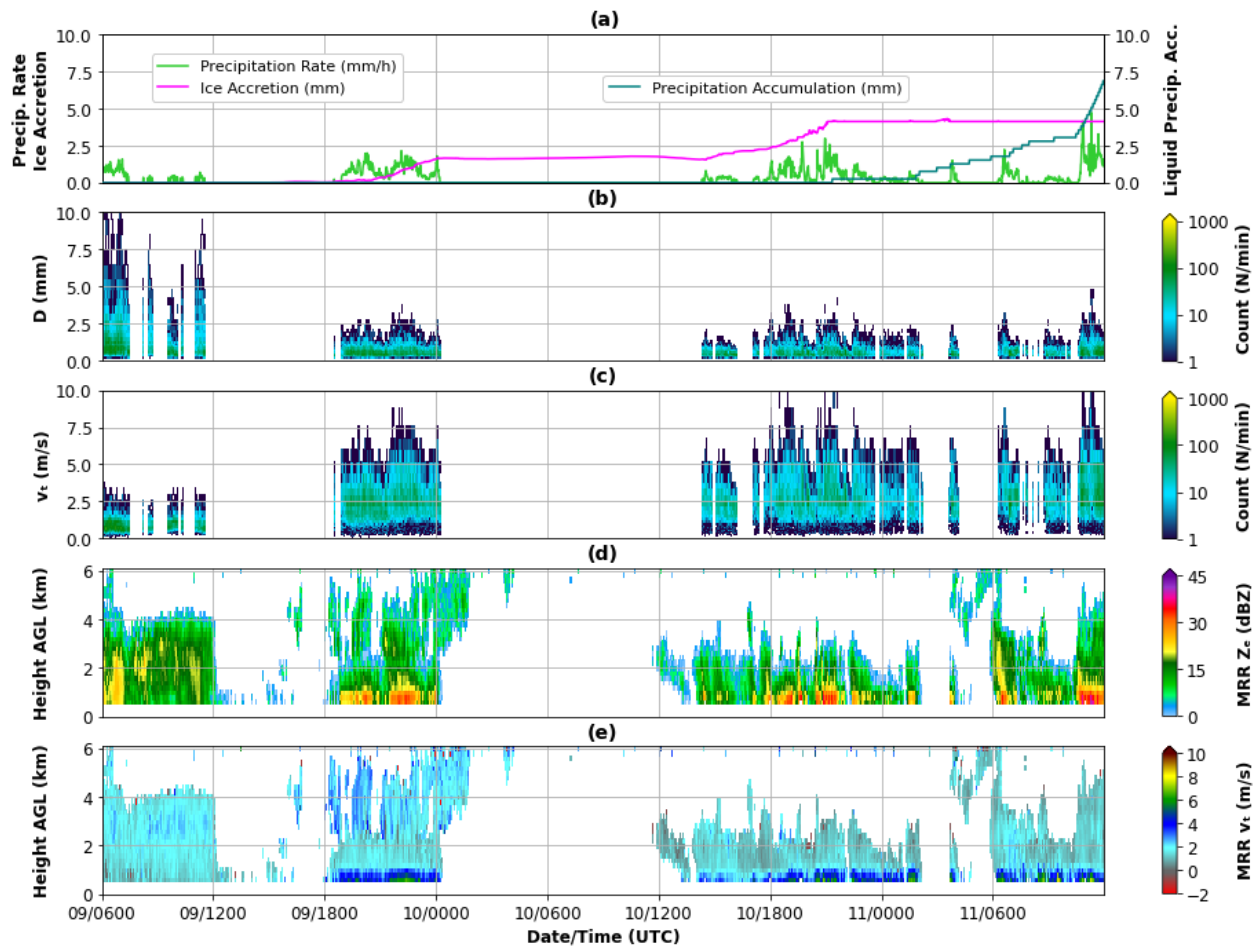


Figure 2.18: Time series of precipitation conditions at the downtown Terrace station in the case study 2 period, with (a) disdrometer, HOBO rain gauge and ice detector precipitation rate and accumulation (including cumulative ice accretion), (b) disdrometer particle size (diameter), (c) disdrometer particle terminal velocity ( $V_t$ ), (d) vertical profile of equivalent radar reflectivity ( $Z_e$ ) measured by the MRR2, and (e) vertical profile of particle terminal velocity measured by the MRR2. Panels (b) and (c) show the number of hydrometeors counted each minute by the OTT Parsivel<sup>2</sup> disdrometer.

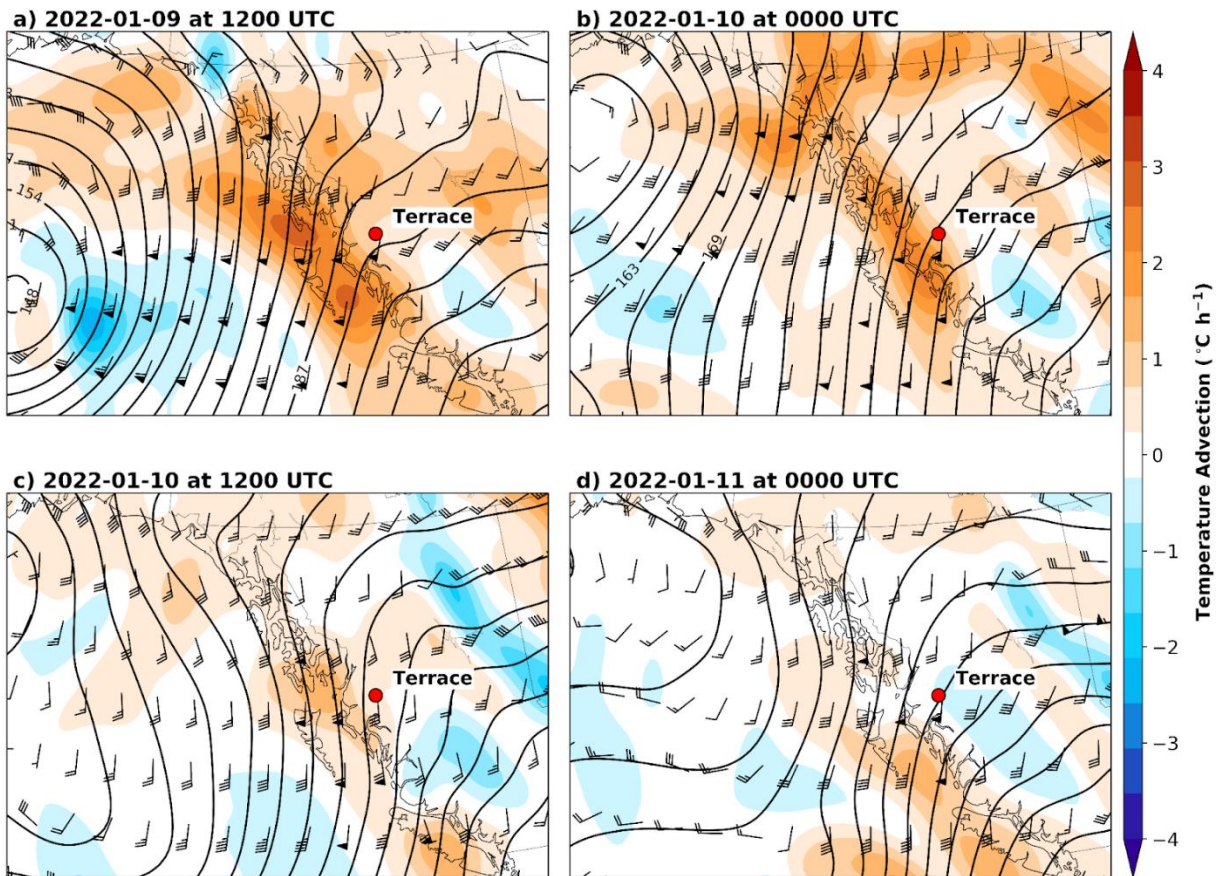


Figure 2.19: Evolution of 800-hPa height (black lines, at 30-m intervals), 800-hPa wind (black barbs, in knots) and 800-hPa temperature advection (colors) during case study 2 in the Prince Rupert–Terrace area, produced with ERA5 data every 12 hours between 1200 UTC 09 January 2022 and 0000 UTC 11 January 2022.



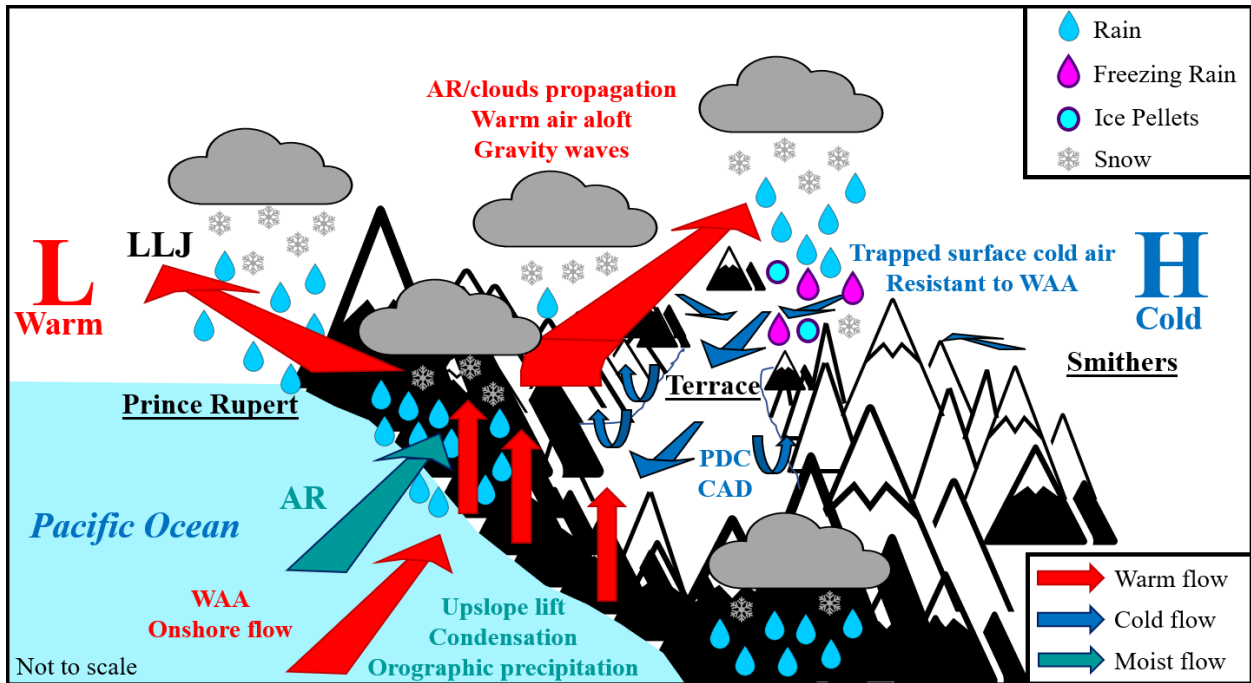


Figure 2.20: Conceptual model of the major regional forcings generating freezing and mixed precipitation at Terrace. WAA is warm air advection, AR is atmospheric river, LLJ is low-level jet, PDC is pressure-driven channeling and CAD is cold air damming.

