

Impact des changements climatiques sur le régime des tempêtes, les niveaux d'eau et les vagues dans le Nunavik

**Rapport d'étude pour le
Ministère des Transports du Québec**

Par :

Jean-Pierre Savard	Ouranos
Philippe Gachon	Environnement Canada
Corina Rosu	Ouranos
Rabah Aider	Environnement Canada/UQÀM
Philippe Martin	Environnement Canada
Christian Saad	Environnement Canada/UQÀM

**Montréal
Octobre 2014**



Environnement
Canada

Environnement
Canada

UQÀM
Université du Québec à Montréal

Remerciements

Ouranos remercie les ministères des gouvernements du Québec et du Canada qui ont participé activement à ce projet, principalement le Ministère des Transports du Québec, Environnement Canada et Transports Canada, qui ont été des partenaires scientifiques et financiers du projet ainsi que des fournisseurs de données essentielles à la réalisation du projet. Tous nos remerciements au Groupe Conseil LaSalle qui a coopéré avec l'équipe de projet pour tout ce qui concerne l'étude des ondes de tempêtes et des surcotes. Enfin, les auteurs du rapport désirent exprimer leur gratitude envers le personnel d'Ouranos, notamment aux membres du groupe Science du Climat, qui ont fourni un soutien constant à l'équipe de projet et produit une grande partie des données climatiques utilisées.

Les données du MRCC utilisées dans la présente étude ont été générées et fournies par Ouranos. Les données de modèles NARR et NCEP ont été fournies gracieusement par le « U.S. Department of Energy » dans le cadre du programme CMIP3. Les données du modèle GEM et les données de vagues ont été gracieusement offertes par Environnement Canada. Un remerciement particulier est aussi adressé à Khanh-Hung Lam d'Environnement Canada pour son aide dans la préparation et la dissémination des données météorologiques (stations, réanalyses, et modèles de prévision).

Les coûts relatifs aux travaux sont assumés par Ouranos et par le Fonds vert dans le cadre de la mise en œuvre de la mesure 23 du Plan d'action 2006-2012 sur les changements climatiques du gouvernement du Québec par le Ministère des Transports du Québec. Les travaux sont également réalisés en collaboration avec Ressources naturelles Canada. Environnement Canada a également contribué via un support financier et en nature aux travaux réalisés tant à l'UQÀM (centre ESCER) qu'à Environnement Canada.

Partenaires



Ressources naturelles
Canada

Natural Resources
Canada



Transports
Canada

Transport
Canada



Table des matières

REMERCIEMENTS	1
TABLE DES MATIÈRES	3
LISTE DES FIGURES	3
LISTE DES TABLEAUX	7
SOMMAIRE EXÉCUTIF	8
1. INTRODUCTION	13
1.1. OBJECTIF	13
1.2. ÉQUIPE DE TRAVAIL	14
1.3. ZONE D'ÉTUDE	15
2. MÉTHODOLOGIE.....	17
2.1. CARACTÉRISATION DES TEMPÊTES	17
2.2. TRAJECTOIRES DES TEMPÊTES : L'ALGORITHME DE SINCLAIR	18
2.3. LE RÉGIME DES TEMPÊTES DANS L'EST DE L'AMÉRIQUE DU NORD.....	21
2.4. TRAJECTOIRES ET PROPRIÉTÉS DES SYSTÈMES CYCLONIQUES DANS LA ZONE D'ÉTUDE.....	24
3. RÉSULTATS ET DISCUSSION.....	28
3.1. DISTRIBUTION SPATIALE DES PROPRIÉTÉS DES TEMPÊTES DANS LE CLIMAT ACTUEL	28
3.2. VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE DU RÉGIME DE TEMPÊTES: RÉSUMÉ DES PRINCIPALES CARACTÉRISTIQUES (CLIMAT ACTUEL).....	37
3.3. RÉGIME DE TEMPÊTES ET LES INDICES DE TÉLÉCONNEXION (SECTION 3.1 ET ANNEXES 1 ET 2 POUR DÉFINITION)... ..	38
3.4. IMPACT DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LA DISTRIBUTION SPATIALE DES TEMPÊTES	39
3.5. DISTRIBUTION SAISONNIÈRE DES TEMPÊTES DANS LE CLIMAT FUTUR	42
3.6. LES LIENS ENTRE LES ANOMALIES DE LA CONCENTRATION DE LA GLACE MARINE ET LE RÉGIME DE TEMPÊTES	50
4. EFFET DES TEMPÊTES SUR LE RÉGIME DES VAGUES	52
5. RÉGIME DES TEMPÊTES ET LES NIVEAUX D'EAU EXTRÊMES.....	59
5.1. UMIUJAQ.....	61
5.2. COMPARAISON DES SURCOTES ENTRE LES SITES DU PROJET	71
5.3. TEMPÊTES ET SURCOTES À PUVIRNITUQ.....	74
5.4. TEMPÊTES ET SURCOTES À QUAQTAQ (KANGIGSUJUAQ)	77
5.5. IMPACTS DE CHANGEMENTS CLIMATIQUE SUR LES ONDES DE TEMPÊTES	81
5.6. SOMMAIRE DE L'ÉTUDE DES SURCOTES DE TEMPÊTES	88
6. CONCLUSIONS	89
7. RÉFÉRENCES	92
ANNEXE 1.....	98
ANNEXE 2.....	105

Liste des figures

<i>Figure 1: Carte du Nunavik montrant les villages d'intérêt pour le projet du MTQ.....</i>	<i>14</i>
<i>Figure 2: Carte de la zone d'étude du régime des tempêtes.</i>	<i>16</i>
<i>Figure 3: Des images satellites qui représentent a) un cyclone extratropical. La lettre L (pour Low) indique son centre, qui correspond à peu près à la zone où la pression atmosphérique est la plus basse, et les flèches indiquent la circulation atmosphérique, b) un front froid associé à un système dépressionnaire. Les</i>	

flèches de couleurs bleue et rouge indiquent l'écoulement d'air froid et chaud respectivement, de part et d'autre du front (source : Ahrens, 2009).	22
Figure 4: Schéma illustrant l'influence de la circulation atmosphérique en altitude sur le centre cyclonique près de la surface (source : Ahrens, 2009).	23
Figure 5: Schéma illustrant l'effet de l'apport de chaleur sur un centre cyclonique. Les flèches de couleurs bleue et rouge indiquent respectivement une advection froide et chaude de température en altitude (source : Ahrens, 2009).	24
Figure 6: Représentation schématique de la trajectoire et des caractéristiques d'un système dépressionnaire en novembre 2006.	25
Figure 7 : Distribution spatiale de la densité moyenne annuelle de trajectoires de tempêtes pour la période 1961-2000 simulée à partir de : a) ERA-40, b) NCEP c) ECHAM5 2 ^{ème} membre d) ECHAM5 3 ^{ème} membre, et GCM3 e) 4 ^{ème} et f) 5 ^{ème} membre.	30
Figure 8 : Climatologie mensuelle de la densité moyenne des trajectoires de tempêtes durant la période de formation et de disparition des glaces de la baie d'Hudson et de la mer du Labrador en début d'hiver (nov., déc., et jan.) et en début d'été (juin, juil., et août), d'après NARR période 1981-2010 calculée sur une surface circulaire de 333 km de rayon (3°).	31
Figure 9 : Distribution spatiale du nombre moyen annuel de centres cycloniques pour la période 1961-2000 simulés à partir de : a) ERA-40, b) NCEP c) ECHAM5 2 ^{ème} membre d) ECHAM5 3 ^{ème} membre, et GCM3 e) 4 ^{ème} et f) 5 ^{ème} membre.	31
Figure 10 : Nombre moyen mensuel de centres cycloniques par trajectoire de tempêtes (et par unité de surface, i.e. point de grille de 100 km x 100 km) pour les mois de décembre et juillet calculé à partir des ré-analyses régionales NARR (moyenne climatologique sur la période 1979-2010).	33
Figure 11 : Vitesse moyenne de déplacement des centres cycloniques pour la période 1961-2000, simulés à partir de: a) ERA-40, b) NCEP c) ECHAM5 2 ^{ème} membre d) ECHAM5 3 ^{ème} membre, et GCM3 e) 4 ^{ème} et f) 5 ^{ème} membre.	34
Figure 12 : Distribution spatiale de la densité moyenne annuelle de centres cycloniques intenses (f du tourbillon supérieure à $6,5 \times 10^{-5} s^{-1}$) pour la période 1961-2000, simulés à partir de : a) ERA-40, b) NCEP c) ECHAM5 2 ^{ème} membre d) ECHAM5 3 ^{ème} membre, et GCM3 e) 4 ^{ème} et f) 5 ^{ème} membre.	35
Figure 13 : Taux de changement net du nombre moyen annuel de centres cycloniques de la période 2041-2070 par rapport à la période de référence (1961-2000).	40
Figure 14 : Changement net du nombre moyen de centres cycloniques pour les mois d'hiver (décembre, janvier et février) de la période 2041-2070 par rapport à la période de référence (1961-2000).	41
Figure 15 : Position du cercle de 500 km de rayon (CBH) centré sur le secteur nord de la baie d'Hudson dans lequel sont calculées les densités de trajectoires mensuelles.	43
Figure 16 : Moyenne mensuelle du nombre de centres cycloniques présents dans un cercle de 500 km de rayon centré sur la baie d'Hudson; a) période 1961-2000, b) période 2041-2070, c) différence passé-futur exprimée en nombre de centres cycloniques et d) en pourcentage. Courbes : bleu = moyenne de toutes les simulations, jaune = ré-analyses exclues.	44
Figure 17 : Moyenne mensuelle du nombre de trajectoires de centres cycloniques passant dans un cercle de 500 km de rayon centré sur la baie d'Hudson; a) période 1961-2000, b) période 2041-2070, c) différence futur-passé exprimée en nombre de centres cycloniques et d) en pourcentage. Courbes : bleu = moyenne toutes les simulations, jaune = ré-analyses exclues.	45
Figure 18 : Moyenne mensuelle de la densité de centres cycloniques par trajectoire dans un cercle de 500 km de rayon centré sur la baie d'Hudson; a) période 1961-2000, b) période 2041-2070, c) différence passé-futur exprimée en nombre de centres cycloniques et d) en pourcentage. Courbes : bleu = moyenne toutes les simulations, jaune = ré-analyses exclues.	Erreur ! Signet non défini.
Figure 19 : Moyenne mensuelle de la fréquence du tourbillon des systèmes cycloniques présents dans un cercle de 500 km de rayon centré sur la baie d'Hudson; a) période 1961-2000, b) période 2041-2070, c) différence passé-futur exprimée en nombre de centres cycloniques et d) en pourcentage. Courbes : bleu = moyenne toutes les simulations, jaune = ré-analyses exclues.	Erreur ! Signet non défini.
Figure 20 : Moyenne mensuelle de la vitesse de déplacement des centres cycloniques présents dans un cercle de 500 km de rayon centré sur la baie d'Hudson; a) période 1961-2000, b) période 2041-2070, c)	

différence passé-futur exprimée en nombre de centres cycloniques et d) en pourcentage. Courbes : bleu = moyenne toutes les simulations, jaune = ré-analyses exclues.	49
Figure 21 : Trajectoires des tempêtes correspondant à la présence probable de fortes vagues (trois mètres et plus) approchant de la côte à a) Inukjuak et b) Quaqtaq. Les positions successives des centres cycloniques à intervalle de trois heures sont en pointillé pour chaque trajectoire et en traits pleins lorsque des vagues de plus de trois mètres sont présentes aux sites choisis. Les cercles de 800 km de rayon circonscrivent la région où se trouvent les centres dépressionnaires lors d'événements de fortes vagues. Les pointes de tarte dans les cercles indiquent les directions de provenance des vagues sélectionnées.	53
Figure 22 : Position des cercles de référence utilisés pour le calcul des moyennes mensuelles du nombre de centres cycloniques, de trajectoires et des propriétés de ces systèmes cycloniques (fréquence de tourbillon, durée et vitesse de déplacement). Le cercle vert (R= 500 km) correspond à la surface utilisée pour les figures 16 à 20. Les cercles bleus et rouges sont ceux montrés à la figure 21.	55
Figure 23 : Moyenne mensuelle du nombre de centres cycloniques présents dans le cercle (BH) de 800 km de rayon centré sur Akulivik; a) période 1961-2000, b) période 2041-2070, c) différence passé-futur exprimée en nombre de centres cycloniques et d) en pourcentage. Courbes : violet = moyenne toutes les simulations, jaune = idem sans les ré-analyses.	56
Figure 24 : Moyenne mensuelle du nombre de centres cycloniques présents dans un cercle (QQ) de 800 km de rayon centré au large de l'extrémité sud-est de l'île de Baffin; a) période 1961-2000, b) période 2041-2070, c) différence passé-futur exprimée en nombre de centres cycloniques et d) en pourcentage. Courbes : violet = moyenne toutes les simulations, jaune = idem sans les ré-analyses.	58
Figure 25 : Niveaux d'eau mesurés à Ivujivik en décembre 2009 (Environnement Illimité, 2012) à la station IVUJIVIK-03; a) niveau total observé, b) niveau de la marée et c) niveau résiduel.	60
Figure 26 : Niveau résiduel non-tidal modélisé par Massé et Villeneuve (2013) à Umiujaq pour l'année 2010; a) résidu total; b) résidu causé par le vent seul; c) résidu causé par la pression atmosphérique seule.	62
Figure 27 : Comparaison du résidu non-tidal mesuré et modélisé à Umiujaq du 1 ^{er} août au 31 décembre 2010.	63
Figure 28 : Régression linéaire comparant les niveaux résiduels observés et modélisés à Umiujaq du 1 ^{er} août au 31 décembre 2010.	64
Figure 29 : Surcote du 8 octobre 2010 : Niveaux d'eau non tidaux modélisés et observés à Umiujaq.	65
Figure 30 : Évolution de la tempête du 6 au 8 octobre 2010. Pression atmosphérique au niveau de la mer et vitesse et direction des vents à 10 m.	66
Figure 31 : Niveaux d'eau non-tidaux dans la zone d'étude du 6 au 8 octobre 2010 d'après le modèle de Massé et Villeneuve (2013).	67
Figure 32 : Résidu non-tidal du niveau d'eau observé et modélisé à Umiujaq du 5 au 11 décembre 2010.	68
Figure 33 : Tempête du 6 au 10 décembre 2010. Pression atmosphérique en surface et vitesse et direction des vents à 10 m.	69
Figure 34 : Tempête du 11 au 13 novembre 1998 ayant causé la plus forte surcote modélisée à Umiujaq de 1979 à 2011 (niveau non-tidal de 1,42 m).	70
Figure 35 : Régressions linéaires de niveaux non-tidaux modélisés aux sites portuaires du 1 août au 31 décembre 2010.	73
Figure 36 : Niveaux résiduels non tidaux modélisés par Groupe Conseil LaSalle lors des tempêtes du 8 octobre et du 8 décembre 2010 dans les ports du Nunavik.	74
Figure 37 : Tempête du 20 novembre 2003 ayant causé une surcote estimée à 1,08 m à Puvirnituq d'après le modèle de Massé et Villeneuve, 2013.	75
Figure 38 : Niveaux résiduels non-tidaux du 20 au 23 novembre 2003. D'après le modèle de Massé et Villeneuve (2013).	76
Figure 39 : Niveau résiduel non-tidal modélisé par Massé et Villeneuve (2013) à Quaqtaq pour l'année 2010; a) résidu total; b) résidu causé par le vent seul; c) résidu causé par la pression atmosphérique seule.	78
Figure 40 : Niveaux résiduels non tidaux observés et modélisés à Quaqtaq du 6 au 15 octobre 2013 (Massé et Villeneuve, 2013).	79

<i>Figure 41 : Droite de régression entre les niveaux non tidaux observés et modélisés (modèle de Massé et Villeneuve, 2013) pour la période du 6 au 15 octobre 2010 (tempête du 8 octobre) et pour la période d'août à décembre 2010.</i>	80
<i>Figure 42 : Effet des changements climatiques sur les probabilités de dépasse-ment du niveau résiduel à Umiujaq. (D'après le modèle de Massé et Villeneuve, 2013) basé sur deux simulations du MRCC (MRCC-Echam5m3-ahj et MRCC-CGCM3m5-aev).</i>	83
<i>Figure 43 : Distributions de Gumbel appliquées aux niveaux non tidaux maximums annuels tirés des simulations des niveaux d'eau par le modèle d'onde de Massé et Villeneuve 2013.</i>	84
<i>Figure 44 Synthèse des distributions de Gumbel sur les extrêmes annuels de niveaux d'eau non tidaux réalisées à partir des données du modèle de Massé et Villeneuve, 2013.</i>	85
<i>Figure 45 Changement des précipitations totales quotidiennes en automne (en %) entre la période de référence (1971-2000) et (a) l'horizon 2050, calculé à partir de l'ensemble des simulations MRC, et les horizons (b) 2050 et (c) 2090, calculés à partir de l'ensemble des simulations MCG. La colonne du centre représente la médiane du changement, tandis que les premières et dernières colonnes représentent les 10ièmes et 90ièmes percentiles, respectivement. D'après Logan et al., 2011.</i>	87

Liste des tableaux

<i>Tableau 1 : Équipe de travail du projet sur l'étude du régime des tempêtes.</i>	<i>15</i>
<i>Tableau 2: Modèles employés dans ce projet et abréviations représentant les simulations dans le rapport.</i>	<i>19</i>
<i>Tableau 3 : Niveaux moyen, minimum et maximum modélisés de 1979 à 2011 par (Massé et Villeneuve 2013) aux stations du Nunavik et dates correspondant aux surcotes les plus fortes.</i>	<i>71</i>

Sommaire exécutif

La présente étude s'inscrit dans le cadre d'un projet du Ministère des Transports du Québec (MTQ) dont l'objectif principal est d'évaluer l'impact des changements climatiques sur les infrastructures maritimes de sept villages du Nunavik, dans le Nord du Québec. Six de ces villages ayant une façade maritime dans la baie et le détroit d'Hudson sont visés par la présente étude, soit : Umiujaq, Puvirnituk, Akulivik, Ivujivik, Kangisujuaq et Quaqtaq. L'étude porte sur le régime des tempêtes dans toute la région entourant les villages mentionnés, ce qui inclut toute la baie d'Hudson, la baie James, le détroit d'Hudson, le bassin de Foxe, la baie d'Ungava et la mer du Labrador. La zone d'étude inclut également toute la région couverte par le Nunavik, le Nord du Québec et le Labrador.

L'étude a pour objectif principal d'évaluer l'impact des changements climatiques en établissant des liens entre le régime des tempêtes et les processus océaniques pouvant affecter les infrastructures maritimes des villages ciblés par l'étude. L'analyse du régime des tempêtes vise surtout à identifier les causes de tout changement significatif au régime des tempêtes et à fournir un support à l'interprétation de modèles hydrodynamiques qui sont développés dans l'étude du MTQ. Ces modèles sont utilisés pour quantifier l'impact des changements climatiques sur les extrêmes de niveau d'eau ainsi que sur le régime des vagues et des glaces.

Un algorithme de suivi des trajectoires des tempêtes appelé « algorithme de Sinclair » a été utilisé pour identifier les systèmes dépressionnaires majeurs ayant circulé dans la zone d'étude entre -1961 et 2011, et pour caractériser les propriétés de ces tempêtes. L'algorithme de Sinclair peut être alimenté à partir des données de séries de ré-analyses et de modèles climatiques aussi bien globaux que régionaux. Il utilise plusieurs variables atmosphériques comme le géopotentiel en surface, le vent à 500 hPa et la topographie pour reconstituer la trajectoire et pour localiser le centre tourbillonnaire de chaque tempête. De plus, il permet de déterminer la vitesse et la direction de déplacement du système dépressionnaire en calculant les positions successives du centre cyclonique à chaque trois heures. On peut ainsi identifier les propriétés des tempêtes dans un vaste territoire à l'aide de plusieurs modèles et évaluer l'intensité de ces tempêtes, leur dimension ou leur étendue, leur durée, leur vitesse et leur direction de déplacement, les lieux de formation, de régénération ou de déclin, et plusieurs propriétés dynamiques associées comme les vents (vitesse et direction).

Les faits saillants et les résultats de l'étude du régime des tempêtes sont les suivants :

Les surcotes (niveaux plus élevés que la marée prévue) et les fortes vagues qui se développent dans la baie d'Hudson et les bassins attenants (détroit d'Hudson, baie James et baie d'Ungava) sont fortement liées à la présence de grandes dépressions atmosphériques ou de tempêtes extratropicales. L'étude a montré que le régime des tempêtes dans cette région est influencé par des processus atmosphériques de grande échelle spatiale (plusieurs milliers de km) mais aussi par des processus régionaux comme la présence ou l'absence de glaces de mer dans la baie d'Hudson. Enfin, l'étude montre que les changements climatiques auront un impact significatif sur le régime des tempêtes et par conséquent, sur les processus océaniques et côtiers qui en dépendent comme les vagues, les surcotes et décotes et le régime hydrique des bassins versants côtiers.

La baie d'Hudson, par sa grande dimension spatiale, sa localisation à la périphérie de la zone arctique et au sein de la masse continentale nord-américaine (i.e. mer quasi fermée) et par sa profondeur relativement faible, influence fortement le régime des tempêtes ou réagit de façon rapide et privilégiée aux influences atmosphériques. Trois périodes se distinguent au cours de l'année suivant les caractéristiques d'englacement ([Atlas climatique des glaces de mer, Eaux du Nord Canadien, 1981-2010](#)) et les gradients thermiques atmosphériques régionaux et/ou terre-océan, à savoir :

- Lorsque la zone d'étude est couverte de glace, de janvier à la mi-mai, il n'y a pas de contraste thermique notable entre les plans d'eau et les zones continentales avoisinantes.
- Durant la période de fonte des glaces (mai à juillet) et d'eau libre (août à début septembre) la température de la baie d'Hudson est plus froide que celle des zones continentales environnantes, la baie étant alors un puits de chaleur pour l'atmosphère. Cette différence de températures entre le plan d'eau et la zone terrestre agit sur les flux turbulents de chaleur et d'humidité et sur les gradients régionaux de température et d'humidité.
- De la fin d'été et à l'automne (septembre à décembre), cette différence de température entre la baie et le continent s'inverse et s'accroît, de sorte que la baie devient progressivement une source de chaleur pour l'atmosphère. Les flux de chaleur et d'humidité depuis la baie vers l'atmosphère s'intensifient, ce qui favorise la formation, la régénération et l'intensification des dépressions au-dessus de cette région. Cette période sans glace de mer ou de formation de glace de mer favorise une modification en profondeur des caractéristiques des dépressions atmosphériques qui circulent dans la région de la baie d'Hudson et du Nunavik, ainsi que leurs effets sur les processus océaniques.

Pendant l'été boréal, la zone barocline, qui correspond à la zone frontale (gradient de température séparant l'air froid de l'Arctique et l'air plus chaud de la zone tempérée plus méridionale), remonte vers le nord de la baie d'Hudson en direction des archipels canadiens. Par sa présence, cette zone barocline constitue également un facteur favorable à la cyclogénèse soit la formation de dépressions atmosphériques. La présence dans la zone d'étude de la zone barocline en été et en automne s'ajoute à l'intensification des flux de chaleur sensible et latente, et favorise la formation et l'intensification des dépressions qui circulent au-dessus de la baie d'Hudson. Quelques soient leur origine et leur trajectoire, la vitesse de déplacement des dépressions atmosphériques étant ralentie, leur temps de résidence dans cette zone s'accroît. Toutefois, la combinaison optimale pour former de fortes tempêtes qui se déplacent lentement au-dessus de la baie d'Hudson et du Nunavik est la période d'août à décembre, parce que la zone barocline se situe à sa position la plus nordique (en été) et que les conditions favorables au renforcement de flux de chaleur sensible sont à leur maximum (automne, lors des plus forts gradients thermiques océan-atmosphère dans cette région). Il y a donc une période de l'année pendant laquelle les tempêtes présentent des caractéristiques particulièrement favorables au développement de processus océaniques majeurs, comme de fortes vagues ou des surcotes de tempêtes. Par commodité, nous appelons cette période, qui s'étend d'août à décembre avec un maximum en octobre et novembre, la « saison de tempêtes ». Pendant cette saison, qui

correspond pratiquement à la période d'eau libre de glace (ou de présence d'une couverture de glace en formation mais non complète) dans la baie d'Hudson, les tempêtes peuvent développer des surcotes majeures et des vagues importantes.

En comparant la position de centres cycloniques des tempêtes avec les données disponibles sur les vagues de tempêtes, il est possible d'établir des liens systématiques entre la présence de fortes vagues approchant les sites côtiers du projet et le régime des tempêtes. Les vagues qui se développent dans la baie d'Hudson en direction des côtes du Nunavik sont causées par de forts vents du secteur ouest (NO à SO) engendrés par des tempêtes situées au nord et au centre de la baie d'Hudson et au-dessus du Nunavik. Dans le détroit d'Hudson, les vagues qui peuvent affecter l'infrastructure portuaire de Quaqtaq sont attribuables à de forts vents du secteur NO à N dans le détroit d'Hudson, lesquels sont généralement causés par des tempêtes dont le centre est situé dans la mer du Labrador. On peut donc distinguer deux régimes de vagues affectant les sites à l'étude, soit les vagues qui affectent la côte est de la baie d'Hudson et celles qui affectent le détroit d'Hudson et le secteur de Quaqtaq.

Les ondes de tempêtes qui causent les surcotes sont produites principalement par de forts vents persistants du secteur nord longeant la côte ouest de la baie d'Hudson ou des vents du nord affectant toute la baie d'Hudson dans son ensemble. Ces forts vents du nord sont causés soit par des dépressions atmosphériques situées dans le centre de la baie d'Hudson ou par des systèmes dépressionnaires situées au-dessus du Nunavik et du Labrador, et parfois, exceptionnellement, au-dessus de la mer du Labrador. Ces systèmes produisent des ondes de tempêtes dont la crête se propage d'abord vers la baie James et dans le sud de la baie d'Hudson puis remonte vers le nord en longeant la côte québécoise de la baie d'Hudson jusqu'à Ivujivik puis dans le détroit d'Hudson jusqu'à Quaqtaq. Durant son parcours en direction nord, la crête d'une onde de tempête s'atténue par frottement et par la dispersion causée par les vents, de sorte que l'intensité des surcotes et des décotes de tempêtes s'atténue généralement du sud vers le nord. Le taux d'atténuation est moindre lorsque le centre dépressionnaire quitte la baie d'Hudson en direction nord plutôt qu'en direction ouest, provoquant des vents du secteur sud-ouest affectant surtout les côtes situées entre Puvirnituq et Ivujivik.

Les changements climatiques auront un impact sur le régime des tempêtes dans la baie d'Hudson, en modifiant à la fois la position saisonnière et l'intensité de la zone barocline, mais également le régime de glace marine (diminution de la période d'englacement). Comme la présence de dépressions atmosphériques au-dessus de la baie d'Hudson est associée aux gradients thermiques terre-mer, la hausse des températures contribuera à allonger la saison d'eau libre de glace et à accentuer les différences thermiques terre-océan et prolongera la présence de la zone barocline dans la région de la baie d'Hudson. En utilisant l'algorithme de Sinclair et les données tirées de plusieurs modèles climatiques, on a comparé le nombre de trajectoires et de centres cycloniques présents (1961-2000) et futurs (2041-2070) dans la baie d'Hudson ainsi que la vitesse de déplacement de ces centres cycloniques dans ce secteur en climat passé et futur. Les résultats indiquent qu'en début d'hiver (décembre à février), le nombre de centres cycloniques augmentera de 15 à 20% en moyenne dans le futur par rapport au climat actuel. Cette augmentation est estimée à partir de huit simulations climatiques provenant de modèles globaux et régionaux. L'augmentation du nombre de trajectoires de tempêtes et de centre cycloniques s'accompagnera aussi d'une augmentation du temps de résidence de ces tempêtes au-dessus de la baie d'Hudson et du Nunavik

durant les mois de décembre et janvier, et d'une augmentation de la densité de centres cycloniques par trajectoire. Toutefois, aucun changement notable du nombre de centres cycloniques ou de leur temps de résidence n'a été observé dans la mer du Labrador.

Ces changements du régime des tempêtes se répercuteront sur les conditions hydrodynamiques dans la baie et le détroit d'Hudson. L'augmentation de la saison libre de glace d'environ un mois à l'automne aura pour conséquence d'allonger la saison de formation des vagues de surface, augmentant la quantité totale de vagues atteignant les côtes de la baie d'Hudson et du détroit d'Hudson dans le Nunavik. Près des côtes de la baie d'Hudson, il faut s'attendre à une augmentation de l'énergie des vagues pendant la saison d'eau libre, et particulièrement en fin d'automne, parce que les tempêtes seront plus nombreuses (plus de trajectoires) et plus persistantes dans la baie d'Hudson. À Quaqtaq, dans le détroit d'Hudson, les vagues sont produites par des tempêtes situées au-dessus de la mer du Labrador et les changements climatiques n'auront semble-t-il pas d'impact notable sur le régime des tempêtes. L'augmentation du nombre de vagues sera attribuable seulement à la saison libre de glace prolongée.

L'allongement de la période libre de glace due à la hausse des températures régionales aura aussi pour effet d'augmenter la fréquence des niveaux extrêmes sur l'ensemble des côtes québécoises de la baie d'Hudson, de la baie James et du détroit d'Hudson. Comme les surcotes et les fortes vagues atteignant les côtes de la baie d'Hudson sont le plus souvent causées par les mêmes événements de tempêtes, la présence simultanée de niveaux extrêmes et de fortes vagues sera plus fréquente. Les résultats d'un modèle d'ondes de tempêtes appliqué à la zone d'étude (Massé et Villeneuve, 2013) confirment une hausse générale de la fréquence des surcotes de tempêtes dans l'ensemble des villages étudiés en 2041-2070 et 2071-2100. Une hausse significative surtout en automne et en hiver des niveaux extrêmes à période de retour élevée est aussi notable. Les conclusions du modèle d'ondes de tempêtes, basées sur 3 simulations climatiques régionales, sont cohérentes avec les résultats de la présente étude sur les tempêtes.

Les modifications du régime des tempêtes et plus généralement, des caractéristiques des systèmes cycloniques, affecteront vraisemblablement les précipitations dans le Nord du Québec. Les dépressions atmosphériques qui circulent au-dessus de la baie d'Hudson et du Nunavik sont en effet responsables des quantités de précipitations tombant sur les bassins versants des rivières qui se jettent dans la baie. Les séries disponibles sur l'évolution des précipitations à partir d'un ensemble de simulations de modèles climatiques (globaux et régionaux) montrent qu'une augmentation des précipitations automnales est à prévoir au cours des décennies à venir (Logan *et al.*, 2011). Il est donc probable qu'une partie des surcotes de tempêtes soit aussi concomitante avec des pluies plus abondantes en automne. Ce constat suggère la possibilité que les surcotes automnales coïncident parfois avec des crues de rivières pouvant aggraver la hausse des niveaux d'eau dans les petits estuaires côtiers.

Le régime des tempêtes de la région de la baie d'Hudson est particulièrement sensible aux fluctuations des conditions régionales, et de grande échelle. Ceci en fait une région où la variabilité et le changement climatique ont et auront une influence plus marquée sur les zones côtières, qu'ailleurs en Amérique du Nord. Compte tenu des conditions inhérentes à cette région, dans laquelle l'englacement saisonnier répond rapidement et plus directement qu'ailleurs au comportement de l'atmosphère, toute fluctuation du

régime de tempêtes aura des conséquences sur les processus régionaux et locaux, même si ceux-ci peuvent être très variables d'un secteur à l'autre de la baie d'Hudson.

1. Introduction

La présente étude s'inscrit dans le cadre d'un projet intitulé : Impact des changements climatiques sur les infrastructures maritimes du Nunavik. Ce projet du Ministère des Transports du Québec (MTQ), amorcé en 2009, avait pour objectif principal d'évaluer l'impact des changements climatiques (CC) sur les infrastructures maritimes de sept villages du Nunavik et de proposer des solutions d'adaptation. Les villages directement visés par l'étude sont Umiujaq, Puvirnituq, Akulivik, Ivujivik, Kangiqsujaq, Quaqtaq et Kuujuaq (Figure 1).

Les principaux facteurs pouvant altérer l'intégrité ou la durée des infrastructures maritimes de cette région sont les niveaux d'eau extrêmes (surcotes de tempêtes), les vagues causées par les vents de tempêtes et les conditions de glaces (état des glaces, extension, mobilité et épaisseur, et durée de la saison de glace). Comme plusieurs de ces processus sont directement et indirectement liés au régime des tempêtes, une étude du régime des tempêtes passé et futur constitue une étape essentielle afin d'intégrer les tendances climatiques aux conditions hydrodynamiques pouvant affecter les infrastructures visées par le projet.

Le présent rapport décrit les objectifs généraux et spécifiques de cette étude des tempêtes, les méthodes utilisées, les résultats et leurs applications à la compréhension et à l'interprétation des impacts potentiels sur les infrastructures maritimes en liens avec les CC.

1.1. Objectif

L'objectif général de l'étude est de caractériser le régime des tempêtes dans la zone d'étude du projet (Figures 1 et 2) et d'identifier et décrire les liens entre ces tempêtes et les processus océanographiques qui peuvent affecter les infrastructures maritimes du Nunavik. Ce travail vise principalement à évaluer l'impact des changements climatiques sur le régime des tempêtes et les processus océanographiques qui en découlent.

Les objectifs spécifiques sont les suivants :

- 1) Caractériser le régime de tempêtes passé en utilisant les données de divers modèles atmosphériques (modèles de prévision d'Environnement Canada, produits de ré-analyses, et modèles climatiques régionaux ou globaux) à l'aide d'un algorithme de trajectoires de systèmes cycloniques;
- 2) Sélectionner les tempêtes dont les impacts sont potentiellement importants pour la zone d'intérêt (côtes de la baie et du détroit d'Hudson jouxtant le Nunavik, soit les côtes Est de la baie d'Hudson et la côte Sud du détroit d'Hudson, (Figure 1)), et analyser leurs caractéristiques spatio-temporelles afin de déterminer leurs interactions avec les principales variables hydrodynamiques qui affectent les infrastructures maritimes;
- 3) A l'aide d'ensembles de simulations climatiques basées sur des modèles climatiques globaux (MCG) et de modèles climatiques régionaux (MRC), évaluer les tendances futures liées au régime des tempêtes, et estimer leur impact potentiel sur les paramètres hydrodynamiques et climatiques qui peuvent affecter les infrastructures visées par le projet.



Figure 1: Carte du Nunavik.

1.2. Équipe de travail

L'équipe de travail comporte des chercheurs d'Ouranos et d'Environnement Canada. Les deux groupes ont collaboré au projet en se partageant les tâches selon le protocole suivant : les deux équipes ont contribué à améliorer et à documenter l'algorithme de détection des tempêtes (Sinclair, 1997) utilisé pour le suivi et l'analyse des trajectoires de tempêtes ainsi qu'à développer des programmes diagnostiques permettant d'analyser les variables dérivées, en terme de fréquence/occurrence, durée et vitesse de déplacement, provenance et direction, et intensité, et de cartographier et synthétiser ces variables. La mission d'Environnement Canada, dans ce projet, était principalement d'analyser les processus physiques observés afin d'expliquer les tendances climatiques concernant le régime des tempêtes, et leurs liens avec les caractéristiques de la glace de mer côtière. Ceci devait ultimement permettre d'améliorer nos connaissances sur les interactions entre les conditions climatiques, les régimes de tempêtes et les principales variables atmosphériques qui conditionnent la croissance et la fonte de la glace de mer, sa mobilité et sa stabilité, ainsi que les conditions océaniques qui affectent les côtes du

Nunavik. Environnement Canada a aussi fourni les données sur les vagues obtenues à l'aide d'un modèle hydrodynamique. L'équipe d'Ouranos avait pour objectif plus spécifique de faire le lien entre le régime des tempêtes et les processus océanographiques pouvant affecter les infrastructures côtières visées par le projet, principalement les vagues et les ondes de tempêtes. L'équipe d'Ouranos a aussi produit une grande partie du suivi de trajectoires de tempêtes et des représentations spatio-temporelles des propriétés des tempêtes.

Tableau 1 : Équipe de travail du projet sur l'étude du régime des tempêtes.

Chercheurs	Affiliation	Responsabilité
Jean-Pierre Savard	Ouranos	Direction de projet
Philippe Gachon	Environnement Canada	Analyse climatique et direction de projet
Corina Rosu	Ouranos	Tempêtes et liens avec les infrastructures côtières
Rabat Aider	Environnement Canada	Tempêtes et liens avec les conditions de glace
Philippe Martin	Environnement Canada	Intégration du résultat des analyses de tempêtes sous Arc GIS
Christian Saad	Environnement Canada	Analyse du climat de la baie d'Hudson
Denis Jacob	Environnement Canada	Modélisation des vagues

1.3. Zone d'étude

L'étude présentée dans le présent rapport comprend plusieurs volets portant sur les échelles spatiales très différentes. L'impact du régime des tempêtes est évalué près des villages côtiers illustrés à la figure 1. Ces villages sont situés sur les côtes du Nunavik jouxtant la baie d'Hudson et le détroit du même nom. Par contre, le suivi des trajectoires de tempêtes s'étend sur toute l'Amérique du Nord puisque ces systèmes ont des dimensions dépassant le millier de km et se déplacent sur des distances de plusieurs milliers de km. La zone définie par le cadre gris dans la figure 2 montre le domaine utilisé pour le suivi. Cette zone correspond à peu de chose près au domaine AMNO (pour Amérique du Nord) du modèle MRCC (Modèle régional du climat canadien) qui s'étend jusqu'au pourtour de la zone en gris. Enfin, les processus océaniques causés par les tempêtes comme les ondes de crue de tempêtes, les vagues et les conditions de glaces se développent à des échelles qui recouvrent l'ensemble des bassins océaniques entourant le Nunavik et circonscrit par le cadre rouge à la figure 2. Une partie de l'analyse des tempêtes porte également sur des processus qui s'étendent sur des distances supra-continentales. Ces processus sont liés à de très grands systèmes atmosphériques qui couvrent des dimensions spatiales largement supérieures à celles illustrées aux figures 1 et 2 et ils affectent la variabilité des régimes de temps dans la zone d'étude.

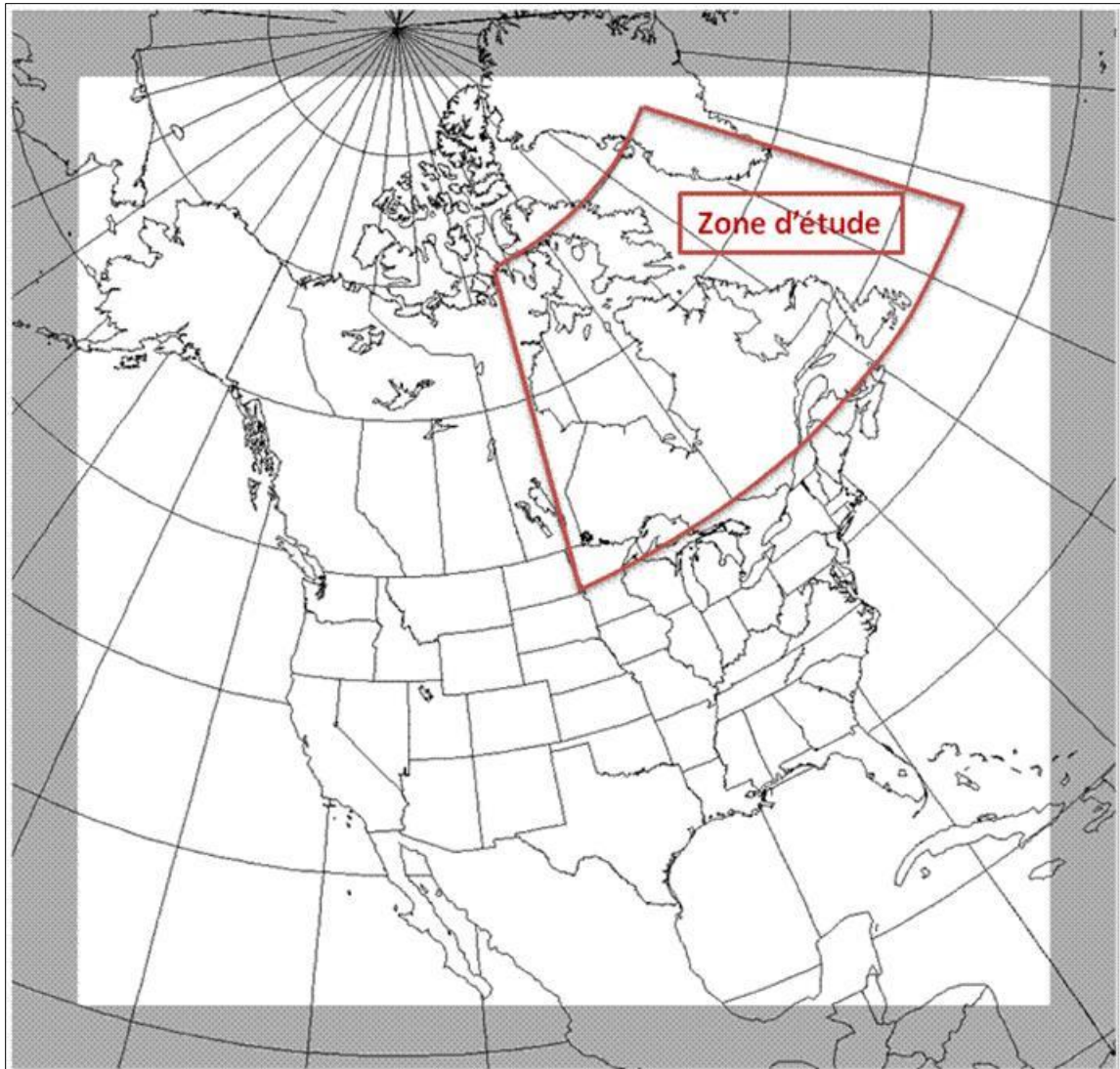


Figure 2: Domaine d'application de l'algorithme de calcul des trajectoires de tempêtes. Le cadre en blanc est un couvre une partie du domaine AMNO (Amérique du Nord) du modèle régional canadien du climat (MRCC). La zone en rouge couvre le territoire pour lequel des comparaisons entre le régime des tempêtes et l'hydrodynamique côtière ont été effectuées.

2. Méthodologie

La réalisation de l'étude des tempêtes comporte les cinq étapes méthodologiques suivantes :

- 1) Caractériser les tempêtes pouvant affecter les infrastructures côtières aux sept sites à l'étude (Figure 1);
- 2) Développer les algorithmes et les protocoles permettant de sélectionner les tempêtes majeures affectant la région à l'étude à l'aide de modèles météorologiques (modèle de prévision d'Environnement Canada), et de produits de ré-analyses afin de constituer un répertoire des tempêtes de 1961 à 2010 (période actuelle de référence);
- 3) Valider les résultats en comparant les tempêtes modélisées aux observations disponibles dans le Nunavik;
- 4) Appliquer les algorithmes et les protocoles validés à des modèles climatiques afin d'anticiper les changements dans les tempêtes futures (période 2041-2070) et d'évaluer l'impact des CC sur le régime des tempêtes et les risques pour les infrastructures;
- 5) Comparer les caractéristiques des tempêtes en climat passé (1961-2000) et futur (2041-70) avec les conditions de vagues et de niveaux d'eau simulées par des modèles océaniques dans la zone d'étude afin d'appuyer les conclusions de ces modèles concernant l'impact des CC sur le régime des vagues et la fréquence des extrêmes de niveaux d'eau.

2.1. Caractérisation des tempêtes

Les dommages aux infrastructures maritimes sont souvent associés au passage de tempêtes; la cause principale des dommages est l'arrivée de fortes vagues qui s'abattent sur l'infrastructure. D'autres éléments peuvent contribuer à accroître ces dommages, comme des niveaux d'eau anormalement élevés ou bas, des conditions de glaces particulières, l'angle d'attaque des vagues, la présence de débris flottants, etc. Les dommages se produisent souvent lors de conditions extrêmes, rares mais très intenses, résultant de la combinaison de plusieurs phénomènes (ex : fortes vagues et niveaux extrêmes causés par la superposition de marées de vives eaux et d'une onde de crue de tempête). Les dommages peuvent aussi prendre la forme d'un affaiblissement progressif de l'infrastructure aboutissant à une rupture. Bien que de telles ruptures puissent se produire en tout temps, elles ont aussi tendance à survenir lors de conditions extrêmes causées par des tempêtes.

Il est possible de modéliser la plupart des processus qui peuvent endommager les infrastructures maritimes à l'aide de modèles hydrodynamiques océaniques. Cependant, la modélisation de ces processus comporte un grand nombre de variables et une longue chaîne de causalité qui introduisent beaucoup d'incertitude. Une étude du régime des tempêtes en climat actuel et futur permet de conceptualiser de manière synthétique l'impact des CC sur la fréquence, l'intensité, la durée et les caractéristiques générales des tempêtes qui prévaudront au cours du 21^{ème} siècle. Les informations sur le régime des tempêtes permettent d'obtenir des réponses à plusieurs questions indispensables

pour interpréter correctement les résultats de modèles plus spécifiques ou plus ciblés portant sur les surcotes, les vagues et les conditions de glaces. De tels modèles sont aussi utilisés dans le cadre du projet du MTQ mentionné à la section 1.

Voici quelques-unes des questions mentionnées au paragraphe précédent :

- Quelles sont les caractéristiques (nombre, intensité, provenance, trajectoires, durée, etc.) des tempêtes pouvant affecter les côtes du Nunavik dans la zone d'étude?
- Est-ce que la fréquence, la durée et l'intensité de ces tempêtes seront modifiées par les CC dans la zone d'étude? Si tel est le cas, ces modifications seront-elles limitées à une partie ou l'intégralité de la zone d'étude et/ou durant certaines saisons?
- Quels sites maritimes sont susceptibles d'être affectés et de quelle manière?
- Les changements du régime des tempêtes sont-ils vraiment liés aux CC ou à la variabilité naturelle ?
- Quelle est l'incertitude sur ces estimations?
- S'il y a lieu, quelles sont les explications physiques des changements observés?
- Est-ce que des facteurs climatiques régionaux ou les téléconnexions à l'échelle globale sont reliés au comportement du régime des tempêtes (ex : Oscillation Nord Atlantique, Baffin-Island/West Atlantic, hausse des températures atmosphériques, durée de la saison de glace, etc.)?

