UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

EFFETS DE LA VARIABILITÉ NATURELLE SUR LES TENDANCES OBSERVÉES POUR LA NEIGE DANS LE NORD DU QUÉBEC ET AU LABRADOR

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

DOMINIC MORIN

AVRIL 2022

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.04-2020). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens d'abord à remercier mon directeur de recherche, Dr. Martin Leduc à Ouranos/Centre ESCER pour son immense soutien scientifique à mon travail, ses encouragements et conseils ainsi que pour sa disponibilité. Merci de m'avoir fait confiance et de m'avoir aidé à développer mon autonomie dans la recherche.

Je remercie respectivement mon co-directeur et mon collaborateur dans ce projet, Dr. René Laprise à l'Université du Québec à Montréal et Ross Brown à Environnement et Changements Climatiques Canada pour le partage de leur expertise sur le sujet de recherche et leurs excellents commentaires tout au long du travail qui ont permis d'augmenter la qualité de ma recherche.

Finalement, cette année de recherche a été chamboulée par la pandémie de COVID-19 et donc je ne peux terminer ces remerciements sans souligner l'appui constant de ma copine Mélissa et de mes amis tout au long de l'année. Grâce à eux, j'ai pu demeurer concentré et productif sur mon travail malgré l'absence d'activités sociales, le confinement à mon espace de travail à la maison et l'absence d'aide de collaborateurs physiques dont j'aurais pu bénéficier sans cette pandémie. Je vous en suis tous extrêmement reconnaissant.

TABLE DES MATIÈRES

LIST	'E DES	SFIGURES	iv	
LISTE DES ACRONYMES				
RÉSUMÉ				
INTRODUCTION				
CHAPITRE I ARTICLE			11	
1.1	Abstra	act	12	
1.2	Introd	uction	13	
1.3	Experi	imental framework	18	
	1.3.1	Simulations description and output variables	19	
	1.3.2	Domain of interest	21	
	1.3.3	Reference datasets	21	
	1.3.4	Analysis tools	23	
1.4	Result	S	24	
	1.4.1	Time series analysis	25	
	1.4.2	Disentangling climate change signal from natural variability .	27	
	1.4.3	Impact of NAO on local climate variables	29	
	1.4.4	Impact of the NAO on snow variability	31	
	1.4.5	Impact of EP-NP on snow variability	32	
1.5	Discus	ssions and Conclusion	33	
CONCLUSION				
APPENDICE A 60				
RÉFÉRENCES				

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1.1	Valeur moyenne mobile sur 3 mois de l'indice NAO. La standardi- sation est effectuée selon la période de référence 1981-2010. (Gra- phique tiré de la NOAA : https ://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/ teledoc/nao_ts.shtml)	43
1.2	Situation géographique de la région du Nunavik-Nunatsiavut et des communautés inuites. (Allard & Lemay, 2013, Figure 1)	44
1.3	Topography of the northeastern North America "analysis domain" used in CRCM5 simulations (280 x 280 grid cells). White rectangle added represents the chosen finer domain used in this study	45
1.4	Sea-ice domains defined over Hudson Bay and Labrador Sea $\ .\ .$.	46
1.5	Names and locations of all 10 stations available with more than 90% of valid data (green), more than 80% (yellow) and less than 80% (red)	47
1.6	Top : Winter averaged (DJF) observations (blue) and the CRCM5- ERAI run (red) time series anomalies for the 1980-2013 period over Kuujjuaq for precipitation (a) and temperature (b). Bottom : Same as top for surface snow amount (c) and snow cover duration (d) but with ERA5-Land as reference (blue) instead of observations	48
1.7	Winter time series of precipitation (a), temperature (b) and surface snow amount (c) anomalies for the 1980-2013 period at Kuujjuaq station (58°N,68°W). Observation data are valid for precipitation and temperature, ERA5-Land data are valid for snow (c). Ano- malies are based on the 34-year trend for each variable and each simulation	49
1.8	Left : Winter annual trends for all 5 stations and each variable : a) precipitation, b) temperature and c) surface snow amount. Right : Winter interannual variability, expressed in standard deviation units for all 5 stations and each variable.	50