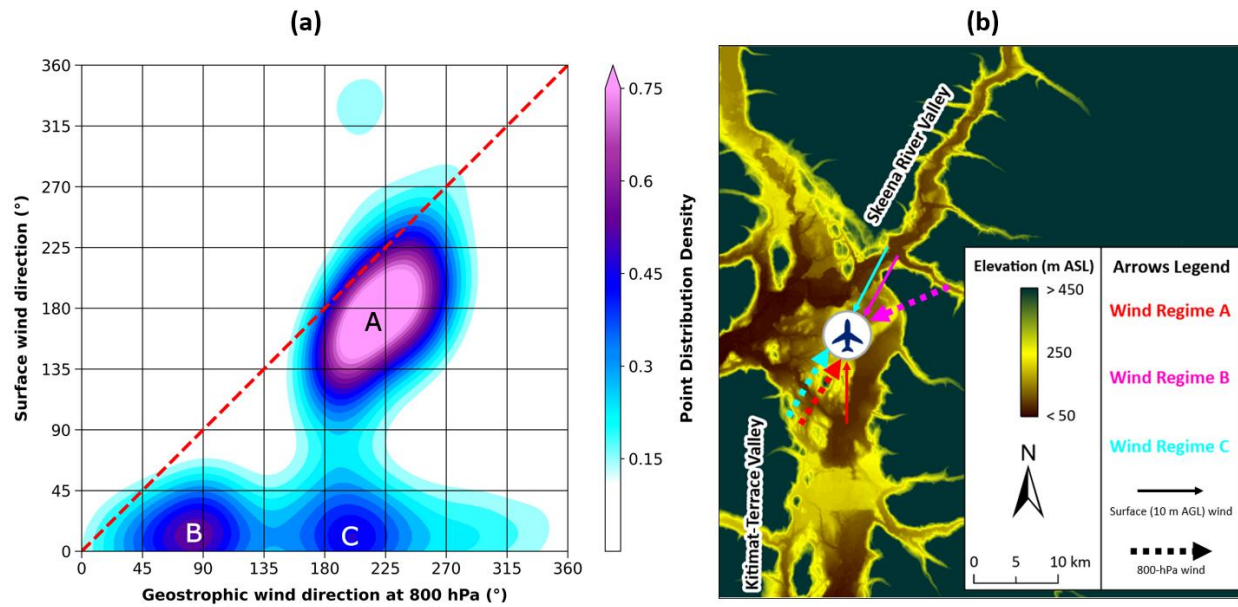


Figure 2.21: Wind direction observations and surface features near Terrace. (a) Kernel density estimation of the relationship between the geostrophic (synoptic) wind direction at 800 hPa, obtained from the ERA5 data point above Terrace, and the surface (10 m AGL) wind observations at the Terrace Airport station for the three-month period between November 2021 and January 2022 inclusively, inspired by Carrera et al. (2009). (b) The geographical representation of the dominant wind regimes shown in panel (a) with topography surrounding the Terrace Airport Station, with the 800-hPa wind direction shown in dashed, thick lines and the surface winds shown in continuous, thin lines.



## CHAPITRE III

### CONCLUSION

La grande étendue du Canada résulte en l'occurrence de climats très différents, en particulier pendant la saison froide. Ceci se manifeste par des variations substantielles dans l'occurrence de conditions près de 0 °C observées et des précipitations mixtes et verglaçantes y étant associées, dans le temps et l'espace. Au moyen de mesures prises sur le terrain, de données climatologiques provenant de stations météorologiques multi-réseaux et des réanalyses ERA5, cette étude visait à comprendre quelles sont les causes générant des conditions près de 0 °C anormalement persistantes qui sont observées dans la région de Terrace, en Colombie-Britannique (C.-B.). Pour surveiller les effets des précipitations sur de telles conditions à l'échelle locale, un lidars, un radar à pointage vertical, un détecteur de glace et une station météorologique complète ont été installés au centre-ville de Terrace. Les données climatologiques et d'observation ont été comparées à celles de Prince Rupert à l'ouest et de Smithers à l'est, tandis que les réanalyses ont fourni des éléments météorologiques à l'échelle régionale. Ces analyses collectives ont donné plusieurs résultats clés.

Pour la période entre 1956 et 2020, le climat de Terrace possède plusieurs événements, parfois de très longue durée, de conditions près de 0 °C. Ces conditions surviennent plus de 1 750 heures en moyenne chaque année à la station d'ECCC à l'aéroport de Terrace, avec une durée moyenne des événements près de 0 °C s'élevant à 11,4 heures. Ces deux valeurs sont des extrêmes climatiques au Canada (Mekis *et al.*, 2020). La durée moyenne des événements, cependant, varie avec la présence de précipitations, atteignant 18 heures dans ces conditions, et augmentant jusqu'à une durée moyenne de 39 heures en cas de pluie verglaçante, de bruine verglaçante ou de grésil. La durée maximale de ces événements a même dépassé 200 heures à Terrace, lors de longs événements de précipitations mixtes. En termes absolus, ces valeurs de durée d'événement près de 0 °C sont réduites par un facteur de 2 à Prince Rupert et Smithers, qui sont à seulement une centaine de kilomètres de Terrace, soulignant la particularité de son climat. De ces résultats, des événements

prolongés de précipitations mixtes ayant des conséquences non-négligeables sur les infrastructures et les réseaux de transport et de communication sont hautement probables à Terrace.

Terrace se situe à une localisation géographique idéale permettant cette abondance de conditions près de 0 °C pendant la saison froide. La ville se trouve à une combinaison parfaite de latitude, de longitude et d'altitude permettant l'occurrence simultanée d'air froid en surface et d'air chaud et humide en altitude. En effet, une grande disponibilité d'humidité provenant de l'océan Pacifique peut être advectée dans les basses couches de l'atmosphère vers Terrace, notamment avec l'appui des rivières atmosphériques récurrentes pouvant délivrer d'abondantes quantités de précipitations sur la région. De plus, les impacts orographiques sont substantiels, avec des blocages d'air froid, des canalisations forcées par pression à la surface, en plus des blocages dans la circulation qui génèrent une stagnation des nuages et des précipitations associées au-dessus de Terrace. Ceci se traduit par un faible cycle diurne des températures et des advections de température plus faibles, permettant de garder les températures près 0 °C pour une plus longue période. Les effets diabatiques sont également non-négligeables, avec un refroidissement par fonte des hydrométéores et par condensation, combiné à un réchauffement par regel des hydrométéores et par dégagement de chaleur latente, particulièrement en présence de précipitations mixtes et verglaçantes. Tous ces éléments font en sorte que la température est forcée autour de 0 °C pendant la saison froide à Terrace.

Les mesures prises sur le terrain révèlent une stagnation importante de la température à 0 °C pendant de longues périodes lors de précipitations, suggérant un rôle crucial des processus diabatiques dans le contrôle des durées d'événements près de 0 °C. De telles précipitations mixtes et verglaçantes sont largement observées en conjonction avec une forte inversion de température dans les bas niveaux, qui se forme facilement avec de l'air froid canalisé et piégé dans les vallées, limitant l'advection d'air chaud en surface, tandis que l'air humide et chaud peut glisser au-dessus des sommets montagneux, en particulier lors d'événements de rivières atmosphériques, permettant ainsi de favoriser la formation de couches de fonte en altitude. Ceci se traduit par plus de 75 h de précipitations mixtes et verglaçantes annuellement à Terrace, une occurrence 5 fois supérieure à celle observée à Prince Rupert et Smithers.

Toutefois, cette étude comporte certaines limites. Tout d'abord, l'accent mis sur les données climatiques à elles seules, combiné à un manque de stations météorologiques complètes dans la région, réduit la signification statistique de certains résultats mis en évidence, bien que l'utilisation d'une climatologie de 65 ans pour les stations d'ECCC implique des données précises et fiables sur une longue période. De plus, l'abstention de l'utilisation de modèles atmosphériques, de radiosondes et de radars Doppler en raison de contraintes techniques et technologiques se traduit par des résultats simplifiés. Ces informations auraient donné des résultats plus robustes grâce à une représentation tridimensionnelle de l'atmosphère. Par exemple, la représentation du blocage d'air froid, des profils de vents, des paramètres d'humidité, des bilans énergétiques, des advections de température et de la microphysique des précipitations aurait pu être mieux étudiée grâce à l'utilisation de modèles à micro-échelle imbriqués centrés sur la zone de cette étude.

Il est important de noter que cette étude n'a examiné que la climatologie passée des conditions près de 0 °C à travers des données climatologiques et des études de cas réelles dans de telles conditions, et non leur évolution temporelle au fil des années. Maintenant que la situation climatique a été largement décrite à Terrace dans cette étude, l'évolution de ces conditions dans le temps, en termes d'occurrences et d'extrêmes de température et de précipitations, pourrait être analysée grâce à l'utilisation de simulations effectuées sur des modèles atmosphériques globaux et à micro-échelle à des fins de complémentarité. Cela pourrait fournir des informations sur les contrôles des changements climatiques sur les conditions près de 0 °C. Fait intéressant, alors que la température de l'air de surface plus chaude aurait tendance à réduire les conditions proches de 0 °C dans la vallée en raison d'hivers potentiellement plus courts et d'une disponibilité plus limitée d'air froid, des rivières atmosphériques davantage récurrentes en raison des eaux plus chaudes de l'océan Pacifique (Sharma et Déry 2020) renforceraient les effets diabatiques associés aux précipitations ainsi que la présence de blocages d'air froid et une plus importante couverture nuageuse, pouvant ainsi donner des conditions de surface plus froides. De plus, d'autres forçages à l'échelle locale non étudiés dans cette étude pourraient amplifier les précipitations à Terrace. Premièrement, une frontogenèse supplémentaire peut se produire dans la région en raison de l'intersection des vallées et de la présence de vallées courbées, apportant une convergence horizontale supplémentaire (Kossmann et Sturman 2003). Deuxièmement, l'ascension des parcelles d'air combiné aux blocages d'air froid le long des pentes et à la formation de contre-

courants dans des conditions de canalisation par pression pourraient entraîner davantage de cisaillement de vents et d'hélicité (Sisson et Gyakum 2004 ; Henson et al. 2011 ; Razy et al. 2012). Ces éléments sont sujets à de futures recherches.