Dans le cadre de la présente étude, l'analyse du régime des tempêtes s'appuie sur un algorithme de calcul des trajectoires de centres cycloniques développé par Sinclair (1994 et 1997). Cet algorithme, décrit brièvement à la section 2.2 ci-dessous, a été utilisé pour constituer un répertoire et une caractérisation des tempêtes qui ont circulé, se sont formées et/ou se sont comblées (c'est-à-dire ont terminé leur cycle de vie) dans la zone d'étude.

2.2. Trajectoires des tempêtes : l'algorithme de Sinclair

La méthode retenue consiste à identifier les tempêtes à l'aide d'un algorithme qui permet de déterminer la trajectoire de systèmes météorologiques. Cet algorithme, développé par Sinclair (1994 et 1997), calcule les positions successives du maximum(minimum) de tourbillons des systèmes cycloniques(anticycloniques) se formant dans le domaine d'étude. L'algorithme de Sinclair a été adapté par Rosu (2005) et Radojevic (2006) pour permettre son utilisation avec les modèles globaux du climat à des résolutions variables, d'autres améliorations ont aussi été effectuées dans le cadre du présent projet, le code source de l'algorithme a donc été amélioré et mieux documenté, et de nombreuses vérifications ont été ajoutées à celles déjà réalisées par les utilisateurs antérieurs.

L'algorithme de Sinclair utilise les données de sortie des modèles de circulation atmosphériques (ré-analyses, modèles de prévision et modèles climatiques). Les données d'intrants sont : les vents à 500-hPa, le géopotentiel à 1000-hPa, et l'orographie. Les centres dépressionnaires sont définis comme des maximums locaux de tourbillons cycloniques. L'algorithme de Sinclair permet également de reconstituer la dimension du système cyclonique et son intensité incluant la position du centre du cyclone ainsi que la vitesse et la direction de déplacement du centre tourbillonnaire.

Une description plus détaillée de l'algorithme de Sinclair est fournie à l'Annexe 1 du présent rapport. L'algorithme de Sinclair a été appliqué à diverses simulations numériques décrites au Tableau 1. Ce tableau indique les périodes de simulation, le type de modèle utilisé, l'identificateur ou membre de la simulation, le nom et la version du modèle utilisé comme conditions aux frontières pour les MRCs et une estimation approximative de la résolution horizontale de la grille. Des réanalyses et des analyses tirées de modèles météorologiques comme le modèle Global Environmental and Multiscale (GEM) d'Environnement Canada et North American Regional Re-analysis (NARR) (développées par NCEP) ont aussi été utilisées à des fins de validation de la méthode.

Tableau 2: Modèles employés dans ce projet et abréviations représentant les simulations dans le rapport.

Data	Nom	Version	Pilote	Période		Résolution native	Abréviation
				Passée	Future		
Modèle global	ECHAM5	membre 2	-	1961-2000	2041-2070	210 km	Echam5m2
		membre 3	-	1961-2000	2041-2070		Echam5m3
	CGCM3	membre 4	-	1961-2000	2041-2070	416 km	CGCM3m4
		membre 5	-	1961-2000	2041-2070		CGCM3m5
Ré-analyses ou Modèle de Prévision	ERA40		-	1961-2000		277 km	ERA40
	NCEP	NCAR	-	1961-2000			NCEP
	NARR		-	1979-2012		32 km	NARR
	GEM ⁶	régional et global	-	2007-2009		15 km / 100 km	GEM
Modèle régional	MRCC	MRC_V4.1.1	NCEP	1961-2000		45 km	MRCC-NCEP
		MRC_V4.2.3	ERA40	1961-2000			MRCC-ERA40
		MRC_V4.2.3	ECHAM5/ #2	1961-2000	2041-2070		MRCC-Echam5m2
		MRC_V4.2.3	ECHAM5/ #3	1961-2000	2041-2070		MRCC-Echam5m3
		MRC_V4.2.3	MCCG3 / #4	1961-2000	2041-2070		MRCC-CGCM3m4
		MRC_V4.2.3	MCCG3 / #5	1961-2000	2041-2070		MRCC-CGCM3m5

ECHAM5 : European Centre Hamburg Model (Jungclaus *et al.*, 2006)

CGCM3 : Canadian Global Climate Model (Scinocca *et al.*, 2008; Flato *et al.*, 2000; 2001)

ERA40 : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts - 40 (Uppala *et al.*, 2005)

NCEP : National Centers for Environmental Prediction (Kalnay *et al.*, 1996)

NARR : North American Regional Reanalysis (Mesinger *et al.*, 2006)

GEM : Global Environmental Multiscale Model (Côté *et al.*, 1998)

MRCC : Modèle Régional Canadien du Climat (Music et Caya, 2007; de Élia et Côté, 2010; Paquin, 2010)

La figure 2 illustre le domaine commun sur lequel les trajectoires de tempêtes ont été calculées. Le domaine couvre l'ensemble de l'Amérique du Nord parce que les tempêtes qui circulent dans la région du Nunavik se forment souvent très loin de la zone d'étude, soit depuis le Pacifique, le Midwest Américain ou le Golfe du Mexique. Toutes les données d'intrants sont transposées ou interpolées sur une grille commune de 100 x 100 km de résolution horizontale, afin d'uniformiser les calculs provenant des diverses sources (Tableau 1). Chaque source de données utilise une résolution horizontale différente selon qu'il s'agit de ré-analyses, de modèles de prévision, ou de modèles climatiques globaux ou régionaux. Divers tests concernant le processus d'interpolation ont été réalisés afin d'optimiser la détection des systèmes les plus intenses. (Annexe 1). Les procédures d'interpolation ont été testées en fonction des séquences de calcul originalement développées dans l'algorithme de Sinclair. Ainsi, le tourbillon peut être calculé directement à partir des données de géopotentiel en surface sur la grille native avant interpolation, ou il peut être calculé après interpolation sur la grille à 100 km de résolution. Comme le géopotentiel en surface est un champ assez bruyant selon le type d'orographie, ces tests ont révélé de nombreuses différences quant à la distribution du champ complet du tourbillon dans le domaine d'étude. Cependant, comme l'algorithme de Sinclair utilise deux niveaux de filtration des données, filtre de Cressman à 800 km et interpolation bi-cubique sur les valeurs du premier filtre, les différences résultant de l'interpolation du tourbillon ou du géopotentiel de la grille native à la grille utilisée par l'algorithme sont gommées ou lissées.

Les résultats des calculs de trajectoires ont été validés en comparant les résultats produits par l'algorithme de détection des tempêtes en utilisant 1) les ré-analyses (NCEP/NCAR et NEP/DOE¹, ERA40, et NARR) et les analyses (ou prévisions) globale et régionale du modèle de prévision GEM (Côté *et al.*, 1998), et 2) des simulations des modèles climatiques globaux et régionaux (Tableau 2). Les validations et comparaisons ont concerné les variables comme le champ de pression atmosphérique en surface, les vents et les déplacements du creux barométrique et les centres des systèmes cycloniques étudiés. Les données ont été regroupées pour former un répertoire des tempêtes ayant circulées dans la zone d'étude. Différents travaux ont été effectués par l'équipe d'Environnement Canada et Ouranos.

Les objectifs poursuivis par Environnement Canada étaient d'analyser les trajectoires de tempêtes et leur liens avec :

- 1) La variabilité de la circulation atmosphérique à grande échelle soit les processus d'oscillations climatiques (atmosphère-océan) ou les téléconnexions (ex. Oscillation El-Niño, Oscillation Arctique ou le North Atlantic Oscillation (NAO), le Baffin Island/West Atlantic (BWA), etc.) qui contrôlent le régime des tempêtes ou l'activité cyclonique dans le secteur de la baie d'Hudson
- 2) La variabilité des conditions régionales de surface incluant la fluctuation des conditions de surface de la mer, comme les températures de surface et la glace marine;

¹ NCEP/DOE est la seconde version des ré-analyses produites par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), i.e. NCEP/NCAR, National Centers for Environmental Prediction/National Centre for Atmospheric Research; (Kalnay *et al.*, 1996; Kistler *et al.*, 2001). Plus d'observations sont utilisées, les erreurs d'assimilation sont corrigées. La couverture temporelle de NCEP/NCAR s'étend de 1948 to 2010 et celle des ré-analyses NCEP/DOE, de 1979-2010. Pour plus de détail au sujet des deux ré-analyses NCEP, voir : <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/reanalysis/>

- 3) Le climat régional dans son ensemble dans la région de la baie et du détroit d'Hudson et, finalement d'établir les liens entre les tempêtes et les fluctuations des variables atmosphériques de surface (i.e. vents, températures, et précipitation) y compris les extrêmes de ces variables.

Le but de ces analyses était de procéder à une analyse physique des processus observés ou d'identifier les processus physiques naturels responsables des changements dans le régime de tempête dans la région d'intérêt, et notamment de déterminer parmi les caractéristiques des tempêtes quelles sont celles qui étaient le plus affectées par les variations des paramètres de grande échelle et d'échelle régionale. Ceci a été réalisé afin de distinguer ce qui relève des CC et ce qui devrait être interprété comme faisant partie de la variabilité climatique naturelle. L'équipe d'Environnement Canada a également développé un système d'intégration des résultats d'analyse des tempêtes sous ArcGIS permettant ainsi de cartographier et d'analyser la climatologie des tempêtes et des anomalies (écart à la climatologie de référence) sur l'ensemble de la région d'intérêt.

L'équipe d'Ouranos avait surtout pour mission de comparer les paramètres issus de l'analyse de trajectoires des tempêtes aux processus océaniques comme les vagues et les ondes de tempêtes et d'évaluer les liens entre ces processus et le climat régional (conditions actuelles et futures) dans la région d'étude, et en déduire ou faciliter l'identification ou la prise en compte des impacts potentiels liés aux CC pour les infrastructures maritimes.

Les deux groupes ont obtenus des résultats complémentaires ou analogues ce qui a consolidé l'interprétation. Ce travail conjoint a aussi permis de développer des modes de représentation plus complets des variables étudiées. Enfin, les deux équipes de travail ont mis sur pied une variété de méthodes permettant de calculer des paramètres statistiques ou dérivées des données de l'analyse des trajectoires, comme des calculs de densité de centres cycloniques, de densité de trajectoires, de vitesse de déplacement des centres cycloniques ou de persistance et/ou de durée des systèmes cycloniques. Ces derniers paramètres se sont avérés parmi les variables les plus pertinentes à prendre en compte, notamment compte tenu de leurs liens significatifs avec les fluctuations des paramètres de grande échelle ou d'échelle régionale, notamment vis-à-vis de la fréquence, de la durée et de l'intensité des vents, des vagues et des ondes de tempêtes.

Le détail des résultats d'analyse est présenté dans la section 4. Mais avant de passer à la présentation des résultats de l'étude et à la discussion, la section 3 ci-dessous fournit un rappel des notions générales qui sont utilisées dans cette étude concernant la genèse et les propriétés des tempêtes en Amérique du Nord.

2.3. Le régime des tempêtes dans l'est de l'Amérique du Nord

Cette section est un court rappel des notions générales concernant la genèse et le développement des systèmes cycloniques extratropicaux au-dessus de l'Amérique du Nord et dans la zone d'étude. Un cyclone ou dépression extratropicale, parfois nommé cyclone des latitudes moyennes, est un système météorologique d'échelle synoptique (dimension de quelques centaines à quelques milliers de kilomètres) qui se forme entre les régions tropicales et polaires, et caractérisé par un centre de basse pression et d'un

maximum de tourbillon (par rapport à son voisinage), autour duquel la circulation d'air est cyclonique dans l'hémisphère Nord (circulation antihoraire). Un cyclone de latitude moyenne est toujours associé à des fronts (Figure 3), soit une zone de gradients horizontaux de la température et du point de rosée, que l'on nomme aussi « zone barocline » (<http://comprendre.meteofrance.com>) (Figure 3).

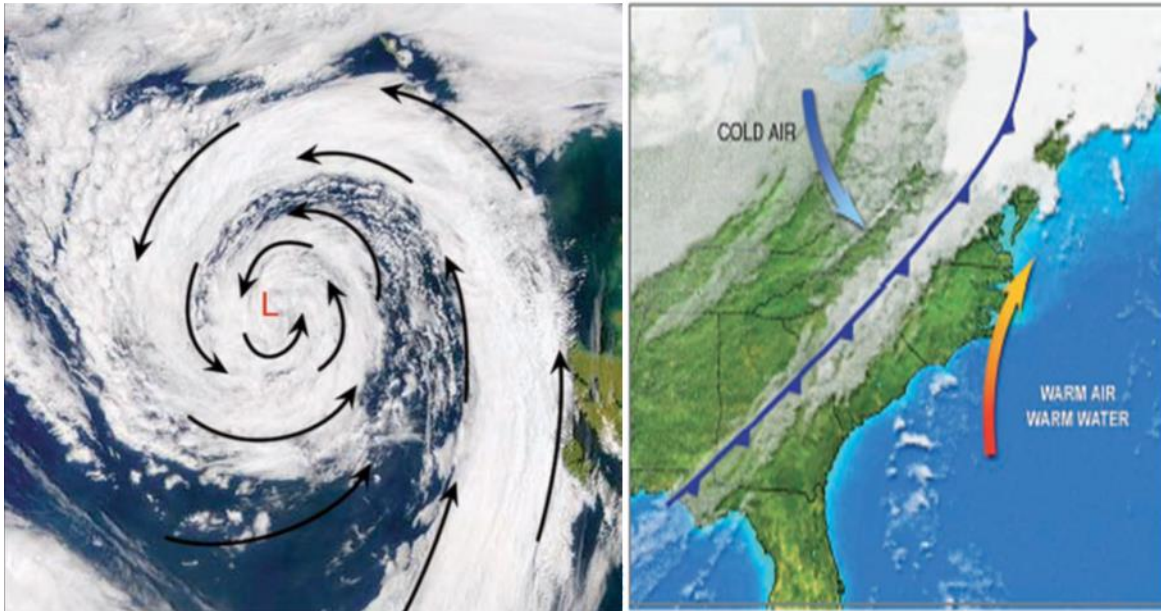


Figure 3: Des images satellites qui représentent a) un cyclone extratropical. La lettre L (pour Low) indique son centre, qui correspond à peu près à la zone où la pression atmosphérique est la plus basse, et les flèches indiquent la circulation atmosphérique, b) un front froid associé à un système dépressionnaire. Les flèches de couleurs bleue et rouge indiquent l'écoulement d'air froid et chaud respectivement, de part et d'autre du front (Source : Ahrens, 2009).

Ce sont essentiellement ces systèmes de dépression qui font l'objet de la présente étude. Une dépression extratropicale se forme, se déplace, s'intensifie ou se dissipe en fonction des facteurs atmosphériques et des conditions de surface suivants :

- La circulation atmosphérique en altitude ou influence dynamique: Le déplacement de zones de basse et de haute pression (creux et crête, respectivement) en altitude (ex. de 500 à 200 hPa soit environ de 5-km jusqu'à 10-km d'altitude) provoque des effets « dynamiques ou de transfert de momentum » en favorisant les zones de convergence ou de divergence et d'advection de tourbillon positive/négative (i.e. mécanisme de transport de quantité de mouvement) dans la troposphère (zone de l'atmosphère située environ entre la surface et environ 10-12 km d'altitude). Ces facteurs dynamiques influencent la chute/hausse de pression et l'accroissement et la diminution du tourbillon près de la surface (Figure 4).

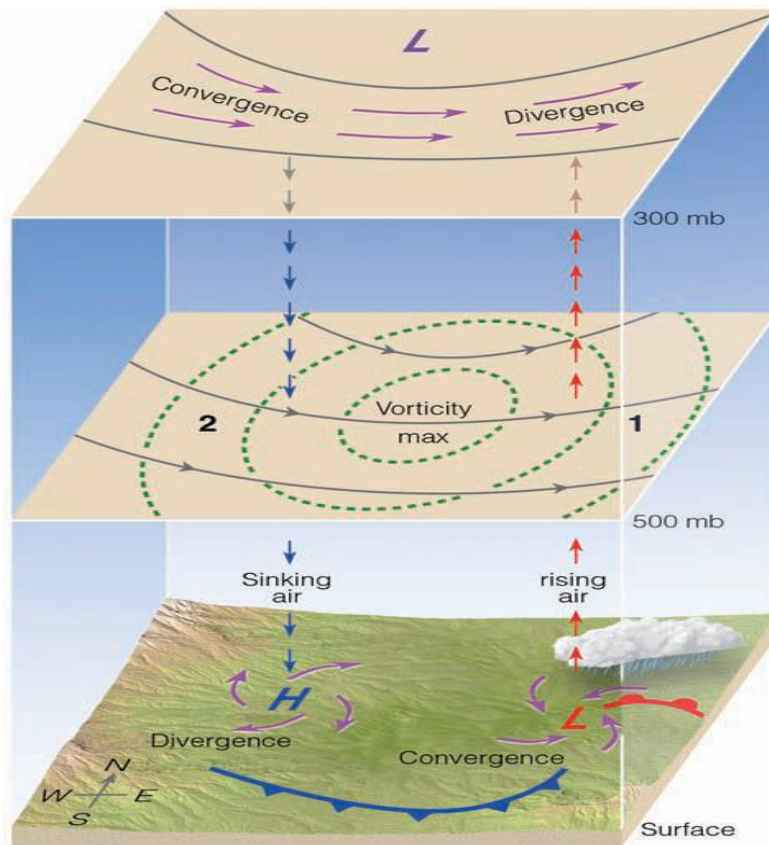


Figure 4: Schéma illustrant l'influence de la circulation atmosphérique en altitude sur le centre cyclonique près de la surface (Source : Ahrens, 2009).

- Effet thermique du transport de chaleur/froid ou d'advection horizontale de température et d'humidité: Les transports de chaleur/froid et d'humidité à différents niveaux dans l'atmosphère influencent directement la position du centre cyclonique (occurrence, intensité et déplacement, cf. Figure 5).

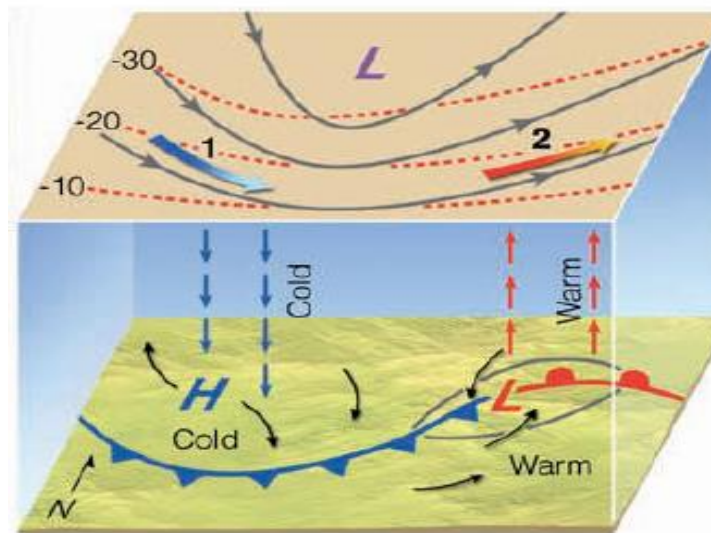


Figure 5: Schéma illustrant l'effet de l'apport de chaleur sur un centre cyclonique. Les flèches de couleurs bleue et rouge indiquent respectivement une advection froide et chaude de température en altitude (Source : Ahrens, 2009).

- Effet diabatique ou dû aux échanges de chaleur et d'humidité entre la surface et l'atmosphère (via la turbulence verticale et les flux de chaleur sensible et latente) : les échanges de chaleur et d'humidité entre la surface terrestre (ex. au-dessus de l'océan libre de glace) et l'atmosphère modifient directement le champ de pression dans la zone concernée et indirectement les advections de températures et de tourbillons près de la surface (et donc indirectement aussi la pression dans la couche d'air concernée). Le dégagement de chaleur latente dans l'atmosphère, dû à la condensation de la vapeur d'eau, favorise la convection (c.à.d. le déplacement du fluide plus chaud et moins dense que son environnement vers le haut), le mouvement vertical ascendant et la formation nuageuse (et le phénomène de précipitation), et donc le champ de pression près de la surface.

Les facteurs dynamiques mentionnés ci-dessus (et leurs influences sur la formation des cyclones extratropicaux) sont déterminés par les configurations de la circulation atmosphérique (forme des creux/crêtes en altitude, amplitude et phase de ceux/celles-ci), et notamment la circulation à grande échelle ou à l'échelle hémisphérique. Ces configurations possèdent des modes de variabilité à l'échelle quotidienne, mensuelle, saisonnière voire décennale. Certains patrons ou caractéristiques spatiales et temporelles de ces modes de variabilité dans l'atmosphère, appelés oscillations atmosphériques ou téléconnexions (cf. Annexe 2), influencent les anomalies de températures, de précipitation et de régime de temps près de la surface, en d'autres termes déterminent une partie des caractéristiques des tempêtes extratropicales.

Ils seront traités dans la suite selon leurs effets sur les caractéristiques des tempêtes dans la baie d'Hudson à la section 4.5. Les liens entre les conditions atmosphériques de grande échelle, les téléconnexions, et les conditions météorologiques/climatiques et océaniques régionales seront également analysés, sachant que ces liens peuvent influencer les anomalies de température de l'air près de la surface et donc les conditions d'englacement dans la baie d'Hudson. Les effets sur les caractéristiques des tempêtes dus aux échanges régionaux de chaleur et d'humidité entre la surface et l'atmosphère, soit dans notre cas l'effet des conditions de surface océanique dans la baie d'Hudson (état de l'englacement et températures de surface), seront également analysés dans la section 4.5

2.4. Trajectoires et propriétés des systèmes cycloniques dans la zone d'étude

La figure 6 illustre de manière schématique un système dépressionnaire qui se déplace vers la zone d'étude. Cette figure est produite à partir des données provenant du modèle météorologique GEM, d'Environnement Canada et les calculs de trajectoire ont été réalisés en appliquant l'algorithme de Sinclair. La figure 6 comprend quatre panneaux dont trois illustrent la forme et la position du système dépressionnaire à différents moments de sa trajectoire.

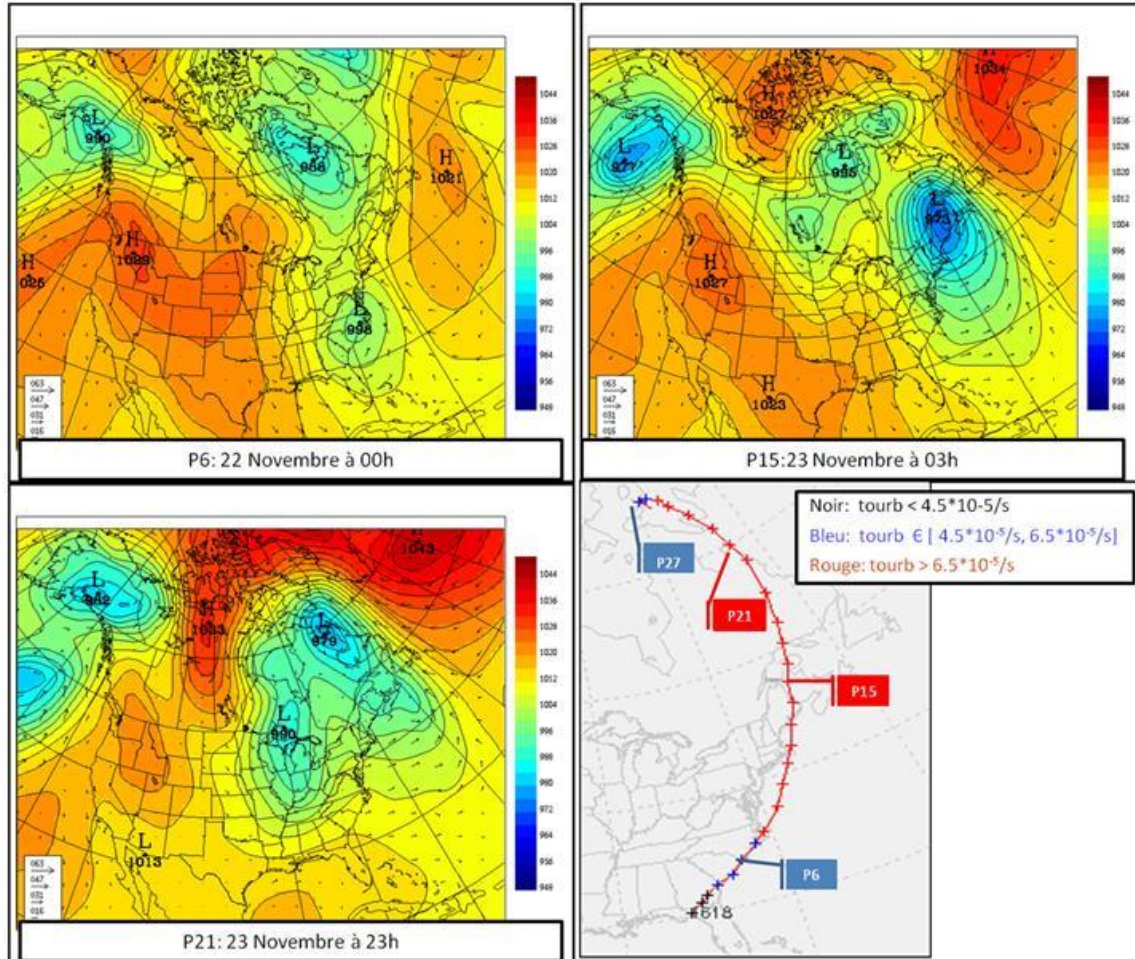


Figure 6: Représentation schématique de la trajectoire et des caractéristiques d'un système dépressionnaire en novembre 2006. Les isobares (lignes d'égale pression atmosphérique) sont à 8 hPa d'intervalle. Les points de la trajectoire du panneau inférieur droit représentent la position du centre cyclonique à intervalles de 3 h.

Le quatrième panneau de la figure 6, situé à droite, en bas, montre la trajectoire du centre de la dépression atmosphérique depuis sa formation près de la Louisiane jusqu'à sa disparition et son comblement dans l'île de Baffin. Chaque croix le long de cette trajectoire indique la position du centre dépressionnaire à intervalles de trois heures. Les couleurs (bleu, rouge et noir) de la trajectoire correspondent à différentes plages de valeurs de l'intensité du tourbillon près de la surface. L'intensité du tourbillon est un bon indicateur de l'intensité de la dépression. De manière générale, plus l'intensité est élevée, plus les vents près de la surface sont forts. Dans l'algorithme de Sinclair, on ne retient que les tempêtes dont l'intensité du tourbillon est supérieure à $2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, afin de ne sélectionner que les tempêtes dont l'intensité aura un effet significatif sur les vents et les vagues au-dessus des zones maritimes.

La figure 6 montre que la pression atmosphérique du centre dépressionnaire à différents moments de sa trajectoire, passe de 998 hPa au point P6 à 973 hPa au point P15 et finalement, à 979 hPa au point P21. En règle générale, plus la pression atmosphérique

est basse dans le centre dépressionnaire, plus la dépression est intense et plus les vents sont forts dans la zone de tempête. Cependant, comme le montre la figure 6, les vents peuvent varier beaucoup en intensité à l'intérieur du même système dépressionnaire, et l'intensité des vents dépend de la différence (gradient) de pression dans l'horizontal entre deux isobares moyennes

La vitesse du vent est inversement proportionnelle à la distance entre deux isobares ou aux gradients de pression. Plus les isobares sont rapprochées (ou le gradient de pression est élevé), plus les vents sont forts. Le panneau P21 de la figure 6 montre que les isobares sont très rapprochées à l'est et au nord du centre dépressionnaire parce que la dépression atmosphérique se rapproche d'un anticyclone intense (1043 hPa) situé au sud-est du Groenland, et donc le gradient de pression augmente dans ces secteurs. Sur une distance assez courte, la pression atmosphérique passe donc de 979 à 1043 hPa, soit un gradient de pression très marqué de 64 hPa sur une distance de l'ordre de 1000 km. Ce gradient de pression produit de forts vents du sud-est dans la mer du Labrador en direction du détroit d'Hudson. Par contre, du côté ouest du centre dépressionnaire, le gradient de pression atmosphérique est beaucoup plus faible et la vitesse des vents diminue au-dessus de la baie d'Hudson. Cette distribution du champ de pression atmosphérique près de la surface montre donc que la force des vents peut varier de beaucoup à l'intérieur d'un même système dépressionnaire et d'un système à l'autre.

Quelques exemples de systèmes dépressionnaires, comme ceux présentés à la figure 6, ont d'abord été utilisés pour vérifier et valider l'algorithme de Sinclair et pour comparer les modèles les uns aux autres (cf. Annexe 1). Par exemple, la figure 6 montre que l'algorithme de Sinclair détecte la trajectoire et calcule correctement la position du centre tourbillonnaire de la tempête, qui correspond approximativement au minimum de pression atmosphérique. La trajectoire présentée à la figure 6 a été calculée à partir des données du modèle GEM-Global d'Environnement Canada. Les données de ce modèle et celles des réanalyses NARR ont été utilisées pour tester l'algorithme de Sinclair parce que les deux sont sur des grilles de résolutions respectives de 100 et 32 km. Ces modèles sont aussi utilisés parce que des données récentes sont disponibles (1979-2012 pour NARR et 2007-09 pour GEM). Par la suite, des comparaisons entre des réanalyses à maillage de grille plus grossier, comme NCEP et ERA-40 (cf. tableau 2) ont aussi été effectuées afin de vérifier si l'algorithme est très sensible au choix des modèles (résolution spatiale, intervalle de temps des données, modes de transposition et d'interpolation utilisés, etc.).

Pour représenter spatialement les paramètres disponibles, comme le nombre de trajectoires et de centres cycloniques par unité de surface et de temps, on a choisi de circonscrire des surfaces délimitées (généralement des cercles de 100 km de rayon) pendant certaines périodes de temps (30 ou 40 ans). Ces cercles de 100 km de rayon sont distribués sur la surface étudiée de manière à éliminer les zones non couvertes tout en minimisant les zones de recouvrement. Chaque fois qu'un centre cyclonique est présent dans ce cercle (intervalle de 3 heures), il est compté, même si plusieurs centres appartiennent à un même système dépressionnaire. On obtient ainsi le nombre total de centres dépressionnaires ayant été comptés durant la période de simulations et on divise ensuite par le nombre d'années de simulation pour normaliser le résultat. La valeur obtenue pour chaque cercle, que nous appelons ici la « densité » de centres cycloniques, peut être représentée spatialement à l'aide de courbes de contour. On

obtient ainsi une distribution spatiale de la densité moyenne de centres cycloniques dans toute la zone modélisée (cette moyenne calculée sur la période de simulation est aussi appelée 'climatologie'). Notons que cette méthode peut être appliquée pour calculer des moyennes annuelles, saisonnières ou mensuelles. Elle peut aussi être utilisée pour représenter la distribution de centiles particuliers de la variable concernée.

La même méthode est utilisée pour calculer la densité des trajectoires de tempêtes, sauf qu'une trajectoire traversant le cercle de 100 km de rayon n'est comptée qu'une seule fois, peu importe la durée de présence de cette trajectoire dans le cercle. On a aussi calculé le nombre de trajectoires sur des cercles de plus de 333 km de rayon (3°) parce que la zone d'influence d'une tempête synoptique, localisée chaque 3 heures par la position de son centre cyclonique, est beaucoup plus étendue que l'aire (d'environ 31 400 km²) couverte par un cercle de 100 km (cf. Figure 6), et que l'on étudie des tempêtes synoptiques qui sont des systèmes de plusieurs milliers de km de diamètre (plus de 1000 km en général) ou d'étendue. Il est important de se rappeler que la densité de trajectoires de centres cycloniques dépend de la surface du cercle de référence choisi, et de la période sélectionnée pour calculer la moyenne (mois, année, saison).

La même méthode est aussi utilisée pour déterminer la distribution spatiale de la vitesse moyenne des systèmes dépressionnaires, en utilisant la distance parcourue par chaque centre cyclonique le long de la trajectoire, soit les positions successives de ces centres pour une même trajectoire. Il en va de même pour la fréquence moyenne du tourbillon, la pression atmosphérique, etc. Toutes ces valeurs ont été calculées et représentées spatialement en utilisant les modèles et simulations identifiés au Tableau 2. Les variables pertinentes pour le présent projet sont présentées et discutées dans la section qui suit.

3. Résultats et discussion

Les résultats du suivi des trajectoires de tempêtes à l'aide de l'algorithme de Sinclair et l'analyse climatique du régime des tempêtes réalisée à partir de ces résultats et ceux d'études antérieures sont présentés ci-dessous. On discute d'abord de la répartition spatiale des propriétés des tempêtes et de l'impact des CC sur cette distribution spatiale. La distribution temporelle saisonnière des tempêtes et l'effet des CC sur cette distribution sont ensuite abordés.

Enfin, une discussion sur la variabilité temporelle du régime des tempêtes et de ses liens avec les téléconnexions ainsi que les effets locaux permettra de mieux distinguer la variabilité naturelle et celle induite par les changements climatiques futurs projetés par les modèles climatiques

3.1. Distribution spatiale des propriétés des tempêtes dans le climat actuel

Les figures 7 à 12 présentent certaines de ces distributions spatiales des propriétés ou paramètres calculés à partir de diverses séries de ré-analyses (NCEP et ERA-40), et des simulations climatiques issues des modèles globaux comme CGCM3 et ECHAM5 (Tableau 2). Dans la majorité des cas, la période de simulation s'étend sur 40 ans, soit de 1961 à 2000.

La figure 7 illustre la distribution spatiale de la moyenne annuelle des trajectoires de tempêtes (ou densité de trajectoires par unité de surface de $31\,400\text{ km}^2$, i.e. à partir d'un cercle de 100 km de rayon), calculée entre 1961 et 2000 à l'aide de deux ré-analyses et quatre simulations climatiques de modèles climatiques globaux. Les trajectoires ne sont comptées qu'une seule fois lorsqu'elles coupent une région circonscrite par un cercle de 100 km de rayon choisie comme surface de référence. La figure 7 représente la distribution spatiale de ces valeurs exprimées sous forme de moyennes annuelles. La densité de trajectoires dans la baie d'Hudson se situe entre 6 à 11 trajectoires par année par unité de surface ($31\,400\text{ km}^2$) selon les ré-analyses et les modèles climatiques utilisés, ceci s'étendant sur des régions parfois assez vastes depuis les Grands Lacs. Par comparaison, la densité de trajectoires est généralement plus élevée dans la région du Golfe du Saint-Laurent et au large de Terre-Neuve jusqu'au sud du Groenland et de la mer du Labrador (entre 13 et 18 trajectoires par année). Ceci dit, la densité de trajectoires est globalement plus élevée le long des zones côtières océaniques ou au-dessus des étendues d'eau continentale importantes (ex. Grands Lacs) qu'au-dessus des zones continentales. Par exemple, la densité de trajectoires est nettement plus faible au centre du Québec nordique que dans les zones marines situées à l'est (mer du Labrador) ou à l'ouest (baie d'Hudson). La quasi-totalité du Nunavut et l'archipel arctique présentent donc une densité très faible de trajectoires (moins de 6 trajectoires par année).

La figure 8 montre la répartition spatiale moyenne de la densité de trajectoires de tempêtes calculée sur une base mensuelle pour les périodes de juin à août (période fonte de la glace marine) et de novembre à janvier (période de formation de la glace marine) pour la période climatologique de 1981-2010, à partir des séries de ré-analyses NARR. On utilise ici ces ré-analyses, car celles-ci sont utilisées comme base de référence pour comparer l'ensemble des autres produits (ré-analyses NCEP et ERA-40 et les modèles climatiques globaux et régionaux, cf. Tableau 2). De plus, les ré-analyses NARR ont également été utilisées comme données d'entrée pour le modèle hydrodynamique de marée et d'ondes de tempêtes de Massé et Villeneuve (2013) dont

les résultats sont présentés dans la suite. Comme le suggère la figure 8, un maximum de densité de tempêtes est présent en été et en automne dans la région de la baie d'Hudson, ce qui indique que ce maximum n'est pas seulement un effet très localisé mais une caractéristique générale de la région. Ces maximums de densité augmentent en automne par rapport à l'été. Par contre, plusieurs maxima visibles sur la figure 7 au-dessus des Rocheuses ou dans la mer de Baffin sont atténués sur la figure 8 (i.e. l'intégralité de la baie de Baffin n'est pas incluse dans la Figure 8). Ces maxima sont causés par la présence de dépressions très locales et de courte durée de vie qui se produisent à cause du relief des Rocheuses ou de la présence d'effets locaux variablement résolus d'un modèle à l'autre (i.e. les ré-analyses versus les modèles climatiques globaux). Toutefois, les dépressions qui se forment à l'Est des Rocheuses en automne et en hiver sont visibles dans la Figure 8 et font partie plus généralement d'un secteur de maximum de densité qui se propagent ensuite vers l'est (depuis les Rocheuses canadiennes) et le nord-est (depuis la région des « Colorado lows »). Celles-ci peuvent se déplacer jusque dans la région de la baie d'Hudson, via les Grands Lacs, ou la vallée du Saint-Laurent, selon leur provenance d'origine, et donc affecter la région d'intérêt de la présente étude.

La figure 9 illustre la distribution spatiale de la densité de centres cycloniques calculés sur un cercle de 100 km de rayon, à partir des réanalyses NCEP et ERA40 et des deux modèles climatiques globaux ECHAM5 et CGCM3. Plusieurs centres cycloniques peuvent être comptés pour une même trajectoire dans le cercle de 100 km de rayon; ce nombre dépend de la vitesse de déplacement du cyclone ou de la densité de centres cycloniques par trajectoire. Un maximum très marqué se situant entre 18 et 30 centres cycloniques par année apparaît dans la baie d'Hudson. En comparaison, le maximum calculé pour les zones continentales avoisinantes se situe entre 6 et 10. La densité de centres cycloniques comporte donc un maximum prononcé dans la baie d'Hudson alors que la densité de trajectoires de tempêtes (figure 7) ne comporte pas de maximum aussi défini. Cette apparente contradiction s'explique par le fait que la densité de centres cycloniques par trajectoire de tempête est plus élevée dans la baie d'Hudson (figure 10 pour les mois de décembre et de juillet seulement) que partout ailleurs dans l'est de l'Amérique du Nord et de l'Atlantique du Nord-Ouest. Ceci suggère que la régénération locale ou le redéveloppement des systèmes dépressionnaires est plus fréquent dans la baie d'Hudson qu'ailleurs, et que la vitesse de déplacement des tempêtes y est plus lente que dans la région du Golfe du Saint-Laurent et de Terre-Neuve.

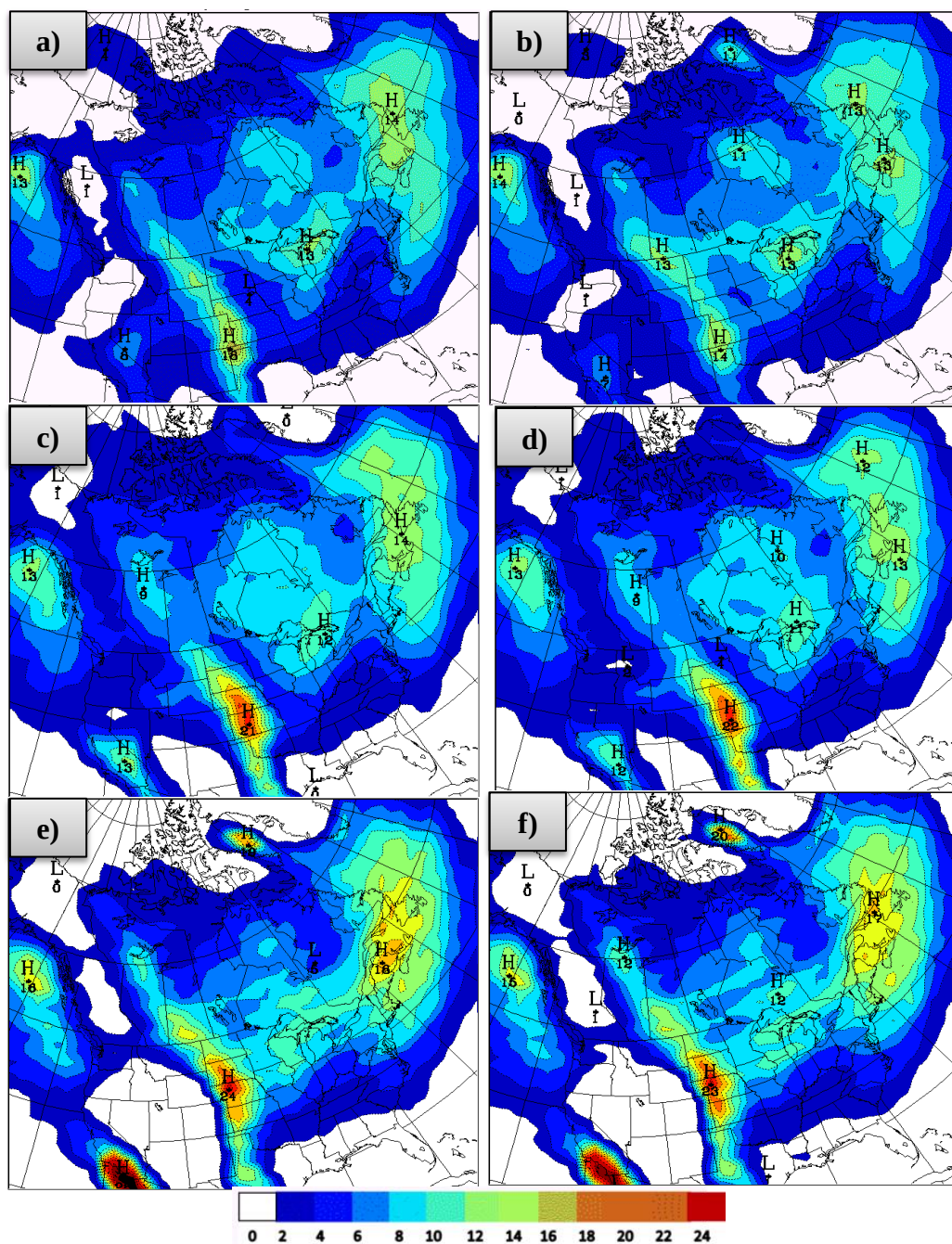


Figure 7 : Distribution spatiale de la densité moyenne annuelle de trajectoires de tempêtes pour la période 1961-2000 issue de : a) ERA-40, b) NCEP, c) ECHAM5 2ème membre, d) ECHAM5 3ème membre, e) CGCM3 4^{ème} membre, et f) CGCM3 5ème membre.

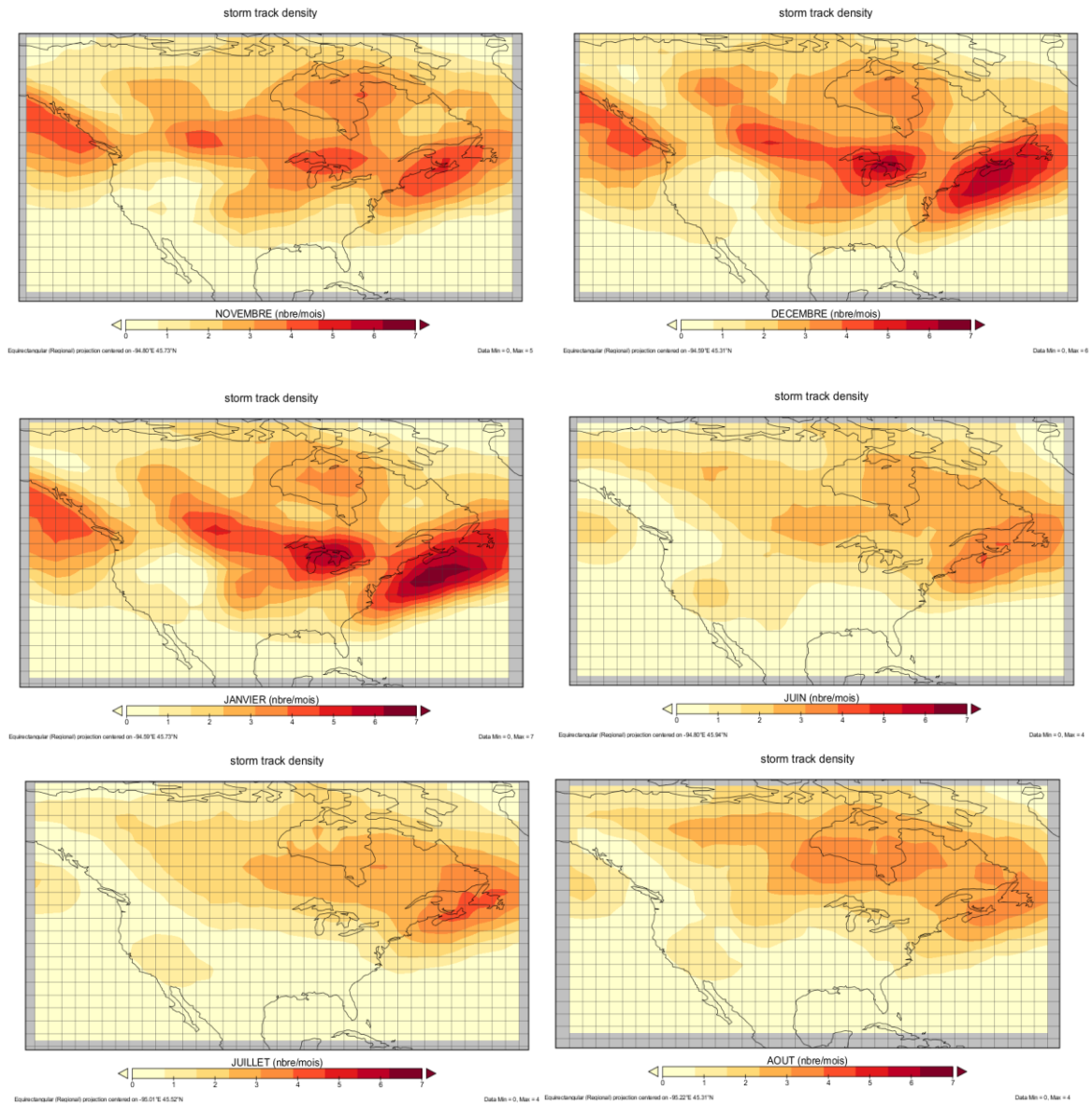


Figure 8 : Climatologie mensuelle de la densité moyenne des trajectoires de tempêtes durant la période de formation et de disparition des glaces marine de la baie d'Hudson et de la mer du Labrador en début d'hiver (nov., déc., et jan.) et en début d'été (juin, juil., et août), respectivement. Celle-ci est issue des ré-analyses NARR sur la période 1981-2010 et établie sur une surface circulaire de 333 km de rayon (3° ou environ 348 000 km²).