1.9	Left : Climatological means of snow cover start date (a), end date (b) and total duration (c). Right : Total interannual variability of snow cover start date (d), end date (e) and total duration (f) from the CRCM5-ERAI.	51
1.10	a) Total interannual variability of the winter surface snow amount. b) Part of the total interannual variability explained by the linear trend. The variability is expressed in standard deviation units instead of variance. c) Winter signal to noise ratio of variances for snow cover variability. d) Winter signal to noise ratio for snow cover variability of each station. The legend for colors is the same as 1.8).	52
1.11	Signal to noise ratios for temperature (left), precipitation (middle) and surface snow amount (right) for each season (DJF, MAM, JJA, SON) from top to bottom.	53
1.12	Winter correlations between NAO index - precipitation - surface snow amount (top) and between NAO index - temperature - sur- face snow amount (bottom). Not-significant correlations in terms of Pearson's critical values are represented by the hatched regions on this figure and the followings.	54
1.13	Fall correlations between NAO index - precipitation - fall snow cover start date variability (top) and between NAO index - temperature - fall snow cover start date variability (bottom).	55
1.14	Spring chain of correlations between NAO index - precipitation - spring snow cover end date variability (top) and between NAO index - temperature - spring snow cover end date variability (bottom).	56
1.15	Influence of the NAO on snow variability during different seasons. In a), correlation between the seasonal fall NAO index and the start date of the snow season. In b), correlation between the seasonal winter NAO index and the average surface snow amount. In c), correlation between the seasonal spring NAO index and the end date of the snow season	57
1.16	Fall correlation between NAO index and the Hudson Bay's sea-ice	01
	cover	58
1.17	In a), correlation between the seasonal fall EP-NP index and the start date of the snow season. In b), correlation between the seasonal spring EP-NP index and the end date of the snow season	59

V

A.1	Winter (DJF) complete time series of precipitation anomalies for the 5 stations	60
A.2	Winter (DJF) complete time series of temperature anomalies for the 5 stations	61
A.3	Winter (DJF) complete time series of surface snow amount anoma- lies for the 5 stations	61

LISTE DES ACRONYMES

- AMO Atlantic Multidecadal Oscillation
- CanESM2 Canadian Earth System Model version 2
- CRCM5 Canadian Regional Climate Model version 5
- ECCC Environnement et Changements Climatiques Canada
- ENSO El Niño Southern Oscillation
- EP-NP East Pacific North Pacific Oscillation
- ERA-I ERA-Interim
- GCM Global Climate Model
- GES Gaz à effets de serre et aérosols
- GHGA Greenhouse Gas & Aerosols
- IAV Interannual variability
- ICV Internal Climate Variability
- LE Large Ensemble
- MDD Muti-driver Dataset
- MGC Modèle Global de Climat
- MRCC5 Modèle Régional Canadien du Climat version 5
- NAO North Atlantic Oscillation
- RCM Regional Climate Model
- RCP Representative Concentration Pathway
- SCD Snow Cover Duration
- SST Sea Surface Temperature
- SWE Snow Water Equivalent
- UQAM Université du Québec à Montréal

RÉSUMÉ

Le climat des régions du Nunavik et du Nunatsiavut change rapidement depuis les dernières décennies et les causes et mécanismes responsables de ces changements accélérés sont encore incertains. Outre le réchauffement rapide observé dans l'Arctique depuis les années 90, il a été observé que la variabilité climatique interne peut se superposer aux effets du réchauffement causé par l'activité humaine, que ce soit en l'atténuant ou en l'amplifiant. Ces effets de la variabilité naturelle se font ressentir aux échelles locale et régionale dans la cryosphère, rendant vulnérables les communautés vivant au Nunavik et au Nunatsiavut. Cette étude se concentre donc sur les effets sur la variabilité du couvert de neige liés au principal mode de variabilité naturelle sur la région : l'Oscillation nord-atlantique (NAO).