Finalement, la caractérisation et la compréhension de ces informations sont bénéfiques pour des prévisions météorologiques hivernales améliorées et plus robustes, non seulement dans la grande région de Terrace, mais également dans des régions à géographie similaire. Ces régions seraient situées dans des zones orographiques complexes (montagnes et vallées) combiné à des influences tempérées provenant de surfaces océaniques à proximité. Quelques-unes de ces régions incluent la chaîne côtière de l'Alaska, la vallée du Fraser dans le sud de la C.-B., les vallées le long du flanc oriental de la chaîne des monts Cascades dans l'État de Washington et le fjord du fleuve Columbia dans l'État de Washington et en Oregon. Tous ces endroits ont le potentiel d'observer de longues périodes de conditions près de 0 °C lors de précipitations mixtes et verglaçantes ou lors de rivières atmosphériques, de manière similaire à ce qui est observé à Terrace.





## ANNEXE A

### **ÉTUDE DE CAS #1 – ÉVÉNEMENT DE CONDITIONS PRÈS DE 0 °C ET DE PRÉCIPITATIONS MIXTES ET VERGLACANTES À TERRACE LE 29 ET LE 30 NOVEMBRE 2021**

Le 29 novembre 2021, une rivière atmosphérique d'intensité modérée à forte avec des valeurs d'IVT  $\geq 1\ 000\ \text{kg m}^{-1}\ \text{s}^{-1}$  (Ralph *et al.*, 2019) liée à une dépression des Aléoutiennes de 980 hPa se propageait vers l'est dans l'océan Pacifique Nord (Figures 2.16a et A.2). Le cœur de la rivière atmosphérique a atteint la côte nord-ouest de la Colombie-Britannique à 0000 UTC le 30 novembre 2021. La majeure partie de la vapeur d'eau associée est demeurée au sud de la zone d'étude, bien que les valeurs d'IVT aient atteint 500 et 300  $\text{kg m}^{-1}\ \text{s}^{-1}$  à Kitimat et à Terrace, respectivement. Une transition de précipitations solides à liquides s'est produite à Terrace (Figures 2.15a, A.2 et A.3). Au même moment, Prince Rupert a connu des conditions plus chaudes et pluvieuses, tandis que des conditions relativement plus froides et enneigées se sont produites à Smithers. Des conditions proches de 0 °C ont persisté dans la région de Terrace une bonne partie de la période couverte par l'étude de cas. Une advection d'air froid s'est d'abord produite, suivie d'une infiltration lente d'air plus chaud dans la vallée. L'évolution de la température de l'air à 2 m, de la pression atmosphérique réduite au niveau de la mer et des vents à 10 m pendant l'étude de cas est présentée sur la Figure A.1.

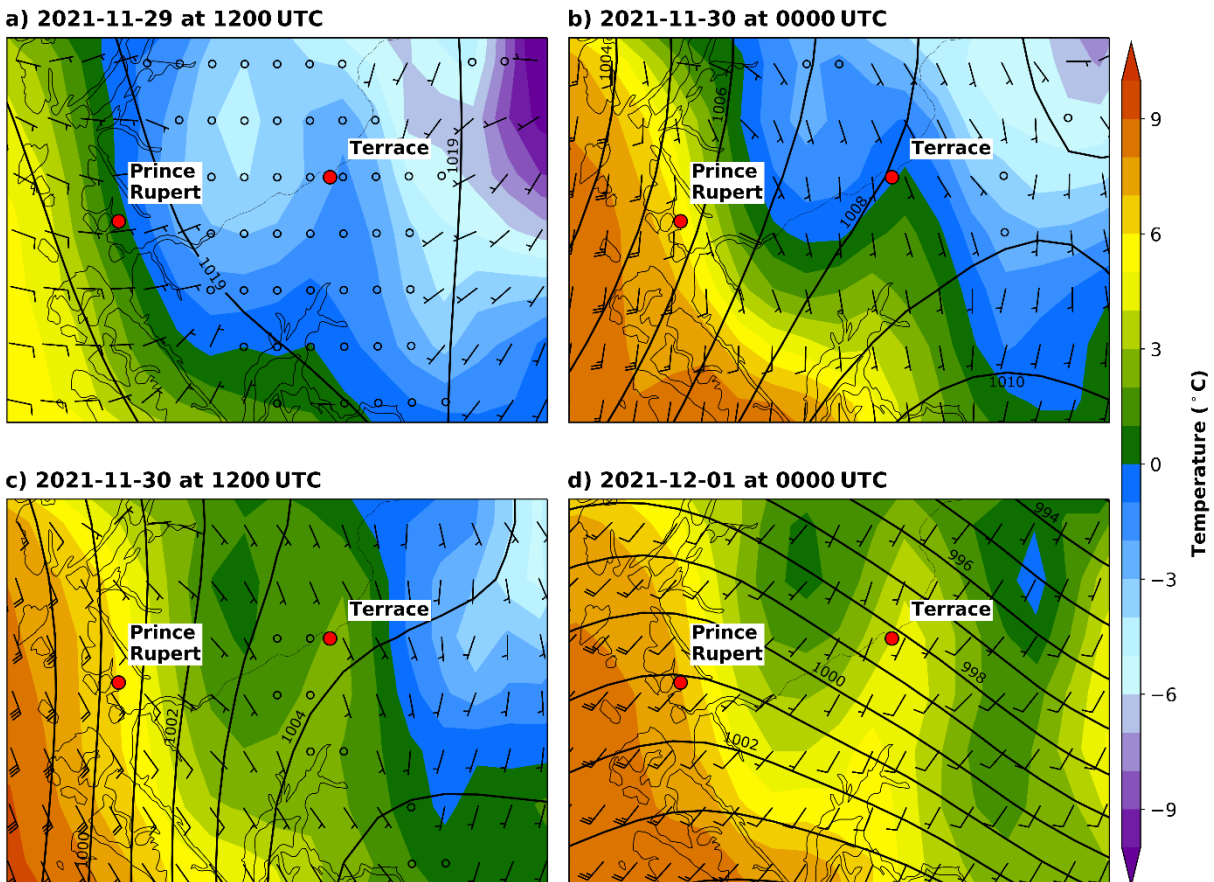


Figure A.1: Évolution temporelle, aux 12 heures, de la température de l'air à la surface (2 m AGL, couleurs), des vents de surface (10 m AGL, barbules, en noeuds) et de la pression atmosphérique réduite au niveau de la mer (isobares aux 1 hPa) pour la période couverte par l'étude de cas 1 dans la région de Prince Rupert–Terrace. Les données proviennent des réanalyses ERA5.

Plusieurs caractéristiques météorologiques peuvent être mises en évidence. Premièrement, deux événements près de 0 °C associés à différents chemins d'évolution (*pathways*) se sont produits (Figure 2.15). La température de l'air a d'abord diminué en dessous de 0 °C (P1), puis est remontée au-dessus de 0 °C (P2). Deuxièmement, il existe des différences dans la durée de ces événements entre les stations et par rapport aux durées moyennes climatologiques de la période 1956–2020. Le premier événement (P1), qui ne contenait pas de précipitations, a duré 7 h à l'aéroport (sous la moyenne) et 4 h au centre-ville de Terrace, tandis que le second (P2), qui contenait des

précipitations mixtes et verglaçantes, a duré 18 h à l'aéroport (sous la moyenne) et 26 h au centre-ville de Terrace. Troisièmement, le réchauffement rapide à l'aéroport au cours du deuxième événement a été associé à un changement brusque de la direction du vent, du nord au sud. Cette caractéristique n'a pas été observée au centre-ville de Terrace, où les températures près de 0 °C ont été maintenues pendant une plus longue période. Quatrièmement, une inversion de température estimée à 20 °C km<sup>-1</sup> s'est produite entre 0400 UTC et 1800 UTC le 30 novembre 2021.

Ces événements près de 0 °C ont été associés à une transition de précipitations, débutant avec une neige légère (avant 0230 UTC le 30 novembre 2021) qui s'est changée en pluie (après 0430 UTC le 30 novembre 2021). L'évolution des précipitations sous forme de radar simulé pour la côte de la Colombie-Britannique pendant l'étude de cas est présentée sur la Figure A.2.