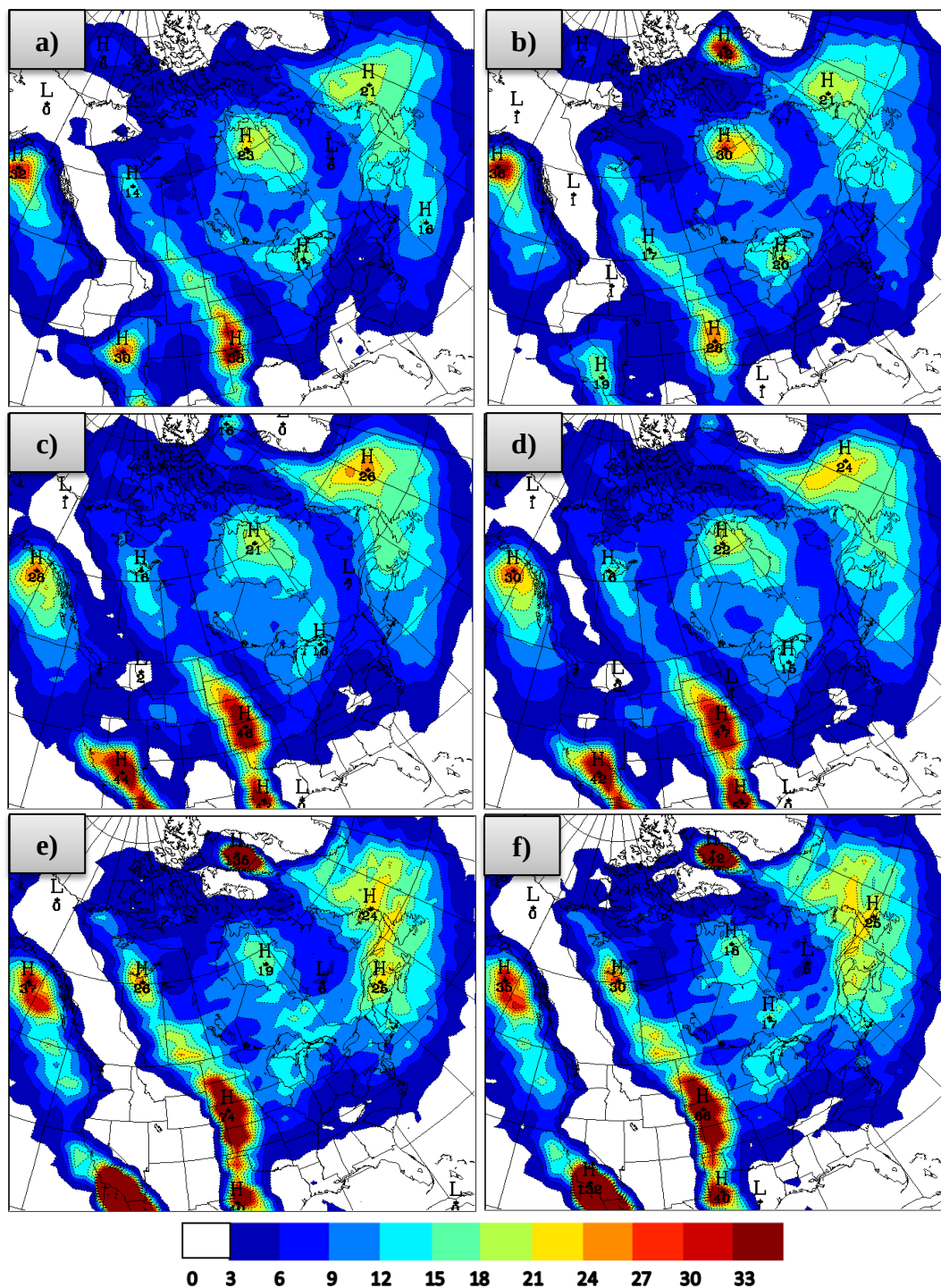
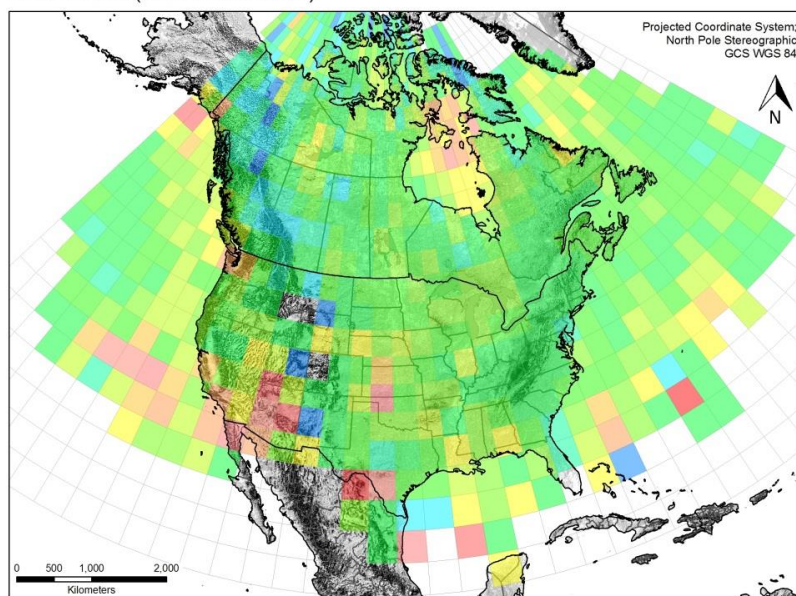


Figure 9: Distribution spatiale du nombre moyen annuel de centres cycloniques pour la période 1961-2000 issue de : a) ERA-40, b) NCEP, c) ECHAM5 2ème membre, d) ECHAM5 3ème membre, e) CGCM3 4^{ème} membre, et f) CGCM3 5ème membre.

DECEMBER (NARR 1979-2009)



JULY (NARR 1979-2009)

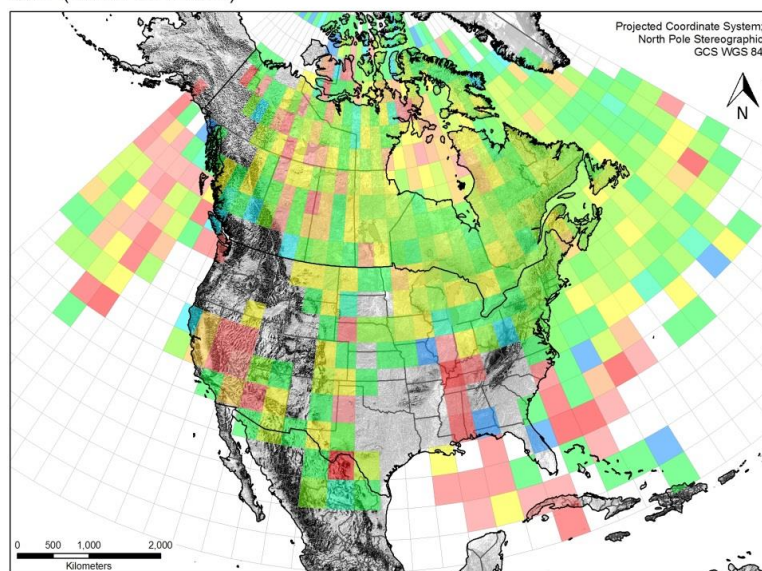


Figure 10 : Nombre moyen mensuel de centres cycloniques par trajectoire de tempêtes (et par unité de surface, i.e. point de grille de 100 km x 100 km) pour les mois de décembre et juillet calculé à partir des ré-analyses régionales NARR (moyenne climatologique sur la période 1979-2009).

Ceci se confirme à la figure 11 qui présente la distribution spatiale de la vitesse moyenne de déplacement des tempêtes. Dans la région de la baie d'Hudson, surtout dans sa partie nord, et celles de la mer du Labrador et du sud du Groenland, les tempêtes se déplacent plus lentement que dans les autres régions de l'Atlantique du

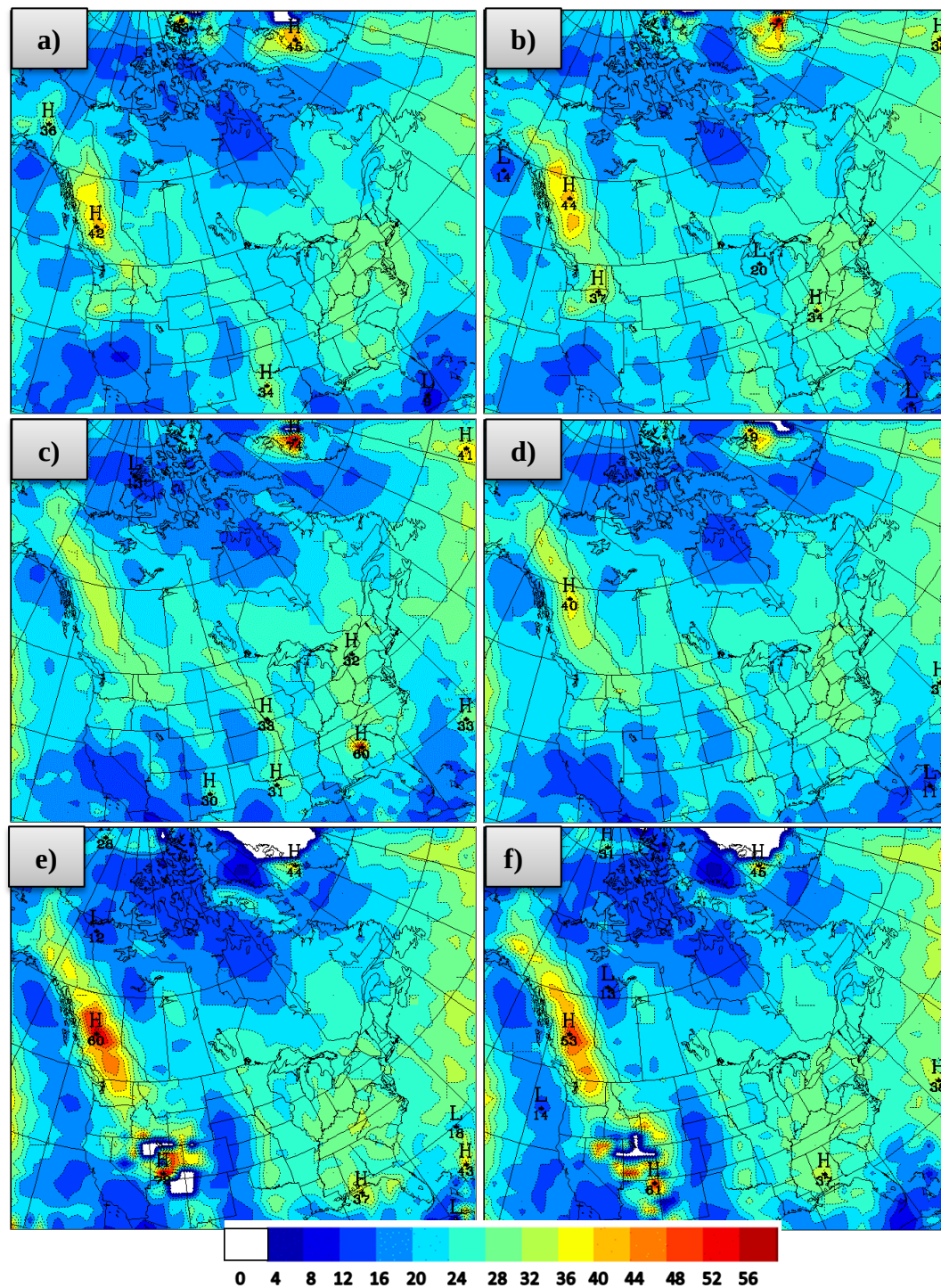


Figure 11 : Vitesse moyenne (en km/h) de déplacement des centres cycloniques en moyenne annuelle pour la période 1961-2000, issue de: a) ERA-40, b) NCEP c) ECHAM5 2^{ème} membre d) ECHAM5 3^{ème} membre, et e) CGCM3 4^{ème} et f) CGCM3 5^{ème} membre.

Nord-Ouest, en particulier près de la côte Est du Canada. Tout l'archipel arctique présente également cette tendance à des déplacements plus lents des systèmes dépressionnaires. A titre de comparaison, les dépressions qui circulent au-dessus de la baie d'Hudson se déplacent à des vitesses moyennes de l'ordre de 12 km/h alors que celles qui circulent dans l'Atlantique du Nord-Ouest se déplacent à environ 30 km/h. Nous verrons plus loin que cette caractéristique des tempêtes dans la zone d'étude est un élément clé de leur évolution future dans la région de la baie d'Hudson. La figure 12 montre aussi que les systèmes dépressionnaires les plus intenses sont plus rares dans la baie d'Hudson et ses environs (environ un à deux par année) que dans l'Atlantique du Nord-Ouest et le Golfe du Saint-Laurent (entre quatre et douze tempêtes intenses par année en moyenne).

L'ensemble des caractéristiques des tempêtes dans toute la zone d'étude, calculé avec l'algorithme de Sinclair, est globalement semblable en termes de distribution spatiale (position des minimums et maximums) même si des différences existent entre les valeurs des maxima et des minima, qu'il s'agisse de simulations provenant de ré-analyses ou de modèles climatiques globaux. Les simulations indiquent toutes que la baie d'Hudson comporte un maximum de densité de centres cycloniques par trajectoires. Cette densité élevée de centres cycloniques par trajectoire est due, principalement, au fait que les dépressions atmosphériques qui circulent dans cette région ont tendance à se redévelopper localement et à ralentir en passant au-dessus de la baie d'Hudson et dans le Nunavik (Figure 11). Cette particularité de la zone d'étude (baie d'Hudson et Nunavik) est importante en ce qui concerne les changements climatiques et elle sera décrite plus longuement à la section 4.2.

D'autres maxima de densité des centres cycloniques sont aussi observés au sud du Groenland et de la mer du Labrador. Dans ces zones, le nombre élevé de centres cycloniques est lié à un nombre élevé de trajectoires plutôt qu'à une densité élevée de centres cycloniques par trajectoire. Cette région est l'une des plus tourmentée par les tempêtes de tout l'hémisphère Nord et une partie de ces tempêtes ont un impact sur la zone d'étude du projet. Dans ce secteur, on note également un ralentissement de la vitesse de déplacement des centres cycloniques, en bordure du Groenland ou de la marge de glace marine présente en hiver dans ce secteur ([Atlas climatique des glaces de mer, Eaux du Nord Canadien, 1981-2010](#)) (Figure 11). Le nombre de trajectoires des cyclones les plus intenses y est également plus élevé qu'ailleurs.

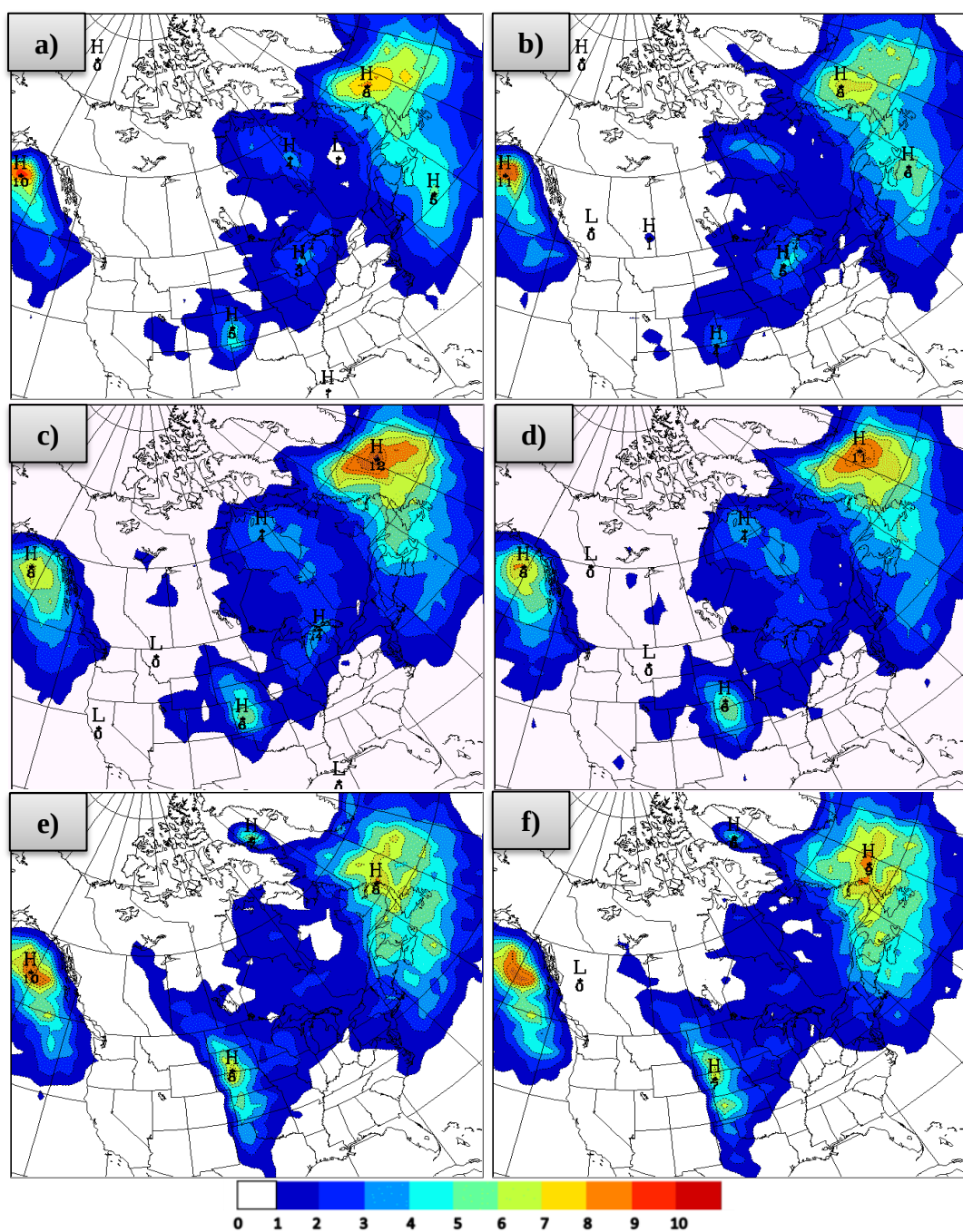


Figure 12 : Distribution spatiale de la densité moyenne annuelle de centres cycloniques intenses (valeur du tourbillon $\geq 6,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) pour la période 1961-2000, issue de : a) ERA-40, b) NCEP, c) ECHAM5 2^{ème} membre, d) ECHAM5 3^{ème} membre, e) CGCM3 4^{ème} membre, et f) CGCM3 5^{ème} membre.

3.2. Variabilité spatio-temporelle du régime de tempêtes: résumé des principales caractéristiques (climat actuel)

Dans les bassins polaires et subpolaires, la trajectoire et l'évolution des systèmes dépressionnaires (systèmes de grande échelle et dépressions polaires) sont étroitement liées aux contrastes terre-mer et à la présence ou absence de glace marine, en particulier le long des zones de glace de mer saisonnière (Ledrew, 1984). La baie d'Hudson ne fait donc pas exception et, comme nous l'avons vu précédemment, celle-ci est régulièrement affectée par des systèmes météorologiques synoptiques ou de méso-échelle qui se déplacent ou se forment dans cette région au cours de l'année, faisant de cette région l'une des plus exposées aux tempêtes extratropicales au sein du continent nord-américain et des mers subpolaires (Mesquita *et al.*, 2008; Neu *et al.*, 2013). Durant l'été boréal, les trois grandes zones à forte densité de tempêtes sont situées le long des côtes du Pacifique Nord, au large de Terre-Neuve dans l'Atlantique Nord et à la limite arctique du Canada central qui comprend la baie d'Hudson (Mesquita *et al.*, 2008). Ces trois zones correspondent à des secteurs où se situe la zone barocline en été dans l'atmosphère, c'est-à-dire où sont situés les gradients de températures les plus élevés. En hiver, la zone barocline descend vers le Sud et les cyclones extratropicaux, venant des régions de l'Ouest du continent nord-américain ou longeant la côte Atlantique et la mer du Labrador, se déplacent ou se redéveloppent au-dessus de la baie d'Hudson, selon les caractéristiques des températures de surface. Cela implique également des événements de méso-échelle, tels que les dépressions polaires se formant près de la bordure de la banquise de la baie d'Hudson lorsque cette dernière n'est pas entièrement couverte par la glace au début de la saison d'hiver (MEP Company, 1989 ; Gachon *et al.*, 2003). Les marges de glace constituent non seulement une zone de forts gradients thermiques dans la basse atmosphère, mais également une zone de source de chaleur pour l'atmosphère, surtout en hiver, ce qui favorise les flux de chaleur sensible et d'humidité depuis l'eau libre vers l'atmosphère. Tout ceci constitue des facteurs favorables à la formation, la régénération et l'intensification (voire une vitesse de déplacement plus faible et une durée plus longue) des dépressions au-dessus de ces régions (cf. étude sur de la baie d'Hudson en décembre dans Gachon *et al.*, 2003).

Les deux autres régions où l'on observe une densité élevée de tempêtes sont la côte du Pacifique et la région des Grands Lacs. Néanmoins, les densités de centres cycloniques (i.e. correspondant à l'endroit où les tourbillons se développent, se régénèrent ou se renforcent) sont tout aussi élevées au-dessus de la baie d'Hudson que dans les secteurs des Grands Lacs ou des côtes de l'Atlantique, voire même plus élevées dans la baie d'Hudson si on prend le nombre moyen de centres cycloniques par tempêtes (Figure 10). En effet, même si les tempêtes tendent à être plus nombreuses le long de la côte Atlantique, celles-ci se déplacent plus rapidement que dans la baie d'Hudson, qui subit les vitesses de déplacement de tempêtes les plus faibles et parmi les durées de vie les plus longues pour l'ensemble de l'Amérique du Nord (Figure 11).

En termes d'intensité, les systèmes les plus intenses sont situés dans le nord-ouest de l'Atlantique Nord, et dans la mer du Labrador, avec une intensité moindre en général dans la baie d'Hudson. En résumé, les dépressions extratropicales en provenance du nord-est ou des régions de l'Ouest, du Midwest Américain, de l'Atlantique Nord-Ouest ou de la mer du Labrador se déplacent, stagnent ou persistent plus longtemps ou se redéveloppent au-dessus de la baie d'Hudson en fonction des conditions océaniques présentes (par. ex. selon les conditions de glace qui varient au cours de l'année) et des

influences exercées par la circulation atmosphérique de grande échelle et ses oscillations. Dans la section 3.3 et à l'annexe 2, les liens entre les caractéristiques des tempêtes (fréquence, redéveloppement ou intensification, durée et persistance) dans la baie d'Hudson et les conditions de surface de la baie sont analysés et expliqués en détails.

3.3. Régime de tempêtes et les indices de téléconnexion (section 3.1 et annexes 1 et 2 pour définition)

L'analyse des liens de corrélation entre les caractéristiques des tempêtes, en utilisant les ré-analyses NARR (Tableau 2) et les indices de téléconnexion North Atlantic Oscillation (NAO) (Hurrell, 1995) et Baffin Island West Atlantic (BWA) (Shabbar et al., 1997), au moment de la phase d'englacement (mois de décembre) dans la baie d'Hudson (Gachon et al., en révision), suggèrent que :

- La vitesse de déplacement des tempêtes est systématiquement affectée par les fluctuations de la NAO ou du BWA, et ce quel que soit le secteur considéré (les plus fortes corrélations, en valeurs absolues, sont obtenus dans l'ouest et l'est de la baie d'Hudson pour les deux indices NAO et BWA). Ainsi, la vitesse de déplacement est plus élevée/faible lors des anomalies positives/négatives de la NAO et négatives/positives pour le BWA. L'indice BWA offre les corrélations les plus élevées (en valeurs absolues par rapport à la NAO), variant de -0,66 à -0,76 selon la région considérée;
- La durée de vie et la longueur parcourue par la tempête dans le secteur considéré sont également reliées aux fluctuations de l'indice BWA dans le secteur du détroit d'Hudson;
- Le nombre de tempêtes/centres cycloniques par tempête est également corrélé aux indices BWA/NAO dans le bassin de Foxe/le nord-ouest ou sud-ouest ou sud-est de la baie d'Hudson, celui-ci augmentant/diminuant avec la diminution/augmentation de l'indice de BWA et inversement pour l'indice NAO;
- Le tourbillon moyen augmente avec la valeur de l'indice BWA et diminue avec la valeur de l'indice de la NAO dans le secteur sud-est de la baie d'Hudson, suggérant une intensité plus élevée des tempêtes et une vitesse de déplacement plus faible lorsque le creux en altitude (i.e. 500-hPa) dans la mer du Labrador/détroit de Davis est plus marqué;
- Par ailleurs, la pression moyenne près de la surface (i.e. à 1000-hPa) de chacune des tempêtes qui sont détectées est quasi systématiquement corrélée négativement avec le BWA sur l'ensemble de la baie d'Hudson ainsi que le vent moyen (i.e. à 1000-hPa);
- Tout ceci suggère que certaines des caractéristiques des tempêtes (en termes de fréquence, occurrence, intensité, durée ou vitesse de déplacement) sont affectées de manière non négligeable par les fluctuations du BWA dans tout le secteur de la baie d'Hudson.

3.4. Impact des changements climatiques sur la distribution spatiale des tempêtes

Pour analyser l'impact des changements climatiques sur le régime des tempêtes dans la région de la baie d'Hudson, des calculs de trajectoires de cyclone extra-tropicaux ont été réalisés avec les simulations de deux modèles climatiques globaux et deux simulations de MRCs pilotés par ceux-ci basées sur un scénario de concentration de gaz à effet de serre.

La figure 13 illustre le changement net du nombre moyen annuel de centres cycloniques dans l'ensemble de l'Amérique du Nord qui correspond à la différence entre la période future (2041-2070) moins la période référence (1961-2000) établie sur la grille polaire stéréographique commune à 100 km de résolution (cf. Annexe 1). Cette figure compare huit simulations climatiques basées sur le scénario SRES-A2 du GIEC (Nakicenovic et al. 2000), soit : quatre simulations de modèles globaux, ECHAM5 membres 2 et 3, et CGCM3 membres 4 et 5, et quatre simulations du MRCC pilotées par ces quatre simulations de modèles globaux (i.e. les valeurs régionalisées des modèles climatiques globaux; cf. Tableau 2). Les changements nets du nombre moyen annuels de centres cycloniques sont pratiquement indiscernables à l'échelle de cette carte. Une faible augmentation est vaguement perceptible dans le centre-nord de la baie d'Hudson pour cinq des six simulations représentées; il est cependant très difficile de conclure que cette augmentation de +2 à +4 centres cycloniques par année est significative par rapport au nombre total annuel moyen de centres cycloniques, qui est de l'ordre de 25 par année (i.e. soit de 8 à 16%). Cependant, le fait qu'on ait du mal à distinguer un signal de changement de nombre moyen annuel de centres cycloniques ne signifie pas que les CC n'ont pas d'impact sur le régime des tempêtes. Des changements saisonniers plus substantiels pourraient se produire dans certaines régions et être lissés –i.e. réduits dans la moyenne annuelle, notamment si des changements de signe opposé se réalisent certains mois.

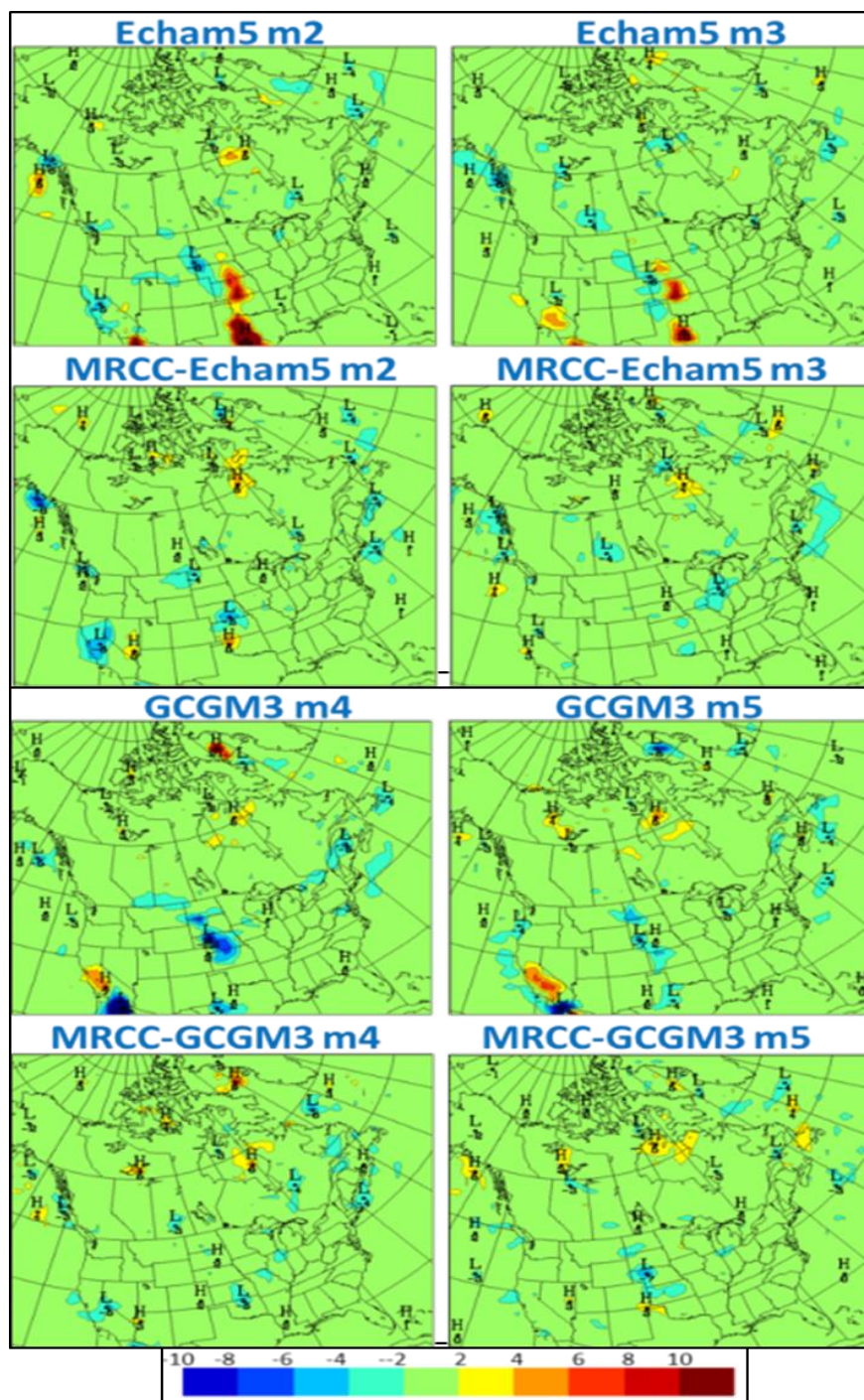


Figure 13 : Différence du nombre moyen annuel de centres cycloniques entre la période 2041-2070 et la période de référence (1961-2000) pour huit simulations climatiques basées sur le scénario SRES-A2 du GIEC (Nakicenovic et al., 2000), soit : quatre simulations de modèles globaux, ECHAM5 membres 2 et 3, et CGCM3 membres 4 et 5, et quatre simulations du MRCC pilotées par ECHAM5 membres 2 et 3, et par CGCM3 membres 4 et 5.

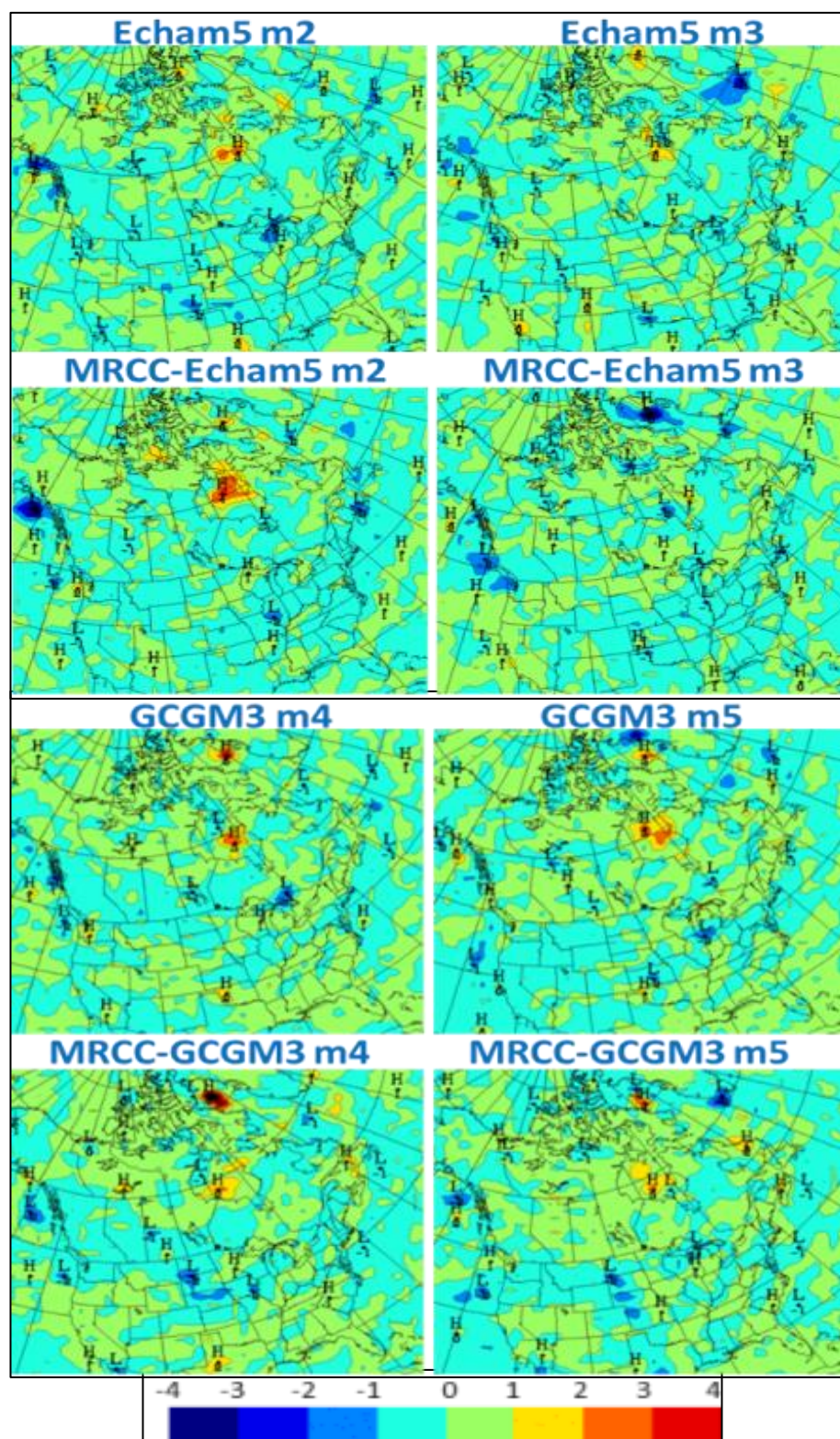


Figure 14 : Idem à la Figure 13 mais pour la saison hivernale (décembre, janvier et février).

Comme pour la figure 13, la figure 14 compare le changement net du nombre moyen de centres cycloniques mais cette fois-ci pour la période hivernale (décembre, janvier et février), à l'aide des huit mêmes simulations climatiques. Cette figure montre de manière plus évidente l'augmentation du nombre de centres cycloniques dans la baie d'Hudson. Sept des huit simulations montrent une hausse du nombre de centres cycloniques de l'ordre de +1 à +4 dans la baie d'Hudson pour cette saison. Ce changement est nettement plus marqué et ne se produit que dans la baie d'Hudson. Un changement moyen de 20 à 25% du nombre de centres cycloniques est suffisamment prononcé pour justifier qu'on s'intéresse à la distribution saisonnière des tempêtes dans ce secteur, ce qui fait l'objet de la prochaine section.

3.5. Distribution saisonnière des tempêtes dans le climat futur

La figure 15 illustre la position d'un cercle de 500 km de rayon centré sur le secteur nord de la baie d'Hudson. Cette zone a été choisie parce qu'elle correspond à la zone du maximum de densité de trajectoires de tempêtes et de centres cycloniques par trajectoire et aussi à une zone de minimum de la vitesse de déplacement des tempêtes dans la baie d'Hudson. Or, d'après les figures 13 et 14, le régime des tempêtes dans cette région, qui se distingue du reste du continent Nord-Américain, semble réagir aux changements climatiques au moins sur une base saisonnière.

À l'échelle mensuelle, les changements dans le nombre de centres cycloniques dans la baie d'Hudson sont illustrés à la figure 16. Le panneau supérieur gauche de cette figure présente la densité moyenne de centres cycloniques obtenue à l'aide de 12 simulations différentes pour la période de référence 1961-2000. La courbe en bleu correspond à la moyenne des 12 simulations (incluant les quatre ré-analyses décrites au Tableau 2) et la courbe en jaune est la moyenne calculée à partir des modèles climatiques (ré-analyses exclues). Le nombre de centres cycloniques est plus élevé en automne (septembre à décembre) que pour les autres mois, ce qui confirme l'existence d'un cycle saisonnier au moins pour cette variable. Le panneau de droite du haut présente les simulations réalisées pour la période 2041-2070 basées sur huit simulations climatiques.

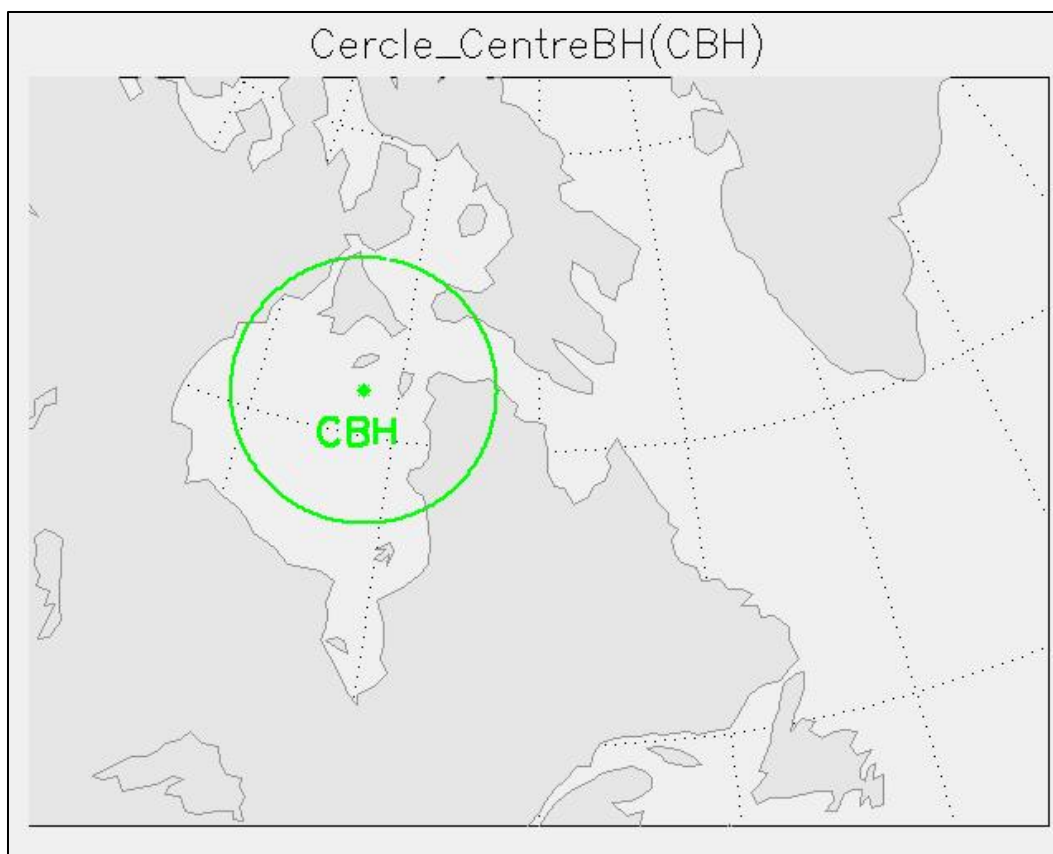


Figure 15 : Position du cercle de 500 km de rayon (CBH) centré sur le secteur nord de la baie d'Hudson dans lequel sont calculées les densités de trajectoires mensuelles.

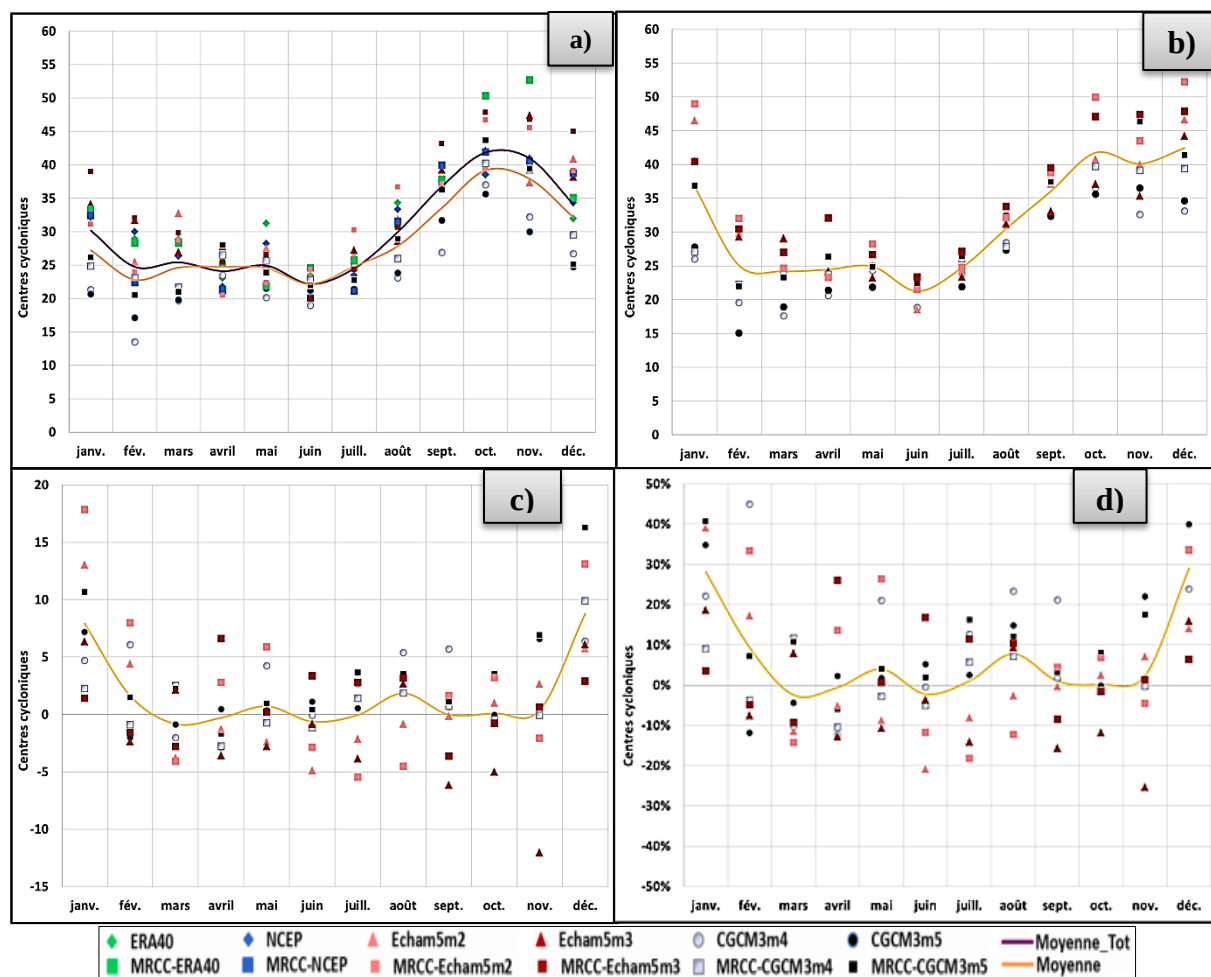


Figure 16 : Moyenne mensuelle du nombre de centres cycloniques présents dans un cercle de 500 km de rayon centré sur la baie d'Hudson (cf. Figure 15) pour la période a) 1961-2000, et b) 2041-2070, et la différence entre les périodes future et passée exprimée c) en valeur brute et d) en valeur relative. La courbe bleu correspond à la moyenne de toutes les simulations, et la courbe en jaune aux modèles climatiques seulement (i.e. les ré-analyses sont exclues).

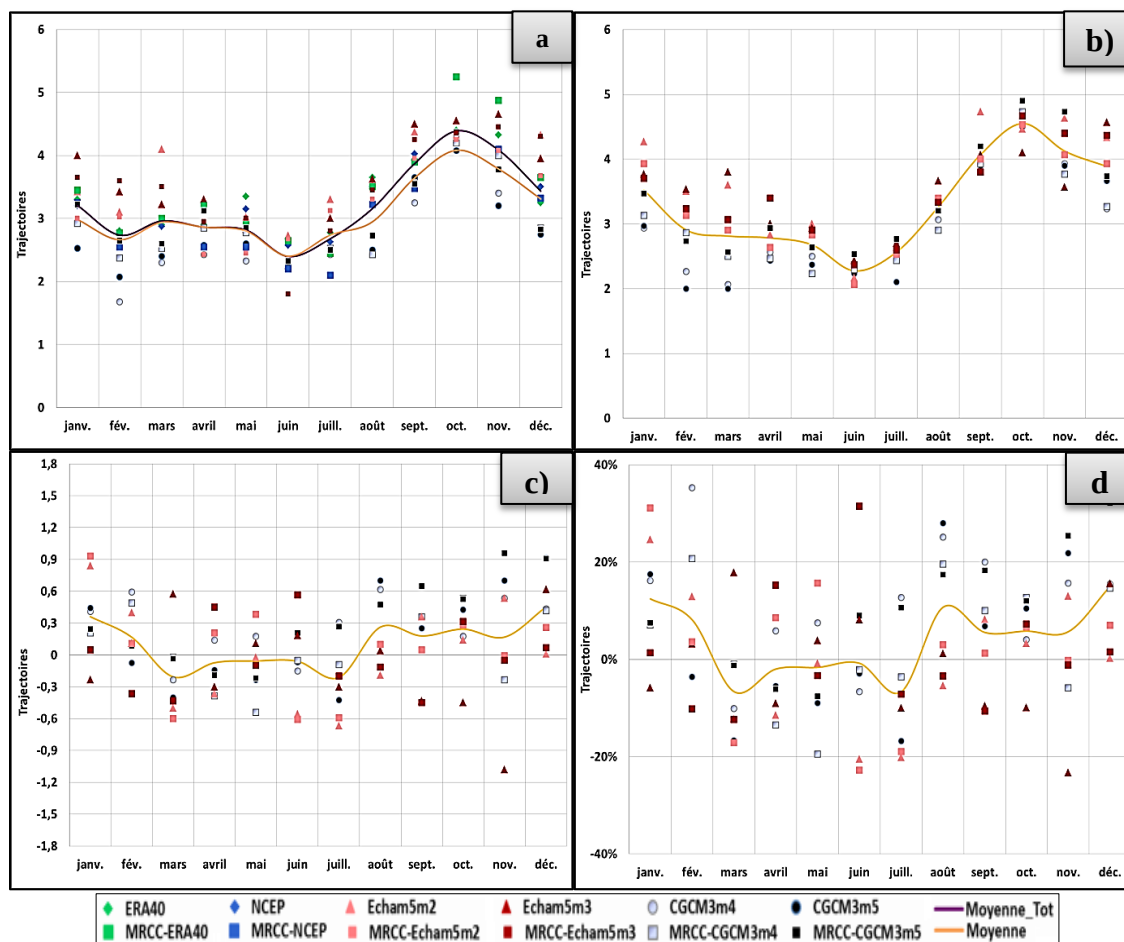


Figure 17 : Idem à la figure 16 mais pour le nombre de trajectoire de tempêtes passant dans le cercle présenté à la Figure 15.