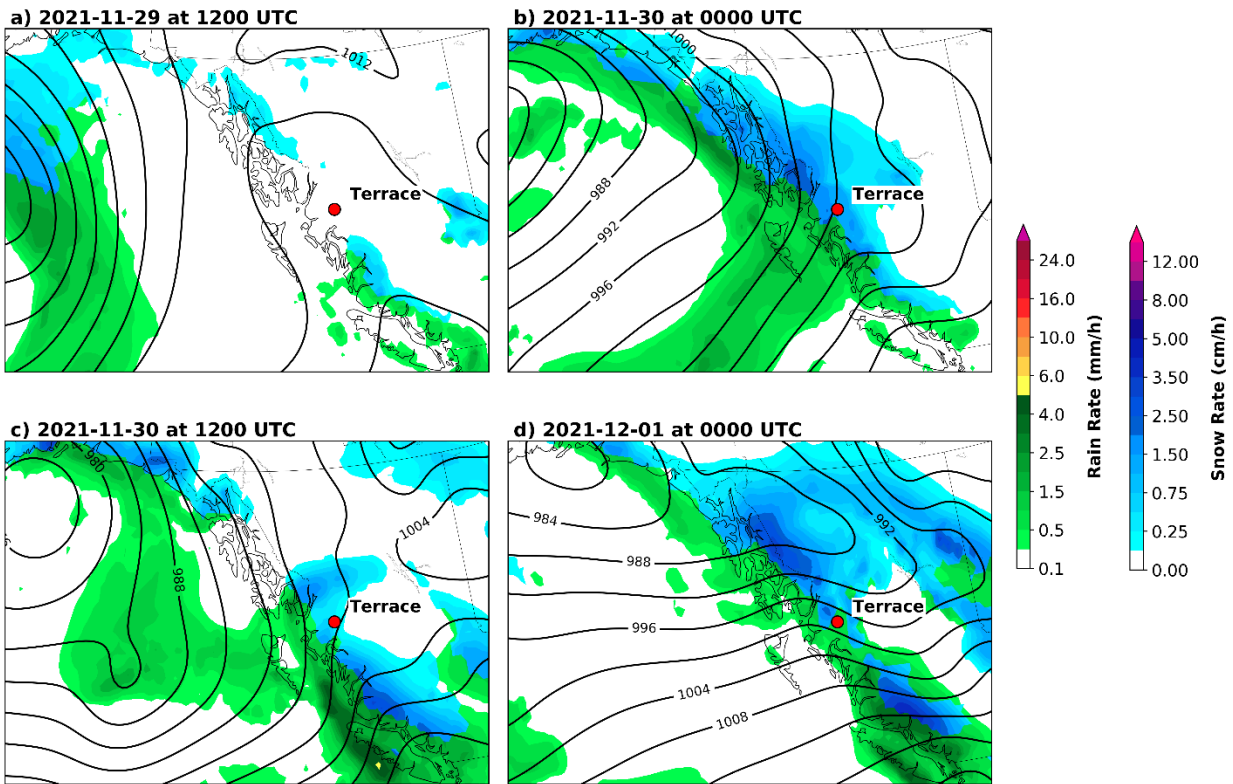


Figure A.2: Évolution temporelle, aux 12 heures, de la pression atmosphérique réduite au niveau de la mer (isobares aux 4 hPa) et du radar simulé des précipitations liquides (vert) et solides (bleu) pour la région côtière de la Colombie-Britannique pour la période couverte par l'étude de cas 1. L'intensité des précipitations est associée à des échelles de couleur visibles sur le côté droit de la figure. Les données proviennent des réanalyses ERA5.

De la pluie verglaçante et de la neige mouillée ont été brièvement observées pendant la transition, comme en témoignent les spectres de vitesse de chute et de la taille des hydrométéores en chute provenant des données du disdromètre optique (Figure 2.17). Des précipitations à noyau solide devenant résiduelles avec le temps ont été observées. De plus, de larges hydrométéores ont été notés (> 4 mm de diamètre), probablement des flocons de neige mouillée en fonte. Également, à l'échelle régionale, la zone de transition de précipitation a stagné dans les environs de Terrace pour une longue période (Figure A.2).

Les données d'observation des précipitations par le détecteur de givre, le disdromètre ainsi que le radar à pointage vertical (MRR2) pour la période couverte par l'étude de cas 1 sont visibles sur la Figure A.3.

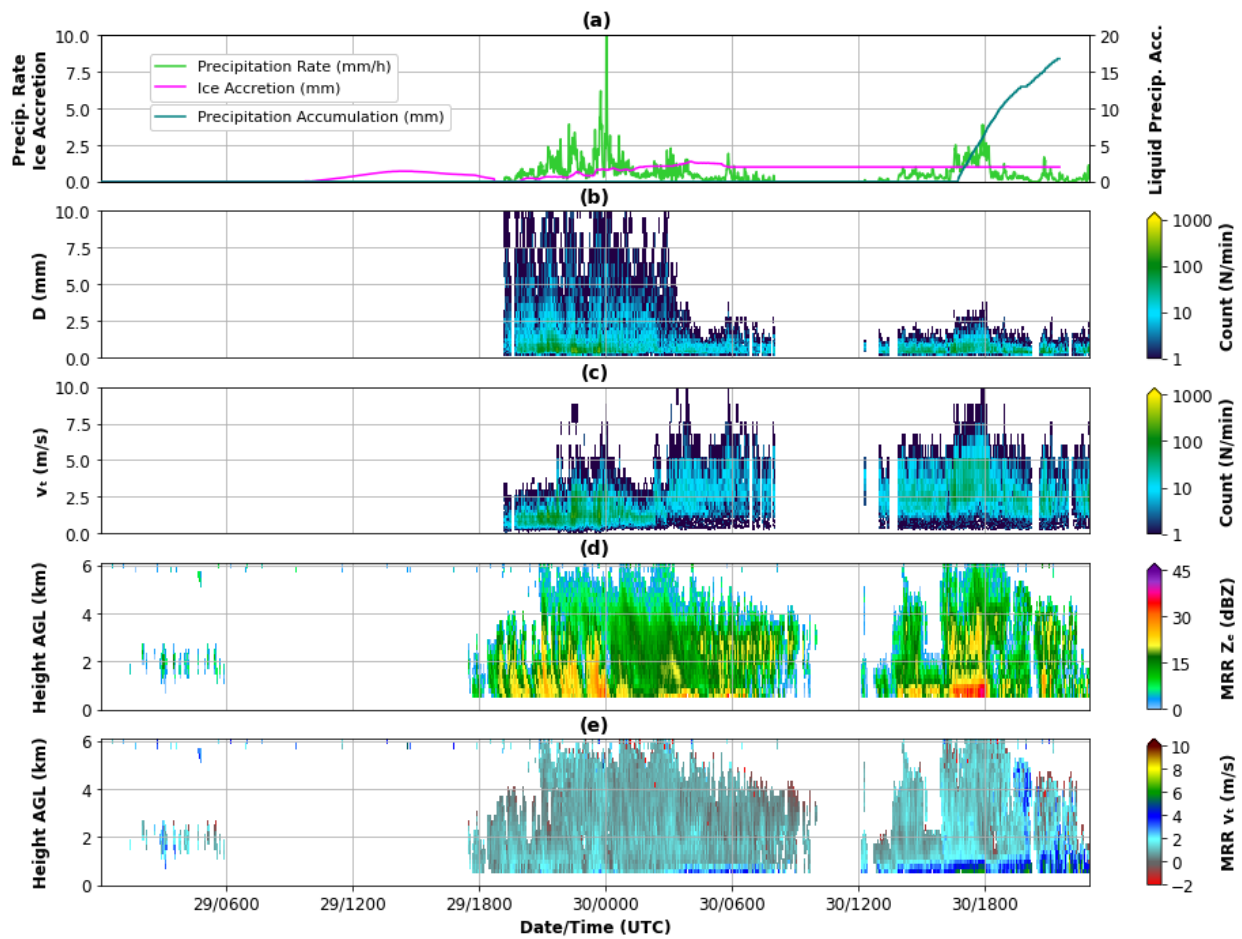


Figure A.3: Séries temporelles des données d'observation des précipitations à la station située au centre-ville de Terrace pour la période couverte par l'étude de cas 1, avec (a) les accumulations de précipitations liquides du Parsivel<sup>2</sup> et de la gauge HOBO et la hauteur d'accrétion de glace instantanée mesurée sur le détecteur de givre, (b) le spectre du diamètre (taille) des hydrométéores donné par le Parsivel<sup>2</sup>, (c) le spectre de la vitesse de chute des hydrométéores donné par le Parsivel<sup>2</sup>, (d) le profil vertical de la réflectivité équivalente ( $Z_e$ ) mesurée par le MRR2, et (e) le profil vertical de la vitesse de chute des hydrométéores mesuré par le MRR2.

Au centre-ville de Terrace, jusqu'à 2 mm de glace ont accrétés à la surface, suggérant la présence de bruine ou de pluie verglaçante. L'absence de mesures de vent entre 0100 UTC et 1000 UTC le

30 novembre 2021 pourrait être en raison de l'accrétion de glace qui affectait le mouvement de l'hélice de l'anémomètre. De plus, une couche de fonte est visible sur les données du MRR2 à 800 m au-dessus de la surface à partir de 0300 UTC le 30 novembre 2021. La présence de cette couche de fonte et des températures de l'air à la surface tout près ou légèrement sous 0 °C a permis de former, en suivant les processus de microphysique froide, des précipitations mixtes et verglaçantes. Celles-ci ont duré plus longtemps au centre-ville en raison d'un blocage d'air froid et d'une résistance à l'érosion de la couche de regel plus soutenue, donnant des conditions près de 0 °C qui ont duré plus longtemps qu'à l'aéroport.



## ANNEXE B

### **ÉTUDE DE CAS #2 – ÉVÉNEMENT DE CONDITIONS PRÈS DE 0 °C ET DE PRÉCIPITATIONS MIXTES ET VERGLAÇANTES À TERRACE DU 8 AU 11 JANVIER 2022**

Le 09 janvier 2022, un couplet de rivières atmosphériques a entraîné un transport méridien d'humidité et de chaleur qui a atteint la côte nord-ouest de la Colombie-Britannique vers 0000 UTC le 10 janvier 2022 (Figure 2.16b). Le blocage de la circulation atmosphérique causé par les montagnes a entraîné un flux méridional qui a advecté cette chaleur et cette humidité dans la région de Terrace pour plusieurs heures consécutives. Les précipitations n'ont pas été trop importantes (< 10 mm) à Terrace, notamment parce que le plus fort des précipitations et du flux de vapeur d'eau est demeuré sur le littoral immédiat et plus près du cœur de la dépression au nord. L'évolution des précipitations et de la pression atmosphérique réduite au niveau de la mer pour la région côtière de la Colombie-Britannique est fournie à la Figure A.4.



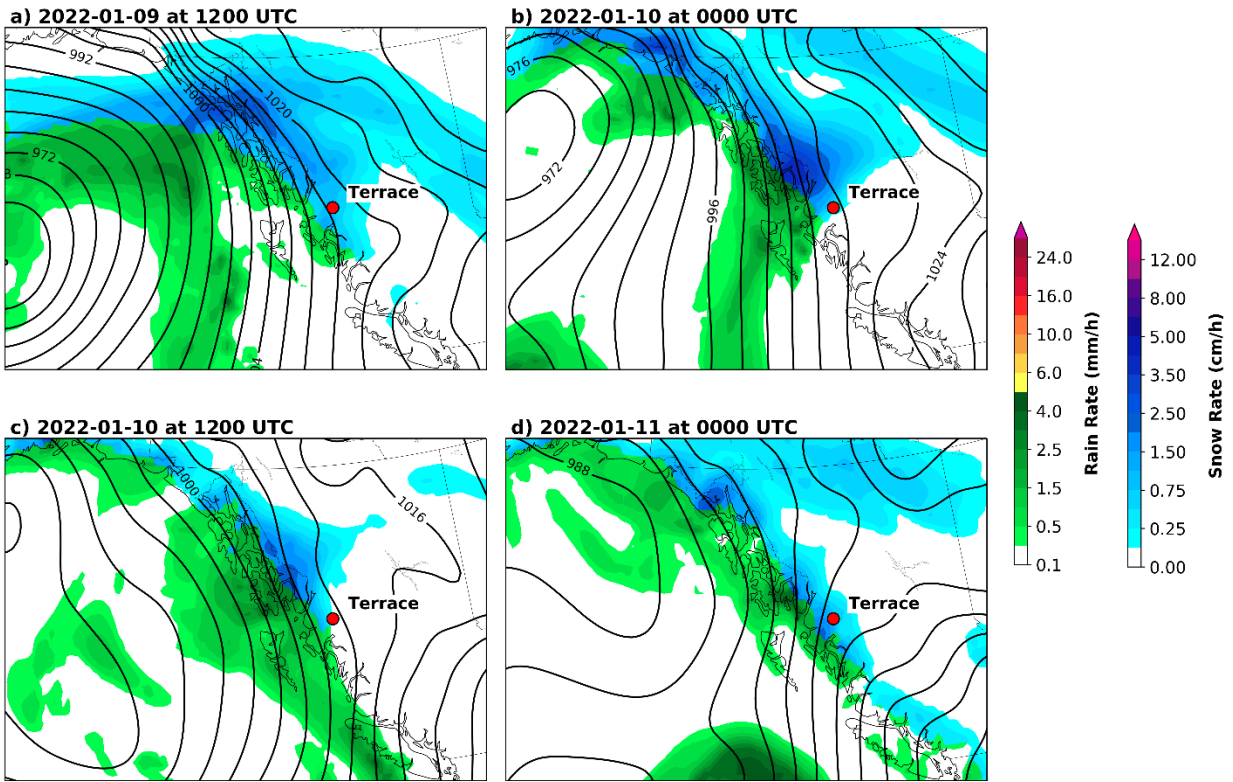


Figure A.4: Évolution temporelle, aux 12 heures, de la pression atmosphérique réduite au niveau de la mer (isobares aux 4 hPa) et du radar simulé des précipitations liquides (vert) et solides (bleu) pour la région côtière de la Colombie-Britannique pour la période couverte par l'étude de cas 2. L'intensité des précipitations est associée à des échelles de couleur visibles sur le côté droit de la figure. Les données proviennent des réanalyses ERA5.

L'évolution similaire de la température de l'air à 2 m et des vents à 10 m est visible à la Figure A.5.

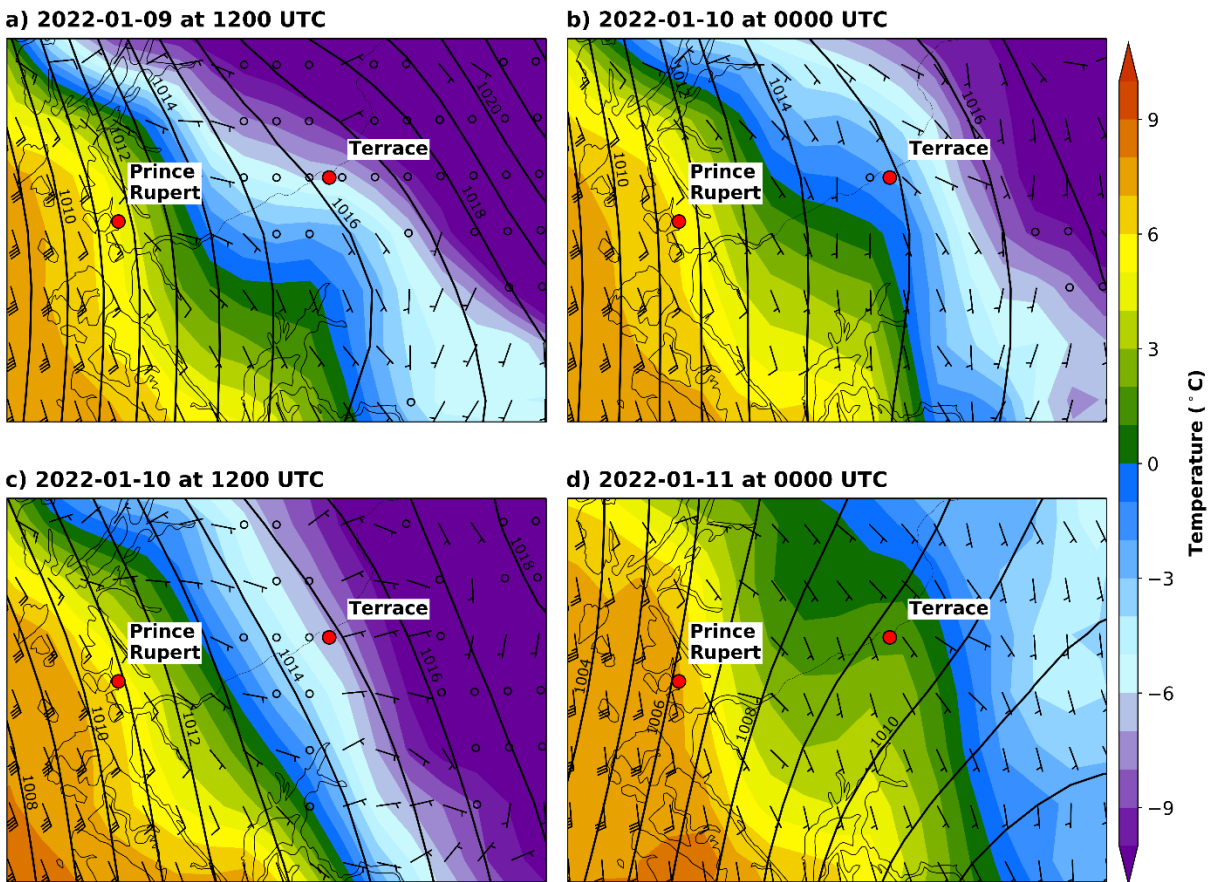


Figure A.5: Évolution temporelle, aux 12 heures, de la température de l’air à la surface (2 m AGL, couleurs), des vents de surface (10 m AGL, barbules, en noeuds) et de la pression atmosphérique réduite au niveau de la mer (isobares aux 1 hPa) pour la période couverte par l’étude de cas 2 dans la région de Prince Rupert–Terrace. Les données proviennent des réanalyses ERA5.

Au début de l’étude de cas, la température de l’air près de la surface était près de  $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ . De l’air plus chaud en altitude était advecté vers le nord au sein de la rivière atmosphérique. Des vents forts du sud, à 50 nœuds, sont visibles à une altitude de 800 hPa au-dessus de Terrace selon les réanalyses d’ERA5 dans cette période en conjonction avec des vents du nord dans la vallée en surface (Figures 2.15b et 2.19). En conséquence, une inversion de température et des précipitations verglaçantes ont été observées.

À l'aéroport, deux événements près de 0 °C se sont produits, soit un événement P2 d'une durée de 7 h (sous à la moyenne), qui contenait des précipitations verglaçantes, suivi d'un événement P3 contenant des précipitations d'une durée de 15 h (supérieur à la moyenne). En revanche, un seul événement P2 contenant des précipitations mixtes et verglaçantes d'une durée de 25 h a été enregistré au centre-ville de Terrace. Entre 2200 UTC le 10 janvier 2022 et 1500 UTC le 11 janvier 2022, les deux stations ont enregistré des températures juste au-dessus de 0 °C (Figure 2.15b).

Les précipitations ont commencé sous forme de neige, mais se sont transformées en un mélange de pluie verglaçante, de bruine verglaçante et de grésil vers 1600 UTC le 9 janvier 2022. Au même moment, la température de l'air à la surface était froide, à -9 °C. L'évolution des spectres de vitesse de chute et de taille des hydrométéores capté par le disdromètre est fournie sur la Figure A.6.

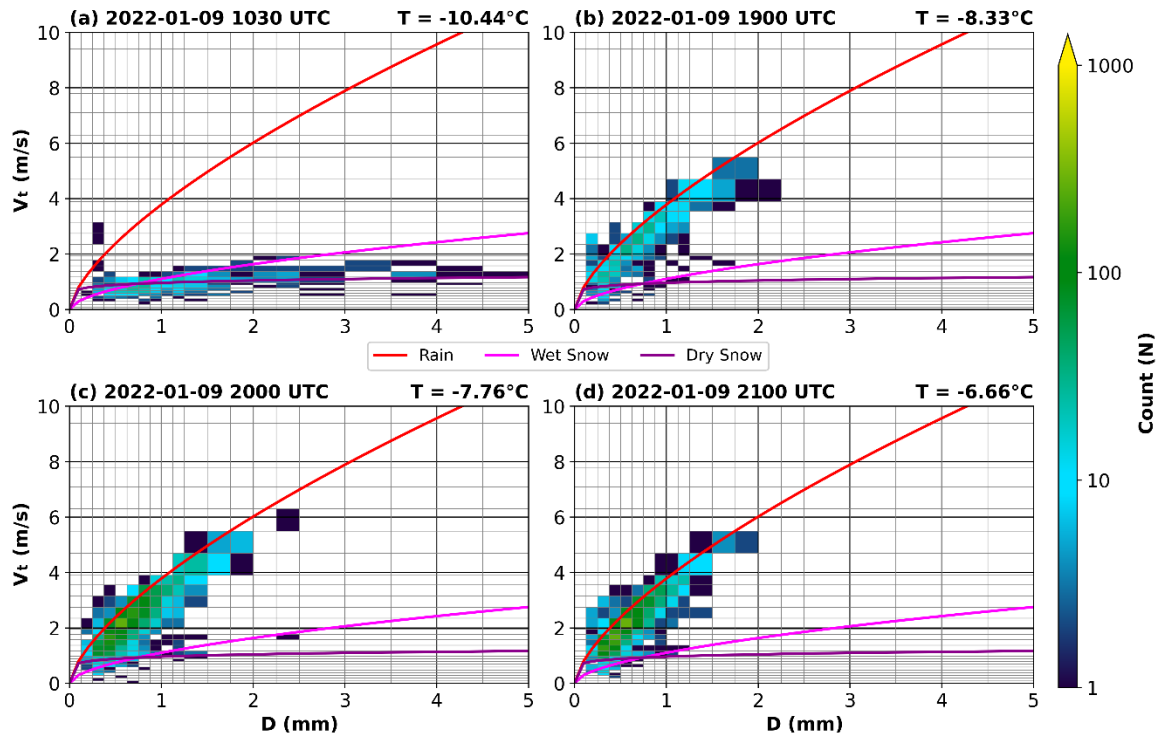


Figure A.6: Série temporelle des spectres de vitesse de chute et de la taille des hydrométéores capté par le OTT Parsivel<sup>2</sup> pour la période couverte par l'étude de cas 2. Le nombre de particules (somme) est calculé sur une période de 20 minutes centrée sur les heures affichées au-dessus de chaque panneau. La température indiquée en haut et à droite des panneaux correspond à la température de l'air à 6 m moyennée sur cette même période de 20 minutes.