Les deux panneaux du bas de la figure 16 présentent la différence entre la période future et la période passée pour chacune des huit simulations climatiques exprimées en nombre de centre cycloniques (à gauche) et en pourcentage par rapport à la période de référence 1961-2000 (à droite). Les deux panneaux du bas permettent de distinguer une tendance à la hausse pour les mois de décembre et janvier, mais très peu de changement net ou robuste pour les autres mois. Pour décembre et janvier, la hausse du nombre de centres cycloniques se situe autour de 25% en moyenne et toutes les simulations s'accordent pour indiquer une hausse du nombre de centres cycloniques pour ces deux mois (i.e. cohérence et consistance du signal qui semble robuste au moins à partir des huit simulations utilisées). Par contre pour les autres mois, le signe des changements varie d'une simulation climatique à l'autre et donc les incertitudes sur les changements anticipés sont élevées.

La figure 17 est semblable à la précédente mais présente la moyenne mensuelle du nombre de trajectoires de tempêtes passant dans le cercle de 500 km (cf. Figure 15). Le nombre de trajectoires varie aussi sur une base saisonnière avec un maximum automnal et un minimum de février à juillet (ceci confirme le cycle saisonnier suggéré

précédemment). Les panneaux du bas de la figure 17 montrent que dans un climat futur, ce cycle annuel s'accroîtra légèrement avec un peu plus de trajectoires en automne et un peu moins en hiver. Les mois de décembre et janvier sont ceux qui augmentent le plus nettement, comme pour la densité de centres cycloniques, la variation reste néanmoins modeste avec un accroissement de près de 15% ce qui représente 0.5 tempête. Les signes des changements varient en effet pour les autres mois.

La figure 18 illustre la densité moyenne mensuelle de centres cycloniques par trajectoire et confirme également un accroissement de cette variable en climat futur pour les mois de décembre et janvier, de plus le sens de la variation est le même pour tous les modèles. Ceci suggère donc que les

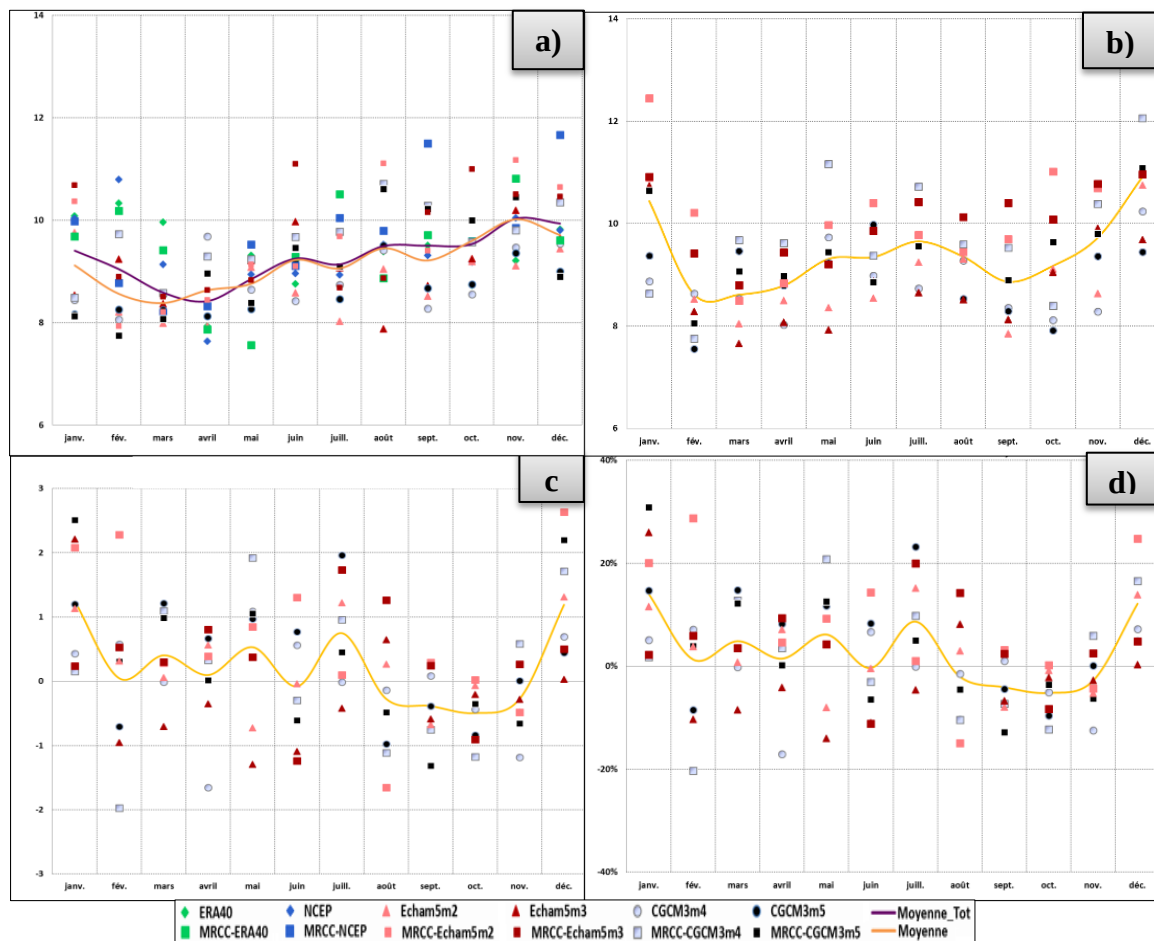


Figure 18 : Idem à la figure 16 mais pour la densité de centres cycloniques par trajectoire passant dans un cercle de 500 km de rayon (cf. Figure 15).

changements dans le nombre de centres cycloniques par trajectoire durant ces mois sont robustes, et révèlent une tendance vers un accroissement du redéveloppement ou de la régénération locale des tempêtes avec la diminution de la couverture de glace marine et/ou un retard dans l'englacement au début de l'hiver. Pour les autres mois (février à juillet), même s'il semble y avoir également une tendance vers l'augmentation, le signe des changements varient d'un modèle à l'autre (i.e. pas de cohérence entre les modèles), et l'incertitude reste donc élevée.

Enfin, la figure 19 illustre la distribution saisonnière de l'intensité moyenne du tourbillon en utilisant les mêmes simulations. L'intensité du tourbillon est un indicateur de la vitesse de rotation des vents autour de la tempête, donc de l'intensité de la tempête. Cette figure confirme également (comme pour la densité de tempêtes et les centres cycloniques) l'existence d'un cycle annuel avec un maximum automnal et un minimum de janvier à juillet. Cependant, la comparaison climat futur-passé ne montre pas de changements saisonniers, mais plutôt une très légère augmentation de l'intensité des tempêtes assez uniforme pendant toute l'année avec, cependant, une augmentation plus significative et cohérente entre les modèles en janvier. Ce changement de l'ordre de 2 à 3% n'est probablement pas significatif, mais il suggère à tout le moins que l'intensité du tourbillon ne diminue pas et que l'intensité des tempêtes ne diminue pas.

La figure 20 présente une comparaison de la variabilité intra-annuelle de la vitesse de déplacement des tempêtes dans le cercle de 500 km. Cette vitesse de déplacement ne change pas de manière significative sauf en janvier et mars où une diminution de vitesse de l'ordre de 3 km/h en moyenne est perceptible dans les simulations futures par rapport à la période de référence de 1961-2000. En automne (octobre et novembre, une faible augmentation de la vitesse de déplacement des centres cycloniques est aussi perceptible. Ces changements sont trop faibles pour être significatifs compte tenu de la grande variabilité des résultats d'une simulation à l'autre.

Les simulations climatiques présentées aux figures 16 à 20 confirment que les changements climatiques affecteront le régime des tempêtes dans la baie d'Hudson. Ce régime des tempêtes est sujet à un cycle annuel dans ce secteur, avec un nombre maximum de trajectoires à l'automne (septembre à novembre) et un minimum en hiver et au printemps (février à juin). Le maximum automnal sera amplifié et prolongé en début d'hiver pour la plupart des paramètres étudiés. La vitesse de déplacement des tempêtes, plus faible qu'ailleurs dans la région de la baie d'Hudson, diminuera légèrement au début de l'hiver, les régénérations ou le redéveloppement local seront donc plus fréquents qu'actuellement favorisant un temps de résidence plus élevé dans ce secteur en climat futur. En effet, la densité de centres cycloniques par trajectoire, plus élevée par rapport aux régions environnantes, augmentera en climat futur particulièrement à l'automne et en début d'hiver.

Ces changements du régime des tempêtes, qui ne se produiront que dans la région de la baie d'Hudson, seront dus principalement à deux facteurs :

D'abord, de manière générale, un climat plus chaud favorisera la migration vers le nord de la zone barocline, qui tendra à rester plus longtemps dans sa position la plus septentrionale, en particulier en automne (IPCC, Chapitres 12 et 14, 2013). Comme la position et l'intensité de cette zone barocline détermine en partie la formation des dépressions extratropicales (IPCC, chapitre 12, 2013), ceci favorisera la migration vers le nord des tempêtes qui pourront également se former plus au nord qu'actuellement, au moins une partie de l'année;

De plus, la baie d'Hudson, lorsqu'elle est libre de glace marine, permet des échanges de chaleur et d'humidité entre l'eau et l'atmosphère plus importants que lorsque la glace est formée et présente, ce qui favorisera la régénération ou le redéveloppement de systèmes cycloniques au-dessus des zones d'eau libre ou le long des marges de glace. En effet, d'autres études ont montré que les processus locaux, comme la perte de glace

marine ou les changements dans les températures océaniques de surface ont des effets non négligeables sur les trajectoires de tempêtes (Gachon et al., 2003; Kvamsto et al., 2004; Seierstad and Bader, 2009; Deser et al., 2010; Bader et al., 2011; Graff and LaCasce, 2012). De plus, les contrastes de réchauffements locaux terre-mer ont également une influence sur la baroclinicité le long des marges est des continents (Long et al., 2009; McDonald, 2011). Ceci pourrait être également le cas pour la région de la baie d'Hudson, sachant que ce secteur est naturellement et intrinsèquement affectée par des contrastes thermiques terre-mer et glace marine-eau libre très élevés, surtout en automne et au début de l'hiver.

Les études sur les glaces de la baie d'Hudson réalisées par Senneville et St-Onge Drouin (2013) ont montré que la hausse des températures nordiques liée aux CC aura pour effet d'allonger la période libre de glace d'environ six semaines dont la moitié à l'automne. Les conséquences prévisibles de cet allongement de la période estivale sont non

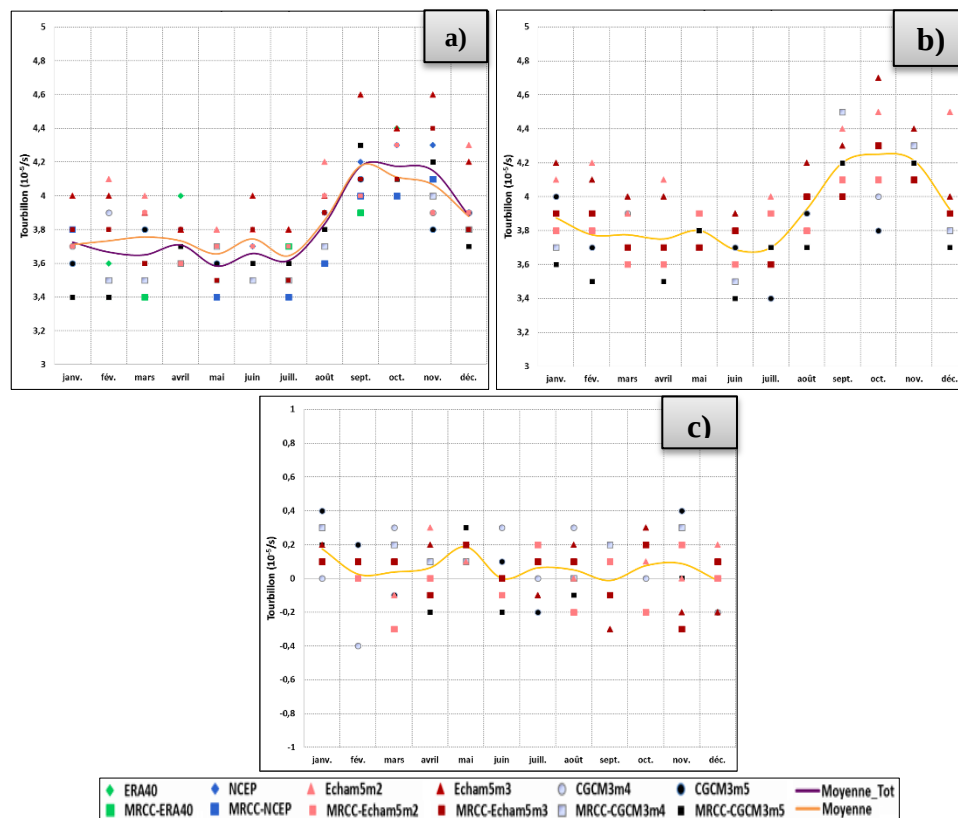


Figure 19 : Idem à la figure 16 mais pour l'intensité moyenne du tourbillon des centres cycloniques (unité 10^{-5} s^{-1}) présents dans un cercle de 500 km de rayon (cf. Figure 15).

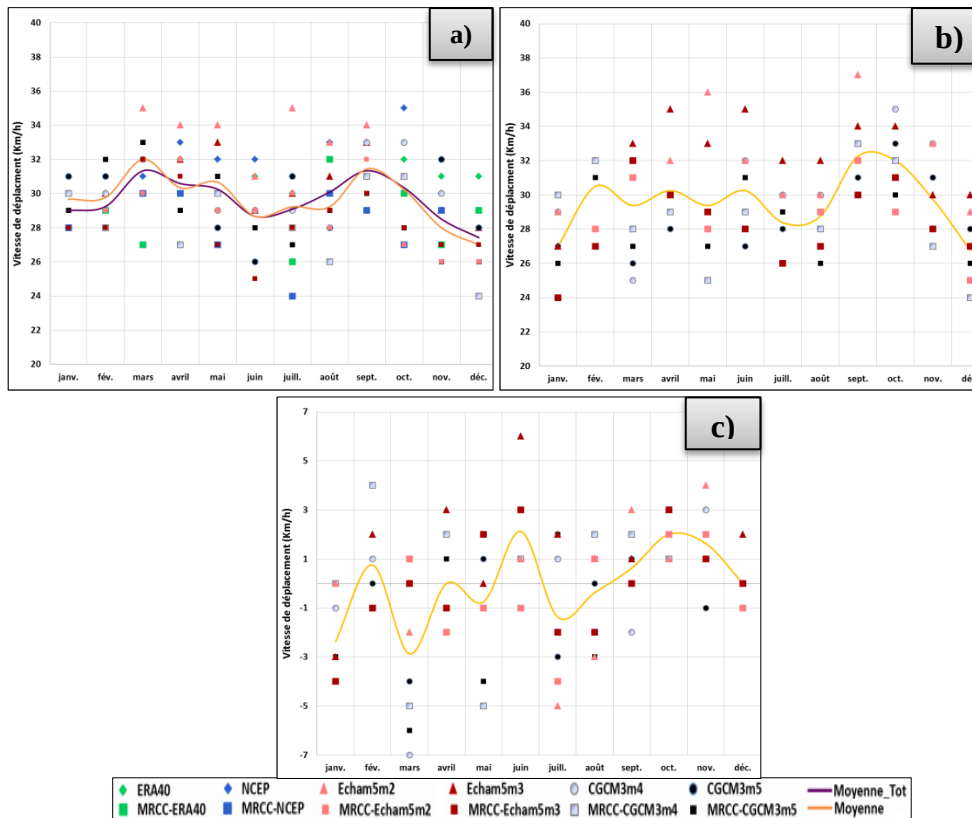


Figure 20 : Idem à la figure 16 mais pour la moyenne mensuelle de la vitesse de déplacement des centres cycloniques présents dans un cercle de 500 km de rayon (cf. Figure 15).

seulement le maintien prolongé de la zone barocline à sa position la plus nordique, mais aussi la présence d'eau de surface plus chaude et plus longtemps en contact avec l'atmosphère dans la baie d'Hudson en automne. Le tout prolongera, en décembre et janvier, la période pendant laquelle les conditions sont favorables au redéveloppement des tempêtes dans la baie d'Hudson, soit lorsque les eaux libres sont plus nombreuses et la formation de la glace marine retardée (Gachon et al. 2014; en révision). On constate en examinant les figures 16 à 20 que la plupart des paramètres caractérisant le régime des tempêtes sont déjà intrinsèquement plus actifs durant les mois d'automne et au début de l'hiver avant que la glace ne recouvre entièrement cette région. Dans le futur, la probabilité de connaître ces facteurs automnaux favorables au développement des tempêtes sera vraisemblablement plus élevée et prolongée au début de l'hiver (décembre et janvier d'après nos résultats), donc plus de trajectoires, plus de redéveloppement local augmentant la densité de centres cycloniques, un allongement du temps de résidence des tempêtes ou une diminution de la vitesse de déplacement dans ce secteur, et une légère augmentation ou un maintien de l'intensité du tourbillon.

Ces changements anticipés convergent donc vers un renforcement de l'activité cyclonique, surtout à la fin de l'automne et au début d'hiver, dans la baie d'Hudson et ses environs immédiats. Ceci doit évidemment être confirmé par d'autres études et, en

particulier, en utilisant d'autres modèles climatiques, notamment des modèles régionaux. La récente étude de Gachon et al. (en révision), qui a utilisé d'autres MRCs en plus des simulations du MRCC utilisées dans la présente étude, a permis de confirmer les changements suggérés ici, notamment au mois de décembre (augmentation de la régénération locale des tempêtes et augmentation de leur temps de résidence dans la baie d'Hudson). Par conséquent, tous les processus océaniques et côtiers liés au régime des tempêtes s'en trouveront affectés, comme nous le verrons aux sections 5 et 6. La section qui suit propose une analyse contextualisée du régime des tempêtes et des facteurs climatiques qui affectent ce régime dans la zone d'étude. De plus, les liens de grande échelle ou synoptiques entre le régime des tempêtes dans la zone d'étude et le climat planétaire seront passés en revue afin d'inscrire les changements observés dans le contexte de la variabilité climatique.

3.6. Les liens entre les anomalies de la concentration de la glace marine et le régime de tempêtes

En ce qui concerne les corrélations entre certaines caractéristiques des tempêtes et les anomalies de glace marine dans la baie d'Hudson et le détroit d'Hudson, on peut noter que les liens sont statistiquement significatifs selon le mois et le secteur considéré (Gachon et al. 2014 en révision):

- En juillet, lors de la fonte de la glace marine, la durée des tempêtes, le tourbillon absolu et la circulation moyenne à 1000-hPa augmentent avec la diminution de la concentration de glace marine dans la baie d'Hudson. Dans la baie d'Hudson, en été, certaines des caractéristiques de tempêtes sont reliées significativement aux anomalies d'englacement, soit au niveau de la durée, de l'intensité ou de la présence ou de la fréquence de la régénération locale dans le secteur sud-ouest de la baie d'Hudson (i.e. là où la glace marine disparaît en dernier lieu dans toute la baie d'Hudson). Toutes ces caractéristiques des tempêtes augmentent(diminuent) avec la diminution(augmentation) de la glace marine.
- En décembre, lors de la phase de formation de la glace marine : les secteurs au nord-ouest de la baie d'Hudson et du détroit d'Hudson semblent se distinguer avec des corrélations négatives significatives pour le nombre de centres cycloniques, tandis que dans le secteur sud-est de la baie d'Hudson c'est la durée moyenne qui est affectée. Ainsi, la régénération locale et la durée plus longue des tempêtes sont favorisées lorsque la glace marine diminue ou lorsque son étendue ou sa concentration est plus faible dans ces secteurs.

En résumé, et selon les facteurs évoqués précédemment quant à la formation des cyclones extratropicaux, trois périodes se distinguent dans les caractéristiques de tempêtes de la baie d'Hudson au cours de l'année, suivant les caractéristiques d'englacement et des gradients thermiques atmosphériques régionaux et/ou terre-océan, à savoir :

- Une phase hivernale : De janvier à mi-mai, lorsque la baie est couverte en totalité de glace marine, les flux de chaleur sensible et d'humidité sont interrompus ou fortement réduits ce qui favorise un refroidissement ou une absence de réchauffement de l'air au-dessus du plan d'eau. Ceci augmente la stabilité de l'atmosphère et réduit les facteurs favorables à la présence à la formation et à l'intensification des dépressions atmosphériques qui sont alors de plus courte

durée dans ce secteur. De plus, durant cette période, la zone barocline, marquée par de forts contrastes thermiques horizontaux dans l'atmosphère, est située plus au Sud ou à l'Est, dans le secteur de la mer du Labrador le long de la zone de marge de glace et terre-océan dans le Nord-Ouest Atlantique, favorisant dans ces dernières régions une formation et une fréquence de dépressions plus nombreuses.

- Une phase estivale : De la mi-mai à septembre, lors de la phase de fonte de la glace marine qui disparaît en totalité vers la fin juillet-début août (début septembre dans le bassin de Foxe), la température de surface des eaux de la baie est plus froide que celle de l'air. La baie constitue alors un puits de chaleur pour l'atmosphère. Les contrastes thermiques et d'humidité de l'air, entre l'air situé au-dessus de la baie d'Hudson et l'air au-dessus des zones continentales situées à proximité, favorisent une instabilité de l'air, et la formation de gradients de pression et de dépressions régulières au-dessus de la baie d'Hudson pendant toute cette période. En été boréal, la zone barocline, est en général située dans la région du nord de la baie d'Hudson et des archipels canadiens. Sa présence constitue également un facteur favorable à la formation de dépressions ou à la cyclogénèse. Tous ces facteurs favorisent donc la formation et l'intensification des dépressions qui circulent au-dessus de la baie d'Hudson, quelle que soit leur origine ou leur trajectoire. La vitesse de déplacement des dépressions atmosphériques étant ralentie (i.e. régénération le long des marges terre-mer notamment), leur temps de résidence dans cette zone s'accroît. Toutefois, c'est lorsque ces gradients thermiques de l'air sont les plus marqués ou formés, une fois que la neige a fondu et le sol superficiel est en partie dégelé (à partir du mois de juillet), que ces facteurs sont les plus propices au développement et à la stagnation des dépressions au-dessus des eaux libres de la baie d'Hudson ou à proximité des côtes.
- Une phase automnale : Du début octobre à la fin décembre, cette phase correspond à la période de formation de la glace marine, depuis le nord-ouest de la baie jusqu'à l'embouchure de la mer du Labrador, pendant laquelle l'atmosphère est généralement plus froide que les eaux libres de glace de la baie d'Hudson. Cette dernière constitue donc une source de chaleur pour l'atmosphère ce qui favorise les flux de chaleur sensible et d'humidité depuis la baie vers l'atmosphère et donc la formation ou le déplacement (cf. étude de Gachon et al., 2003 dans la baie d'Hudson ou ailleurs : Kvamsto et al., 2004; Seierstad and Bader, 2009; Deser et al., 2010; Bader et al., 2011), la régénération et l'intensification, voire une vitesse de déplacement plus faible et une durée plus longue, des dépressions au-dessus de cette région. Comme le montrent les figures 16 à 20, cette période automnale se caractérise par un nombre légèrement plus élevé de trajectoires dans la baie d'Hudson, mais, surtout, par une densité nettement plus forte de centres cycloniques par trajectoire, soit la plus forte de toute l'Amérique du Nord. Cette période d'augmentation de l'activité cyclonique dans la baie d'Hudson s'amorce vers la fin de la phase estivale et s'étend jusqu'à la prise complète des glaces dans la zone d'étude vers la fin de décembre.

Tel que discuté dans Gachon et al. 2013 (en révision), la diminution de la glace marine (concentration, extension, et durée de la période d'englacement) dans la région de la

baie d'Hudson, dans le futur, aura des effets perceptibles lors des phases d'englacement et de fonte sur la durée accrue des tempêtes, voire sur la circulation potentiellement plus lente et sur la densité de tempêtes plus élevée lors de la période de fonte. Ces changements de caractéristiques des tempêtes sont corroborés par les analyses sur la période historique où des changements perceptibles ont été mis en évidence lors des anomalies négatives de concentration de la glace marine dans la baie et le détroit d'Hudson. Les figures 16 à 20 de la présente étude montrent que dans la baie d'Hudson, ces changements sont particulièrement marqués durant les mois de décembre et janvier pour la période 2041-2070 par rapport à la période 1961-2000. L'impact des changements climatiques aura pour effet d'allonger la période pendant laquelle les tempêtes sont plus nombreuses et plus persistantes dans la baie d'Hudson. Les sections 5 et 6 qui suivent portent sur les impacts de ce changement du régime des tempêtes sur les processus hydrodynamiques comme les vagues et les surcotes de tempêtes qui peuvent affecter les sites maritimes à l'étude.

4. Effet des tempêtes sur le régime des vagues

Les vagues de tempêtes sont l'une des causes bien documentée de dommages aux infrastructures côtières. Cependant, plusieurs facteurs complexes contrôlent la formation de fortes vagues, principalement l'orientation et la force des vents sur le plan d'eau adjacent à la côte, la persistance de ces vents, le fetch (ou longueur du plan d'eau où s'appliquent les vents pour développer les vagues) ainsi que la concentration et l'épaisseur des glaces. D'autres facteurs d'origine bathymétrique ou liés à la circulation, horizontale et turbulence verticale, des eaux de surface peuvent aussi jouer un rôle important, comme la profondeur de l'eau et les courants.

Bien que les tempêtes soient clairement associées à la présence de fortes vagues, toutes les tempêtes ne produisent pas systématiquement des vagues susceptibles d'atteindre les sites portuaires de la zone d'étude. La caractérisation des systèmes cycloniques permet de sélectionner les tempêtes ayant le potentiel d'affecter une côte particulière. Les caractéristiques de plusieurs systèmes cycloniques obtenues par l'algorithme de Sinclair ont été comparées à la hauteur des vagues approchant certains sites portuaires à l'étude (données provenant d'un modèle de vagues d'Environnement Canada. Les paramètres calculés par l'algorithme de Sinclair ont été utilisés pour séparer les tempêtes qui présentent un potentiel plus ou moins élevé de causer des dommages aux infrastructures côtières.

Les données d'un modèle de vagues d'Environnement Canada (EC) ont été utilisées pour identifier les dates où de fortes vagues de plus de trois mètres de hauteurs pouvaient approcher les côtes du Nunavik dans la baie et le détroit d'Hudson. Ce modèle est basé sur la version PROMISE du modèle WAM, modifié pour être utilisé dans un contexte où la présence de glace est importante. Le modèle, décrit dans [Jacob et al. \(2004\)](#), est alimenté par les analyses de vent du modèle GEM régional d'EC et par les données de courant et de glace tirées d'un modèle océanique 3D de l'IML-ISMER fournies sur une grille de 10 km de résolution horizontale. Le modèle de vague d'EC est un modèle de prévision qui produit une prévision de 48 heures du régime de vagues dans toute la baie d'Hudson (incluant le détroit d'Hudson et la baie d'Ungava) à intervalle de trois heures. Cette prévision a été utilisée pour constituer des séries chronologiques de hauteur significative (H_s), de période significative (T_s) et de direction

des vagues sur deux points de la grille de 10 km situés respectivement au large d'Inukjuak et de Quaataq pour la période de 2007 à 2009. Pour les neuf premiers mois de l'année 2007, le modèle ne tenait pas compte de la présence de glace, de sorte que de fortes vagues sont modélisées en hiver même si, dans les faits, ces vagues ne pouvaient se produire en présence de glace. Comme ce modèle n'est utilisé que pour identifier les tempêtes ayant un « potentiel » de générer de fortes vagues, la présence ou l'absence de glace ne change rien.

Ces données de 2007 à 2009 du modèle de vagues ont permis de sélectionner les trajectoires de tempêtes présentes dans la zone d'étude aux dates correspondant à tous les événements théoriques de vagues de plus de trois mètres issus du modèle de vagues à ces deux points de grille. Seuls ces événements de fortes vagues pouvant atteindre les côtes du Nunavik ont été retenus. La figure 21 illustre les trajectoires identifiées pour le point de grille d'Inukjuak (BH) et Quaataq (QQ) respectivement aux panneaux a et b. Les trajectoires, calculées par l'algorithme de Sinclair alimenté par le modèle GEM régional d'EC (Tableau 2), sont représentées par une succession de points correspondant à la position successive de centres cycloniques de chaque dépression à intervalle de trois heures. Lorsque des vagues de plus de trois mètres sont présentes dans la zone d'étude, les trajectoires sont représentées par des isolignes joignant chacun des centres cycloniques représentant la même trajectoire de dépression. La figure 21 montre que les centres cycloniques des tempêtes sont situés au nord de la baie d'Hudson et dans le détroit d'Hudson lorsque de fortes vagues de plus de trois mètres des secteurs nord à sud-ouest sont observées près d'Inukjuak. La majorité de ces centres cycloniques, au moment où les fortes vagues sont observées, peuvent être circonscrits par un cercle de 800 km de rayon (cercle BH) centré sur Akulivik. De même, la majorité des centres cycloniques de chaque tempête qui produisent de fortes vagues du secteur nord-ouest approchant de Quaataq sont situées dans la mer du Labrador et à l'entrée de la mer de Baffin. Ces centres cycloniques s'inscrivent dans un cercle de 800 km de rayon (cercle QQ) centré du l'extrémité sud-est de l'île de Baffin.

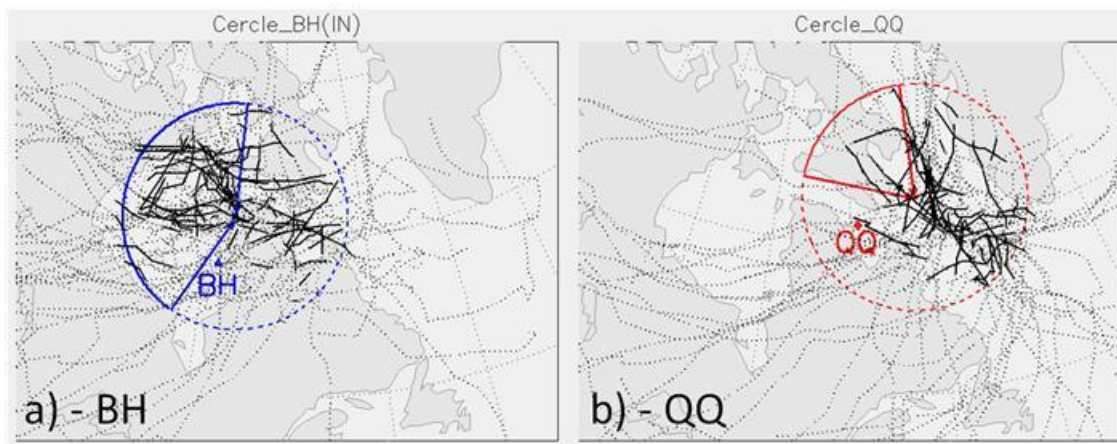


Figure 21 : Trajectoires des tempêtes correspondant à la présence probable de fortes vagues (trois mètres et plus) approchant de la côte à a) Inukjuak et b) Quaataq. Les positions successives des centres cycloniques à intervalle de trois heures sont en pointillé pour chaque trajectoire et en traits pleins lorsque des vagues de plus de trois mètres sont présentes aux sites choisis. Les cercles de 800 km de rayon circonscrivent la région où se trouvent les centres

dépressionnaires lors d'événements de fortes vagues. Les pointes de tarte dans les cercles indiquent les directions de provenance des vagues sélectionnées.

La figure 21 montre qu'il est possible de sélectionner de manière assez spécifique les tempêtes qui ont un fort potentiel de générer des vagues atteignant une côte particulière. Cette figure met en évidence certaines particularités de ces tempêtes. Par exemple, les tempêtes qui affectent les côtes de la baie d'Hudson proviennent principalement de l'ouest du Canada et des États-Unis. Certaines de ces tempêtes atteignent aussi la mer du Labrador et peuvent affecter la région de Quaqtaq, mais une bonne partie des tempêtes qui produisent de fortes vagues à Quaqtaq (cercle QQ) proviennent du Sud du Québec et des USA en longeant la côte Atlantique. Comme mentionné à la section 4, le régime des tempêtes aura tendance à s'intensifier, par plus de trajectoires et de plus fortes densités de centres cycloniques par trajectoire, au nord de la baie d'Hudson en climat futur (2041-2070) par rapport au climat actuel (1961-2000), mais il ne change pas ou il varie légèrement à la baisse le long de la côte Atlantique et dans la mer du Labrador.

La figure 22 montre la position des deux cercles de 800 km de rayon présentés à la figure 21 et celle du cercle de 500 km de rayon utilisé à la section 3.5 pour évaluer la distribution saisonnière des tempêtes dans la baie d'Hudson. Cette figure montre que le cercle de 500 km de rayon est entièrement inscrit dans le cercle de la baie d'Hudson (BH) de 800 km centré sur Akulivik. Il est donc assez probable que les comportements des systèmes cycloniques présents dans ces deux cercles soient assez similaires puisque la totalité des trajectoires qui sont observées dans le premier (500 km) sont aussi présentes dans le second (800 km).

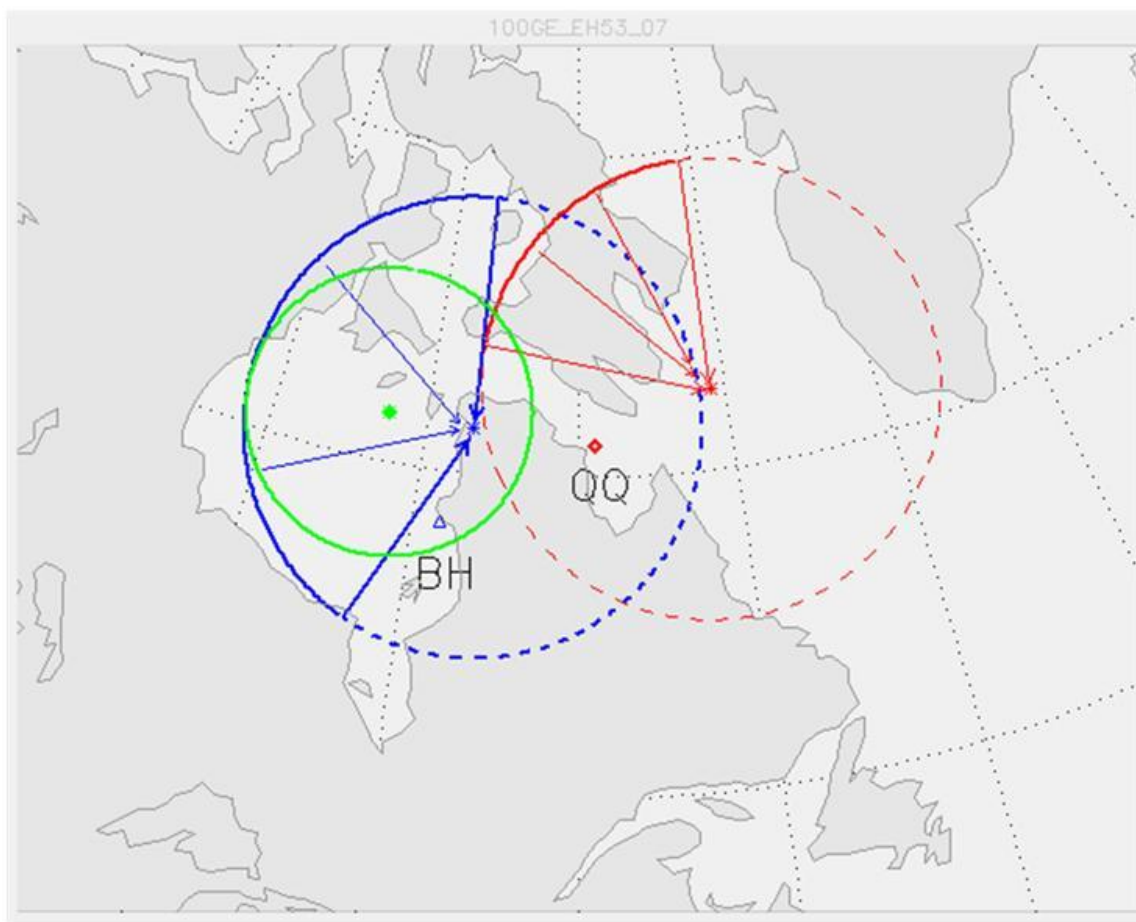


Figure 22 : Position des cercles de référence utilisés pour le calcul des moyennes mensuelles du nombre de centres cycloniques, de trajectoires et des propriétés de ces systèmes cycloniques (fréquence de tourbillon, durée et vitesse de déplacement). Le cercle vert ($R= 500$ km) correspond à la surface utilisée pour les figures 16 à 20. Les cercles bleus et rouges sont ceux montrés à la figure 21. Les pointes de tarte dans les cercles indiquent les directions de provenance des vagues sélectionnées

Les figures 23 et 24 illustrent respectivement la densité moyenne mensuelle de centres cycloniques pour chacun des deux cercles BH et QQ (illustrés à la figure 22). La densité de centres cycloniques est représentée de la même manière que celle de la figure 16 (section 3.5). La comparaison des résultats des figures 16 et 23 montre effectivement que la densité de centres cycloniques est similaire dans les deux cas, avec un cycle annuel comprenant un maximum automnal et un minimum hivernal. Cela dit, le point commun le plus net entre ces deux figures est l'augmentation de la densité de centres cycloniques en décembre et janvier dans un climat futur. Dans les deux cas (figure 16 et 23, panneaux c et d), l'ensemble des simulations indiquent une augmentation de la densité de centres cycloniques pour la période 2041-2070 par rapport à la période 1960-2000 en décembre et en janvier.

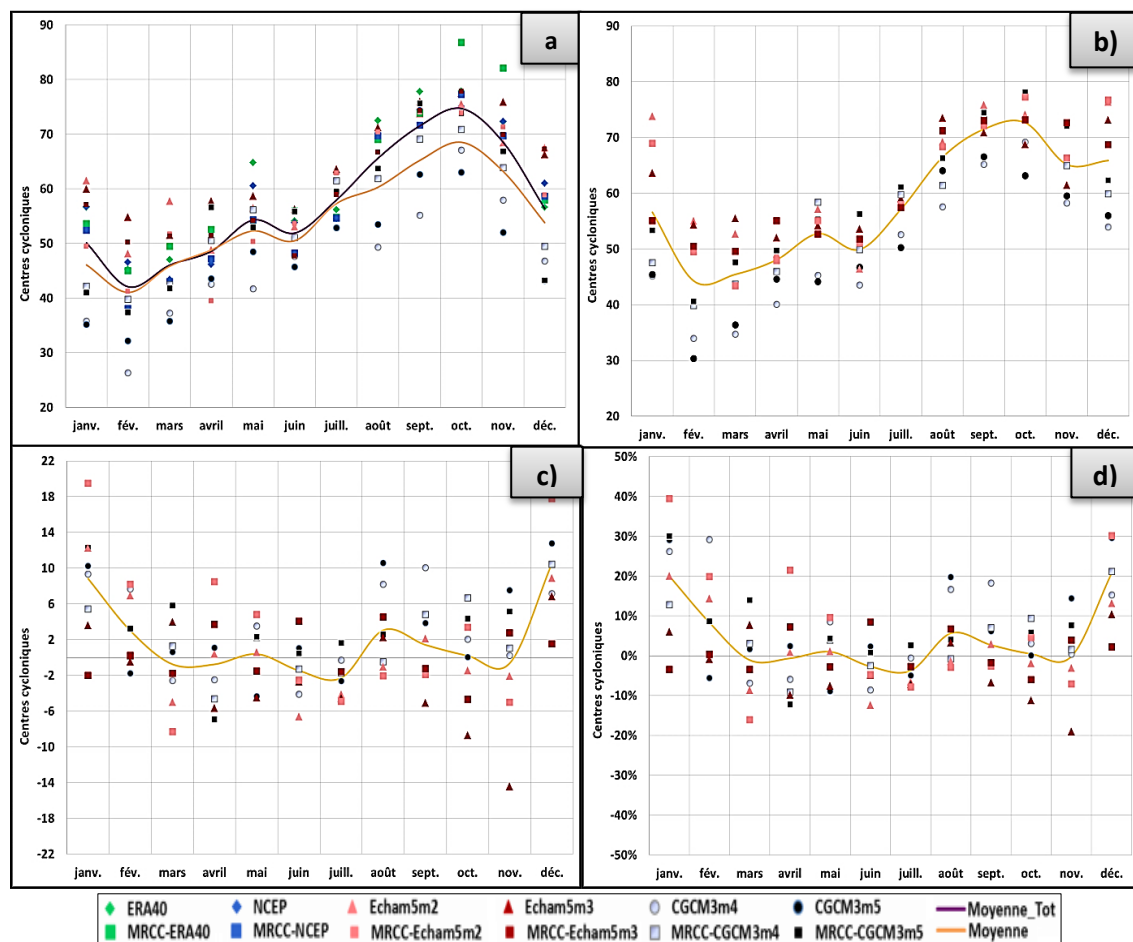


Figure 23 : Moyenne mensuelle du nombre de centres cycloniques présents dans le cercle (BH) de 800 km de rayon centré sur Akulivik; a) période 1961-2000, b) période 2041-2070, c) différence passé-future exprimée en nombre de centres cycloniques et d) en pourcentage. Courbes : violet = moyenne toutes les simulations, jaune = idem sans les ré-analyses.

Lorsqu'un centre cyclonique de tempête est présent dans le cercle BH, les conditions de vent qui prévalent sur la baie d'Hudson sont généralement favorables au développement de fortes vagues (plus de trois mètres de hauteur significative) se dirigeant vers les côtes de la baie d'Hudson. Comme ces systèmes cycloniques sont très vastes, on peut raisonnablement considérer que leur influence s'applique à toute la côte de la baie d'Hudson de Umiujaq à Akulivik et peut être même jusqu'à Ivujivik. Chaque fois qu'un centre cyclonique est compté dans ce cercle, ces conditions sont présentes pendant trois heures. Donc, plus on compte de centres cycloniques, plus les conditions favorables à la production de ces fortes vagues sont présentes longtemps, soit en continue ou de manière discontinue. Dans presque tous les cas, la durée de présence de ces vents est suffisante pour que les fortes vagues aient le temps de se développer. Bref, que la hausse du nombre total de centres cycloniques soit due à un plus grand nombre de tempêtes ou à une plus grande longévité de ces tempêtes dans le cercle BH, l'effet sur le régime des vagues est soit une présence de grosses vagues plus fréquente

en décembre et en janvier, soit de fortes vagues qui disposent de vents propice à leur développement pendant plus longtemps, ce qui favorise la formation de plus grosse vagues. Dans tous les cas, cela devrait se traduire par des conditions de vagues plus destructrices sur la côte étudiée.

La figure 24 est identique à la figure 23 mais les calculs de densité mensuelle de centres cycloniques ont été appliqués au cercle rouge (QQ) qui regroupe les trajectoires produisant de fortes vagues à Quaqtq. Cette figure montre aussi un cycle saisonnier, avec un minimum hivernal et un maximum automnal de la densité de centres cycloniques. Par contre, les panneaux c et d de la figure 24 ne permettent pas de déceler une tendance nette en ce qui concerne la densité de centres cycloniques en climat futur. Aucune période de l'année ne semble montrer un changement net de la densité de centres cycloniques qui fasse consensus pour toutes les simulations. Dans le secteur de Quaqtq, la fréquence et l'intensité des tempêtes en climat futur (2041-2070) apparaît très semblable aux conditions passées (1961-2000).

Autant pour les côtes de la baie d'Hudson que pour le détroit d'Hudson, l'allongement de la saison d'eau libre de glace de six semaines (Senneville et St-Onge Drouin, 2013) aura pour effet de favoriser une augmentation de quantité totale de vagues approchant les côtes, indépendamment des changements de fréquence et de durée des tempêtes. Il est cependant important de noter que l'allongement de la saison d'eau libre de glace à l'automne coïncide avec la période du maximum de densité de centre cyclonique et de trajectoires de tempêtes dans le climat futur pour les deux cercles BH et QQ. Pour cette période, le risque de fortes vagues est donc clairement augmenté. Dans le cas du cercle BH, non seulement des vagues seront produites à des périodes où elles étaient absentes dans le passé, mais les tempêtes qui produiront ces vagues seront soit plus nombreuses, soit plus persistantes dans cette région. L'impact des CC sur le régime des vagues devrait donc être encore plus marqué sur la côte du Nunavik jouxtant la baie d'Hudson.