Les vents de surface soufflaient principalement du nord à l'aéroport, tandis que les vents soufflaient davantage de l'ouest au centre-ville de Terrace, en raison d'une canalisation forcée et très localisée le long de la vallée de la rivière Skeena. Il convient de noter que des précipitations mixtes ont débuté vers 1800 UTC le 10 janvier 2022, lorsqu'une inversion de température est devenue perceptible sur les données du MRR2.

L'observation de bruine verglaçante pendant des températures de surface de l'ordre de  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  suggère que les processus de microphysique chaude pourraient avoir joué un rôle dans la formation

des précipitations. Cependant, une couche de fonte en altitude était effectivement présente à cet instant, à nouveau soutenue par l'advection d'air chaud et de forts vents du sud, entraînant une dominance de la formation de précipitations suivant les processus de microphysique froide. Par ailleurs, le détecteur de givre a enregistré une accumulation totale de 4 mm de glace le long de la période couverte par l'étude de cas.

Le MRR2 révèle une bande brillante s'étant formée vers 1800 UTC le 9 janvier 2022, entre 0,6 et 1,2 km au-dessus de la surface (Figure 2.18). Entre-temps, la température de l'air à 2 m était de -9 °C. Ces éléments suggèrent la présence d'une forte inversion de température sur une faible épaisseur, entre 200 m et 600 m AGL, avec des taux de refroidissement estimés à  $> 30 \text{ °C km}^{-1}$ . Les températures froides observées dans la couche de regel ont permis aux hydrométéores en fonte de regeler suffisamment pour donner des granules de glace et du grésil en surface. Par conséquent, encore une fois, une couche de fonte en altitude semble favoriser la formation de précipitations mixtes et verglaçantes à Terrace, et par le fait même de longs épisodes de conditions près de 0 °C en raison des effets diabatiques associés.



## RÉFÉRENCES

- Atlas, D., Srivastava, R. C. et Sekhin, R. S. (1973). Doppler radar characteristics of Precipitation at Vertical Incidence. *Review of Geophysics*, 11, 1-35. <https://doi.org/10.1029/RG011i001p00001>
- Bao, J. W., Michelson, S. A., Neiman, P. J., Ralph, F. M. et Wilczak, J. M. (2006). Extratropical Cyclones: Their Formation and Connection to Tropical Moisture. *Monthly Weather Review*, 134(4), 1063-1080. <https://doi.org/10.1175/MWR3123.1>
- Barszcz, A., Milbrandt, J. A. et Thériault, J. M. (2018). Improving the Explicit Prediction of Freezing Rain in a Kilometer-Scale Numerical Weather Prediction Model. *Weather and Forecasting*, 33(3), 767-782. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-17-0136.1>
- Beck, H. E., Zimmermann, N. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A. et Wood, E. F. (2018). Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data*, 7, 274. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-00616-w>
- Bell, G. D. et Bosart, L. F. (1988). Appalachian Cold-Air Damming. *Monthly Weather Review*, 116(1), 137-161. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116%3C0137:ACAD%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116%3C0137:ACAD%3E2.0.CO;2)
- Benton, G. S. et Estoque, M. A. (1954). Water-vapor transfer over the North American continent. *Journal of Meteorology*, 11(6), 462-477. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1954\)011<0462:WVTOTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1954)011<0462:WVTOTN>2.0.CO;2)
- 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%3C0485:RALIOF%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2000)015%3C0485:RALIOF%3E2.0.CO;2)
- Bonsal, B. et Prowse, T. D. (2003). Trends and Variability in Spring and Autumn 0 °C-Isotherm Dates over Canada. *Climate Change*, 57(3), 341-358. <https://doi.org/10.1023/A:1022810531237>
- Bougeault, P., Binder, P., Buzzi, A., Dirks, R., Houze, R., Kuettner, J., Smith, R. B., Steinacker, R. et Volkert, H. (2001). The MAP Special Observing Period. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(3), 433-462. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082%3C0433:TMSOP%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082%3C0433:TMSOP%3E2.3.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%3C0583:AMTDPT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2000)015%3C0583:AMTDPT%3E2.0.CO;2)
- Carrera, M. L., Gyakum, J. R. et Lin, C. A. (2009). Observational Study of Wind Channeling within the St. Lawrence River Valley. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(11), 2341-2361. <https://doi.org/10.1175/2009JAMC2061.1>

- Cheng, C. S., Auld, H., Li, G., Klaassen, J., Tugwood, B. et Li, Q. (2004). An Automated Synoptic Typing Procedure to Predict Freezing Rain: An Application to Ottawa, Ontario, Canada. *Weather and Forecasting*, 19(4), 751-768. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2004\)019%3C0751:AASTPT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2004)019%3C0751:AASTPT%3E2.0.CO;2)
- 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., Thériault, J. M., Milbrandt, J. A. et Morrison, H. (2020). Impacts of Predicting the Liquid Fraction of Mixed-Phase Particles on the Simulation of an Extreme Freezing Rain Event: The 1998 North American Ice Storm. *Monthly Weather Review*, 148(9), 3799-3823. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-20-0026.1>
- Córdova, M., Céleri, R., Shellito, C. J., Orellana-Alvear, J., Abril, A. et Carrillo-Rojas, G. (2016). Near-Surface Air Temperature Lapse Rate Over Complex Terrain in the Southern Ecuadorian Andes: Implications for Temperature Mapping. *Arctic, Antarctic and Alpine Research: An Interdisciplinary Journal*, 48(4), 673-684. <https://doi.org/10.1657/AAAR0015-077>
- Cortinas Jr., J. V., 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%3C0377:AAOFRF%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2004)019%3C0377:AAOFRF%3E2.0.CO;2)
- Dai, A. (2008). Temperature and pressure dependence of the rain-snow phase transition over land and ocean. *Geophysical Research Letters*, 35, L12802. <https://doi.org/10.1029/2008GL033295>
- Doyle, J. D. et Bond, N. A. (2001). Research Aircraft Observations and Numerical Simulations of a Warm Front Approaching Vancouver Island. *Monthly Weather Review*, 129(5), 978-998. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129%3C0978:RAOANS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129%3C0978:RAOANS%3E2.0.CO;2)
- Duine, G. J., Hedde, T., Lohou, F. et Augustin, P. (2017). Characterization of valley flows within two confluent valleys under stable conditions: observations from the KASCADE field experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 1886-1902. <https://doi.org/10.1002/qj.3049>
- Fabry, F. et Zawadzki, I. (1994). Long-Term Radar Observations of the Melting Layer of Precipitation and Their Interpretation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(7), 838-851.
- Ferber, G. K., Mass, C. F., Lackmann, G. M. et Patnoe, M. W. (1993). Snowstorms over the Puget Sound Lowlands. *Weather and Forecasting*, 8(4), 481-504. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1993\)008%3C0481:SOTPSL%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1993)008%3C0481:SOTPSL%3E2.0.CO;2)



- Fernández-González, S., Valero, F., Sánchez, J. L., Gascón, E., López, L., García-Ortega, E. et Merino, A. (2015). Analysis of a seeder-feeder and freezing drizzle event. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(9), 3984-3999. <https://doi.org/10.1002/2014JD022916>
- Findeisen, W. (1940). The formation of the 0°C isothermal layer in fractocumulus and nimbostratus. *Meteor. Z.*, 57, 49-54.
- Forbes, G. S., Anthes, R. A. et Thomson, D. W. (1987). Synoptic and Mesoscale Aspects of an Appalachian Ice Storm Associated with Cold-Air Damming. *Monthly Weather Review*, 115(2), 564-591. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115%3C0564:SAMAOA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115%3C0564:SAMAOA%3E2.0.CO;2)
- Garvert, M. F., Smull, B. et Mass, C. (2007). Multiscale Mountain Waves Influencing a Major Orographic Precipitation Event. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(3), 711-737. <https://doi.org/10.1175/JAS3876.1>
- Geng, Q., Mo, R., Brugman, M., Snyder, B., Goosen, J. et Pearce, G. (2012). Interaction of an Intense Pacific Low Pressure System with a Strong Arctic Outbreak over British Columbia: Forecast Challenges of the Early December 2007 Storm. *Atmosphere-Ocean*, 50(1), 95-108. <https://doi.org/10.1080/07055900.2012.656261>
- Gillett, N. P., Cannon, A. J., Malinina, E., Schnorbus, M., Anslow, F., Sun, Q., Kirchmeier-Young, M., Zwiers, F., Seiler, C., Zhang, X., Flato, G., Wan, H., Li, G. et Castellán, A. (2022). Human influence on the 2021 British Columbia floods. *Weather and Climate Extremes*, 36, 100441. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100441>
- Guan, B., Molotch, N. P., Waliser, D. E., Fetzer, E. J. et Neiman, P. J. (2010). Extreme snowfall events linked to atmospheric rivers and surface air temperature via satellite measurements. *Geophysical Research Letters*, 37(20), L20401. <https://doi.org/10.1029/2010GL044696>
- Guan, B., Waliser, D. E., Ralph, F. M., Fetzer, E. J. et Neiman, P. J. (2016). Hydrometeorological characteristics of rain-on-snow events associated with atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters*, 43(6), 2964-2973. <https://doi.org/10.1002/2016GL067978>
- Guardans, R. et Palomino, I. (1995). Description of Wind Field Dynamic Patterns in a Valley and Their Relation to Mesoscale and Synoptic-Scale Meteorological Situations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 34(11), 49-67. <https://doi.org/10.1175/1520-0450-34.1.49>
- Guirguis, K., Gershunov, A., Clemesha, R. E. S., Shulgina, T., Subramanian, A. C. et Ralph, F. M. (2018). Circulation Drivers of Atmospheric Rivers at the North American West Coast. *Geophysical Research Letters*, 45(22), 12576-12584. <https://doi.org/10.1029/2018GL079249>
- Hecht, C. W. et Cordeira, J. M. (2017). Characterizing the influence of atmospheric river orientation and intensity on precipitation distributions over North Coastal California. *Geophysical Research Letters*, 44(17), 9048-9058. <https://doi.org/10.1002/2017GL074179>