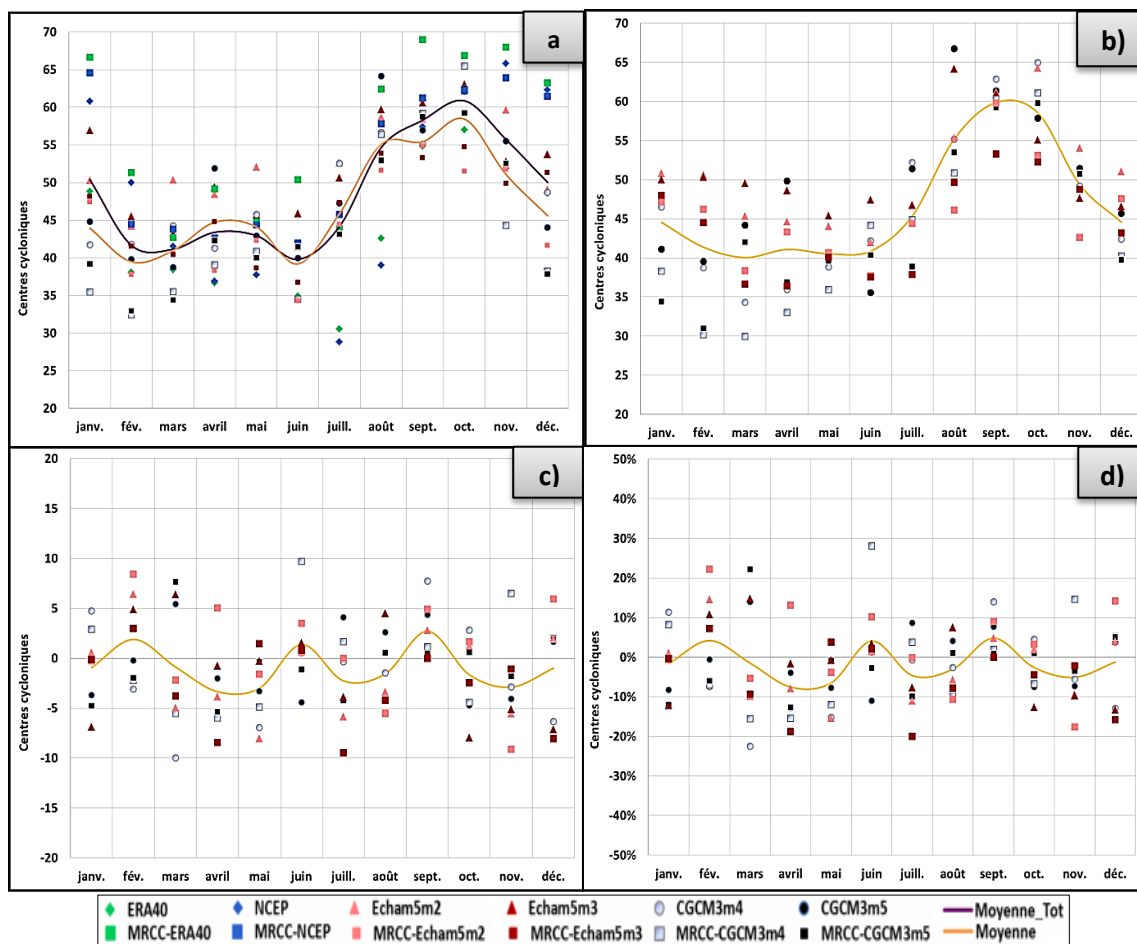


Figure 24 : Moyenne mensuelle du nombre de centres cycloniques présents dans un cercle (QQ) de 800 km de rayon centré au large de l'extrémité sud-est de l'Île de Baffin; a) période 1961-2000, b) période 2041-2070, c) différence passé-future exprimée en nombre de centres cycloniques et d) en pourcentage. Courbes : violet = moyenne toutes les simulations, jaune = idem sans les ré-analyses.

5. Régime des tempêtes et les niveaux d'eau extrêmes

Le niveau d'eau varie en fonction des forces très variées qui s'appliquent sur les océans et les plans d'eau. Le niveau moyen de la mer s'ajuste lentement en réponse aux changements climatiques et géologiques à long terme comme l'expansion thermique des océans, la fonte des glaciers continentaux et le réajustement isostatique postglaciaire. La marée produit des variations de niveau périodiques par rapport à ce niveau moyen. Ces variations sont causées par la rotation de la terre sur son axe, la rotation de la lune autour de la terre et la trajectoire de la terre sur son orbite solaire. Comme les marées sont causées par des forces astronomiques très stables et très régulières, les fluctuations du niveau d'eau liées à la marée sont hautement prévisibles. Il est possible de prédire les marées soit de manière analytique par l'analyse harmonique, soit par modélisation numérique. Ces deux méthodes ont été utilisées dans le cadre du projet MTQ décrit brièvement en introduction.

Les conditions climatiques et météorologiques peuvent aussi affecter les niveaux d'eau en produisant des déplacements d'eau causés par la pression atmosphérique et le vent. Sur les côtes de la baie d'Hudson et du détroit d'Hudson, la plupart des fluctuations de niveaux causées par d'autres facteurs que la marée sont des processus météorologiques. Ces fluctuations dites « non-tidales » ou « résiduelles » peuvent être extraites d'une série de données de niveaux d'eau en soustrayant la marée (calculée par analyse harmonique ou par modélisation numérique) du niveau d'eau observé. La figure 25 présente un exemple de la mesure du niveau total observé (a) ainsi que les fluctuations dues à la marée seule (b) et le résidu non-tidal (tout autre facteur que la marée) (c) à Ivujivik calculées par Environnement Illimité (2012) pour le mois de décembre 2009. La figure 25b illustre les propriétés de la marée par rapport aux autres processus qui font varier le niveau d'eau. La marée prend la forme d'une oscillation semi-diurne, deux oscillations par jour, très régulière des niveaux d'eau dont l'amplitude est plus forte du 5 au 19 décembre (marées de vives eaux) et plus faible du 12 au 27 décembre. Le niveau résiduel (figure 25c) varie de manière beaucoup plus aléatoire avec un maximum de 0,70 m le 13 décembre 2009. On appelle ces élévations non-tidales positives des surcotes alors que les fluctuations négatives sont appelées décotes. La surcote du 13 décembre s'est additionnée à la marée pour produire un niveau total 1,3 m à Ivujivik. Une autre surcote aussi élevée (1,3 m) s'est produite le 15 décembre même si le résidu non-tidal n'était que de 0,57 m parce qu'il coïncidait avec une marée de vives eaux.

Les exemples précédents permettent d'illustrer certaines caractéristiques des niveaux extrêmes dans le Nunavik. À Quaqtaq, les marées sont très fortes (amplitudes pouvant atteindre 3,8 à 4,8 m lors de marées de vives eaux et 1,8 à 2,2 m lors de marées de morte-eau. Or, les plus fortes surcotes observées et modélisées à Quaqtaq ne dépassent guère 0,7 m. Ainsi, même en se superposant à une marée de vives eaux de 3,8 m, une surcote de 0,7 m ne relève pas le niveau d'eau au-dessus de la marée de vives eaux de 4,8 m qui se produisent une fois par mois pendant quelques heures. Pour que se produisent des niveaux extrêmes plus élevés que ceux de la marée, il faut une surcote qui se superpose à une marée de 4,1 m de hauteur, ce qui se produit seulement environ une dizaine d'heures par mois. La période de retour de tels événements est assez longue et donc, elle permet de constater que les niveaux extrêmes sont très fortement liés à la marée.

Par contre, à Puvirnituq, la différence de hauteur entre les pleines mers supérieures de vives eaux et de morte-eau est inférieure à 0,10 m. Les surcotes, cependant, peuvent atteindre plus de 1,0 m de hauteur. Que la surcote se produise lors de marées de vives eaux et de morte-eau ne fait donc pas beaucoup de différence. Dans le nord-est de la baie d'Hudson, les niveaux extrêmes sont surtout contrôlés par les surcotes, et non par la marée. Ivujivik est en quelque sorte dans une situation intermédiaire et les extrêmes sont influencés à la fois par les marées et les surcotes.

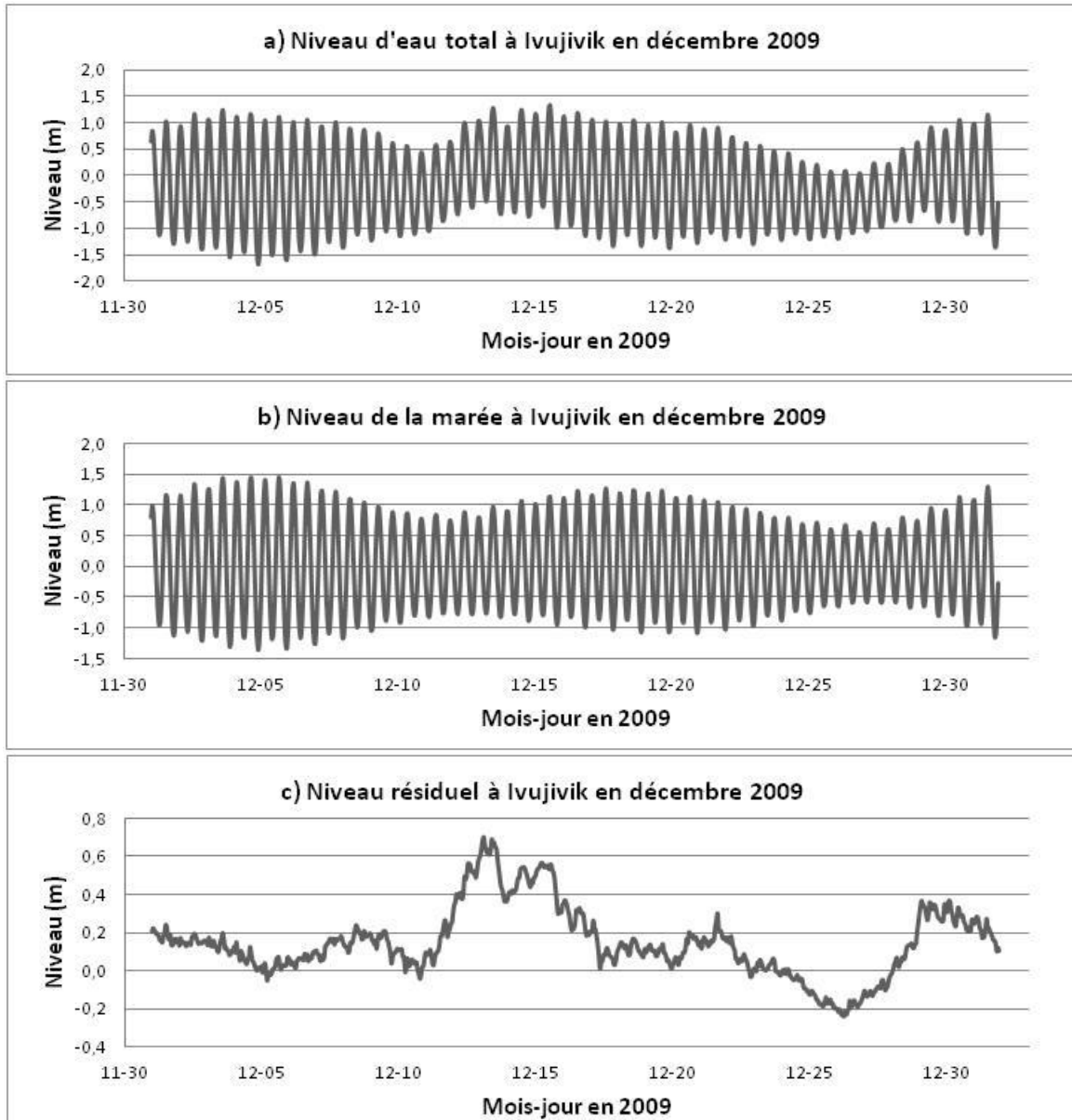


Figure 25 : Niveaux d'eau mesurés à Ivujivik en décembre 2009 (Environnement Illimité, 2012) à la station IVUJIVIK-03; a) niveau total observé, b) niveau de la marée et c) niveau résiduel.

Comme nous le verrons aux prochaines sections, les surcotes et décotes sont fortement liées à la présence de tempêtes dans la zone d'étude, surtout dans la baie d'Hudson. Elles se produisent lorsque la pression barométrique et les vents déplacent l'eau en formant des ondes de tempêtes. Un modèle mathématique d'onde de tempêtes a été développé par le Groupe Conseil LaSalle (Massé et Villeneuve, 2013) en collaboration avec Ouranos dans le cadre du projet MTQ mentionné à la section 1. Ce modèle a été utilisé pour reproduire les marées et les ondes de tempêtes dans la zone d'étude de 1980 à 2010. Dans les sections qui suivent, une analyse est présentée pour chacun des ports du Nunavik faisant l'objet de la présente étude. Certains des six sites étudiés ont été regroupés parce que les fluctuations non-tidales des niveaux d'eau sont fortement corrélées entre ces sites, ce qui suggère que les causes de ces fluctuations sont fort probablement les mêmes.

5.1. Umiujaq

Umiujaq est le site où la genèse des surcotes de tempêtes est la plus complexe de tous les sites étudiés. En analysant et en comparant plusieurs dizaines de surcotes majeures, il a été possible de dégager les principaux modes de formations de ces surcotes en lien avec le régime des tempêtes. Trois cas types illustrant les liens entre les tempêtes et les surcotes sont présentés ci-dessous. Ces trois exemples permettent de visualiser divers mode de genèse des surcotes par les tempêtes à Umiujaq et dans l'ensemble de la baie d'Hudson et de la zone à l'étude.

La figure 26 illustre les fluctuations du niveau résiduel (non-tidal) au cours de l'année 2010 à Umiujaq. Cette figure est tirée du modèle hydrodynamique de marées et d'ondes de tempêtes de Massé et Villeneuve (2013). Tous les niveaux présentés à la figure 26 ont été lissés par une moyenne mobile de 12 heures pour faciliter les comparaisons en éliminant le bruit à haute fréquence. La figure 26a présente les niveaux résiduels (non-tidaux) causés par l'effet combiné du vent et de la pression atmosphérique. Les panneaux b et c de cette figure présentent séparément l'effet du vent (b) et de la pression atmosphérique (c) sur ces niveaux résiduels. D'après Massé et Villeneuve (2013), le fait de simuler séparément l'effet du vent et de la pression atmosphérique en les additionnant à posteriori donne le même résultat que de simuler les deux forçages (vent et Pa) simultanément à chaque pas de temps du modèle.

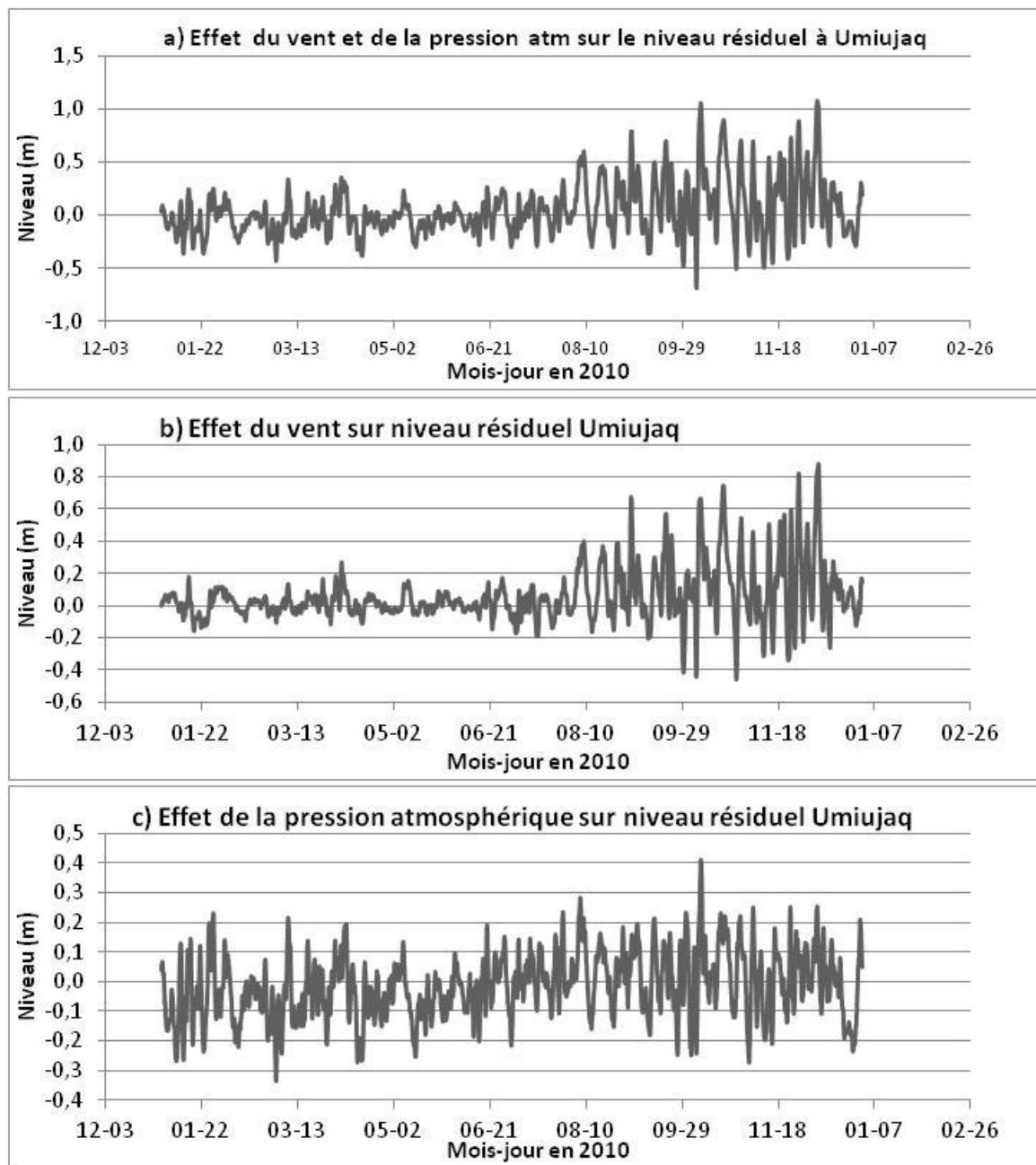


Figure 26 : Niveau résiduel non-tidal modélisé par Massé et Villeneuve (2013) à Umiujaq pour l'année 2010; a) résidu total; b) résidu causé par le vent seul; c) résidu causé par la pression atmosphérique seule.

La figure 26a montre que les variations du niveau d'eau causées par les forçages atmosphériques à Umiujaq sont nettement plus fortes en fin d'été et en automne (août à décembre inclusivement) que pendant l'hiver et le printemps. Cette « saison des surcotes » se reproduit chaque année et correspond généralement à la saison pendant laquelle les glaces de mer sont absentes et les tempêtes plus nombreuses et plus persistantes dans la baie d'Hudson (voir section 3).

La figure 26b indique que le vent joue un rôle plus important que la pression atmosphérique à Umiujaq lors de la formation de surcotes. Les surcotes causées par le vent seul ont atteint jusqu'à 0,88 m de hauteur en 2010 alors que celles causées par la pression atmosphérique seule ne dépassent pas 41 cm de hauteur. Cette prédominance très nette de l'effet du vent se répète également d'année en année à Umiujaq ainsi qu'aux autres sites de la baie d'Hudson, comme nous le verrons aux prochaines sections. Il existe donc une saison pour laquelle les vents sont favorables au développement de surcotes de tempêtes sur la côte est de la baie d'Hudson qui correspond à la période d'absence des glaces aussi appelée « saison d'eau libre ».

L'effet de la pression atmosphérique est plus constant à l'année longue que celui du vent, qui prend plus d'importance en automne (août à décembre) qu'en hiver (janvier à juillet). Pendant l'hiver, le vent produit des variations de niveau d'eau généralement inférieures à 25 cm à Umiujaq alors que la pression atmosphérique peut engendrer des variations de niveau atteignant -0,34 m (décotes) et +0,23 m (surcotes) (Figure 26c). Le modèle d'ondes de tempêtes ne tient compte d'aucun découplage entre le vent et la surface de l'eau causé par la présence de glace. La seule conclusion qui s'impose est la suivante : en saison de glace hivernale, les vents dans la baie d'Hudson ne favorise pas la génération de surcotes; ces vents sont soit mal orientés, soit trop faibles ou pas assez persistants, ou une combinaison de ces facteurs.

La figure 27 compare le résidu non-tidal calculé à partir des données observées et modélisées du niveau d'eau à Umiujaq du 1^{er} août au 31 décembre 2010, ce qui correspond à la saison libre de glace pour laquelle les conditions météorologiques favorisent la formation des surcotes. Cette figure montre que le modèle du Groupe Conseil LaSalle (Massé et Villeneuve, 2013) reproduit bien les surcotes observées à Umiujaq, ce que confirme aussi la figure 28 qui présente la régression linéaire entre les niveaux modélisés et observés (corrélation R^2 de 0.92).

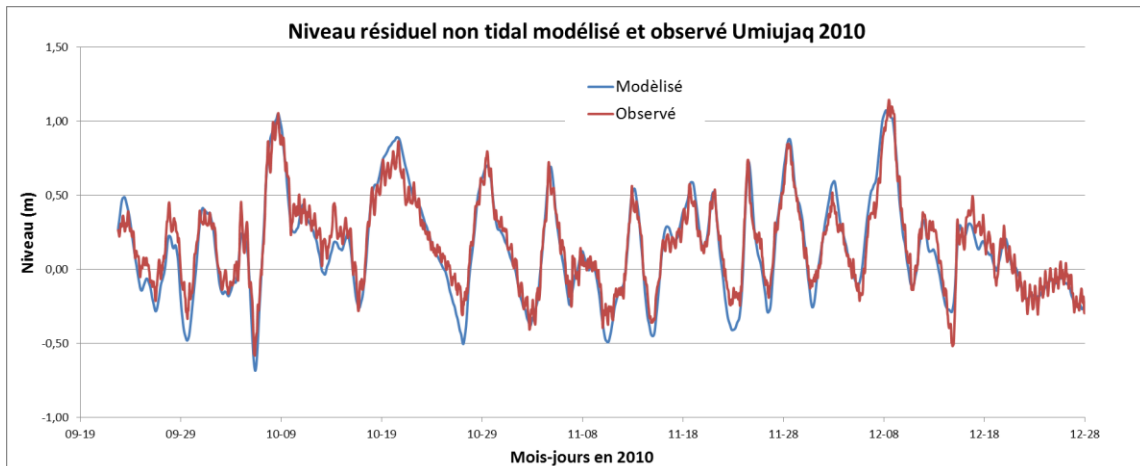


Figure 27 : Comparaison du résidu non-tidal mesuré et modélisé à Umiujaq du 1^{er} août au 31 décembre 2010

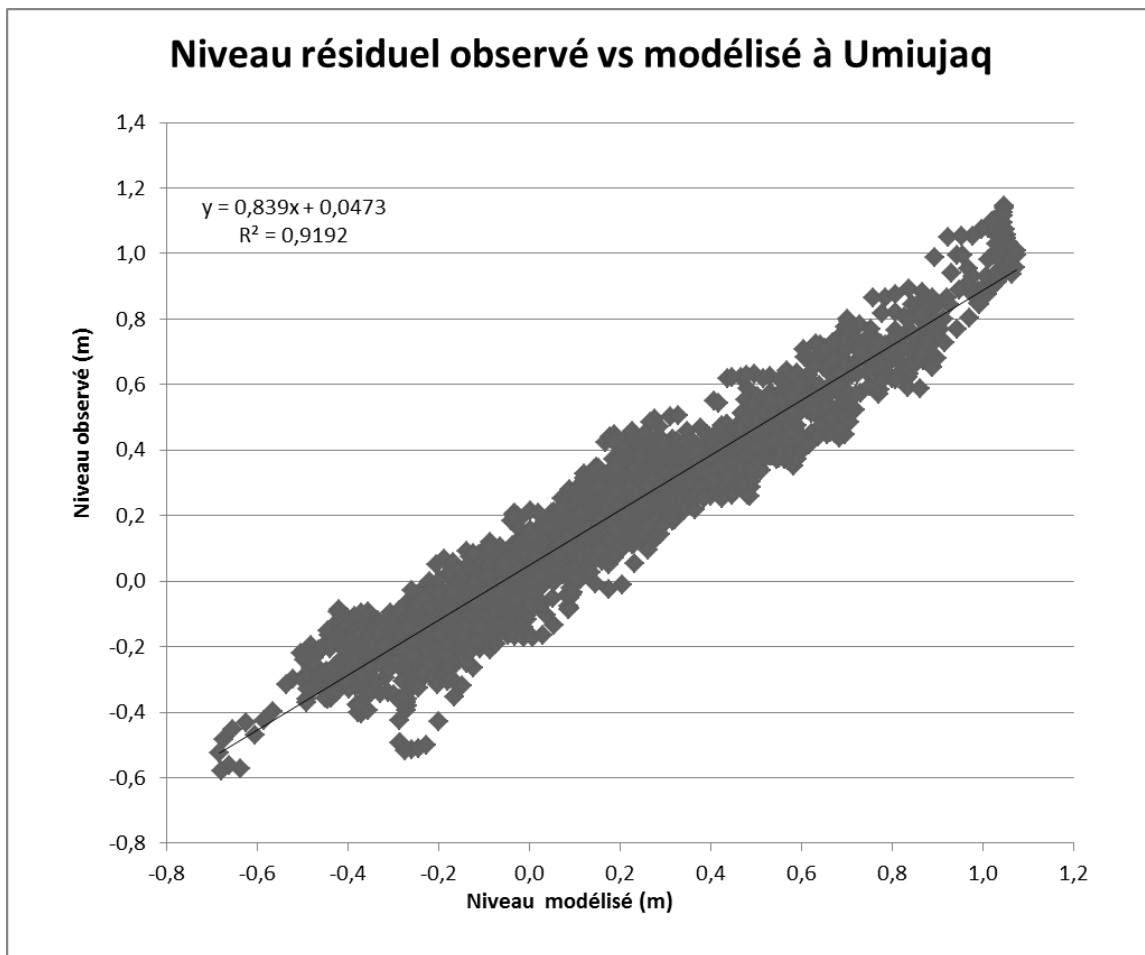


Figure 28 : Régression linéaire comparant les niveaux résiduels observés et modélisés à Umiujaq du 1^{er} août au 31 décembre 2010.

Ces deux figures nous donne une certaine confiance envers les résultats du modèle océanique pour étudier les surcotes sur une longue période de temps (1980-2011) malgré l'absence d'observations directes des niveaux d'eau antérieures à 2009. Les deux surcotes les plus fortes à Umiujaq en 2010 se sont produites le 8 octobre et le 8 décembre (Figure 27). Ces surcotes ont été choisies pour illustrer deux des trois cas de tempêtes étudiés pour la dynamique de formation des surcotes à Umiujaq.

La figure 29 illustre le niveau d'eau non-tidal lors de la surcote de 1,05 m du 8 octobre 2010 (voir aussi figure 27). Le niveau non-tidal observé (en rouge) est comparé à la courbe lissée du niveau modélisé (en bleu); les effets séparés du vent (magenta) et de la pression atmosphérique (en vert) sont aussi représentés. La figure 30 schématise la position d'un système dépressionnaire (distribution spatiale de la pression atmosphérique au niveau de la mer) et le vent à différents stades de développement de cette surcote. Ces données sont tirées des ré-analyses NARR. Enfin, la figure 31 montre la répartition spatiale des niveaux d'eau non-tidaux totaux (vent et pression atmosphérique) à chacun de ces stades de la surcote tirée du modèle de Massé et Villeneuve (2013) forcé par les ré-analyses NARR. Ces trois figures permettent de

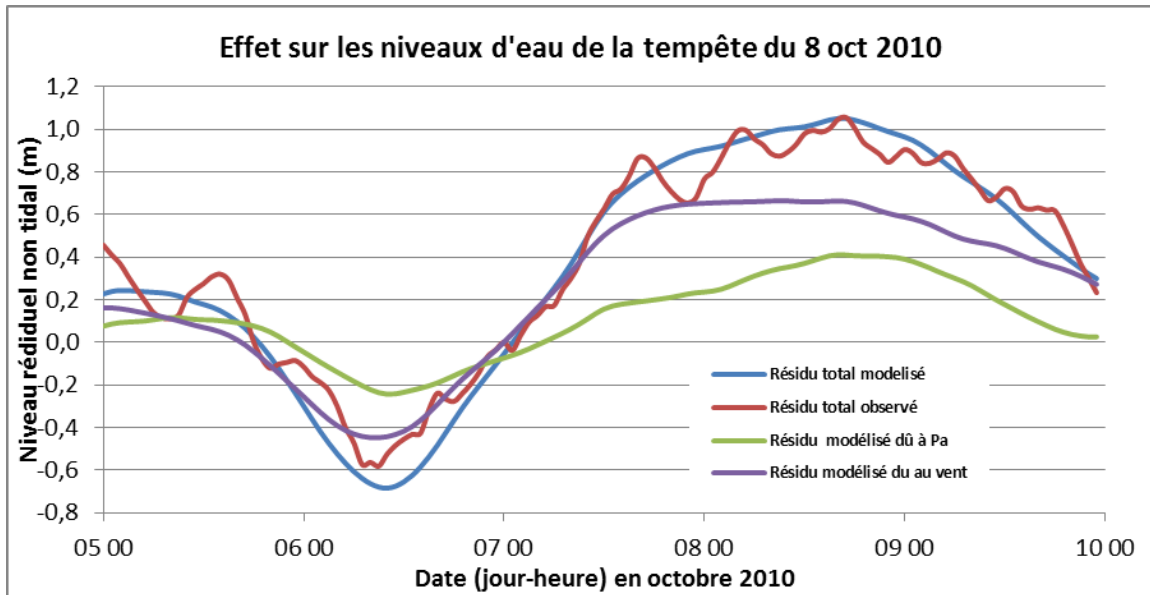


Figure 29 : Surcote du 8 octobre 2010 : Niveaux d'eau résiduels non tidaux modélisés (en rouge) et observés (trois autres courbes) à Umiujaq.

visualiser l'effet du vent et de la pression atmosphérique sur l'évolution du niveau d'eau dans l'ensemble de la zone d'étude et dans la région d'Umiujaq.

La surcote est d'abord précédée d'une décote causée principalement par des vents du sud persistants, couvrant toute la baie d'Hudson (figure 30, panneau du haut à gauche et figure 29). Lorsque le creux dépressionnaire atteint le centre nord de la baie d'Hudson (figure 30), la baisse de pression atmosphérique entraîne un rehaussement du niveau d'eau dans l'ensemble de la baie d'Hudson et les vents circulant dans le sens antihoraire déplacent l'eau vers les côtes de la baie d'Hudson et vers la baie James (figure 31, panneaux du bas à gauche). Durant la journée du 7 octobre, le centre dépressionnaire se déplace vers la côte du Nunavik et l'anticyclone situé au Manitoba s'intensifie, ce qui produit un vent du nord soutenu qui se développe d'abord dans la partie ouest de la baie d'Hudson puis sur l'ensemble de la baie.

Ce vent du nord persistant pendant plus de 24 heures et la présence d'un centre dépressionnaire au-dessus du Nunavik ont pour effet de provoquer une circulation de l'eau vers le sud et vers la côte est de la baie d'Hudson. Lorsque la dépression se déplace au-dessus du Nunavik vers le Labrador, le niveau d'eau dans toute la baie d'Hudson s'abaisse côté ouest sous l'effet de l'anticyclone et s'élève sur la côte du Nunavik. La crête de l'onde de tempête se déplace alors de la baie James vers la côte est de la baie d'Hudson, provoquant une surcote sur tout le sud-est de la baie d'Hudson jusqu'à Umiujaq et même plus loin au nord. En somme, le cas type du 6 au 8 octobre indique qu'une surcote majeure se développe à Umiujaq parce que la baie d'Hudson est traversée lentement par une dépression qui s'intensifie en se déplaçant vers l'Est. Le niveau maximum de la surcote est atteint à Umiujaq durant la journée du 8 octobre alors que le centre dépressionnaire s'étire au-dessus du Nunavik en direction du Labrador.

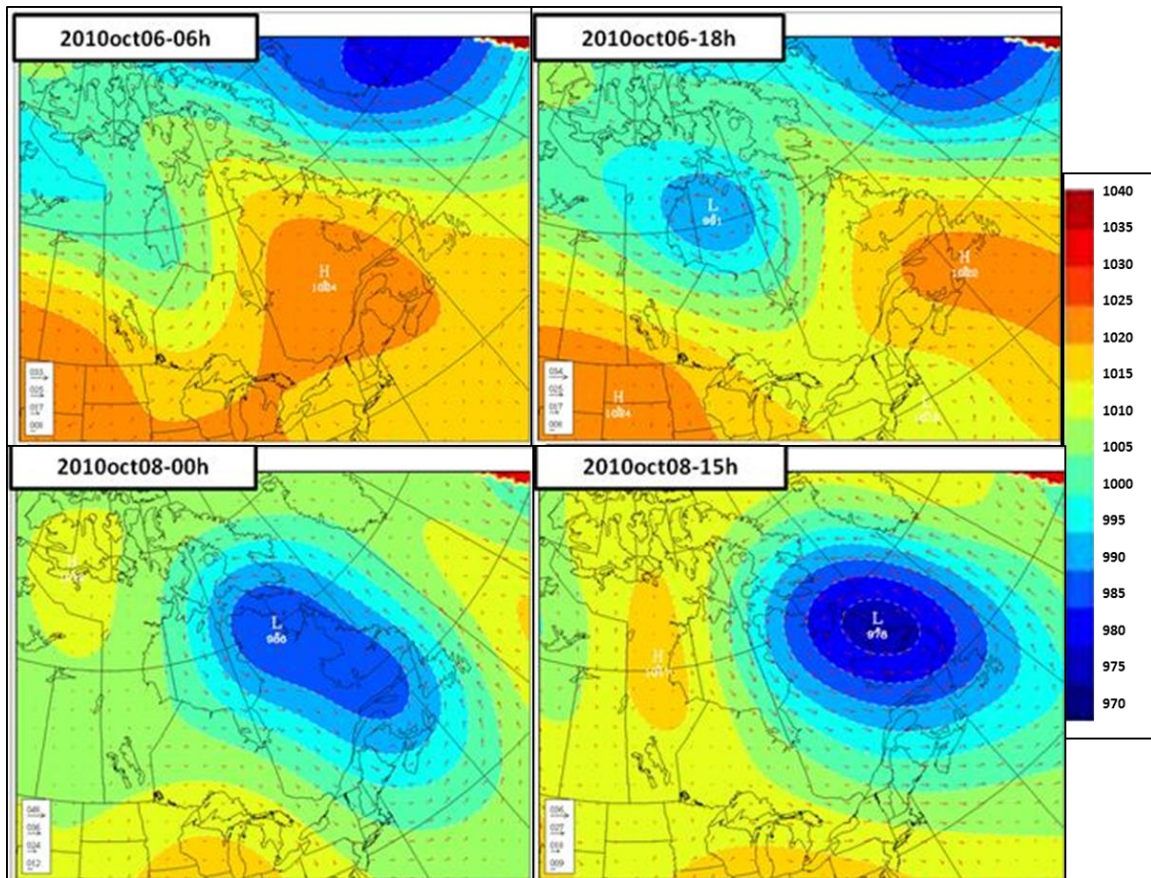


Figure 30 : Évolution de la tempête du 6 au 8 octobre 2010. Pression atmosphérique au niveau de la mer en hPa (en couleur) et vitesse (m/s) et direction des vents à 10 m au-dessus de la mer représentées par des flèches.

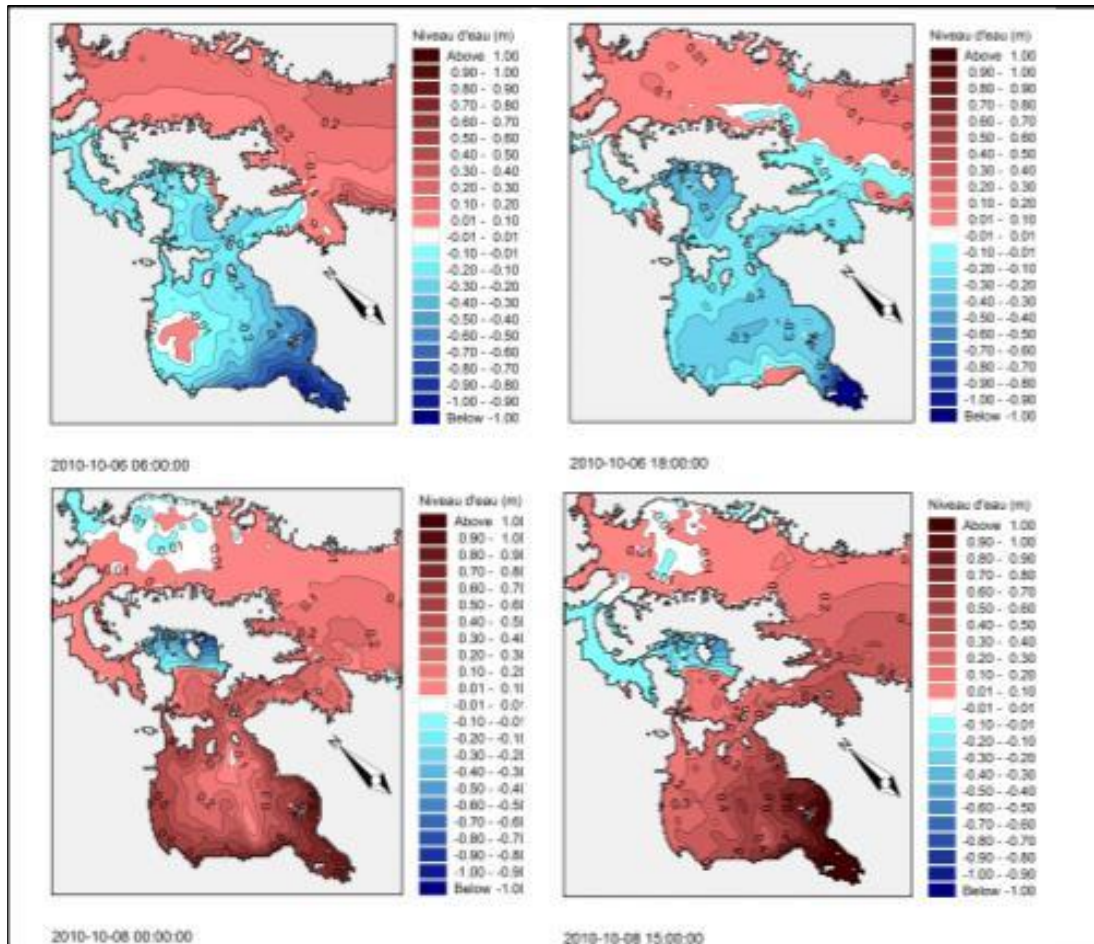


Figure 31 : Niveaux d'eau non-tidaux dans la zone d'étude du 6 au 8 octobre 2010 d'après le modèle de Massé et Villeneuve (2013).

Ce premier cas type, illustré aux figures 29 à 31, est l'un des principaux modes de développement de surcotes à Umiujaq. Les forts vents persistants du secteur nord qui se développent dans la baie d'Hudson sont la cause principale de la surcote, mais le fait que la pression atmosphérique chute au-dessus de la baie et de Umiujaq contribue de façon appréciable au développement de cette surcote.

Le second cas type est illustré aux figures 32 et 33. La figure 32 illustre la surcote du 8 décembre 2010 (voir aussi figure 27) à Umiujaq. Cette surcote est causée par une tempête illustrée à la figure 33 par une carte de la pression atmosphérique et des vents similaire à celle de la figure 30. Ce qui distingue la tempête du 8 décembre de celle du 8 octobre 2010, c'est d'abord la trajectoire suivie par le centre de la tempête, qui se forme au large de la Nouvelle-Écosse, traverse le Golfe du Saint-Laurent et remonte vers le Nunavik sans jamais se trouver directement au-dessus de la baie d'Hudson. C'est la raison pour laquelle la pression atmosphérique contribue très peu (environ 20 cm) au développement de la surcote du 8 décembre (figure 32) alors que pour celle du 8 octobre (figure 29), la pression atmosphérique contribue pour 40 cm à l'élévation du

niveau non-tidal. Autre différence, la surcote du 8 décembre n'est pas précédée d'une décote comme celle du 8 octobre. Par sa provenance du Sud-Est (figure 33), la dépression du 8 décembre n'a pas provoqué de forts vents du sud au-dessus de la baie d'Hudson, contrairement à la tempête du 8 octobre qui est entrée dans la baie en provenance du nord-ouest. L'observation de plusieurs tempêtes nous a permis de constater que les vents du secteur sud engendrent généralement des décotes dans la baie James et sur la côte est de la baie d'Hudson à la hauteur de Umiujaq.

Par contre, les deux tempêtes ont en commun la présence d'un fort gradient est-ouest de la pression atmosphérique, qui provoque des vents forts et persistants du secteur nord sur toute la baie d'Hudson. En approchant du Nunavik, la dépression atmosphérique du 8 décembre a télescopé un anticyclone provenant du Manitoba. Le fort gradient horizontal est-ouest de pression atmosphérique qui s'est alors produit a provoqué des vents du nord qui ont persisté pendant au moins deux jours. Ces vents expliquent pratiquement à eux seuls la quasi-totalité de la hausse du niveau d'eau à Umiujaq le 8 décembre 2010 (figure 32).

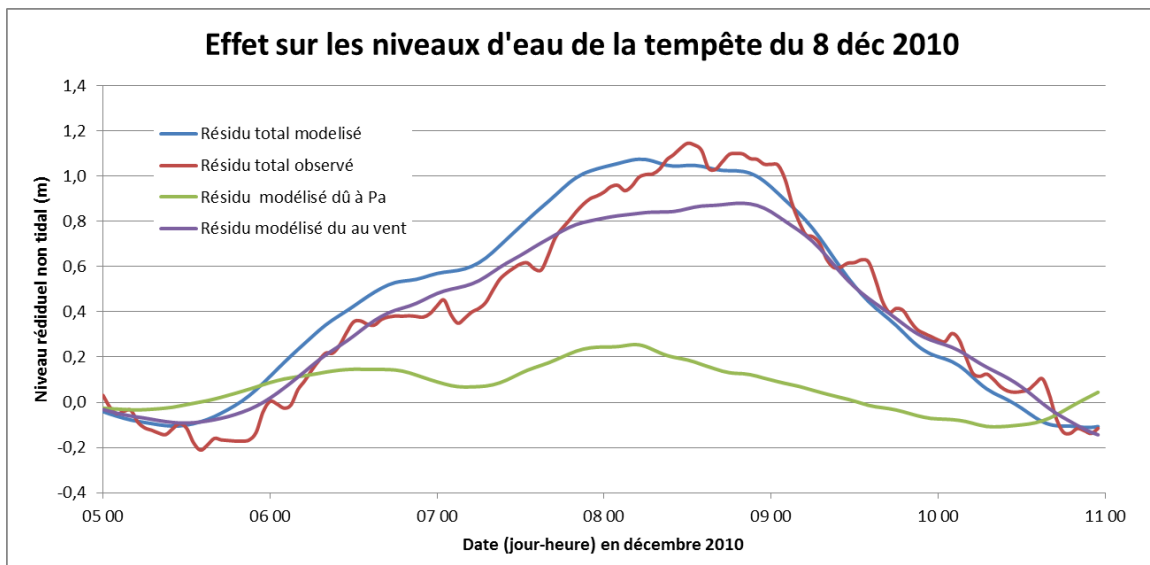


Figure 32 : Niveau d'eau résiduel non-tidal observé (en rouge) et modélisé à Umiujaq du 5 au 11 décembre 2010.

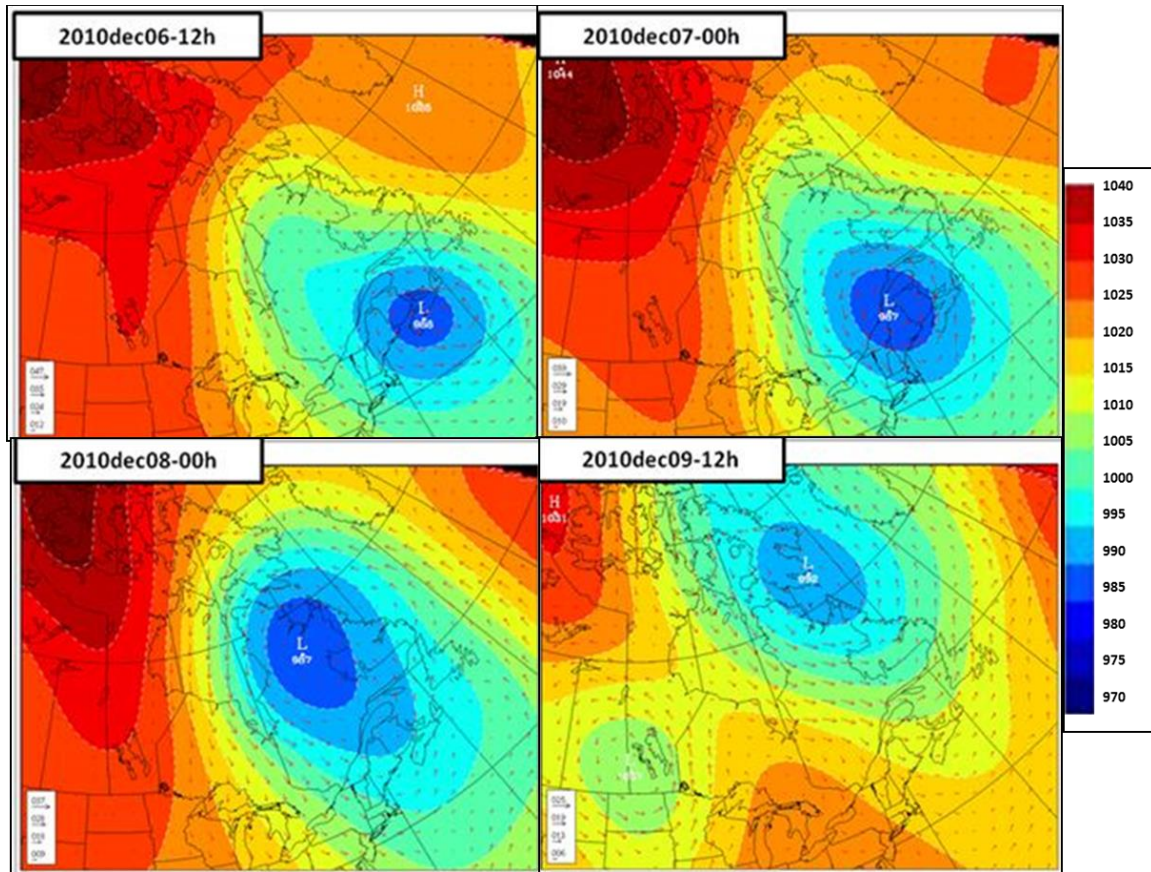


Figure 33 : Tempête du 6 au 10 décembre 2010. Pression atmosphérique en surface en hPa (en couleur) et vitesse (m/s) et direction des vents à 10 m au-dessus de la mer représentées par des flèches.

Le troisième cas type de tempête est présenté à la figure 34. Cette tempête s'est produite le 13 novembre 1998, provoquant la plus forte surcote (+1,42 m) modélisée à Umiujaq entre 1980 et 2011. Cette surcote est liée à un gros système dépressionnaire (Figure 34) dont le centre (984 hPa) s'est introduit dans la baie d'Hudson via la baie James et s'est déplacé lentement vers Umiujaq. Après s'être maintenu dans la partie sud et au centre de la baie d'Hudson pendant une douzaine d'heures, la dépression s'est étirée lentement vers l'Est au-dessus du Nunavik. Cette dépression très intense a généré de vents forts et persistants du secteur nord et nord-ouest qui ont soufflé le long de la côte ouest de la baie d'Hudson en bifurquant vers la côte est en direction d'Umiujaq. Le patron de formation de la tempête du 8 octobre 2010 et celle du 13 novembre 1998 sont similaires, mais la persistance et l'intensité des vents et du creux dépressionnaire quasi stationnaire de la tempête de 1998 ont permis une forte accumulation d'eau dans le sud de la baie d'Hudson et une hausse très importante du niveau non-tidal atteignant 1,42 m à Umiujaq. On peut dire que cette tempête réunissait les meilleurs ingrédients des surcotes du 8 octobre et 8 décembre 2010, soit une forte baisse de longue durée de la pression atmosphérique au-dessus de Umiujaq et la présence continue de forts vents très bien orientés pour produire une surcote majeure dans le sud et l'est de la baie d'Hudson. C'est probablement la raison pour laquelle cette surcote est la plus élevée en 30 ans.

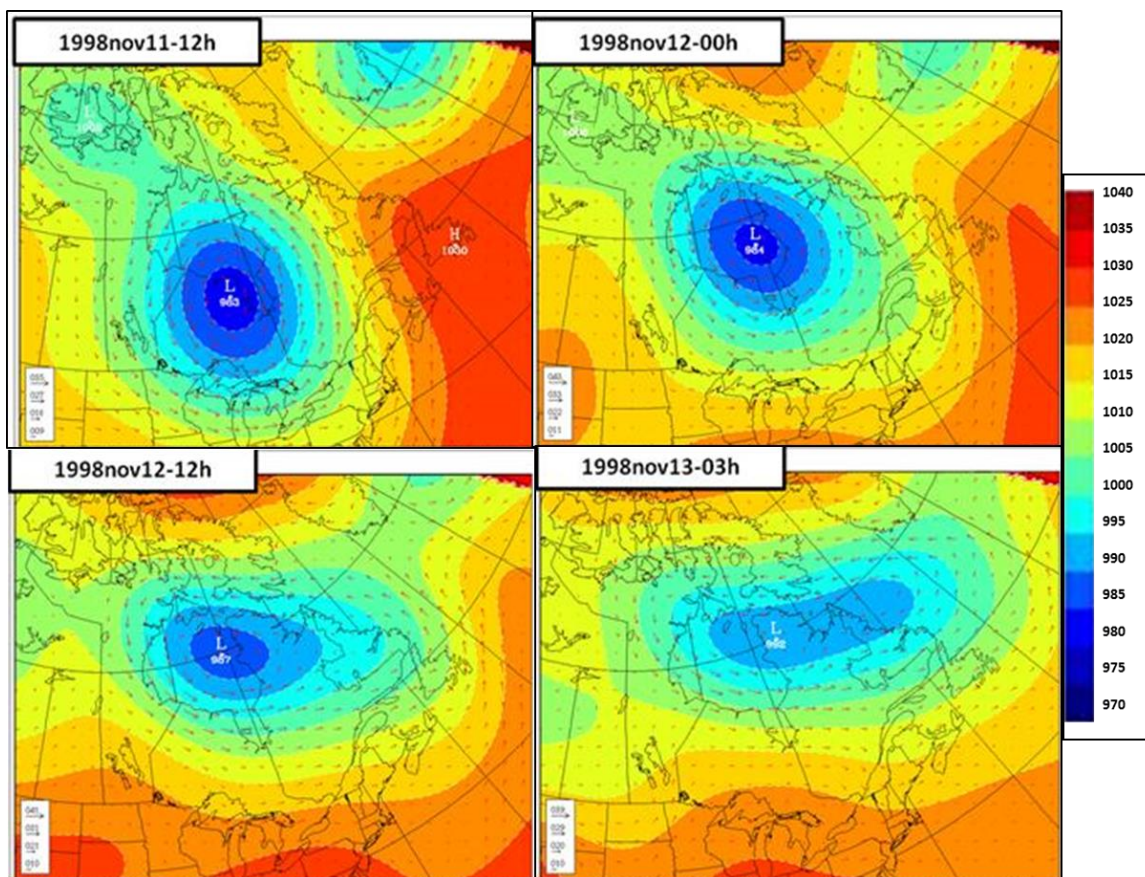


Figure 34 : Tempête du 11 au 13 novembre 1998 ayant causé la plus forte surcote modélisée à Umiujaq de 1979 à 2011 (niveau non-tidal de 1,42 m)

Il existe d'autres modes de formation des surcotes à Umiujaq, mais ceux-ci sont très rares et ne sont pas couverts ici, faute de temps.

Sommaire pour Umiujaq :

- Les surcotes et les décotes à Umiujaq sont, dans tous les cas observés, associées à la présence d'une tempête ou dépression atmosphérique majeure dans la zone d'étude. Dans la très grande majorité des cas, ces tempêtes sont situées au-dessus de la baie d'Hudson ou du Nord du Québec lorsqu'une surcote survient. La provenance de ces tempêtes n'a pas d'importance, mais la position, la dimension spatiale et la vitesse de déplacement de la tempête au-dessus de ces régions (baie d'Hudson et Nunavik) sont critiques.
- Les variables atmosphériques principales pour générer des surcotes à Umiujaq sont le vent et la pression atmosphérique. Le vent est nettement la variable prédominante à Umiujaq.

- Les vents forts et persistants des secteurs nord et ouest causent la plupart des surcotes majeures. Lorsque le centre dépressionnaire se maintient assez longtemps au-dessus de la baie d'Hudson (plus de 12 heures en général), la pression atmosphérique contribue à accentuer la surcote à Umiujaq.
- De tous les sites à l'étude, c'est Umiujaq qui fait l'objet des surcotes les plus fortes pour la période 1979-2012.
- Les surcotes à Umiujaq se produisent presque exclusivement en eau libre, lorsque la glace de mer est absente, ce qui correspond à la « saison des tempêtes ou saison d'eau libre de glace » mentionnée précédemment à la section 4. Tout indique que les tempêtes hivernales ne produisent que très rarement les conditions de vent et de pression atmosphérique permettant de générer des surcotes majeures. Comme le modèle océanique de Massé et Villeneuve (2013) ne tient pas compte de la présence ou de l'absence des glaces pour le calcul du stress causé par le vent, la rareté des fortes surcotes en hiver ne peut être attribuée au modèle océanique mais plutôt au fait que les forçages atmosphériques sont différents en hiver et en saison d'eau libre.

5.2. Comparaison des surcotes entre les sites du projet

Avant de décrire les liens entre les surcotes et les tempêtes aux cinq autres sites du projet, il est préférable de procéder à des comparaisons et regroupements entre ces sites. Le Tableau 3 ci-dessous présente les niveaux des surcotes maximales, des décotes maximales (niveau les plus négatifs), les niveaux moyens et les dates où se sont produites les plus fortes surcotes et décotes aux six sites du projet entre 1979 et 2011 d'après le modèle du Groupe Conseil LaSalle (Massé et Villeneuve 2013). Ce tableau montre que les surcotes et décotes les plus fortes se produisent à Umiujaq et diminuent en amplitude en direction nord vers Ivujivik puis en direction de Quaqtaq. Cette décroissance de l'amplitude des surcotes est conforme à la direction de propagation des crêtes et des creux des ondes de tempêtes le long de la côte québécoise longeant la baie et le détroit d'Hudson.

Tableau 3 : Niveaux moyen, minimum et maximum modélisés de 1979 à 2011 par (Massé et Villeneuve 2013) aux stations du Nunavik et dates correspondant aux surcotes les plus fortes.

	Quaqtaq	Kangiqtujuaq	Ivujivik	Akulivik	Puvirnituq	Umiujaq
Max	0,594	0,599	0,915	1,008	1,077	1,421
Moyen	0,002	0,000	0,009	0,019	0,025	0,039
Min	-0,496	-0,497	-0,606	-0,651	-0,753	-0,777
Dates						
Max	07-nov-80	08-nov-80	22-sept-02	22-sept-02	20-nov-03	13-nov-98

La figure 35 montre que cette décroissance et cette progression des surcotes vers le nord puis vers l'est (de droite à gauche dans le Tableau 3) s'applique non seulement aux surcotes les plus fortes, mais à l'ensemble des surcotes. La figure 35 compare les niveaux non-tidaux (Massé et Villeneuve, 2003) aux différents sites d'étude à l'aide de régressions linéaires portant sur la période d'août à décembre 2010. Les niveaux non-

tidaux sont fortement corrélés entre les sites voisins de Puvirnituq/Akulivik, d'Akulivik/Ivujivik et entre Kangiqsujuaq/Quaqtaq, avec des coefficients de détermination R^2 respectifs de 0,99, 0,97 et 0,97. Ces coefficients de régression sont optimisés en tenant compte du décalage temporel entre les séries chronologiques comparées à ces stations. Toutes les régressions présentées à la figure 35 sont organisées de manière à ce qu'un décalage positif signifie que la série placée en abscisse est en retard sur la série placée en ordonnée. Ainsi, dans le diagramme de la figure 35 qui compare Akulivik à Ivujivik, le décalage de quatre heures indique que les surcotes qui se produisent à Akulivik se produisent à Ivujivik quatre heures plus tard. La pente positive de 1,16 de la droite de régression indique que les surcotes d'Akulivik sont en moyenne 16% plus fortes que celles d'Ivujivik. Comme toutes les pentes des droites de régression de la figure 35 sont supérieures à 1.0, on peut en déduire qu'en moyenne, la hauteur des surcotes augmente en direction du nord et de l'est.

Lorsque les corrélations des niveaux non-tidaux modélisés et confirmés par les observations sont très fortes, cela signifie que les phénomènes atmosphériques qui produisent la surcote ou décote à un site produisent des résultats très semblables au site voisin, même si la hauteur des surcotes peut-être systématiquement plus faible d'un site à l'autre et même si la hauteur maximum atteinte par une surcote peut être systématiquement décalée dans le temps. Les niveaux non-tidaux à Puvirnituq, Akulivik et Ivujivik sont si fortement corrélés qu'on peut, à toute fin utile, considérer que la connaissance de l'un suffit à décrire les deux autres sites. Nous présentons ci-dessous le cas de Puvirnituq qui représente donc Akulivik et Ivujivik. En ce qui concerne le détroit d'Hudson, nous regrouperons Quaqtaq et Kangiqsujuaq pour les mêmes raisons.

La figure 36 compare les niveaux non-tidaux simultanés à tous les sites du projet pour les surcotes du 8 octobre et du 8 décembre 2010. Cette figure montre que la progression vers le nord et vers l'est des surcotes s'applique le plus souvent aux événements individuels, mais pas toujours. Par exemple, la surcote du 8 octobre est précédée d'une décote à tous les sites dans la journée du 6 octobre. Le minimum de niveau d'eau se produit d'abord à Umiujaq et le niveau commence à s'élever en premier à ce site; puis suivent les sites de Puvirnituq, Akulivik, etc. Par contre, le niveau le plus élevé à Umiujaq se produit après ceux des trois sites situés plus au nord. Le 8 décembre, tous les sites autres que Umiujaq semblent développer une surcote en même temps et identique à tous ces sites ou presque. Bref, même si le développement des surcotes et décotes semble obéir à certaines règles, leur mode de formation est complexe et varié lorsque prises individuellement.

Tel que mentionné précédemment, Puvirnituq, Akulivik et Ivujivik forment un ensemble de sites côtiers qui répondent de façon très similaire aux forçages atmosphériques; il en va de même pour Quaqtaq et Kangiqsujuaq, qui forment un ensemble cohérent. Seul Umiujaq semble répondre différemment de tous les autres sites du projet. Umiujaq est beaucoup moins bien corrélé avec Puvirnituq (R^2 de 0,75), sa voisine la plus proche que les autres sites voisins. De même, la corrélation $R^2 = 0,79$ entre Kangiqsujuaq et Ivujivik indique que ces deux stations, même si elles présentent beaucoup de cohérence l'une par rapport à l'autre, sont influencées par des facteurs climatiques différents pour au moins 20% de leur variance. Une corrélation qui n'est pas illustrée à la figure 35 est celle qui compare Umiujaq et Quaqtaq. Cette corrélation est de $R^2 = 0,73$ lorsqu'on tient compte du décalage de 13 heures; cette corrélation est tout de même passablement élevée considérant la distance entre ces stations, ce qui suggère qu'une proportion

importante des surcotes modélisées (et observées) pour l'ensemble des villages de l'étude est causée par des facteurs communs. Cette question sera discutée de manière plus détaillée à la section 6.4.

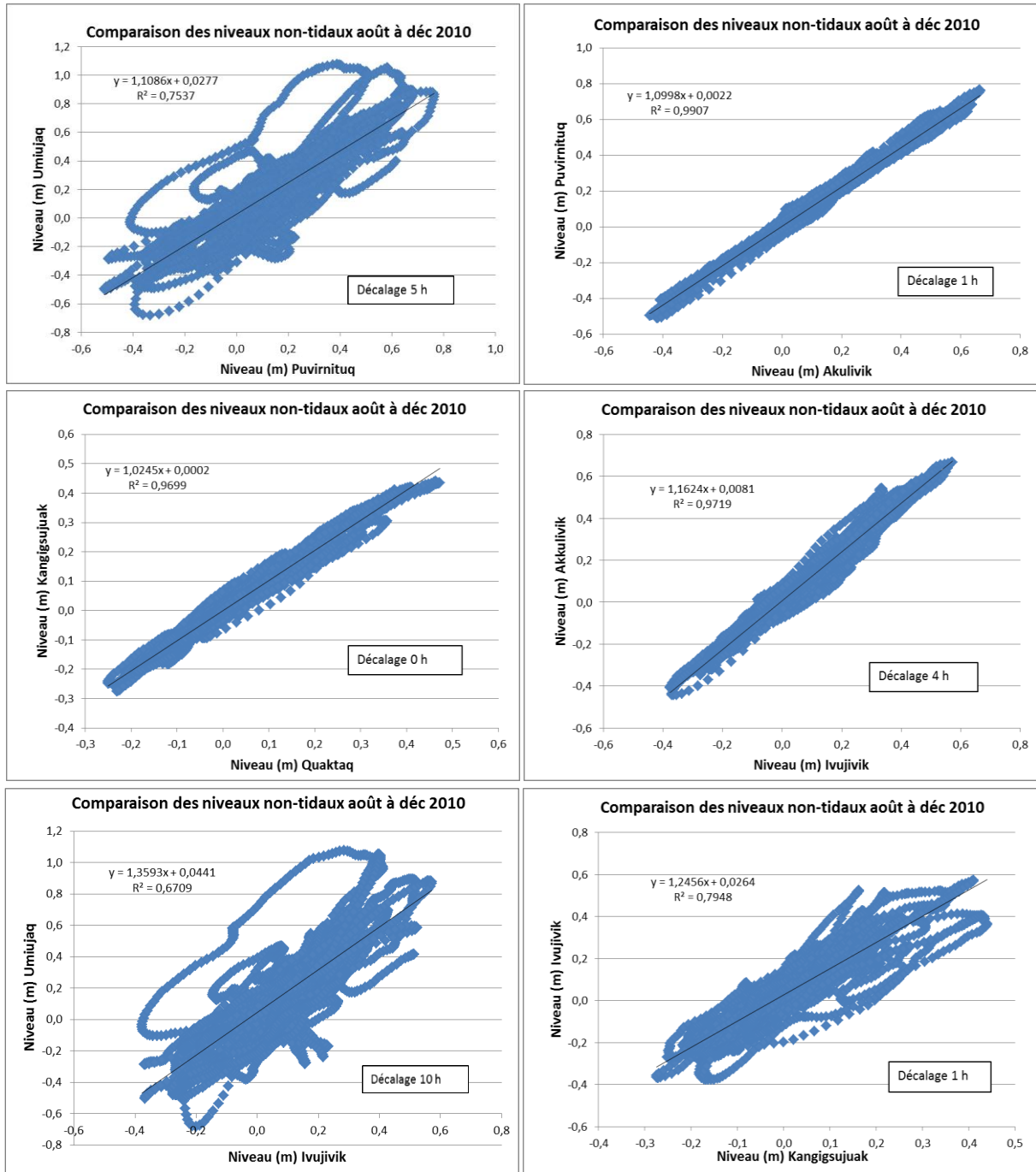


Figure 35 : Régressions linéaires de niveaux non-tidaux modélisés aux sites portuaires du 1 août au 31 décembre 2010.

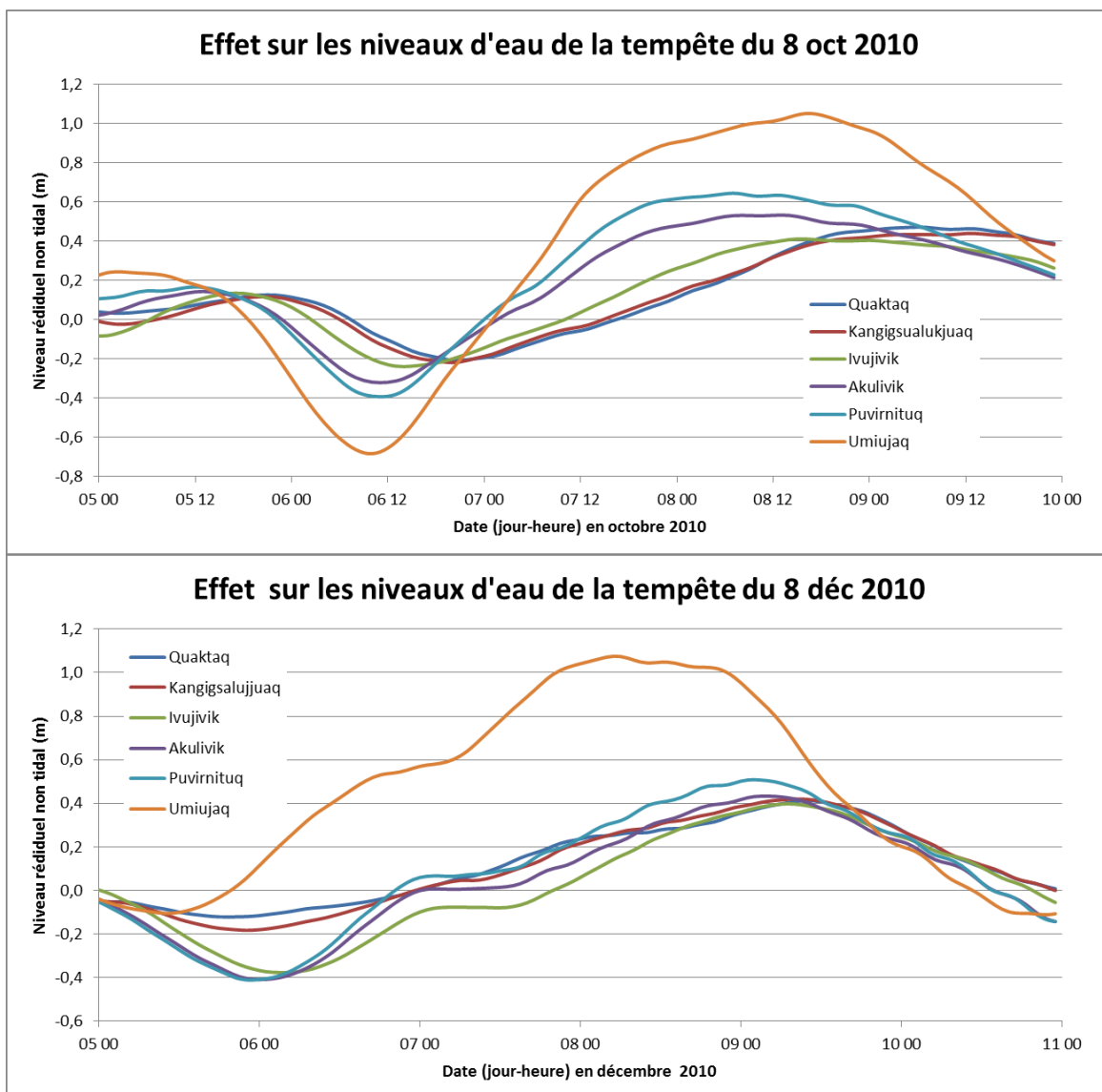


Figure 36 : Niveaux résiduels non tidaux modélisés par Massé et Villeneuve (2013) lors des tempêtes du 8 octobre et du 8 décembre 2010 dans les villages à l'étude.

Les prochaines sections proposent une analyse des causes de surcotes et des tempêtes à Puvirnituaq et à Quaktaq. Les conclusions de cette analyse s'appliquent aux autres sites voisins mentionnés ci-dessus (Akulivik et Ivujivik pour Puvirnituaq et Kangigsualukjuaq pour Quaktaq).

5.3. Tempêtes et surcotes à Puvirnituaq

La figure 37 illustre la tempête qui a produit la plus forte surcote modélisée à Puvirnituaq de 1980 à 2011. Selon le modèle de Massé et Villeneuve (2013), le niveau d'eau non-tidal a atteint 1,08 m lors de cet événement qui s'est produit le 20 novembre 2003 (figure 38). La trajectoire de la tempête est au départ assez semblable à celle des tempêtes associées à certaines surcotes observées à Umiujaq (figures 30 et 34). La dépression atmosphérique est entrée dans la baie d'Hudson par le sud et s'est déplacée lentement

vers le nord de la baie. Ce qui distingue cette tempête est sa trajectoire de sortie en direction nord. Les tempêtes qui produisent de grosses surcotes à Umiujaq, mais des surcotes plus faibles à Puvirnituq sont souvent situées dans la baie d'Hudson, mais elles se déplacent vers l'est en direction du Nunavik et du Labrador. La tempête illustrée à la figure 37 ne quitte pas la baie d'Hudson en direction est, mais elle se déplace lentement en direction nord, vers le bassin de Foxe en passant à la hauteur de Ivujivik. Toutes les tempêtes que nous avons étudiées, ayant produit de fortes surcotes à Puvirnituq, Akulivik et Ivujivik, ont suivi la même trajectoire du sud vers le nord. Elles ont en commun le fait de se situer dans l'extrême nord de la Baie d'Hudson après avoir séjourné pendant plus d'une journée dans le sud et le centre de cette baie.

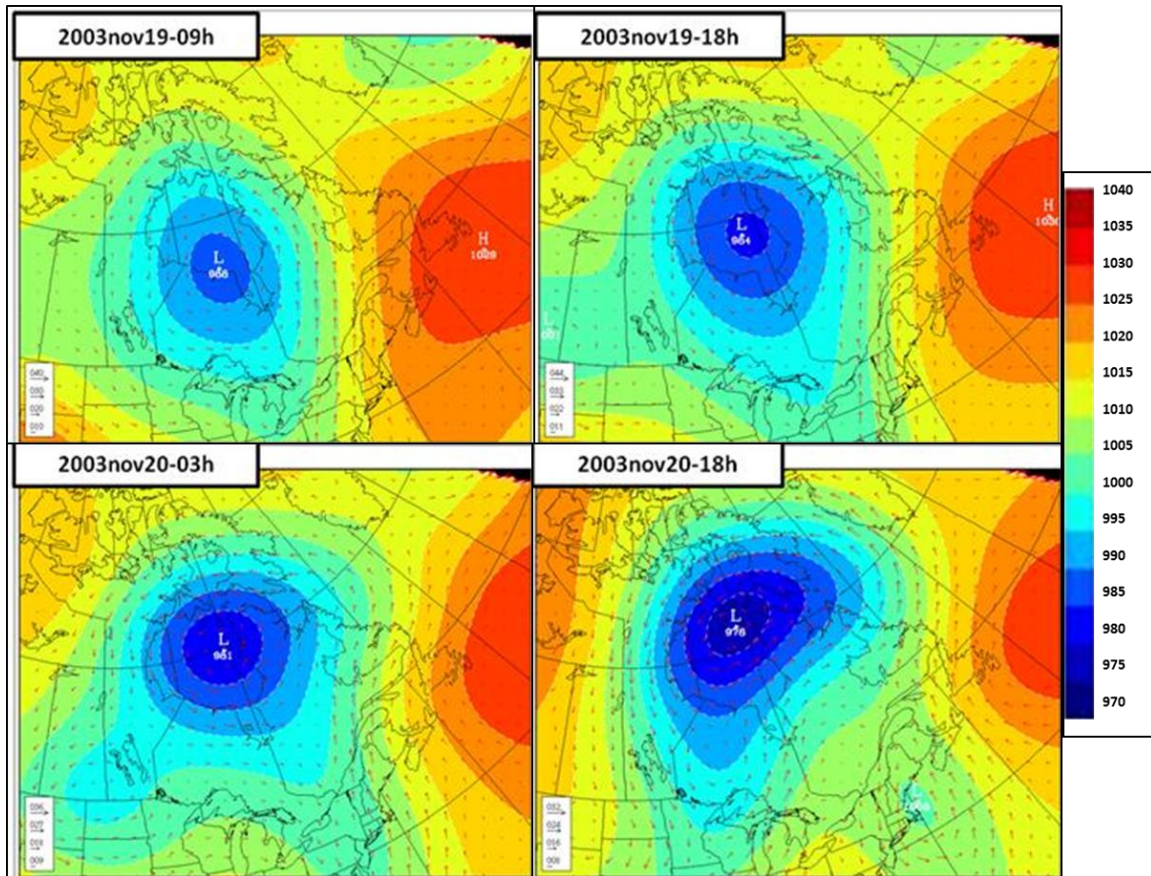


Figure 37 : Tempête du 20 novembre 2003 ayant causé une surcote estimée à 1,08 m à Puvirnituq d'après le modèle de Massé et Villeneuve, 2013.

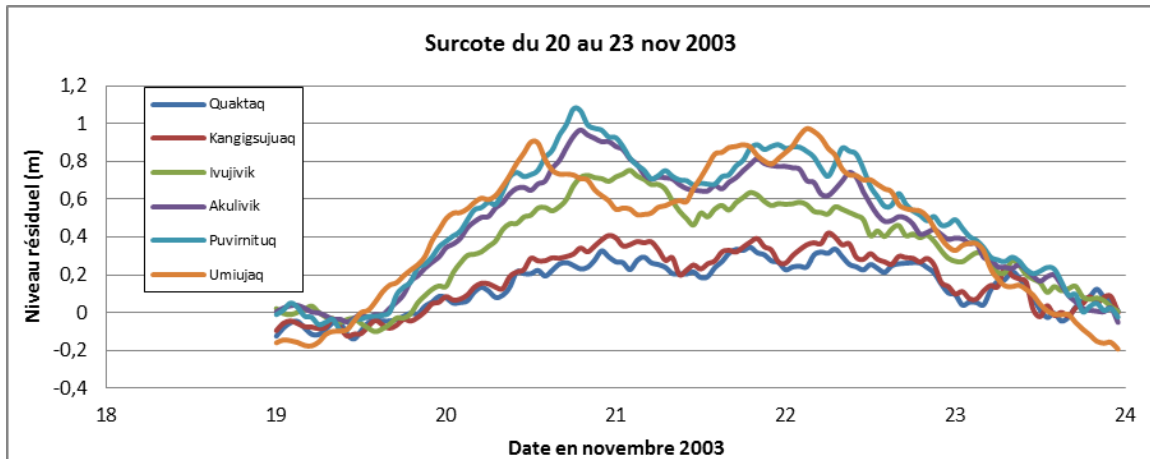


Figure 38 Niveaux résiduels non-tidaux du 20 au 23 novembre 2003. D'après le modèle de Massé et Villeneuve (2013).

La trajectoire sud-nord de ces tempêtes favorise la formation de forts vents du nord le long de la côte ouest de la baie d'Hudson, induisant une onde de tempête qui accumule de l'eau dans le sud de la baie d'Hudson et dans la baie James comme c'est le cas pour les tempêtes décrites dans la section 5.1 portant sur Umiujaq. Cependant, en se déplaçant vers le nord de la baie d'Hudson plutôt que vers l'est, ces tempêtes produisent éventuellement des vents du sud-ouest dans le centre et le nord-est de la baie d'Hudson. Ces vents dirigés vers la côte semblent empêcher la crête de l'onde de tempête de se dissiper vers le centre de la baie d'Hudson lors de son parcours en direction nord. Il arrive même parfois, comme c'est le cas le 20 novembre 2003, que les vents du sud-ouest contribuent à amplifier l'onde de crue de tempête en direction nord. La surcote du 20 novembre 2003 a été plus forte à Puvirnituk (1,08 m) qu'à Umiujaq (0,97 m) et presque aussi élevée à Akulivik (0,96 m). Il est rare que les surcotes à Puvirnituk surpassent celles de Umiujaq, mais cela peut se produire à l'occasion lorsque les vents sont du secteur est.

Savard, dans Cima+(2004), mentionne que les Inuits de Puvirnituk associent les surcotes aux vents du sud-ouest et les décotes aux vents du nord-est à Puvirnituk. L'auteur confirme ces observations des Inuits à l'aide de données marégraphiques prises pendant une période de deux mois, d'août à octobre 2003. CIMA+(2004) mentionne aussi que les Inuits affirment que les plus grosses surcotes ayant causé des dégâts importants dans le village se sont produites assez brusquement. Ils décrivent la montée du niveau d'eau comme une « vague » qui a soudainement envahit l'estuaire. Cette description ne correspond pas aux données des marégraphes qui sont situés à l'extérieur de l'estuaire. Elle ne correspond pas non plus aux résultats du modèle qui montre des surcotes dont le développement s'étale sur plusieurs heures. Autrement dit, il y a contradiction entre le savoir traditionnel et les données disponibles.

Une explication possible de cette apparente contradiction serait l'avènement occasionnel de crues éclair de la rivière Puvirnituk coïncidant avec de grosses surcotes. Puvirnituk est situé à l'amont d'un estuaire où se jette une rivière dont le régime hydrologique pourrait être sensible aux tempêtes. Les tempêtes qui provoquent les surcotes majeures à Puvirnituk produisent aussi de forts vents du secteur sud-ouest et

des pluies souvent persistantes et probablement assez fortes sur les bassins versants bordant la côte est de la baie d'Hudson. L'estuaire de Puvirnituk est en partie fermé par un seuil qui restreint la circulation de l'eau à son embouchure située au sud-ouest du village et de l'infrastructure portuaire. La même tempête qui peut provoquer une forte surcote à l'embouchure de l'estuaire a aussi le potentiel de déverser beaucoup d'eau sur le bassin versant de cette rivière et de hausser rapidement le débit de la rivière, provoquant une crue éclair qui pourrait accentuer la hausse du niveau d'eau à l'intérieur de l'estuaire, surtout dans le bief d'amont de l'estuaire, où se trouve le village. On ne pourrait pas détecter cette hausse de niveau avec un marégraphe situé à l'extérieur de l'estuaire ni le modéliser avec un modèle de surcote seul. Si l'hypothèse de crues éclairs se vérifiait, on devrait aussi, pour estimer la récurrence des extrêmes, tenir compte des aspects hydrologiques qui ne sont pas pris en compte ici.

Sommaire pour le nord-est de la baie d'Hudson:

L'étude des surcotes de Puvirnituk permet de consolider les résultats présentés plus haut pour Umiujaq concernant les mécanismes de formation des surcotes par les tempêtes dans la baie d'Hudson. Les éléments clés sont les suivants :

- Les grosses surcotes observées sur la côte nord-est de la baie d'Hudson entre Umiujaq et Ivujivik sont principalement causées par des tempêtes produisant de forts vents du nord persistants dans la baie d'Hudson et, dans une moindre mesure, par des baisses de la pression atmosphérique.
- À Puvirnituk, Akulivik et Ivujivik, ces conditions se produisent le plus souvent quand un centre dépressionnaire traverse lentement la baie d'Hudson dans une direction sud-nord. Les niveaux les plus élevés à ces trois sites se produisent le plus souvent lorsque le centre dépressionnaire est situé près du nord-est de la baie d'Hudson, près des latitudes de ces mêmes sites.
- Comme c'est le cas pour Umiujaq, les villages du nord-est de la baie d'Hudson sont sujets à une « saison des tempêtes » qui correspond généralement à la saison pendant laquelle la baie est libre de glaces.
- Les plus grosses surcotes surviennent lorsque de forts vents du secteur sud-ouest soufflent dans le centre et le nord-est de la baie d'Hudson.
- Il est possible que les surcotes extrêmes décrites par les Inuits à Puvirnituk soient en partie causées par d'autres facteurs que les ondes de tempêtes. Certaines tempêtes qui produisent de fortes surcotes à ce site pourraient aussi affecter le régime hydrologique de la rivière Puvirnituk. Cet aspect n'a pas été étudié dans le cadre de la présente étude.

5.4. Tempêtes et surcotes à Quaqtak (Kangisujuaq)

Tel que mentionné à la section précédente, les sites de Quaqtak et de Kangisujuaq affichent de fortes corrélations ($R^2 = 0,97$ et une pente de la droite de régression de 1,02) lorsqu'on compare les niveaux non-tidaux d'un site par rapport à l'autre (voir figure 35). Ils sont donc regroupés parce que la connaissance de l'un nous fournit pratiquement tout ce qu'il est important pour comprendre l'autre.

La figure 39 illustre les niveaux d'eau non-tidaux à Quaqtaq en 2010 tirés des simulations produites par Massé et Villeneuve (2013). Le panneau (a) présente l'effet combiné du vent et de la pression atmosphérique sur les niveaux d'eau. Les deux autres panneaux présentent leurs effets séparés. Lorsqu'on compare cette figure 39 à la figure 26 montrant les mêmes simulations de niveau pour Umiujaq, certaines différences

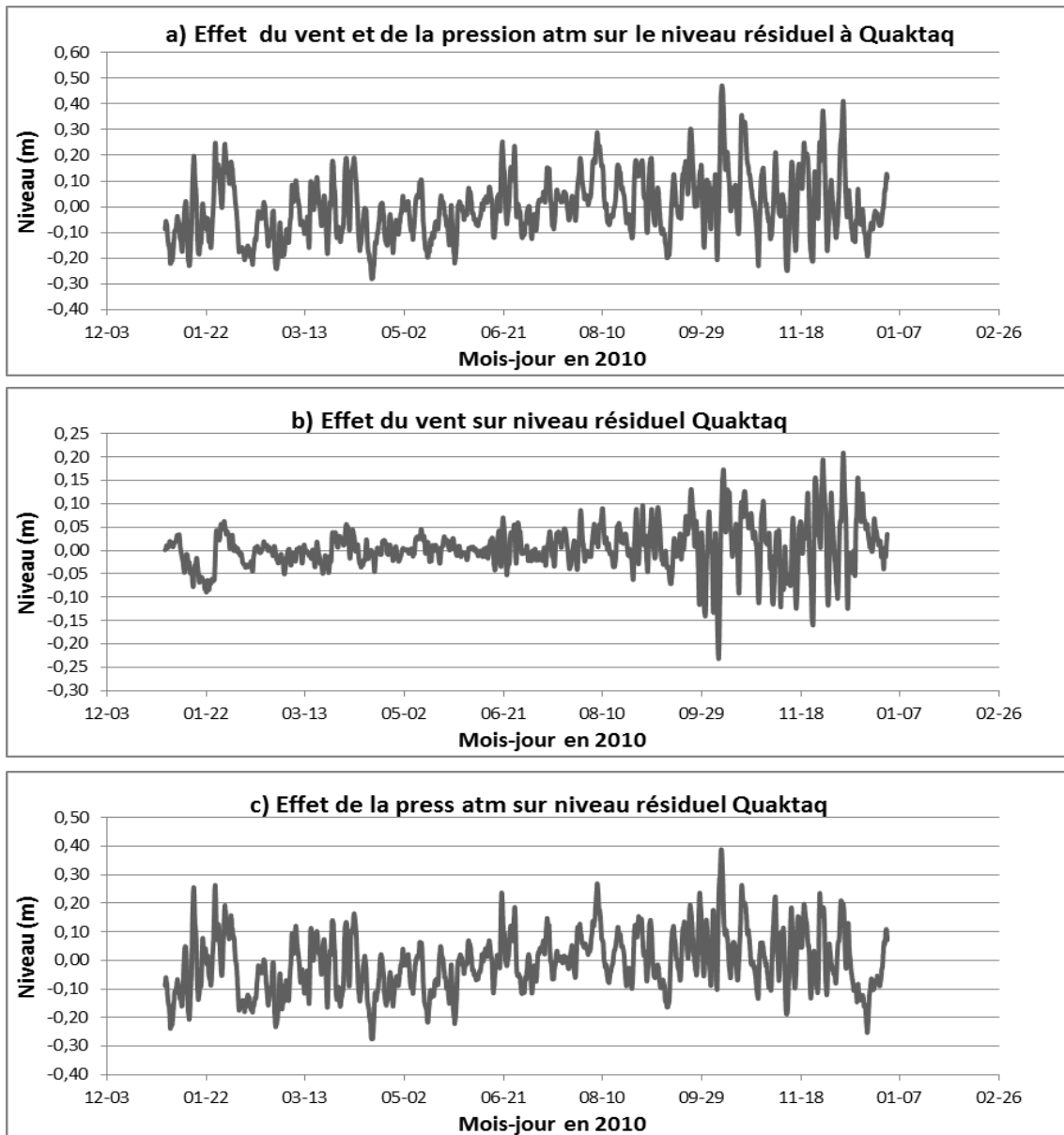


Figure 39 : Niveau résiduel non tidal modélisé par Massé et Villeneuve (2013) à Quaqtaq pour l'année 2010; a) résidu total; b) résidu causé par le vent seul; c) résidu causé par la pression atmosphérique seule.

ressortent. D'abord, l'importance relative du vent par rapport à la pression atmosphérique diminue beaucoup à Quaqtq par rapport à Umiujaq où le vent est clairement le facteur dominant pour expliquer la variance des niveaux résiduel non-tidaux.

À Quaqtq, pour 2010, c'est la pression atmosphérique qui domine, produisant des surcotes pouvant atteindre 30 à 40 cm alors que les surcotes causées par le vent ne dépassent guère 20 cm. La « saison des surcotes » observée à Umiujaq (août à décembre) est aussi présente à Quaqtq. Cependant, même si les six plus fortes surcotes se sont produites entre le 7 août et le 12 décembre, celles-ci ne sont pas aussi nettement distincte des surcotes hivernales, qui peuvent atteindre 0,25 m comparativement aux surcotes automnales comprises entre 0,30 et 0,45 m. La figure 39 b montre que les surcotes attribuables aux vents sont plus « saisonnières » que celles liées à la pression atmosphérique qui se produisent d'avantage à l'année longue.

La plus forte surcote modélisée à Quaqtq en 2010 ne dépasse pas 0,45 m. Par contre, la plus forte surcote observée (niveau résiduel calculé par analyse harmonique par Environnement Illimité, 2012) est de 0,70 m, une différence de 0,25 m. Cette différence est considérable, compte tenu de la faible hauteur des surcotes. La figure 40 compare la surcote du 8-9 octobre 2010 modélisée et observée à Quaqtq. Les données sont tirées des observations marégraphiques et des analyses harmoniques réalisées par Environnement Illimité (2012) et les niveaux modélisés par Massé et Villeneuve (2013) durant la saison de tempêtes de 2010 à Quaqtq. Cette figure montre que le modèle tend à sous-estimer la surcote d'environ 20%. Toutes les surcotes que nous avons comparées de cette manière sont sous-estimées. Le modèle performe mieux pour les petites fluctuations du niveau d'eau, mais il a tendance à sous-estimer les fortes variations aussi bien négatives (décotes) que positives (surcotes) à Quaqtq. Quelques explications sont envisagées: il est possible que les ondes de tempête qui se propagent du sud vers le nord dans la baie d'Hudson puis vers l'est dans le détroit d'Hudson

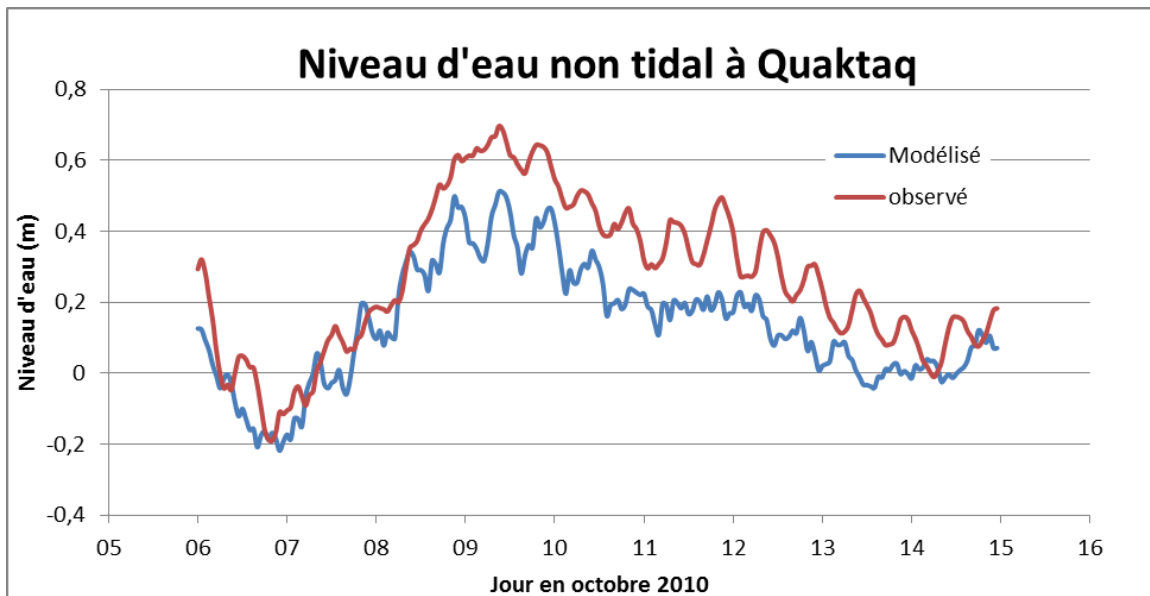


Figure 40 : Niveaux résiduels non tidaux observés et modélisés à Quaqtq du 6 au 15 octobre 2013 (Massé et Villeneuve, 2013).

soient trop dissipées ou amorties dans le modèle; il est également possible que la frontière Atlantique du modèle à Nain, Labrador, soit située trop près de Quaqtac ce qui poserait problème dans certains cas.

Il est probable que le vent contribue presque autant sinon plus que la pression atmosphérique (baromètre inversé) à la formation de surcotes importantes à Quaqtac. La corrélation entre les niveaux de surcote à Umiujaq et à Quaqtac est d'ailleurs de $R^2 = 0,734$ en tenant compte d'un décalage temporel de 13 heures, ce qui suggère que les deux sites sont affectés en grande partie par les mêmes facteurs. Comme les vents sont nettement le facteur dominant à Umiujaq, où le modèle est fortement corrélé avec les observations, il est probable que le vent soit aussi un facteur dominant à Quaqtac, même s'il est moins bien représenté dans le modèle. Les tempêtes responsables de la formation de grosses surcotes dans le détroit d'Hudson sont souvent les mêmes que les tempêtes responsables des surcotes sur la côte-est de la baie d'Hudson.

La plus forte surcote calculée par le modèle de Massé et Villeneuve (2013) pour la période 1980-2011 à Quaqtac a atteint 0,6 m le 7 novembre 1980 (Tableau 2). La figure 41 présente une comparaison par régression linéaire des données modélisée et observées pendant l'automne 2010 (panneau de droite) et pour la surcote du 8 octobre 2010.

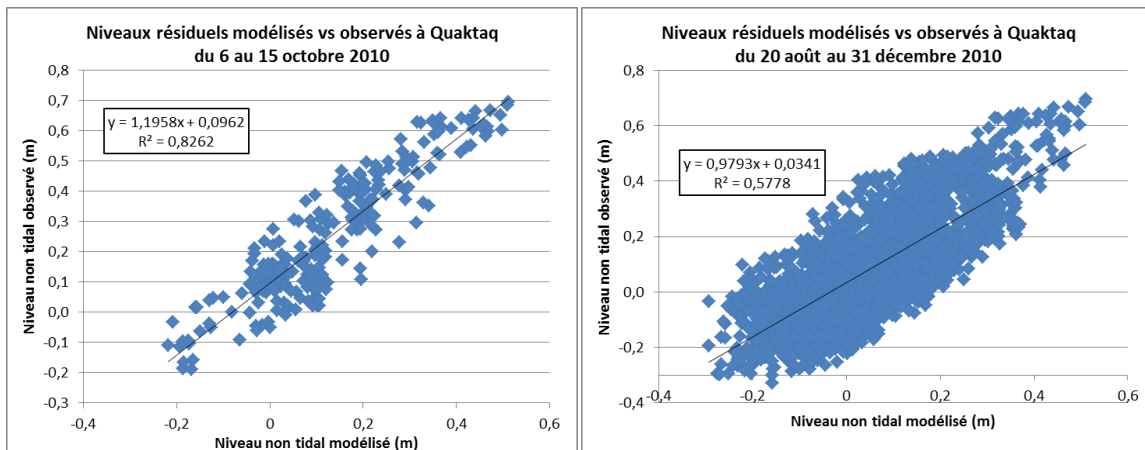


Figure 41 : Droite de régression entre les niveaux non-tidaux observés et modélisés (modèle de Massé et Villeneuve, 2013) pour la période du 6 au 15 octobre 2010 (tempête du 8 octobre) et pour la période d'août à décembre 2010.

La pente de la droite de régression pour tout l'automne (0,97) suggère que le modèle reproduit assez bien les petites fluctuations du niveau d'eau, mais les fortes surcotes sont moins bien représentées avec une sous-estimation de l'ordre de 20%. En tenant compte de cette sous-estimation de 20% des surcotes par le modèle (figure 41) il est probable que les plus fortes surcotes modélisées (0,6 m) soient plutôt de l'ordre de 0,72 m environ à Quaqtac (exemple, figure 41 panneau de gauche). Les surcotes à Quaqtac sont très probablement plus faibles que celles de la baie d'Hudson, mais, comme les marées sont très fortes dans l'est du détroit d'Hudson, une surcote de 0,7 m s'ajoutant à une marée de vive-eau pourrait produire des niveaux très élevés à Quaqtac. Par contre, comme la marée de vive-eau est supérieure à 9 m à Quaqtac, même une surcote de 0,7 m passerait inaperçue si elle se produisait pendant des marées de

mortes-eaux, des marées moyennes et même lors de faibles marées de vives-eaux. Autrement dit, si une surcote de 0,7 m a une période de retour de 30 ans à Quaqtq, la période de retour d'une telle surcote coïncidant avec une grande marée de vives-eaux aurait probablement une période de retour de l'ordre de 300 ans.