- Henson, W., Stewart, R., Kochtubajda, B. et Thériault, J. M (2011). The 1998 Ice Storm: Local flow fields and linkages to precipitation. *Atmospheric Research*, 101(4), 852-862. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.05.014>
- 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., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S. et Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 1999-2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Houze Jr., R. A. (2012). Orographic Effects On Precipitating Clouds. *Review of Geophysics*, 50, RG1001. <https://doi.org/10.1029/2011RG000365>
- Ioannidou, L. et Yau, M. K. (2008). A climatology of the Northern Hemisphere winter anticyclones. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 113, D08119. <https://doi.org/10.1029/2007JD008409>
- Jackson, P. L. (1996). Surface winds during an intense outbreak of arctic air in Southwestern British Columbia. *Atmosphere-Ocean*, 34(2), 285-311. <https://doi.org/10.1080/07055900.1996.9649566>
- Janout, M. A., Weingartner, T. J. et Stabenro, P. J. (2013). Air-sea and oceanic heat flux contributions to the heat budget of the northern Gulf of Alaska shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118, 1807-1820. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20095>
- Kalthoff, N. et Vogel, B. (1992). Counter-Current and Channelling Effect Under Stable Stratification in the Area of Karlsruhe. *Theoretical and Applied Climatology*, 45, 113-126. <https://doi.org/10.1007/BF00866400>
- Kendon, E. J., Roberts, R. M., Senior, C. A. et Roberts, M. J. (2012). Realism of Rainfall in a Very High-Resolution Regional Climate Model. *Journal of Climate*, 25(17), 5791-5806. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00562.1>
- Kerry, M., Kelk, G., Etkin, D., Burton, I. et Kalhok, S. (2010). Glazed Over: Canada Copes with the Ice Storm of 1998. *Environment: Science and Policy for Sustainable Development*, 41(1), 6-32. <https://doi.org/10.1080/00139159909604608>
- Kossmann, M. et Sturman, A. P. (2003). Pressure-Driven Channeling Effects in Bent Valleys. *Journal of Applied Meteorology*, 42(11), 151-158. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(2003\)042%3C0151:PDCEIB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(2003)042%3C0151:PDCEIB%3E2.0.CO;2)
- Kumjian, M. R., Ryzhkov, A. V., Reeves, H. D. et Schuur, T. J. (2013). A Dual-Polarization Radar Signature of Hydrometeor Refreezing in Winter Storms. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 52(11), 2549-2566. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0311.1>

- Lackmann, G. M. et Overland, J. E. (1989). Atmospheric Structure and Momentum Balance during a Gap-Wind Event in Shelikof Strait, Alaska. *Monthly Weather Review*, 117(8), 1817-1833. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<1817:ASAMBD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<1817:ASAMBD>2.0.CO;2)
- Lapenta, W. M. et Seaman, N. L. (1990). A numerical investigation of East Coast Cyclogenesis during the Cold-Air Damming Event of 27-28 February 1982. Part I: Dynamic and Thermodynamic Structure. *Monthly Weather Review*, 118(12), 2668-2695. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1990\)118%3C2668:ANIOEC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1990)118%3C2668:ANIOEC%3E2.0.CO;2)
- Lavers, D. A., Villarini, G., Allan, R. P., Wood, E. F. et Wade, A. J. (2012). The detection of atmospheric rivers in atmospheric reanalyses and their links to British winter floods and the large-scale climatic circulation. *Journal of Geophysical Research*, 117, D20106. <https://doi.org/10.1029/2012JD018027>
- Liu, X., Ma, X., Chang, P., Jia, Y., Fu, D., Xu, G., Wu, L., Saravanan, R. et Patricola, C. M. (2021). Ocean fronts and eddies force atmospheric rivers and heavy precipitation in western North America. *Nature Communications*, 12, 1268. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-21504-w>
- Lundquist, J. D., Neiman, P. J., Martner, B., White, A. B., Gattas, D. J. et Ralph, F. M. (2008). Rain versus Snow in the Sierra Nevada, California: Comparing Doppler Profiling Radar and Surface Observations of Melting Level. *Journal of Hydrometeorology*, 9(2), 194-211. <https://doi.org/10.1175/2007JHM853.1>
- Mailhot, J., Milbrandt, J. A., Giguère, A., McTaggart-Cowan, R., Erfani, A., Denis, B., Glazer, A. et Vallée, M. (2014). An Experimental High-Resolution Forecast System During the Vancouver 2010 Winter Olympic and Paralympic Games. *Pure and Applied Geophysics*, 171, 209-229. <https://doi.org/10.1007/s00024-012-0520-6>
- Marwitz, J. D. (1983). The Kinematics of Orographic Airflow During Sierra Storms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(5), 1218-1227. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040%3C1218:TKOOAD%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040%3C1218:TKOOAD%3E2.0.CO;2)
- Matte, D., Thériault, J. M. et Laprise, R. (2018). Mixed precipitation occurrences over southern Quebec, Canada, under warmer climate conditions using a Regional Climate Model. *Climate Dynamics*, 53(7), 1125-1141. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4231-2>
- McCray, C. D., Atallah, E. H. et Gyakum, J. R. (2019). Long-Duration Freezing Rain Events over North America: Regional Climatology and Thermodynamic Evolution. *Weather and Forecasting*, 34(3), 665-681. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-18-0154.1>
- McFarlane, N. A. (1987). The Effects of Orographically Excited Gravity Waves Drag on the General Circulation of the Lower Stratosphere and Troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(14), 1775-1800. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044%3C1775:TEOOEG%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044%3C1775:TEOOEG%3E2.0.CO;2)

- Mekis, E., Stewart, R. E., Theriault, J. M., Kochtubajda, B., Bonsal, B. R. et Liu, Z. (2020). Near-0 °C surface temperature and precipitation type patterns across Canada. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(4), 1741-1761. <https://doi.org/10.5194/hess-24-1741-2020>
- Milrad, S. M., Gyakum, J. R. et Atallah, E. H. (2011). A Diagnostic Examination of the Eastern Ontario and Western Quebec Wintertime Convection Event of 28 January 2010. *Weather and Forecasting*, 26(3), 301-318. <https://doi.org/10.1175/2010WAF2222432.1>
- Milrad, S. M., Atallah, E. H. et Gyakum, J. R. (2013). Precipitation Modulation by the Saint Lawrence River Valley in Association with Transitioning Tropical Cyclones. *Weather and Forecasting*, 28(2), 331-352. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-12-00071.1>
- Minder, J. R., Mote, P. W. et Lundquist, J. D. (2010). Surface temperature lapse rates over complex terrain: Lessons from the Cascade Mountains. *Journal of Geophysical Research*, 115, D14122. <https://doi.org/10.1029/2009JD013493>
- Minder, J. R., Durran, D. R. et Roe, G. H. (2011). Mesoscale Controls on the Mountainside Snow Line. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(9), 2107-2127. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-10-05006.1>
- Mo, R., Brugman, M. M., Milbrandt, J. A., Goosen, J., Geng, Q., Emond, C., Bau, J. et Erfani, A. (2019). Impacts of hydrometeor drift on orographic precipitation: Two case studies of landfalling atmospheric rivers in British Columbia, Canada. *Weather and Forecasting*, 34(5), 1211-1237. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-18-0176.1>
- Mo, R., So, R., Brugman, M. M., Mooney, C., Liu, A. Q., Jakob, M., Castellan, A. et Vingarzan, R. (2021). Column relative humidity and primary condensation rate as two useful supplements to atmospheric river analysis. *Water Resources Research*, 57(11), e2021WR029678. <https://doi.org/10.1029/2021WR029678>
- Mundhenk, B. D., Barnes, E. A. et Maloney, E. D. (2016). All-Season Climatology and Variability of Atmospheric River Frequencies over the North Pacific. *Journal of Climate*, 29(13), 4885-4903. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0655.1>
- Neiman, P. J., Ralph, F. M., White, A. B., Kingsmill, D. E. et Persson, P. O. G. (2002). The Statistical Relationship between Upslope Flow and Rainfall in California's Coastal Mountains: Observations during CALJET. *Monthly Weather Review*, 130(6), 1468-1492. <https://doi.org/10.1175/1520-0493%282002%29130%3C1468%3ATSRRBUF%3E2.0.CO%3B2>
- Neiman, P. J., Ralph, F. M., Wick, G. A., Kuo, Y., Wee, T., Ma, Z., Taylor, G. H. et Dettinger, M. D. (2008a). Diagnosis of an Intense Atmospheric River Impacting the Pacific Northwest: Storm Summary and Offshore Vertical Structure Observed with COSMIC Satellite Retrievals. *Monthly Weather Review*, 136(11), 4398-4420. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2550.1>

- Neiman, P. J., Ralph, F. M., Wick, G. A., Lundquist, J. D. et Dettinger, M. D. (2008b). Meteorological Characteristics and Overland Precipitation Impacts of Atmospheric Rivers Affecting the West Coast of North America Based on Eight Years of SSM/I Satellite Observations. *Journal of Hydrometeorology*, 9(1), 22-47. <https://doi.org/10.1175/2007JHM855.1>
- Neiman, P. J., Hughes, M., Moore, B. J., Ralph, F. M. et Sukovich, E. M. (2013). Sierra Barrier Jets, Atmospheric Rivers, and Precipitation Characteristics in Northern California: A Composite Perspective Based on a Network of Wind Profiler. *Monthly Weather Review*, 141(12), 4211-4233. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00112.1>
- Picard, L. et Mass, C. (2017). The Sensitivity of Orographic Precipitation to Flow Direction: An Idealized Modeling Approach. *Journal of Hydrometeorology*, 18(6), 1673-1688. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0209.1>
- Radić, V., Cannon, A. J., Menounos, B. et Gi, N. (2015). Future changes in autumn atmospheric river events in British Columbia, Canada, as projected by CMIP5 global climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(18), 9279-9302. <https://doi.org/10.1002/2015JD023279>
- Ralph, F. M., Dettinger, M., Lavers, D., Gorodetskaya, V., Martin, A., Viale, M., White, A. B., Oakley, N., Rutz, J., Spackman, J. R., Wernli, H. et Cordeira, J. (2017). Atmospheric Rivers Emerge As a Global Science And Applications Focus. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(9), 1969-1973. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0262.1>
- Ralph, F. M., Neiman, P. J. et Wick, G. A. (2004). Satellite and CALJET Aircraft Observations of Atmospheric Rivers over the Eastern North Pacific Ocean during the Winter of 1997/98. *Monthly Weather Review*, 132(7), 1721-1745. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<1721:SACAOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<1721:SACAOO>2.0.CO;2)
- Ralph, F. M., Rutz, J. J., Cordeira, J. M., Dettinger, M., Anderson, M., Reynolds, D., Schick, L. J. et Smallcomb, C. (2019). A Scale to Characterize the Strength and Impacts of Atmospheric Rivers. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(2), 269-289. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0023.1>
- Rasmussen, R. M., Vivekanandan, J., Cole, J., Myers, B. et Masters, C. (1999). The Estimation of Snowfall Rate Using Visibility. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 38(10), 1542-1563. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1999\)038<1542:TEOSRU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1999)038<1542:TEOSRU>2.0.CO;2)
- Razy, A., Milrad, S. M., Atallah, E. H. et Gyakum, J. R. (2012). Synoptic-Scale Environments Conducive to Orographic Impacts on Cold-Season Surface Wind Regimes at Montreal, Quebec. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(3), 598-616. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0142.1>
- Ressler, G. M., Milrad, S. M., Atallah, E. H. et Gyakum, J. R. (2012). Synoptic-Scale Analysis of Freezing Rain Events in Montreal, Quebec, Canada. *Weather and Forecasting*, 27(2), 362-378. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-11-00071.1>

- Robbins, C. C. et Cortinas Jr., V. J. (2002). Local and Synoptic Environments Associated with Freezing Rain in the Contiguous United States. *Weather and Forecasting*, 17(1), 47-65. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2002\)017%3C0047:LASEAW%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2002)017%3C0047:LASEAW%3E2.0.CO;2)
- Roberge, A., Gyakum, J. R. et Atallah, E. H. (2009). Analysis of Intense Poleward Water Vapor Transports into High Latitudes of Western North America. *Weather and Forecasting*, 24(6), 1732-1747. <https://doi.org/10.1175/2009WAF2222198.1>
- Roebber, P. J. et Gyakum, J. R. (2003). Orographic Influences on the Mesoscale Structure of the 1998 Ice Storm. *Monthly Weather Review*, 131(1), 27-50. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131%3C0027:OIOTMS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131%3C0027:OIOTMS%3E2.0.CO;2)
- Rolland, C. (2003). Spatial and Seasonal Variations of Air Temperature Lapse Rates in Alpine Regions. *Journal of Climate*, 16(7), 1032-1046. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016%3C1032:SASVOA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016%3C1032:SASVOA%3E2.0.CO;2)
- Rutz, J. J., Steenburgh, W. J. et Ralph, F. M. (2013). Climatological Characteristics of Atmospheric Rivers and Their Inland Penetration over the Western United States. *Monthly Weather Review*, 142(2), 905-921. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00168.1>
- Schmidli, J. et Rotunno, R. (2012). Influence of the Valley Surroundings on Valley Wind Dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(2), 561-577. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0129.1>
- Serafin, S. et Zardi, D. (2010). Daytime Heat Transfer Processes Related to Slope Flows and Turbulent Convection in an Idealized Mountain Valley. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(11), 3739-3756. <https://doi.org/10.1175/2010JAS3428.1>
- Serafin, S., Adler, B., Cuxart, J., De Wekker, S. F. J., Gohm, A., Grisogono, B., Kalthoff, N., Kirshbaum, D. J., Rotach, M. W., Schmidli, J., Stiperski, I., Večenaj, Ž. et Zardi, D. (2018). Exchange Processes in the Atmospheric Boundary Layer Over Mountainous Terrain. *Atmosphere*, 9(3), 102. <https://doi.org/10.3390/atmos9030102>
- Sharma, A. R. et Déry, S. (2020). Contribution of Atmospheric Rivers to Annual, Seasonal, and Extreme Precipitation Across British Columbia and Southeastern Alaska. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(9). <https://doi.org/10.1029/2019JD031823>
- Sharp, J. et Clifford, F. M. (2004). Columbia Gorge Gap Winds: Their Climatological Influence and Synoptic Evolution. *Weather and Forecasting*, 19(6), 970-992. <https://doi.org/10.1175/826.1>
- Sisson, P. A. et Gyakum, J. R. (2004). Synoptic-Scale Precursors to Significant Cold-Season Precipitation Events in Burlington, Vermont. *Weather and Forecasting*, 19(5), 841-854. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2004\)019%3C0841:SPTSCP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2004)019%3C0841:SPTSCP%3E2.0.CO;2)
- Steenburgh, W. J., Mass, C. F. et Ferguson, S. A. (1997). The Influence of Terrain-Induced Circulations on Wintertime Temperature and Snow Level in the Washington Cascades. *Weather and Forecasting*, 12(2), 208-227. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1997\)012<0208:TIOTIC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1997)012<0208:TIOTIC>2.0.CO;2)

- 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>
- Stuart, R. A. et Isaac, G. A. (1999). Freezing precipitation in Canada. *Atmosphere-Ocean*, 37(1), 87-102. <https://doi.org/10.1080/07055900.1999.9649622>
- Szeto, K. K. (2008). On the Extreme Variability and Change of Cold-Season Temperatures in Northwest Canada. *Journal of Climate*, 21(1), 94-113. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1583.1>
- The Canadian Press (2021, 23 décembre). *CTV News Vancouver*. Frigid temperatures to blanket B.C. through next week, Environment Canada warns. <https://bc.ctvnews.ca/frigid-temperatures-to-blanket-b-c-through-next-week-environment-canada-warns-1.5718031>
- Thériault, J. M. et Stewart, R. E. (2007). On the effects of vertical air velocity on winter precipitation types. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 7(2), 231-242. <https://doi.org/10.5194/nhess-7-231-2007>
- 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>
- Turner, J. K. et Gyakum, J. R. (2011). The Development of Arctic Air Masses in Northwest Canada and Their Behavior in a Warming Climate. *Journal of Climate*, 24(17), 4618-4633. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3855.1>
- Umek, L. et Gohm, A. (2016). Lake and Orographic Effects on a Snowstorm at Lake Constance. *Monthly Weather Review*, 144(12), 4687-4707. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0032.1>
- Warner, M. D., Mass, C. F. et Salathé Jr., E. P. (2012). Wintertime Extreme Precipitation Events along the Pacific Northwest Coast: Climatology and Synoptic Evolution. *Monthly Weather Review*, 140(11), 2021-2043. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00197.1>
- Watanabe, S., Sato, K. et Takahashi, M. (2006). A general circulation model study of the orographic gravity waves over Antarctica excited by katabatic winds. *Journal of Geophysical Research*, 111, D18104. <https://doi.org/10.1029/2005JD006851>
- Watson, C. D. et Lane, T. P. (2012). Sensitivities of Orographic Precipitation to Terrain Geometry and Upstream Conditions in Idealized Simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(4), 1208-1231. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0198.1>
- Waugh, S. et Schuur, T. J. (2018). On the Use of Radiosondes in Freezing Precipitation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 35(3), 459-472. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-17-0074.1>

- Wayand, N. E., Stimberis, J., Zagrodnik, J. P., Mass, C. F. et Lundquist, J. D. (2016). Improving simulations of precipitation phase and snowpack at a site subject to cold air intrusions: Snoqualmie Pass, WA. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(17), 9929-9942. <https://doi.org/10.1002/2016JD025387>
- Weber, R. O. et Kaufmann, P. (1998). Relationship of Synoptic Winds and Complex Terrain Flows during the MISTRAL Field Experiment. *Journal of Applied Meteorology*, 37(11), 1486-1496. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<1486:ROSWAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<1486:ROSWAC>2.0.CO;2)
- Whiteman, C. D. et Doran, J. C. (1993). The Relationship between Overlying Synoptic-Scale Flows and Winds within a Valley. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 32(11), 1669-1682. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1993\)032%3C1669:TRBOSS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032%3C1669:TRBOSS%3E2.0.CO;2)
- Wu, M. R., Snyder, B. J., Mo, R., Cannon, A. J. et Joe, P. I. (2013). Classification and Conceptual Models for Heavy Snowfall Events over East Vancouver Island of British Columbia, Canada. *Weather and Forecasting*, 28(5), 1219-1240. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-12-00100.1>
- Zagrodnik, J. P., McMurdie, L. A. et Houze Jr., R. A. (2018). Stratiform Precipitation Processes in Cyclones Passing over a Coastal Mountain Range. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75(3), 983-1004. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0168.1>
- Zerr, R. J. (1997). Freezing Rain: An Observational and Theoretical Study. *Journal of Applied Meteorology*, 36(12), 1647-1661. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1997\)036%3C1647:FRAOAT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036%3C1647:FRAOAT%3E2.0.CO;2)
- Zhu, Y. et Newell, R. E. (1998). A Proposed Algorithm for Moisture Fluxes from Atmospheric Rivers. *Monthly Weather Review*, 126(3), 725-735. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126%3C0725:APAFMF%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126%3C0725:APAFMF%3E2.0.CO;2)