Sommaire pour le secteur de Quaqtq et Kangisujuaq

D'après les données du modèle océanique de Massé et Villeneuve (2013), le facteur principal causant les surcotes à Quaqtq et à Kangisujuaq est la variabilité de la pression atmosphérique. Cependant, les tempêtes qui affectent Quaqtq sont les mêmes que celles causant des surcotes majeures dans le nord-est de la baie d'Hudson. Ces tempêtes, qui se produisent surtout entre les mois d'août et décembre, circulent le plus souvent dans le cercle BH représenté à la figure 21 et génèrent de forts vents persistants des secteurs nord à sud-ouest dans la baie. Comme le vent est la cause principale des surcotes du nord-est de la baie d'Hudson, le vent est probablement aussi important sinon plus que la pression atmosphérique dans le secteur est du détroit d'Hudson. Il semble que le modèle océanique hydrodynamique sous-estime la contribution du vent aux surcotes de Quaqtq et Kangisujuaq. Comme les niveaux extrêmes, dans ce secteur, sont causés par une combinaison de marées de vives-eaux et de surcotes de tempêtes, l'impact des surcotes sur la fréquence des niveaux extrêmes est moins direct que dans le nord-est de la baie d'Hudson où les marées sont relativement négligeables comparativement aux variations non-tidales du niveau d'eau.

5.5. Impacts de changements climatique sur les ondes de tempêtes

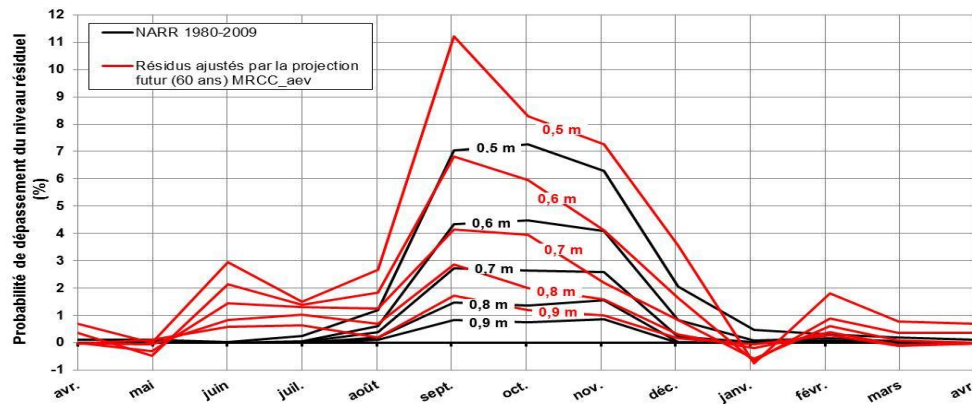
Comme l'indiquent les sections précédentes, les ondes de tempêtes responsables des surcotes et des décotes dans la zone d'étude ont un point en commun : elles sont presque toutes associées à des tempêtes qui circulent lentement au-dessus de la baie d'Hudson, du Nunavik, du détroit d'Hudson et du Labrador. Or, la position des centres cycloniques lors du développement des ondes de tempêtes correspond en majeure partie à la zone circonscrite par le cercle BH de 800 km de rayon illustré à la figure 21. On peut considérer que l'impact des CC sur les tempêtes qui circulent dans ce cercle s'appliquera aussi à la majorité des ondes de tempêtes. Les données disponibles montrent que les caractéristiques des tempêtes automnales (août à décembre), qui sont associées à la présence des surcotes les plus importantes, seront amplifiées ou prolongées dans un climat futur. Ces caractéristiques sont : une augmentation de la densité de trajectoires de tempêtes, de la densité de centres cycloniques par trajectoire, de la densité de centres cycloniques dans le cercle BH et de la longévité des tempêtes en décembre et en janvier pour la période 2041-2070 par rapport à la période 1961-2000. Puisque ces caractéristiques des tempêtes sont associées à la présence des surcotes et décotes les plus importantes, on peut raisonnablement anticiper un allongement de la saison des tempêtes. De plus, comme la fréquence du tourbillon ou l'intensité des tempêtes se maintient, une augmentation de la fréquence et/ou une diminution de la période de retour des extrêmes de niveau d'eau est probable à tous les sites du projet et, en particulier, sur la côte de la baie d'Hudson jouxtant le Nunavik.

La figure 42 présente un diagramme tiré de Massé et Villeneuve (2013) qui compare, en climat actuel et futur, la fréquence de dépassement des niveaux non-tidaux affichant des valeurs comprises entre 0,5 et 0,9 m à Umiujaq. Les courbes en noir, sur cette figure, correspondent à la période 1980-2009, soit les conditions actuelles telles que modélisées en forçant le modèle océanique avec les ré-analyses NARR. Les courbes en

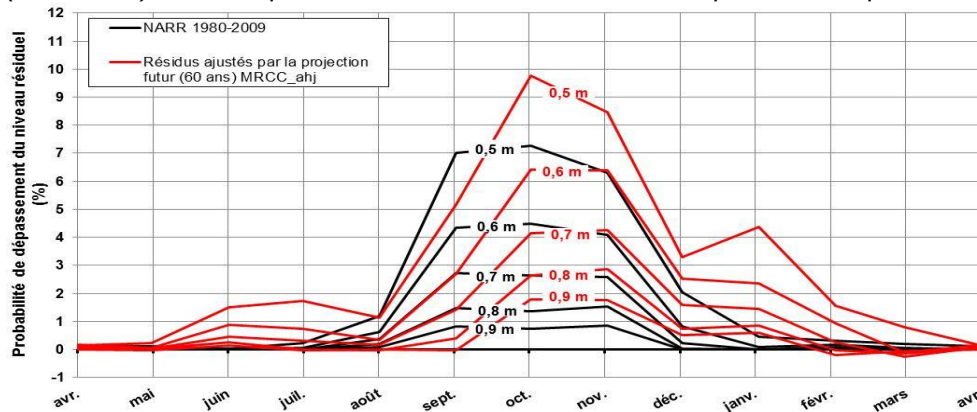
rouge et en vert sont obtenues à l'aide des simulations climatiques MRCC-CGCM3m5 (aev) et MRCC-Echam5m3 (ahj) décrites au Tableau 2. Les lettres « aev » et « ahj » sont utilisées ci-dessous et aux figures 42 et 43 pour simplifier la lecture. La courbe en rouge représente la fréquence de dépassement projetée pour la période 2040-2069 par rapport à la période de référence 1980-2009. La courbe en vert représente la fréquence de dépassement projetée pour la période 2070-2099 par rapport à la période 1980-2009.

La méthode utilisée pour représenter la fréquence mensuelle de dépassement à la figure 42 est une méthode delta qui compare les données en climat futur avec celle du climat passé pour une même simulation climatique. À la figure 42, on obtient d'abord le changement de la fréquence mensuelle de dépassement en soustrayant la fréquence future moins celle du passé (delta de fréquence) pour chaque simulation forcée par le MRCC. Le résultat, positif ou négatif, est additionné à la fréquence obtenue par la simulation océanique forcée par les ré-analyses NARR.

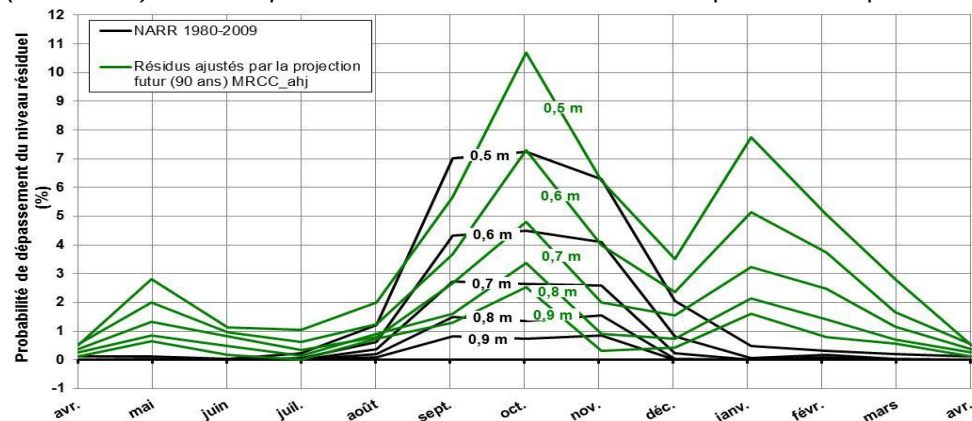
Dans l'ensemble, la comparaison de simulations passées et futures de la figure 42 montre que la fréquence de dépassement mensuelle augmente en climat futur pour les trois simulations, principalement durant la saison des surcotes de tempêtes (septembre à décembre) et durant la période de prise et de fonte des glaces en climat futur (juin-juillet et janvier-février). Plus on examine le futur lointain (figure 42-C), plus cette augmentation s'accroît. Malgré les variations de ces résultats d'une simulation à l'autre, ils sont cohérents avec l'analyse des tempêtes de la baie d'Hudson (cercle bleu de la figure 22) qui montre une augmentation du nombre de trajectoires d'août à septembre et une augmentation de la longévité des tempêtes et du nombre de centres cycloniques de décembre à février. La figure 42 montre également que les petites surcotes de faible intensité (0,5 et 0,6 m) à Umiujaq subissent une hausse plus élevée que celle des surcotes de forte intensité (0,8 et 0,9 m). Ces résultats sont aussi compatibles avec les comparaisons des propriétés des tempêtes et des téléconnexions qui montrent que des variations importantes sont possibles pour d'autres périodes, principalement en automne et en hiver, ce qui correspond aux résultats de plusieurs simulations et à celles du modèle océanique.



a) Probabilité de dépassement passée (1980-2009) et delta (en rouge) pour la période future (2040-2069) calculé à partir des simulations d'ondes de tempête forcées par MRCC_aev.



b) Probabilité de dépassement passée (1980-2009) et delta (en rouge) pour la période future (2040-2069) calculé à partir des simulations d'ondes de tempête forcées par MRCC_ahj.



c) Probabilité de dépassement passée (1980-2009) et delta (en vert) pour la période future (2070-2099) calculé à partir des simulations d'ondes de tempête forcées par MRCC_aev..

Figure 42 : Effet des changements climatiques sur les probabilités de dépassement du niveau résiduel à Umiujaq basé sur deux simulations du MRCC (MRCC-Echam5m3-ahj et MRCC-CGCM3m5-aev). (D'après le modèle de Massé et Villeneuve, 2013)

Les figures 43 et 44 portent sur les extrêmes de niveau estimés à l'aide d'analyses de Gumbel appliquées aux données du modèle d'ondes de tempêtes de Massé et Villeneuve 2013 à Umiujaq. La figure 43 affiche plusieurs courbes qui représentent les distributions de Gumbel des niveaux maximums annuels non-tidaux obtenus pour les diverses simulations de 30 ans (ré-analyses et modèles climatiques). Les droites de régression montrent que les maximums annuels suivent des distributions de Gumbel avec des coefficients de régression très élevés ($R^2 = 0,90$ à $0,98$). Dans un premier temps, la figure 43 indique que les niveaux extrêmes sont les niveaux supérieurs à 0,9 m. Donc, cette analyse est complémentaire à celle de la figure 42 qui s'intéresse aux surcotes moyennes à fortes (0,5 à 0,9 m), mais pas aux extrêmes (0,9 à 1,5 m).

La figure 44 présente une synthèse des distributions de Gumbel illustrées à la figure 43. Le niveau 0,8 m (période de retour d'une année) pour NARR est très près du niveau des simulations AEVp et AHJp (le p et le f ajoutés à AEV et AHJ indique qu'il s'agit de simulations du passé ou période de référence et du futur; AHJf70 correspond à la période 2070-99) qui sont inférieurs à 0,9 m. Par contre, l'écart entre la courbe d'extrêmes de niveau d'eau tirée de NARR et les deux autres simulations passées est beaucoup plus élevée pour les longues périodes de retour (30 ans ou 4,2 de la variable réduite u de Gumbel), avec des niveaux simulés de 1,9 et 2,1 m pour AEVp et AHJp respectivement comparativement à 1,45 m pour NARR. Autrement dit, les modèles climatiques ont tendance à amplifier les extrêmes par rapport à NARR et ces extrêmes sont d'autant plus amplifiés qu'ils ont une longue période de retour.

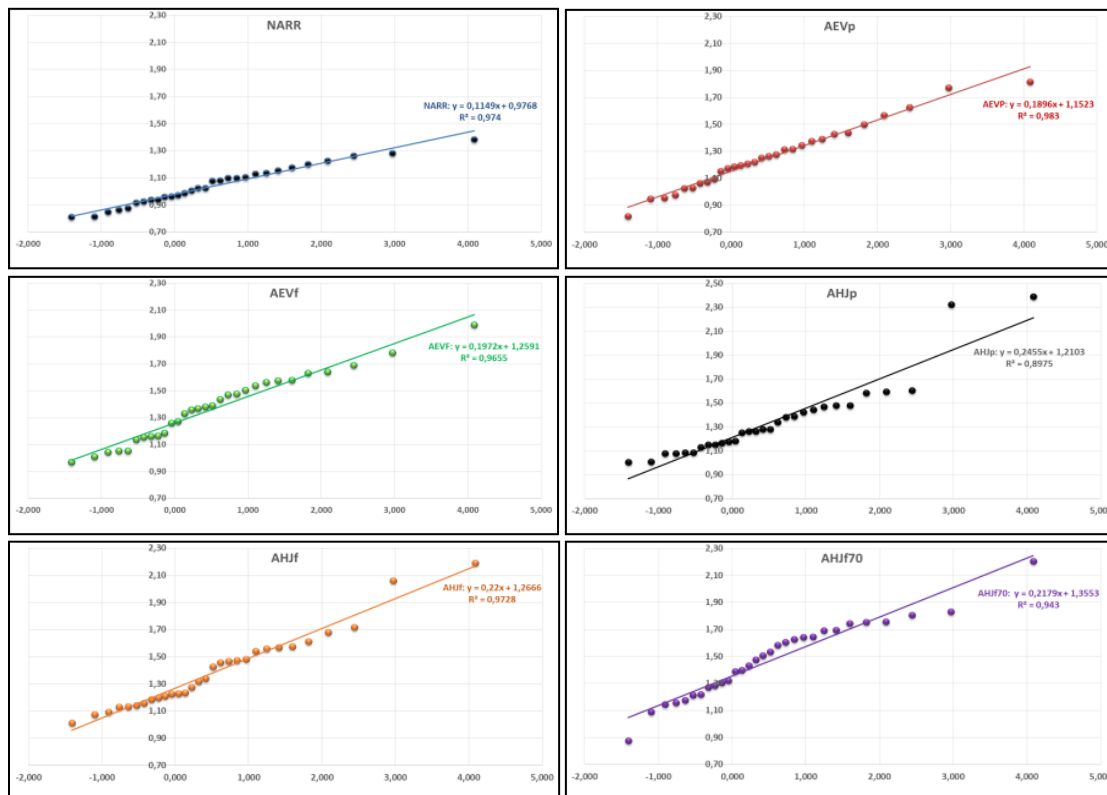


Figure 43 : Distributions de Gumbel appliquées aux niveaux non tidaux maximums annuels tirés des simulations des niveaux d'eau par le modèle d'onde de Massé et Villeneuve 2013.

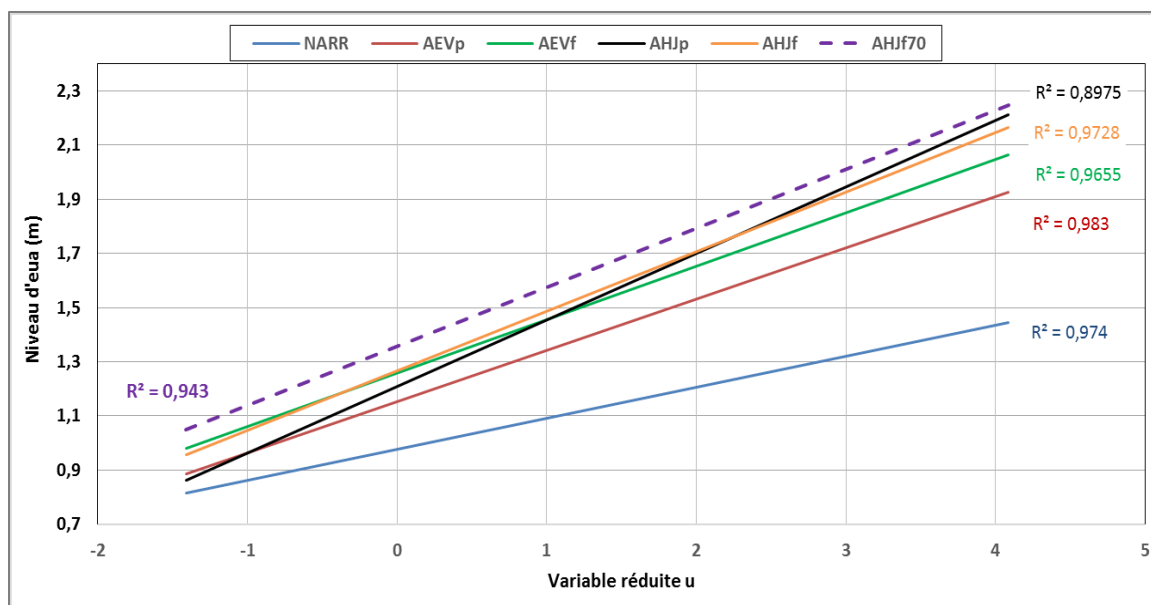


Figure 44 : Synthèse des distributions de Gumbel sur les extrêmes annuels de niveaux d'eau non tidaux réalisées à partir des données du modèle de Massé et Villeneuve, 2013.

Par contre, lorsqu'on compare les niveaux d'eau extrêmes obtenus à partir des simulations climatiques « aev et ahj », la plupart ont des pentes parallèles, ce qui suggère que l'écart entre les courbes de niveaux extrêmes est constant pour toutes les périodes de retour de chacune des simulations. La seule courbe de Gumbel qui échappe à cette règle est AHJp (courbe en noir) qui montre une pente différente des autres simulations. Cette différence s'explique à la figure 43 par le fait que les deux niveaux les plus élevés simulés à partir des données de AHJp sont nettement au-dessus de la droite de régression de Gumbel; il peut arriver, que dans une simulation de 30 ans, la tempête la plus forte ait une période de retour supérieure à 30 années. Dans le cas de la simulation AHJp, il semble que les deux tempêtes les plus fortes ont des périodes de retour nettement supérieures à la valeur tirée de la droite de régression basée sur l'ensemble de la distribution. Ces deux surcotes ont assez d'influence sur la courbe pour infléchir la droite de régression et modifier la pente de la régression. C'est vraisemblablement la raison pour laquelle la simulation AHJ produit un changement négatif de niveaux d'eau (diminution des extrêmes à longue période de retour lorsqu'on compare le futur centré sur 2050 avec le passé). Par contre, les niveaux extrêmes sont plus élevés pour une même période de retour lorsqu'on compare la période 2050 à 2080.

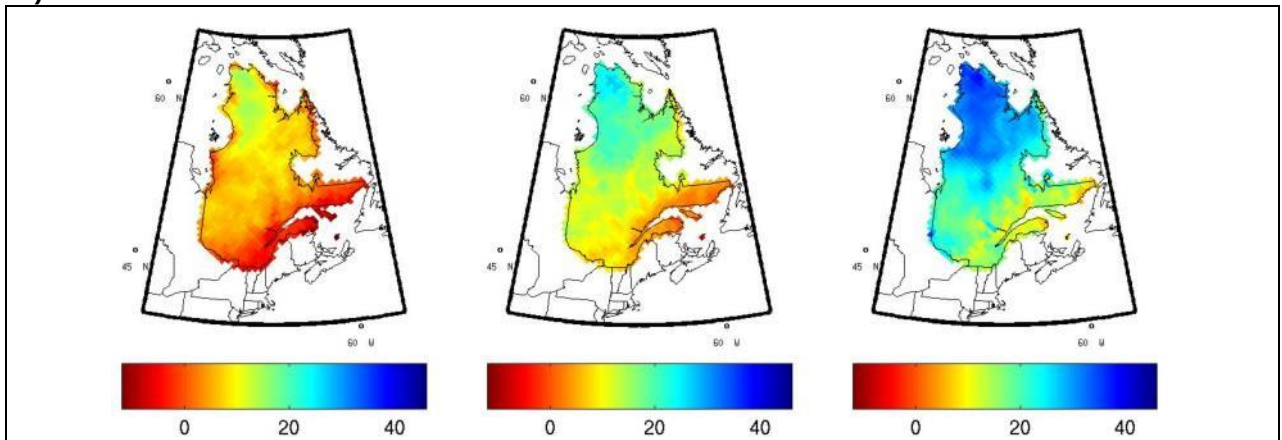
Les simulations montrent donc un impact des CC sur les extrêmes de niveaux d'eau plutôt cohérent, avec une hausse de 10 à 20 cm du niveau des surcotes extrêmes par rapport aux niveaux actuels d'ici 2050. Cette hausse est concordante avec les conclusions de la présente étude sur les tempêtes. Puisque les plus fortes surcotes se produisent en automne, surtout durant la période qui précède la prise des glaces, il est prévisible qu'une augmentation de fréquence de ces surcotes se traduira aussi par une diminution de la période de retour des extrêmes.

La figure 45 est tirée de Logan *et al.* (2011) portant sur les précipitations. Cette figure illustre l'impact des CC (méthode delta) sur les précipitations automnales (septembre, octobre et novembre) dans le Nord du Québec, basée sur 90 simulations climatiques par des modèles régionaux et globaux. La figure présente de haut en bas divers ensembles de simulations par le MRC ou par des MCG pour des périodes différentes. La colonne du centre présente la médiane de l'ensemble de toutes les simulations. La colonne de gauche présente la médiane des 10% des simulations qui montrent le changement de précipitation le plus faible alors que la colonne de droite présente la médiane des 10% le changement le plus élevé. Dans le Nunavik, toutes les projections indiquent une hausse significative des précipitations automnales, quel que soit le centile utilisé ou l'ensemble de simulations choisies (MRCs ou MCGs).

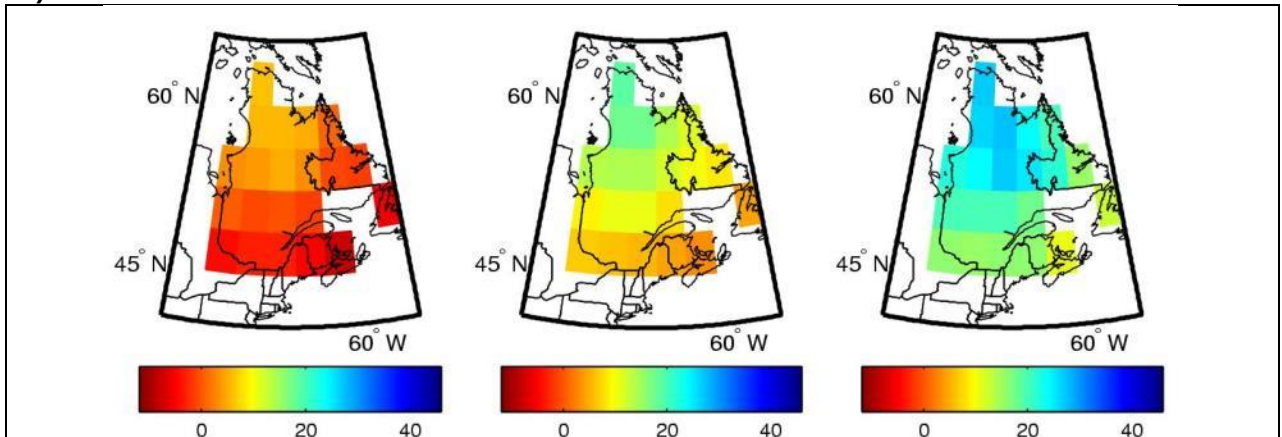
Les modèles et simulations utilisés à la figure 45 suggèrent que les précipitations automnales vont augmenter dans un climat futur, une augmentation médiane de l'ordre de 20%. Or, ces précipitations sont directement associées aux systèmes dépressionnaires circulant dans cette région et sur la baie d'Hudson. Les résultats de l'étude de Logan *et al.* (2011) sont donc cohérents avec ceux obtenus dans le cadre de la présente étude et avec les résultats du modèle de Massé et Villeneuve (2013) puisqu'ils montrent une augmentation des impacts (ici, les précipitations) liés aux systèmes dépressionnaires et aux tempêtes sur la zone d'étude. La figure 45 indique aussi que le risque de crues automnales des rivières se produisant en même temps que d'importantes surcotes liées aux tempêtes et de fortes vagues est plutôt élevé et en croissance sur la côte est de la baie d'Hudson entre Umiujaq et Ivujivik. Toutefois, une analyse approfondie des liens entre les changements futurs dans les caractéristiques des tempêtes et des précipitations (en termes d'occurrence, d'intensité et de durée des précipitations liquides et solides) devrait être réalisée afin de pouvoir conclure, sans ambiguïté, des modifications dans les risques de crues, que ce soit en automne ou au début de l'hiver.

a) MRC 2050

Automne-SON



b) MCG 2050



c) MCG 2090

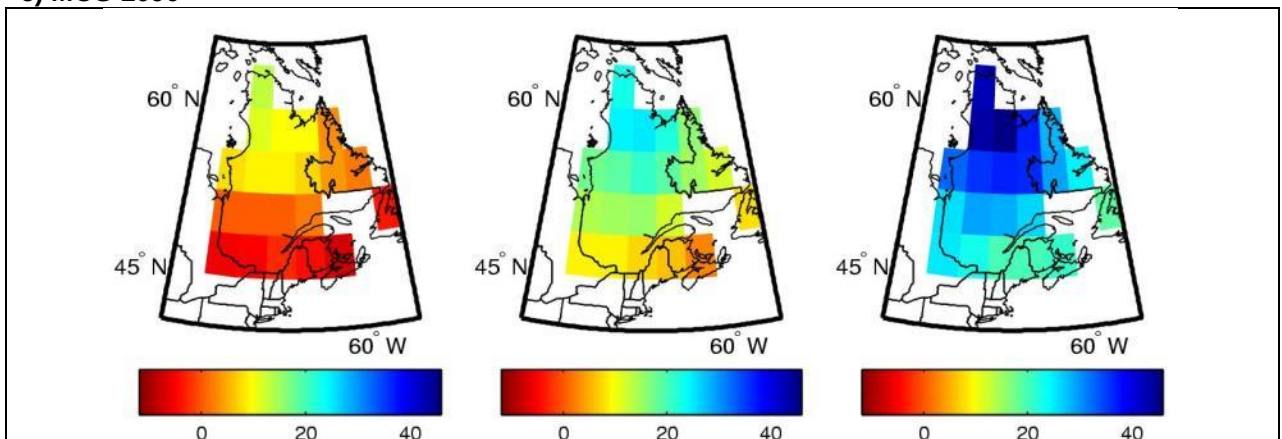


Figure 45 : Changement des précipitations totales quotidiennes en automne (en %) entre la période de référence (1971-2000) et (a) l'horizon 2050, calculé à partir de l'ensemble des simulations MRC, et les horizons (b) 2050 et (c) 2090, calculés à partir de l'ensemble des simulations MCG. La colonne du centre représente la médiane du changement, tandis que les colonnes de gauche et de droite représentent respectivement les 10ièmes et 90ièmes percentiles de l'ensemble des simulations. D'après Logan *et al.*, 2011.

5.6. Sommaire de l'étude des surcotes de tempêtes

Le mode de formation des surcotes de tempêtes est généralement plus complexe que celui des vagues de surface parce que la zone de formation est plus grande et le nombre de variables impliquées est plus élevé. Cependant, les comparaisons effectuées entre les événements de tempêtes et les caractéristiques des surcotes dans la zone d'étude montrent qu'il est possible d'établir certains liens assez robustes entre le régime des tempêtes et celui des fluctuations non-tidales du niveau d'eau:

- D'abord, les surcotes et les décotes qui se produisent dans la zone d'étude du projet sont systématiquement reliées à la présence de tempêtes dans cette même zone.
- La hauteur des surcotes et décotes ou l'amplitude des ondes de tempêtes est plus forte de août à décembre, ce qui correspond à la période de l'année où les glaces de mer sont absentes (ou que la baie d'Hudson n'est pas entièrement recouverte de glace, i.e. en novembre et en décembre) et où les caractéristiques des tempêtes comme leur intensité, la densité des trajectoires, la densité de centres cycloniques par trajectoire et la longévité ou persistance de ces tempêtes dans la zone d'étude sont les plus élevées de l'année.
- Les surcotes et décotes étudiées à tous les sites du projet sont fortement corrélées entre elles d'un site à l'autre, même lorsqu'on compare les sites les plus éloignés, soit Umiujaq (baie d'Hudson) et Quaqtaq (détroit d'Hudson), à condition de tenir compte du décalage nécessaire à la propagation de l'onde de tempête.
- L'analyse du mode de formation des surcotes et décotes de tempête indique que le vent est le facteur dominant pour générer les surcotes dans le nord-est de la baie d'Hudson. Les surcotes sont associées à des vents du secteur nord persistants causés par la présence de tempêtes qui circulent lentement au-dessus de la zone d'étude, soit la baie d'Hudson, le Nunavik, le détroit d'Hudson, le Labrador et, plus rarement, la mer du Labrador.
- On anticipe certains changements des caractéristiques de ces systèmes cycloniques causés par les CC, qui favorisent une augmentation du nombre de surcotes de tempête dans la zone d'étude. L'étude du régime des tempêtes conduit donc à anticiper une hausse de la fréquence des surcotes de tempêtes et des extrêmes de niveaux élevés partout dans la zone d'étude. Les résultats d'une modélisation des ondes de tempête par Massé et Villeneuve (2013) tendent aussi à confirmer, à partir de deux simulations climatiques, que la fréquence des surcotes moyennes à extrêmes augmentera pendant le 21^{ième} siècle.
- Une étude sur les précipitations futures dans le Nunavik réalisée par Logan *et al.* (2011) indique une hausse significative des précipitations automnales en climat futur (2050 et 2080) par rapport au climat actuel. Cette hausse des précipitations automnale pourrait être liée à la hausse du nombre de trajectoires et de la persistance des tempêtes dans la zone d'étude en climat futur. Cette hypothèse devrait être vérifiée, car elle a une incidence sur les niveaux extrêmes dans les petits estuaires côtiers.

6. Conclusions

L'étude du régime des tempêtes présentée aux sections précédentes s'inscrit dans le cadre d'une étude plus vaste amorcée en 2009 par le MTQ visant à évaluer l'impact des CC sur les infrastructures portuaires de sept villages du Nunavik. L'étude du régime des tempêtes a permis de mieux cerner l'impact probable des CC sur la climatologie des tempêtes et sur les processus océaniques associés qui peuvent affecter les infrastructures maritimes de six des sept villages visés par cette étude. Un algorithme de suivi de trajectoires des tempêtes (algorithme de Sinclair) a été utilisé pour caractériser le régime des tempêtes et analyser l'impact des CC sur les tempêtes et sur les processus océaniques qui sont influencés par celles-ci, principalement les vagues de surface causées par le vent et les ondes de tempêtes océaniques qui provoquent des surcotes et des décotes le long des côtes.

Les principales conclusions de l'étude sont les suivantes :

- 1) Les conditions extrêmes de niveaux d'eau et de vagues dans la zone d'étude sont fortement associées à la présence de tempêtes circulant dans la zone d'étude du projet, qui comprend toute la région du Nunavik et les plans d'eau entourant cette région, principalement la baie d'Hudson, le détroit d'Hudson et la mer du Labrador.
- 2) L'étude a montré que les vagues de plus de trois mètres de hauteur significative approchant la côte est de la baie d'Hudson ou la côte sud-est du détroit d'Hudson sont associées à des systèmes dépressionnaires situés respectivement dans la baie d'Hudson et dans la mer du Labrador. Selon les résultats de l'étude, le régime des tempêtes circulant au-dessus de la baie d'Hudson et du Nunavik sera modifié par les CC. Le nombre de trajectoires de tempêtes ainsi que plusieurs propriétés physiques de ces tempêtes comme leur vitesse de déplacement et leur régénération locale seront affectées dans cette région, surtout au début de l'hiver. L'étude démontre que ces changements auront pour effet d'augmenter la fréquence et/ou l'intensité des vagues approchant des côtes situées au nord-est de la baie d'Hudson, particulièrement en décembre et en janvier. Par contre, les propriétés des tempêtes qui circulent au-dessus de la mer du Labrador ne seront vraisemblablement (i.e. avec les simulations utilisées) pas affectées par les CC, de sorte que le régime des vagues dans la région de Quaqtaq ne devrait pas être modifié en terme de fréquence et d'intensité.
- 3) Pour tous les sites portuaire étudiés, l'allongement de la durée de la saison d'eau libre de glace d'environ 40 jours aura pour effet d'augmenter la quantité totale de vagues produites par les tempêtes. Cependant, dans le cas des villages de Umiujaq, Puvirnituq, Akuliviq et probablement d'autres villages situés le long de la côte québécoise de la baie d'Hudson, il est probable que non seulement la saison d'exposition aux vagues de tempêtes sera plus longue, mais les tempêtes seront plus nombreuses et plus persistantes, particulièrement en décembre et janvier avec le délai dans la formation des glaces, ce qui favorise une augmentation de la fréquence des extrêmes de hauteur des vagues pendant cette période.
- 4) Les ondes de tempêtes, qui causent les surcotes et les décotes dans la zone d'étude, sont causées par de forts vents persistants des secteurs nord à ouest

longeant la partie ouest de la baie d'Hudson ou par des vents du nord s'appliquant sur l'ensemble de cette baie. Ces vents sont associés à de fortes dépressions atmosphériques situées pour la plupart au-dessus de la baie d'Hudson, du Nunavik et du Labrador. Bien que les ondes de tempêtes soient principalement causées par les vents dans la baie d'Hudson, les fluctuations de la pression atmosphérique peuvent aussi jouer un rôle important. Il existe une saison des surcotes de tempête qui s'étend du mois d'août à décembre dans la zone d'étude. Cette période correspond aussi à la présence de tempêtes plus nombreuses et plus persistantes dans la région de la baie d'Hudson, surtout en automne. Elle correspond aussi à la période pendant laquelle la glace est absente ou est en formation (avec englacement incomplet) dans la zone d'étude.

- 5) Les CC auront pour effet d'augmenter la fréquence des surcotes de tempête à tous les sites étudiés. Cette augmentation est due à l'accroissement de certaines caractéristiques des tempêtes propices à la formation de surcotes dans cette région, comme la densité de trajectoires, la régénération locale et le temps de résidence de ces tempêtes dans la zone d'étude. Ces résultats concordent avec ceux d'un modèle d'ondes de tempêtes élaboré dans le cadre de l'étude du MTQ et montrant que la fréquence de dépassement des niveaux d'eau non-tidaux (autres que la marée) augmentera pendant le 21^{ème} siècle. Les extrêmes de niveaux d'eau causés par les tempêtes seront aussi en augmentation. Pour obtenir un portrait global de l'évolution future des niveaux extrêmes, haut et bas, dans la zone d'étude, il est nécessaire d'ajouter à ces résultats des évaluations du changement net du niveau marin sous l'effet de la hausse du niveau des océans et du taux d'ajustement isostatique post-glaciaire, ce qui ne fait pas partie de la présente étude.
- 6) Le répertoire des tempêtes constitué dans le cadre de la présente étude comprend une description des caractéristiques de la grande majorité des tempêtes qui ont circulé en Amérique du Nord au cours des 50 dernières années et des projections basées sur plusieurs simulations climatiques du régime des tempêtes dans la même zone. Ce répertoire montre que la baie d'Hudson est une zone assez unique dans l'ensemble de l'Amérique du Nord, notamment c'est l'endroit où la densité de centres cycloniques par trajectoires (i.e. régénération) est la plus élevée du continent et des mers limitrophes. C'est aussi le seul endroit où il a été possible d'identifier jusqu'à maintenant un impact des CC sur le régime des tempêtes, sachant que les projections régionales spécifiques aux bassins océaniques circonscrits comme la baie d'Hudson possèdent un faible niveau de confiance (i.e. quant aux tempêtes et extratropicales, cf. IPCC, 2013). En effet, il existe une incertitude considérable dans la réponse des modèles climatiques aux changements dans la position des tempêtes dans l'hémisphère Nord (Ulbrich et al., 2008), et des courants-jets (Miller et al., 2006 ; Ihara et Kushnir, 2009 ; Woollings et Blackburn, 2012). Notre étude a aussi montré que ce changement de régime des tempêtes pendant le 21^{ème} siècle affectera le régime des vagues et la récurrence des surcotes et décotes dans la zone d'étude.
- 7) L'analyse du régime des tempêtes corrobore et pourrait expliquer (sous réserve d'études complémentaires) la hausse anticipée des précipitations automnales dans la région du Nunavik. Dans la baie d'Hudson, ces changements à la hausse

se produiront de manière concomittante, de sorte que les populations des villages faisant l'objet de la présente étude, particulièrement ceux situés au nord-est de la baie d'Hudson, subiront l'impact combiné de ces hausses de précipitation, de fréquence des niveaux extrêmes et de vagues extrêmes en même temps. L'impact sur les déplacements des communautés locales par canot, bateaux de pêche et même par motoneige sera vraisemblablement important. Ces changements anticipés devraient être pris en compte pour tout aménagement côtier dans le futur, incluant des aménagement de ports industriels. Enfin, l'étude a montré que les impacts des tempêtes sur les côtes de la baie d'Hudson et des plan d'eau attenants s'étend bien au-delà des villages visés par la présente étude. C'est particulièrement le cas pour toute la région de la baie James et du sud de la baie d'Hudson. Les données du répertoire de tempêtes et du modèle de Massé et Villeneuve (2013) pourraient aussi être utilisés dans ces secteurs.

- 8) Malgré la portée tangible des résultats des travaux présentés ci-dessus, certaines des conclusions devront être confirmées via d'autres analyses complémentaires et l'accès à d'autres simulations. En particulier, les MRCs utilisés ont des conditions océaniques non interactives, et celles-ci sont prescrites (incluant celles dans la baie d'Hudson) à partir des températures de surface et des conditions de glace des modèles MCGs à faible résolution (CGCM3 et ECHAM5), et interpolées linéairement dans le temps. Cela implique que certaines échelles de variabilité spatiale (i.e., régionale) et temporelle (i.e. changements à haute fréquence des conditions d'englacement et des SSTs dans la baie d'Hudson) n'ont pas été prises en compte dans les MRCs et leurs simulations. Il est en effet reconnu que la réponse de la circulation atmosphérique, incluant les tempêtes extratropicales, est très sensible à de petits changements dans la formulation des modèles climatiques (Sigmond et al., 2007), et en particulier aux caractéristiques bien connues comme étant mal simulées dans de nombreux modèles (à la fois dans les MCGs et les MRCs). Ceci inclut les processus physiques présents dans les hautes latitudes, et la circulation océanique et les propriétés de l'océan de surface (cf. IPCC, 2013), surtout dans une région comme la baie d'Hudson qui nécessite d'être prise en compte explicitement et de façon interactive dans les MRCs compte tenu de sa réponse rapide et majeure aux fluctuations des conditions atmosphériques. Néanmoins, comme notre étude a permis de mettre en évidence les processus physiques clés à l'origine de la modification du régime de tempêtes au cours de l'année, et de ses effets sur la fluctuation des niveaux d'eau dans la baie d'Hudson, les travaux subséquents pourront ainsi bénéficier plus précisément des priorités et des types d'analyses à poursuivre pour réduire les incertitudes qui pourraient persister. Les changements dans l'occurrence, la régénération, l'intensité et la durée des tempêtes sont plus compliqués et ne sont donc pas simplement reliés linéairement aux changements dans la température de l'air près de la surface (au niveau global et régional), car cela implique (i.e. les tempêtes y sont sensibles) les gradients de température (près de la surface et dans l'atmosphère libre) et à la stabilité statique et/ou les transferts verticaux de chaleur et d'humidité à différents niveaux (cf. Ulbrich et al., 2009; O'Gorman, 2010). Ceux-ci nécessitent une analyse plus en profondeur de certains des processus impliqués dans les modèles et de la véracité de la simulation de ceux-ci.

7. Références

Ahrens, C.D., 2009: *Meteorology Today: An introduction to weather, climate and the environment*. 9th edition, Brooks/Cole, 313-321.

Armstrong, R. L., and M. J. Brodzik. 2005, updated 2007. Northern Hemisphere EASE-Grid weekly snow cover and sea ice extent version 3. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media
(http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0046_nh_ease_snow_seaice.gd.html#format).

Bader, J., M. D. S. Mesquita, K. I. Hodges, N. Keenlyside, S. Osterhus, and M. Miles, 2011: A review on Northern Hemisphere sea-ice, storminess and the North Atlantic Oscillation: Observations and projected changes. *Atmospheric Research*, 101, 809-834.

Cima+ (2004) : Étude océanographique - Projet de construction d'infrastructures maritimes au Nunavik - Puvirnituq. Rapport préparé par J.-P. Savard sous contrat CIMA+ pour la Société Makivik. 71p.

Côté J, Gravel S, Méthot A, Patoine A, Roch M, and Staniforth A., 1998. The operational CMC-MRB global environmental multiscale (GEM) model. Part I: Design considerations and formulation. *Mon Weather Rev* 126:1373–1395.

de Elia, R., and H. Cote: 2010: Climate and climate change sensitivity to model configuration in the Canadian RCM over North America. *Meteorologische Zeitschrift*, **19(4)**, 1-15.

Deser, C., R. Tomas, M. Alexander, and D. Lawrence, 2010: The Seasonal Atmospheric Response to Projected Arctic Sea Ice Loss in the Late Twenty-First Century. *Journal of Climate*, 23, 333-351.

Environnement Illimité (2012). Analyse harmonique de données de niveau d'eau dans le Nord du Québec. Rapport soumis à Ouranos le 12 février 2012. 46p.+ann.

Flato, G.M., G.J. Boer, W.G. Lee, N.A. McFarlane, D. Ramsden, M.C. Reader, and A.J. Weaver. 2000: The Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis Global Coupled Model and its Climate. *Climate Dynamics*, 16:451-467.

Fu, C., H. Diaz, D. Dong, and J. O. Fletcher, 1999: Changes in atmospheric circulation over northern hemisphere oceans associated with the rapid warming of the 1920s. *Int. J. Climatol.*, 19, 581–606.

Gachon P.; Laprise, R.; Zwack, P. and Saucier, F.J., 2003. The effects of interactions between surface forcing in the development of a model-simulated polar low in Hudson Bay, *Tellus A*, Vol 55, No. 1, pp. 61-87, ISSN 0280–6495.

Gachon, P., R. Aider, G. Dueymes, M. Radojevic, P. Martin, C. Saad, R. Laprise, L. Bussi eres, J. Scinocca, C. Rosu, et J.P. Savard, (2014 *en r evision*). Variability and changes in storm characteristics over the Hudson Bay area (Canada) and their links with large and regional-scale influences. To be submitted to *Climate Dynamics* (in internal review).

Graff, L., and J. LaCasce, 2012: Changes in the Extratropical Storm Tracks in Response to Changes in SST in an AGCM. *Journal of Climate*, 25, 1854-1870.

Harding, A.E.; Gachon, P. and Nguyen, V.-T.-V., 2011. Replication of atmospheric oscillations, and their patterns, in predictors derived from Atmosphere-Ocean Global Climate Model output. *International Journal of Climatology*, 31: 1841–1847, doi 10.1002/joc.2191.

Hochheim, K. P. Barber, D. G. and Lukovich J.V.: 2010. Changing Sea Ice Conditions in Hudson Bay, 1980–2005 in S.H. Ferguson et al. (eds.), *A Little Less Arctic: Top Predators in the World's Largest Northern Inland Sea, Hudson Bay*, DOI 10.1007/978-90-481-9121-5_2.

Hochheim, K. P. & Barber, D. G. 2010: Atmospheric forcing of sea ice in HB during the fall period, 1980–2005. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, C05009, doi 10.1029/2009JC005334.

Hurrell, J. W., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation Regional Temperatures and Precipitation, *Science* 269, 676–679.

Hurrell J.W., and Van Loon, H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change* 36: 301–326.

Ihara, C., and Y. Kushnir, 2009: Change of mean midlatitude westerlies in 21st century climate simulations. *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2009GL037674, L13701.

IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Jacob, D., Perrie, W., Toulany, B., Saucier, F., Denis Lefavre, D., Turcotte, V., 2004. Wave Model Validation in the St. Lawrence River Estuary. *Proc. 7th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, October 21-25, Banff, Alberta, Canada. 14 p.

Jungclaus, J.H., M. Botzet, H. Haak, N. Keenlyside, J.-J. Luo, M. Latif, J. Marotzke, U. Mikolajewicz, and E. Roeckner, 2006: Ocean circulation and tropical variability in the AOGCM ECHAM5/MPI-OM. *J. Clim.*, vol 19(16), 3952–3972

Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project". *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.

Kvamsto, N., P. Skeie, and D. Stephenson, 2004: Impact of Labrador sea-ice extent on the North Atlantic oscillation. *International Journal of Climatology*, 24, 603-612.

Kinnard, C., C. M. Zdanowicz, D. A. Fisher, B. Alt, and S. McCourt 2006. Climatic analysis of sea-ice variability in the Canadian Arctic from operational charts, 1980–2004, *Ann. Glaciol.*, 44, 391–402, doi:10.3189/172756406781811123.

Kistler R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., van den Dool, H., Jenne, R. and Fiorino, M., 2001. The NCEP–NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-Rom and documentation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 82, 247–267.

Ledrew, E. F. 1984. The role of local heat sources in synoptic activity within the Polar basin. *Atmos. Ocean* 22, 309–327.

Logan, T., I. Charron, D. Chaumont, D. Houle. 2011. Atlas de scénarios climatiques pour la forêt québécoise. Ouranos et MRNF. 55p +annexes.

Long, Z., W. Perrie, J. Gyakum, R. Laprise, and D. Caya, 2009: Scenario changes in the climatology of winter midlatitude cyclone activity over eastern North America and the Northwest Atlantic. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 114.

Massé A., and Villeneuve M., 2013; Modélisation des niveaux d'eau dans la Baie d'Hudson et le Détroit d'Hudson. Rapport d'étude soumis à Ouranos par le Groupe Conseil LaSalle, Verdun, en préparation.

McDonald, R. E., 2011: Understanding the impact of climate change on Northern Hemisphere extra-tropical cyclones. *Climate Dynamics*, 37, 1399-1425.

MEP Company, 1989. Polar lows in Canadian offshore waters. Rep. MT 88250, available from Atmospheric Environment Service, Western Region, Edmonton, Alberta, Canada.

Mesinger, F., and Coauthors, 2006: North American Regional Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 343–360.

Mesquita, M.; Kvamtso, N.G.; Sorteberg, A. and Atkinson, D.E., 2008. Climatological properties of summertime extra-tropical storm tracks in the Northern Hemisphere, *Tellus A*, Vol. 60, No. 3, pp. 557–569, ISSN 0280-6495.

Miller, R., G. Schmidt, and D. Shindell, 2006: Forced annular variations in the 20th century intergovernmental panel on climate change fourth assessment report models. *J. Geophys. Res.*, D18101, doi:10.1029/2005JD006323.

Music B. and D. Caya, 2007. Evaluation of the Hydrological Cycle over the Mississippi River Basin as Simulated by the Canadian Regional Climate Model (CRCM). *J. Hydrometeorology*, 8(5), 969-988.

Mysak, L. A., R. G. Ingram, J. Wang, and A. Van Der Baaren 1996. The anomalous sea-ice extent in Hudson Bay, Baffin Bay and the Labrador Sea during three simultaneous NAO and ENSO episodes, *Atmos. Ocean*, 34, 313–343.

Nakicenovic N, Alcamo J, Davis G, de Vries B and others, 2000: IPCC Special Report on Emissions Scenarios. Cambridge University Press, Cambridge.

Neu, U., et al., 2013: IMILAST: A community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 94, 529–547.

O’Gorman, P. A., 2010: Understanding the varied response of the extratropical storm tracks to climate change. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 107, 19176–19180.

Osborn TJ, Briffa KR, Tett SFB, Jones PD, and Trigo RM., 1999. Evaluation of the North Atlantic Oscillation as simulated by a coupled climate model. *Climate Dynamics* 15: 685–702, DOI:10.1007/s003820050310.

Overland, James E., Michael C. Spillane, Donald B. Percival, Muyin Wang, Harold O. Mofjeld, 2004: Seasonal and Regional Variation of Pan-Arctic Surface Air Temperature over the Instrumental Record*. *J. Climate*, 17, 3263–3282.

Overland, J. E. & Wang, M. 2010: Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice, *Tellus A*, Vol. 62, pp. 1-9, DOI: 10.1111/j.1600-0870.2009.00421.x

Padilla-Hernández, R., Ozer, J., Monbaliu, J., Osuna, P., and Flather, R., 1999: Development of a generic module for the combined modelling of tides, surges and waves. <http://www.nbi.ac.uk/promise>

Padilla-Hernandez, R. Perrie, W., Toulany, B., Smith, P.C., Zhang, W., Jimenez_Hernandez, S., 2004. An Intercomparison of Modern Operational Wave Models. *Proc. 8th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*.

Paquin, D. 2010. Évaluation du MRCC4 en passé récent (1961-1999). Ouranos, Équipe Simulations climatiques. Rapport interne no 15

Qian, M., C. Jones, R. Laprise, and D. Caya 2008. The influences of NAO and the Hudson Bay sea-ice on the climate of eastern Canada, *Clim. Dyn.*, 31, 169–182, doi:10.1007/s00382-007-0343-9.

Radojevic, M, 2006: Activité des cyclones Extra-tropicaux simulés par le modèle canadien de circulation général. Mémoire de maîtrise en Sciences de l’Atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada, 119p.

Rogers, J. C., 1985: Atmospheric circulation changes associated with the warming over the northern North Atlantic in the 1920s. *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 1303–1310.

Rosu, C., 2005 : Les caractéristiques des cyclones et l'apport d'eau dans les bassins versants du Québec Mémoire de maîtrise en Sciences de l’Atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada, 118p.

Rosu, C., 2005 : Les caractéristiques des cyclones et l'apport d'eau dans les bassins versants du Québec Mémoire de maîtrise en Sciences de l’Atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada, 118p.

Ropelewski C, and Jones P. 1987. An Extension of the Tahiti–Darwin Southern Oscillation Index. *Monthly Weather Review* 115:2161–2165, DOI: 10.1175/1520-0493(1987)115<2161:AEOTTS>2.0.CO;2.

Cima+ (2004) : Étude océanographique - Projet de construction d'infrastructures maritimes au Nunavik - Puvirnituq. Rapport préparé par J.-P. Savard sous contrat CIMA+ pour la Société Makivik. 71p.

Saucier, F.J. et Chassé, J. (2000) Tidal circulation and buoyancy effects in the St. Lawrence Estuary, Canada, *Atmosphere-Ocean* 38 (4): 1-52.

Saucier FJ, Roy F, Gilbert D, Pellerin P, Ritchie H (2003) The formation and Circulation Processes of Water Masses in the Gulf of St. Lawrence. *J Geophys Res* 108: 3269-3289

Seierstad, I. A., and J. Bader, 2009: Impact of a projected future Arctic Sea Ice reduction on extratropical storminess and the NAO. *Climate Dynamics*, 33, 937-943.

Senneville S, et St-Onge Drouin S. 2013. Étude de la variation des glaces dans le système couplé océan — glace de mer de la baie d'Hudson. Rapport final soumis au Ministère des Transports du Québec, projet Impacts des changements climatiques sur les infrastructures côtières du Nunavik et solutions d'adaptation. Université du Québec à Rimouski-ISMER. 63p.

Scinocca, J. F., N. A. McFarlane, M. Lazare, J. Li, and D. Plummer, 2008: Technical Note : The CCCma third generation AGCM and its extension into the middle atmosphere. *Atmos. Chem. Phys*, 8, 7055-7074.

Shabbar A, Higuchi K, Skinner W, and Knox JL. 1997. The association between the BWA index and winter surface temperature variability over eastern Canada and west Greenland. *International Journal of Climatology* 17: 1195–1210.

Sinclair, R.M., 1997: Objective Identification of Cyclones and Their Circulation Intensity, and Climatology, *Weather and Forecasting*, 12, 595–612.

Uppala, S. M., & al. (2005). - The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 2961-3012.

Sigmond, M., P. Kushner, and J. Scinocca, 2007: Discriminating robust and non-robust atmospheric circulation responses to global warming. *J. Geophys. Res.*, D20121, doi:10.1029/2006JD008270.

Sinclair, M. R., 1994: An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2239–2256.

Sinclair, R.M., 1997: Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology, *Weather and Forecasting*, 12, 595–612.

Ulbrich, U., J. Pinto, H. Kupfer, G. Leckebusch, T. Spanghehl, and M. Reyers, 2008: Changing Northern Hemisphere storm tracks in an ensemble of IPCC climate change simulations. *J. Clim.*, doi: 10.1175/2007JCLI1992.1, 1669–1679.

Uppala, S.M., Kallberg, P.W., Simmons, A.J. Andrae, U. et coll. 2005. The ERA-40 re-analysis Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, (oct 2005), Vol 131, no 612, pp. 2961–3012.

Wang, J., L. A. Mysak, and R. G. Ingram 1994. Interannual variability of sea-ice cover in Hudson Bay, Baffin Bay and the Labrador Sea, Atmos. Ocean, 32, 421–447.

Wang, X. L.; Wan, H. & Swail, V.R. 2006: Observed Changes in Cyclone Activity in Canada and Their Relationships to Major Circulation Regimes. *Journal of Climate*, Vol. 19, pp. 896-915, DOI: 10.1175/JCLI3664.1

Wang, X. L.; Wan, H. & Swail, V.R. 2006: Observed Changes in Cyclone Activity in Canada and Their Relationships to Major Circulation Regimes. *Journal of Climate*, Vol. 19, pp. 896-915, DOI: 10.1175/JCLI3664.1

Woollings, T., and M. Blackburn, 2012: The North Atlantic jet stream under climate change and its relation to the NAO and EA patterns. *J. Clim.*, 25, 886–902.

ANNEXE 1

ALGORITHME DE SINCLAIR : PRINCIPES GÉNÉRAUX ET CHANGEMENTS APPORTÉS

L'algorithme développé par Sinclair (1997) et modifié à l'UQAM (Rosu, 2005; Radojevic, 2006) sert à calculer, de façon automatisée, un ensemble de paramètres qui permettent de reconstituer les trajectoires des cyclones extratropicaux en utilisant le champ de tourbillon du vent de gradient (Vgr). Cet algorithme permet en effet de détecter les cyclones à chaque trois ou six heures, et de les organiser par la suite selon leurs trajectoires.

Les informations nécessaires sur chacune des trajectoires incluent l'heure et la date d'enregistrement, ainsi que le nombre de fois qu'un centre a été détecté le long de sa trajectoire. Chaque centre identifié se caractérise aussi par sa position géographique (latitude, longitude) et sa valeur centrale de Vgr. Les données d'entrée de l'algorithme de Sinclair comprennent trois variables présentées au Tableau 1.

Tableau 1 : Liste des variables d'entrée utilisées dans l'algorithme de Sinclair.

Données d'entrée	Caractéristiques
Orographie	Amérique du Nord
Géopotential à 1000 hPa	Utilisé pour le calcul du vent géostrophique par le logiciel Dionysos ou le vent de gradient dans l'algorithme de Sinclair
Vent à 500hPa	Utilisé pour prévoir les points consécutifs d'une trajectoire

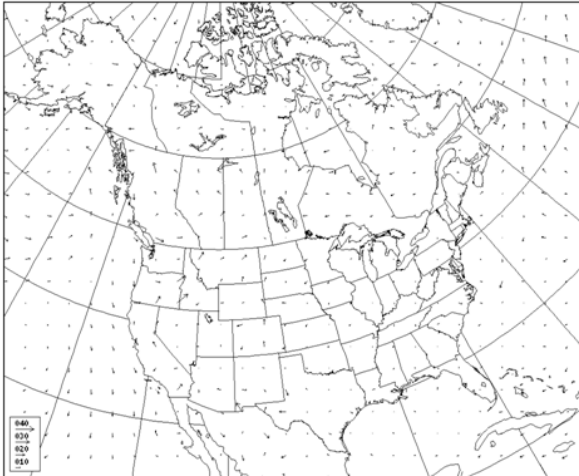
Pour calculer le tourbillon du vent de gradient près de la surface, deux étapes sont nécessaires. En premier lieu, le vent de gradient est calculé dans l'algorithme de Sinclair. Dans le but de gagner en précision, le vent géostrophique a été calculé à partir d'une routine du code de Dionysos (Caron *et al.*, 2006) afin de calculer les deux composantes du vent à 1000-hPa, à partir de la hauteur du géopotential à 1000-hPa (en utilisant l'approximation géostrophique). Ce vent géostrophique a été comparé au vent de gradient (Figure 1). Les tourbillons calculés à partir des vents de gradient et des vents géostrophiques (Vge) ont ensuite été comparés afin d'évaluer au final la précision de la détection des cyclones par rapport aux observations et aux autres produits disponibles via les ré-analyses (Figure 2). Ensuite, ces champs de vents sont introduits dans le code de Sinclair pour déterminer le champ de Vgr ou de Vge à 1000-hPa, s'il s'agit du vent de gradient et du vent géostrophique, respectivement. Un centre cyclonique près de la surface est identifié en un point de grille où la valeur du tourbillon du vent gradient et du vent géostrophique à 1000-hPa (ζ_{gr} et ζ_{ge} , respectivement) est la plus grande comparativement à ses huit points de grille voisins. Pour ne garder que les systèmes cycloniques importants, on impose des valeurs seuils à ζ_{gr} et ζ_{ge} . Ces dernières dépendent de la hauteur de l'orographie de la région considérée, puisque le tourbillon du vent à 1000-hPa est influencé par le relief. Une fois que des centres cycloniques sont identifiés, les trajectoires sont déterminées en mettant en concordance trois caractéristiques d'un centre cyclonique (position, pression et tourbillon) au pas de temps courant, avec les mêmes caractéristiques que le centre cyclonique au pas de temps suivant. La prévision de ces caractéristiques est basée sur l'historique du mouvement, les valeurs de la pression, la tendance du tourbillon et la moitié de la valeur

du vent à 500-hPa. C'est une règle communément admise en météorologie que le déplacement des tempêtes en surface suit approximativement le vent à 500-hPa (Ahrens, 2009). La vitesse à laquelle les systèmes de surface se déplacent est en général estimée être la moitié de la vitesse du vent 500-hPa (cf. Ahrens, 2009). Il est à noter qu'une étude récente dans le cadre du projet IMILAST (Neu et al., 2013) a permis de comparer différents algorithmes de trajectoire de tempêtes, incluant celui de Sinclair. La plupart des statistiques sur les cyclones extratropicaux détectés varient peu entre les méthodes, sauf pour les systèmes peu intenses et qui se déplacent lentement. Les algorithmes utilisant le maximum de tourbillon détecte en général les systèmes plus tôt que ceux basés sur le minimum de pression en surface (Neu et al., 2013).

La version améliorée de l'algorithme de Sinclair (Rosu, 2005) a été testée avec les changements présentés précédemment. A cause d'un problème technique de l'algorithme, le vent géostrophique à 1000 hPa a été calculé en dehors de l'algorithme. Sinclair (1997) suggère d'utiliser le vent gradient plutôt que le vent géostrophique, parce qu'il permet de capturer plus de dépressions (souvent de plus faible intensité). Mais comme nous sommes intéressés uniquement par les dépressions ayant atteints un certain niveau d'intensité, l'usage du vent géostrophique ou de gradient n'a que peu d'effet sur la détection des systèmes qui nous intéressent. Dans notre cas, nous avons utilisé le tourbillon géostrophique pour la détection des centres cycloniques. Des analyses réalisées à partir de l'utilisation du tourbillon du vent gradient ont révélé que plus de centres cycloniques sont détectés avec le vent gradient par rapport au vent géostrophique, mais ceux-ci sont de faible intensité. Cela revient à abaisser le seuil de détection du tourbillon pour les systèmes cycloniques alors que nous sommes intéressés à détecter les systèmes les plus intenses en lien avec la formation des vagues et des surcotes de tempêtes. Pour détecter ces systèmes avec le tourbillon géostrophique, un seuil de détection de $2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ a été utilisé. Les deux méthodes permettent donc de détecter les systèmes intenses. Au préalable les deux champs de vitesse ont été comparés en utilisant des données qui proviennent du modèle régional GEM. La Figure 1 montre les différences entre, d'une part (panneau a), le vent géostrophique calculé par les routines de Dionysos et le vent issu directement de GEM, et d'autre part (panneau b), le vent de gradient avec ce même vent de GEM. On peut noter que la différence dans le premier cas est plus petite que celle entre le vent de gradient calculé par l'algorithme de Sinclair et celui du modèle GEM.

Quelques changements nécessaires ont été apportés afin de permettre à l'algorithme de lire les fichiers de données de NARR et des fichiers des sorties du MRCC. Des modifications ont également été apportées afin de tenir compte du type de grille, soit la stéréographique polaire utilisée dans ce projet. Les données utilisées ont toutes été interpolées linéairement sur une grille de 100 km de résolution, et temporellement vers un pas de temps de trois heures à partir des données aux six heures (pour le MRCC seulement puisque NARR a déjà des archives aux trois heures). L'algorithme de Sinclair a été documenté afin d'explicitier son usage et les différentes étapes quant au choix des paramètres d'entrée, ainsi que pour documenter les modifications apportées.

a) Vent géostrophique – vent de GEM



b) Vent de gradient – vent de GEM

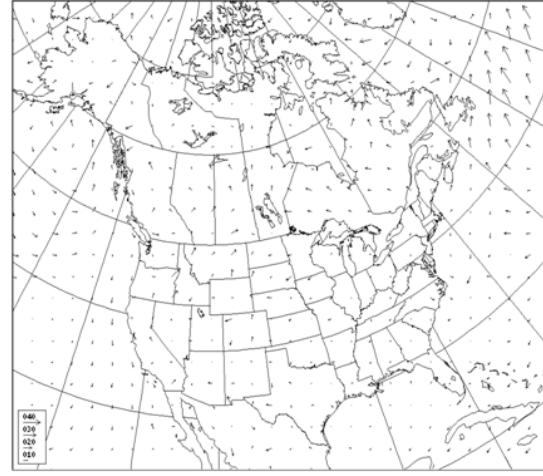
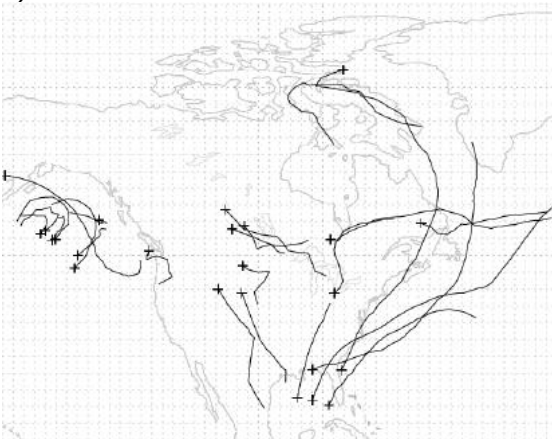


Figure 1 : Différence entre le vent géostrophique calculé par Dionysos et le vent de GEM (panneau a), et entre le vent de gradient calculé par l'algorithme de Sinclair et celui du GEM (panneau b). Ce cas est celui du 25 juillet 2007 à 00 :00Z.

Une fois le code de Sinclair modifié comme suggéré ci-dessus, celui-ci a été testé en comparant les trajectoires de tempêtes obtenues en utilisant les données NARR avec celles disponibles via le Centre Météo-UQÂM qui utilisent les données de NCEP/NCAR (Figure 2). Les données du Centre Météo-UQÂM comprennent celles issues des données d'analyses du modèle GEM régional et celles produites par le Goddard Institute for Space Studies, NASA, qui utilisent le minimum de pression au niveau moyen de la mer. Des trajectoires de tempêtes ainsi que les caractéristiques des dépressions ont été calculées pour la région de l'Amérique du Nord avec des données NARR, NCEP et MRCC4.1.1 piloté par les ré-analyses NCEP, grille AMNO, simulation ade (http://loki.gc.ec.gc.ca/DAI/mrcc_exp-e.html) pour les périodes 1979 à 2009, 1979 à 2009 et 1979 à 2004, respectivement, et ce, pour tous les mois de l'année.

a)



b)



Figure 2 : Trajectoires des tempêtes du mois de janvier 1998 calculées en utilisant les données NCEP/NCAR, a) via l'algorithme de Sinclair utilisant le vent géostrophique et b) issus de GISS-NASA (<http://data.giss.nasa.gov/stormtracks/>).

En se basant sur les sorties de l'algorithme de Sinclair, des cartes climatiques de certains indices ou critères d'analyse, caractérisant l'activité cyclonique en Amérique du Nord et plus spécifiquement dans la région de la baie d'Hudson, ont été réalisées. Ces indices sont les suivants : la densité de trajectoires, la densité de cyclones intenses, la densité de genèses de dépressions, la durée de vie des tempêtes, la vitesse moyenne de déplacement des tempêtes, l'intensité moyenne du tourbillon ainsi que l'intensité moyenne du vent (Tableau 2).

Tableau 2 : Définition des indices d'analyse des trajectoires et des intensités de tempêtes synoptiques.

Densité de trajectoire	Somme de toutes les trajectoires qui touchent en un mois un disque de 333 Km de rayon (3^0 et 1^0 également par Rosu autour du point considéré.
Densité de cyclones intenses	Somme de tous les cyclones qui touchent en un mois un disque de 333 km de rayon (3^0 et 1^0 également par Rosu) autour du point et dont la valeur du tourbillon est supérieure à $6 \times 10^{-5} s^{-1}$.
Intensité moyenne	Moyenne de l'intensité des valeurs du tourbillon de tous les centres cycloniques situés à l'intérieur d'un cercle de 333 Km (3^0 et 1^0 également par Rosu) centré autour du point considéré.
Intensité moyenne du vent	Moyenne de l'intensité du vent de tous les centres cycloniques situés à l'intérieur d'un cercle de 333 Km centré autour du point considéré.
Circulation moyenne	Moyenne des valeurs de la circulation de tous les centres cycloniques situés à l'intérieur d'un cercle de 333 Km centré autour du point considéré.
Densité de genèse (cyclogenèse)	Somme de toutes les trajectoires de tempêtes qui prennent naissance en un mois dans un disque de 333 Km centré autour du point considéré.
Pression moyenne	Moyenne des pressions des centres cycloniques (1000 hPa)

Par ailleurs, la distribution de certains de ces indices en fonction de la direction de provenance des cyclones a été calculée pour tous les mois de l'année et pour chacune des années de la période d'intérêt, ainsi que pour la moyenne calculée sur cette période. La direction de provenance des cyclones est déterminée en prenant l'azimut des deux positions qu'un cyclone occupe entre deux pas de temps consécutifs. Les différentes directions sont définies en divisant le cercle trigonométrique en huit secteurs qui sous-tendent un arc de 45^0 chacun (cf. Figure 3).

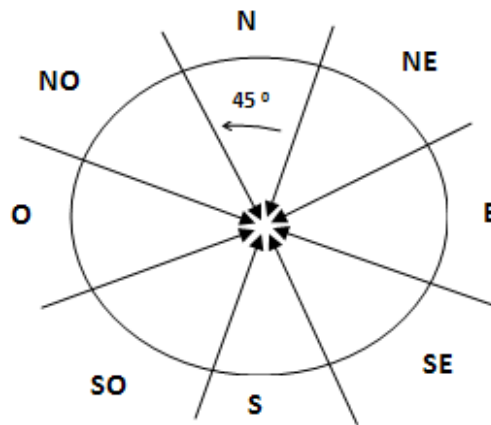


Figure 3 : Définition des directions de provenance des cyclones.

La figure 4 illustre quelques cas de comparaisons de méthodes de calcul des trajectoires de tous les centres cycloniques trouvés par l'algorithme de Sinclair en janvier 1961 dans le domaine de simulation (Amérique du Nord). Les deux panneaux de droite illustrent les trajectoires calculées à partir des ré-analyses ERA-40 (mailles de grille de 277 km) alors que les deux panneaux du haut montrent celles qu'on obtient pour la même période avec le modèle régional MRCC piloté par ERA-40 (maille de grille de 45 km). Les panneaux du haut et du bas comparent les mêmes simulations, mais font varier les processus d'interpolation. Toutes les utilisations de l'algorithme de Sinclair se basent sur une transposition des données du modèle source sur une grille commune de 100 km de côté. Cette transposition peut être effectuée sur les données originales de géopotentiel en surface avant de calculer la fréquence du tourbillon (panneau du haut) ou après avoir calculé la fréquence du tourbillon (panneaux du bas). La comparaison des résultats montre que le processus de transposition affecte peu le modèle ERA-40 dont la grille est de 277 km de côté, mais elle affecte le MRCC, dont la grille est beaucoup plus fine (45 km), en augmentant le nombre de trajectoires de 39 à 50 lorsqu'on interpole après plutôt qu'avant d'avoir calculé le tourbillon (nombre de trajectoires indiqué dans le coin gauche ou droit supérieur des panneaux). Cependant, ces différences affectent principalement les trajectoires des cyclones de faible intensité (représentés en vert et en bleu) alors que les cyclones intenses (rouges) ne sont pas affectés. La figure 4 montre aussi que la série de ré-analyses comme ERA-40, qui assimile les données et les observations météorologiques, est quasi identique aux résultats du modèle MRCC qui est piloté aux frontières par ces mêmes ré-analyses, et qui utilise aussi un pilotage spectral à l'intérieur du domaine pour conserver les grandes échelles ($\geq 1400\text{ km}$) semblables à celles du pilote ERA40. Par contre, le MRCC développe un certain nombre de très courtes trajectoires de systèmes cycloniques de faible intensité dans la mer de Baffin (panneaux de gauche) qui ne sont pas présents dans les ré-analyses ERA-40. Cette région, entourée de glaciers continentaux, est très propice au développement local de systèmes cycloniques quasi-stationnaires détectables par l'algorithme de Sinclair, mais de faible dimension spatiale (quelques centaines de km) et de courte durée de vie. Comme la fréquence de tourbillon de ces systèmes cycloniques est près de la limite de détection de l'algorithme de Sinclair (tourbillon $\geq 2,5 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$), ces dépressions ne sont pas détectées par certains modèles et le sont par d'autres, selon notamment la résolution horizontale utilisée.

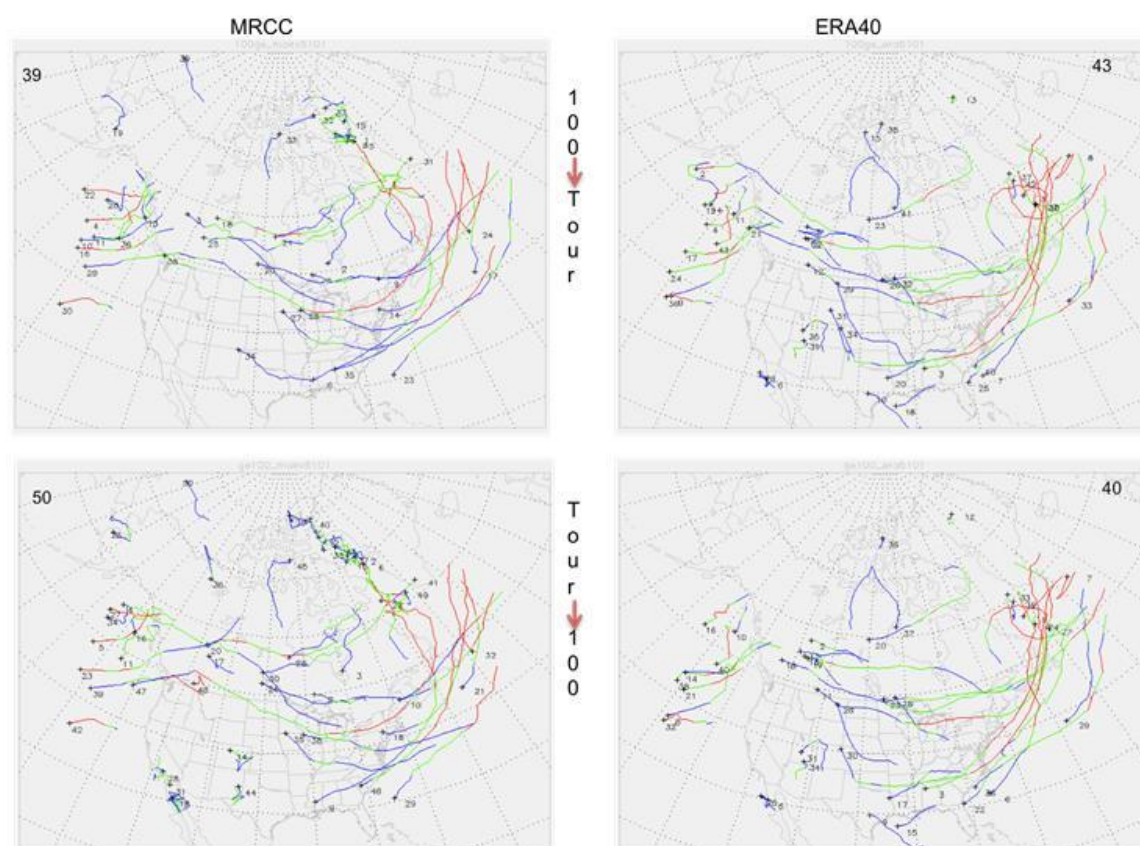


Figure 4 : Trajectoires des centres cycloniques en janvier 1961, calculées à partir de ré-analyses ERA-40 (panneaux de droite) et du modèle MRCC piloté par ERA-40 (panneaux de gauche). Deux protocoles d'interpolation sur la grille commune de 100 km sont comparés, soit avant le calcul du tourbillon (haut) et après ce calcul sur la grille native. Le nombre total de trajectoires est indiqué dans le coin supérieur des panneaux. Les couleurs correspondant à la fréquence de tourbillon augmentant du bleu, au vert et au rouge.

RÉFÉRENCES

- Ahrens, C.D., 2009: *Meteorology Today: An introduction to weather, climate and the environment*. 9th edition, Brooks/Cole, 313-321.
- Caron, J.-F., P. Zwack et C. Pagé, 2005: DIONYSOS: A diagnostic tool for numerically-simulated weather systems. Report, Department of Earth and Atmospheric Sciences, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada, 45 p.
- Neu, Urs, Mirseid G. Akperov, Nina Bellenbaum, Rasmus Benestad, Richard Blender, Rodrigo Caballero, Angela Coccozza, Helen F. Dacre, Yang Feng, Klaus Fraedrich, Jens Grieger, Sergey Gulev, John Hanley, Tim Hewson, Masaru Inatsu, Kevin Keay, Sarah F. Kew, Ina Kindem, Gregor C. Leckebusch, Margarida L. R. Liberato, Piero Lionello, Igor I. Mokhov, Joaquim G. Pinto, Christoph C. Raible, Marco Reale, Irina Rudeva, Mareike Schuster, Ian Simmonds, Mark Sinclair, Michael Sprenger, Natalia D. Tilinina, Isabel F. Trigo, Sven Ulbrich, Uwe Ulbrich, Xiaolan L. Wang, and Heini Wernli, 2013: A Community Effort to Intercompare Extratropical Cyclone Detection and Tracking Algorithms: Assessing Method-Related Uncertainties,” *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 94, 529–547.
- Radojevic, M, 2006: *Activité des cyclones Extra-tropicaux simulés par le modèle canadien de circulation générale*. Mémoire de maîtrise en Sciences de l’Atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada, 119p.
- Rosu, C., 2005 : *Les caractéristiques des cyclones et l'apport d'eau dans les bassins versants du Québec*. Mémoire de maîtrise en Sciences de l’Atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada, 118p.
- Sinclair, R.M., 1997: Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology, *Weather and Forecasting*, **12**, 595–612.

ANNEXE 2

LES INDICES DE TÉLÉCONNECTIONS ET LES LIENS AVEC LES CARACTÉRISTIQUES DES TEMPÊTES

Tableau 1 : Définition des indices de NAO et BWA et des lieux de références utilisés pour mesurer les différences du champ de pression en surface (au niveau moyen de la mer) ou de la hauteur du géopotential à 500-hPa.

North Atlantic Pressure Centres (surface)				
NAO	North Atlantic Oscillation	Gibraltar (36.1°N, 5.3°W) Reykjavik (65°N, 22.8°W)	Normalized mean sea level pressure difference between Reykjavik and Gibraltar	Hurrell (1995)
Canadian Polar Trough (500-hPa)				
BWA	Baffin Island / West Atlantic	Baffin Island (Z1: 65°N, 60°W), West Atlantic (Z2: 30°N, 60°W)	$0.5 \cdot (Z1' - Z2')$ Z' is the 500-hPa geopotential heights anomaly (in dam), i.e. deviation from the 1971-2011 climatological (daily, monthly, or winter) mean value	Shabbar <i>et al.</i> (1997)

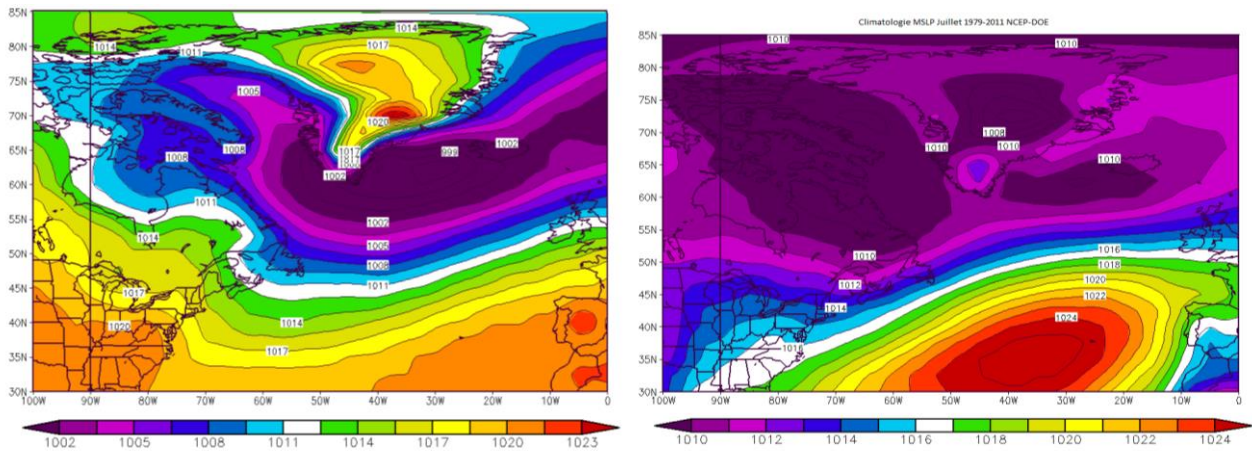


Figure 1 : Moyenne climatologique mensuelle de la pression au niveau moyen de la mer (en hPa) en décembre (panneau de gauche) et en juillet (panneau de droite), calculée sur la période 1979-2011 à partir des ré-analyses NCEP/DOE.

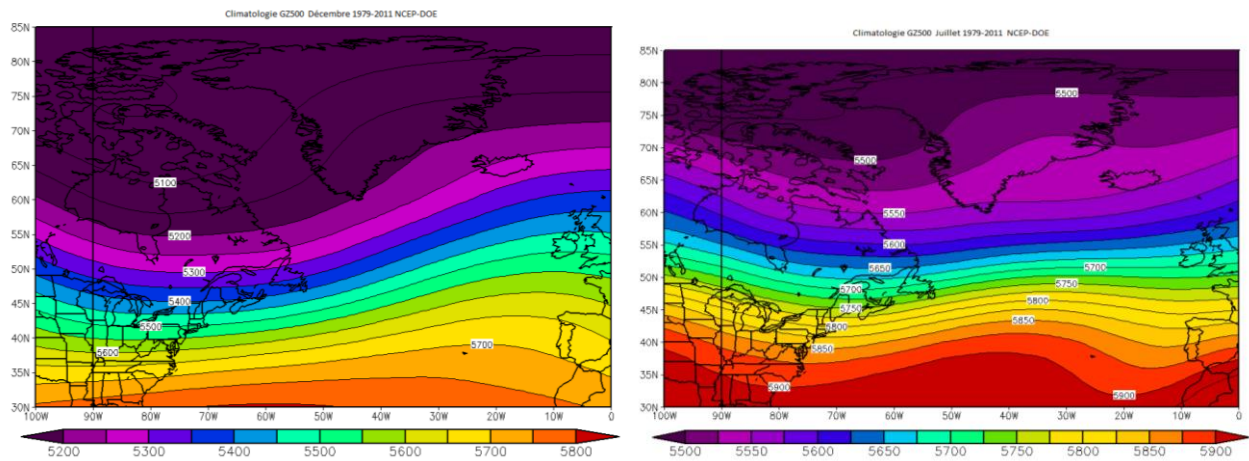


Figure 2 : : Moyenne climatologique mensuelle de la hauteur du géopotential à 500-hPa (en m) en décembre (panneau de gauche) et en juillet (panneau de droite), calculée sur la période 1979-2011 à partir des ré-analyses NCEP/DOE.

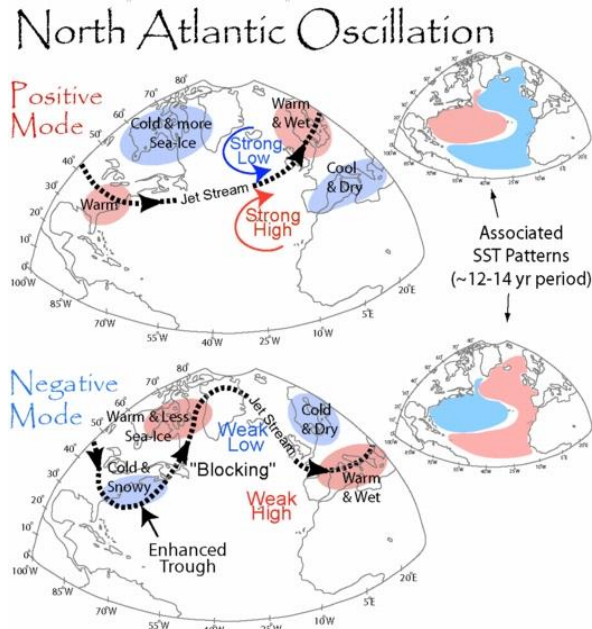


Figure 3 : Effets des anomalies positives (panneau du haut) et négatives (panneau du bas) de la NAO (Tableau 1) sur les anomalies hivernales de températures de l'air (à 2 m) de part et d'autre de l'Atlantique Nord, et sur les trajectoires de tempêtes ou position et intensité du courant Jet (i.e. Jet Stream en anglais) (Source : site web de la NOAA Airmap <http://airmap.unh.edu/background/nao.html>, qui fournit une explication complète sur les effets dans l'Est des USA).

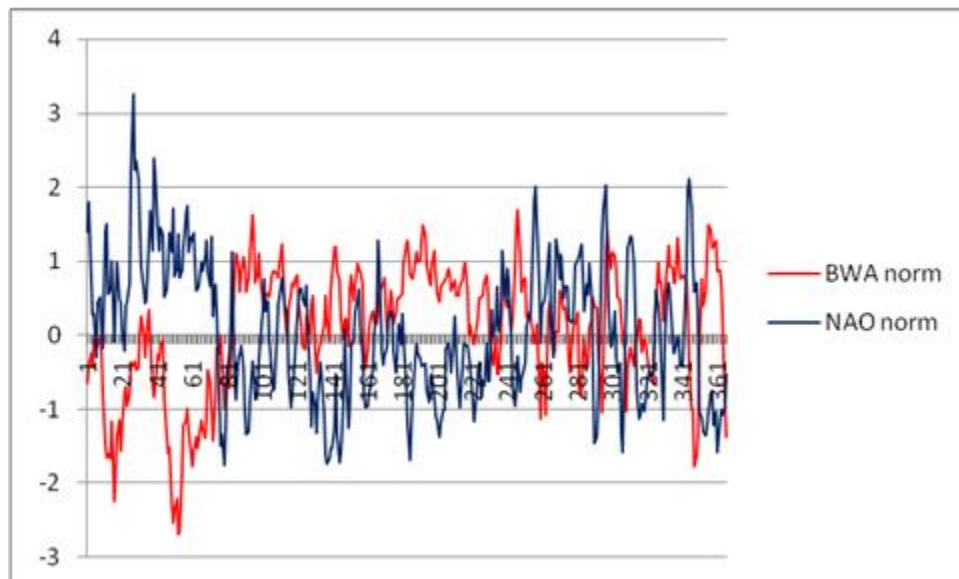


Figure 4 : Évolution sur une année (1961, valeurs de 1 à 365 en jours juliens sur l'axe des X) des anomalies quotidiennes standardisées des indices de NAO et BWA. Sur la période 1961-2000, les corrélations des anomalies quotidiennes entre les deux indices sont de l'ordre de -0,48 (corrélation statistiquement significative au seuil de 95%), ce qui signifie une évolution opposée sur le bassin Atlantique entre les anomalies des deux indices.

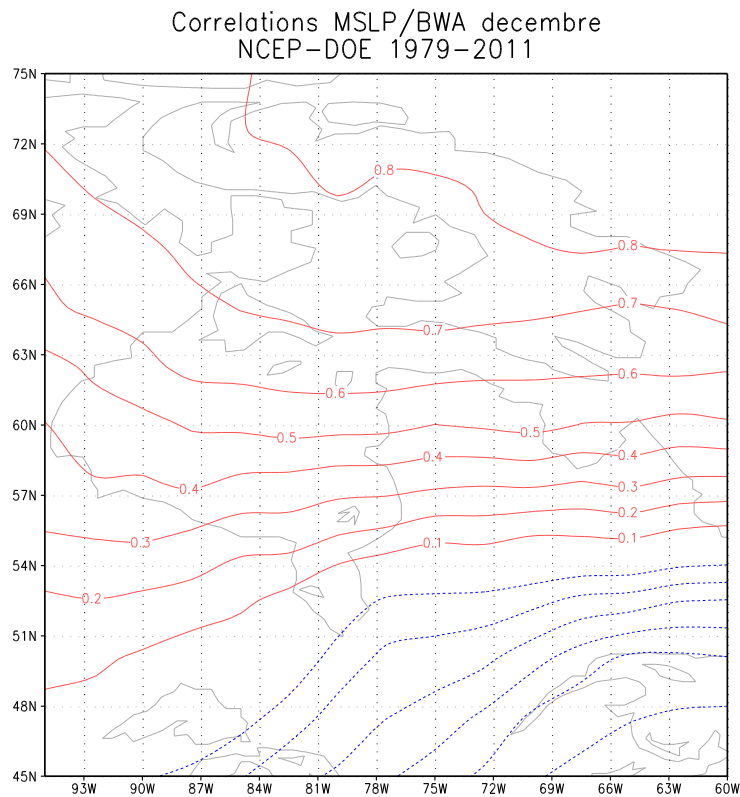
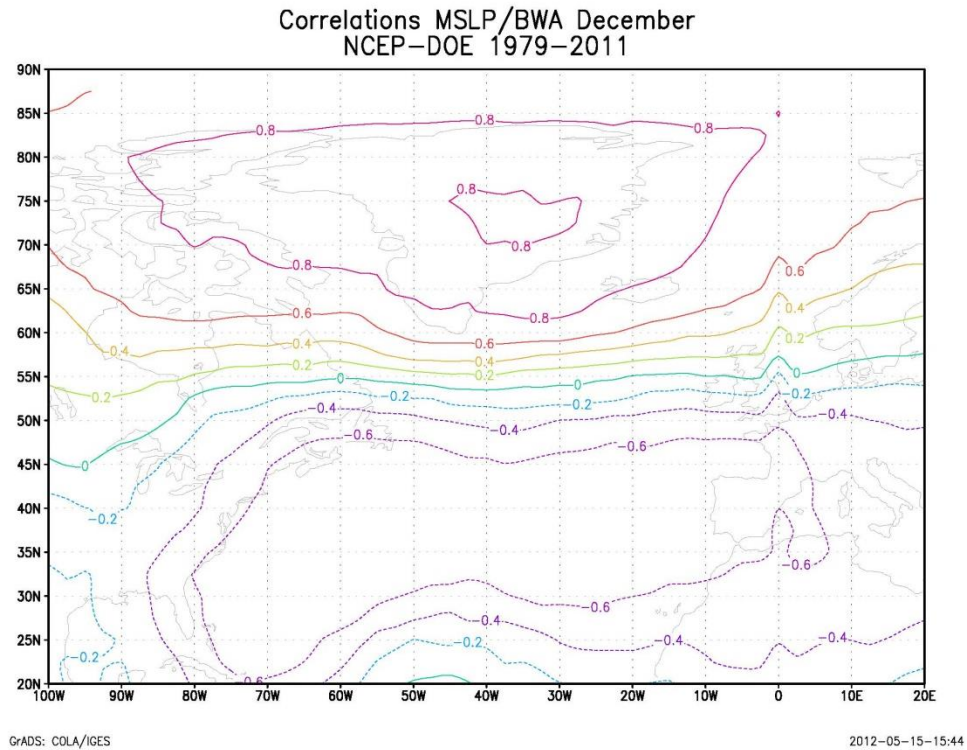


Figure 5 : Corrélations entre l'indice BWA et le champ de pression au niveau moyen de la mer pour le mois de décembre pour l'ensemble de l'Atlantique Nord (panneau du haut) et pour la région de la baie d'Hudson (panneau du bas), en utilisant les ré-analyses NCEP/DOE sur la période 1979-2011.

Correlations MSLP/NAO December NCEP-DOE 1979-2011

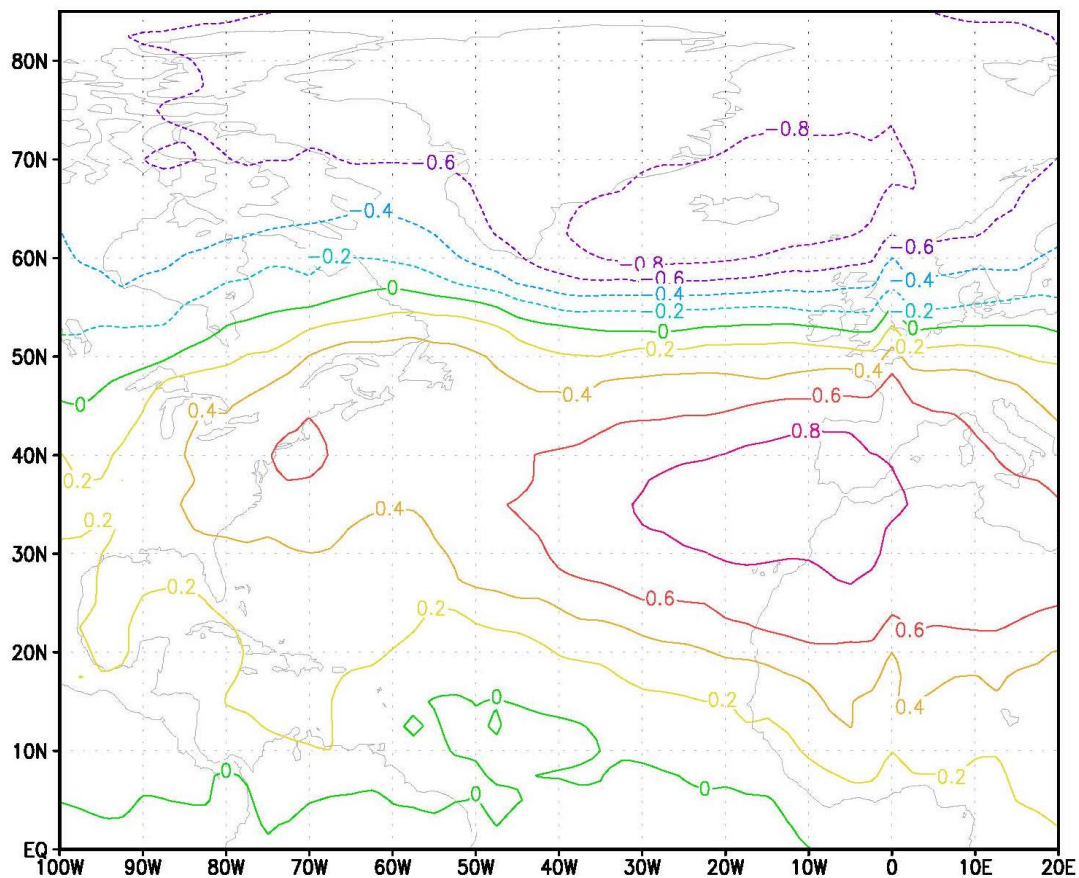


Figure 6 : Corrélations entre l'indice NAO et le champ de pression au niveau moyen de la mer pour le mois de décembre pour l'ensemble de l'Atlantique Nord, en utilisant les ré-analyses NCEP/DOE sur la période 1979-2011.