L'objectif de cette étude est d'identifier les principaux mécanismes responsables de la variabilité interannuelle de la quantité de neige au sol ainsi que de la durée de la saison de neige via les indices saisonniers de la NAO et les variables de climat locales, soit la précipitation et la température. Pour ce faire, la simulation pilotée par ERA-Interim est d'abord comparée à un ensemble de 50 membres du modèle MRCC5, en plus d'un ensemble multi-modèle de 4 pilotes de modèles globaux, des observations locales et une réanalyse (ERA5-Land) afin de caractériser les tendances et l'amplitude de la variabilité naturelle dans les simulations. De ces comparaisons, les valeurs des tendances et des variabilités entre les membres de l'ensemble ainsi qu'entre les autres simulations et réanalyses sont d'un ordre de grandeur comparable, ce qui permet de retirer les tendances linéaires des données initiales pour isoler seulement la variabilité causée par les effets naturels, dont la NAO serait le principal facteur. Ainsi, des corrélations de Pearson ont montré que la NAO est significativement responsable des variations interannuelles des températures et des précipitations à l'échelle régionale, mais ces corrélations ne sont pas suffisantes pour expliquer les variations de la couverture de neige ni sa durée par la NAO. Par contre, des corrélations significatives ont été trouvées entre la NAO et la variabilité de la neige, montrant ainsi que de tels liens existent, mais qu'ils sont en fait causés par des mécanismes plus complexes que ceux attendus via les moyennes saisonnières de précipitation et de température.

Mots clés : Variabilité naturelle du climat, Oscillation Atlantique Nord, Modèle Régional de climat, Couvert de neige, Nord du Québec

INTRODUCTION

De manière générale, les modèles climatiques sont des représentations modélisées du comportement du système climatique terrestre global et bien qu'ils deviennent de plus en plus précis et complexes, il ne sera jamais possible de représenter la réalité exacte. Ainsi, une projection de changements climatiques réalisée à l'aide d'un modèle de climat, aussi précise soit-elle, comporte plusieurs sources d'incertitude. Il est donc possible de catégoriser trois principales sources d'incertitudes qui créent des différences entre chaque projection réalisée.

La première source d'incertitude est causée par l'hypothèse quant aux concentrations futures de gaz à effets de serre (GES) lié à l'activité humaine. C'est ce qu'on appelle communément un « scénario climatique ». Comme le taux d'émission de GES sera porté à changer dans l'avenir et qu'il demeure trop incertain dépendamment des actions ou inactions de lutte aux changements climatiques par les institutions gouvernementales ainsi qu'à une continuelle hausse mondiale de la demande en énergie, il est important d'émettre certaines hypothèses quant à l'évolution des concentrations de GES dans les simulations climatiques. À cet effet, quatre scénarios spécifiques ont été définis par le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), nommés les scénarios RCP2.6, RCP4.5, RCP6 et RCP8.5, où RCP signifie en anglais « Representative Concentration Pathway » et où le nombre associé correspond au supplément de forçage radiatif, en W/m^2 , que le scénario atteindra à l'année 2100. Ainsi, une différence marquée des taux d'émissions de GES d'un choix de scénario à un autre peut mener à des projections climatiques complètement différentes. Bien que les scénarios du GIEC soient considérés « probables », il faut se rappeler qu'il en existe une infinité d'autres et donc ces quatre scénarios restent des hypothèses de trajectoires de concentration de GES.

La deuxième source d'incertitude est appelée la « réponse-modèle ». Il s'agit de la sensibilité interne d'un modèle donné en réponse à un forçage radiatif. Une des façons de caractériser la sensibilité interne, appelée « réponse climatique à l'équilibre », consiste à perturber le climat soudainement (ex. : doubler la concentration de CO_2) et ensuite observer la façon dont le modèle retourne vers un nouvel équilibre radiatif. La « réponse climatique transitoire » est une autre méthode consistant à augmenter progressivement de 1% par année les émissions de CO_2 dans le but d'arriver à doubler la concentration, mais en ne retournant jamais vers l'équilibre. Ainsi, on peut étudier comment se comporte un modèle de différentes façons suivant une perturbation impulsive ou progressive. Chaque modèle climatique développé par les différents centres de modélisation possède ses forces, ses limitations et sa sensibilité climatique, le tout causé par la modélisation des processus physiques et leurs interactions; donc un même forçage appliqué à différents modèles offrira un éventail de réponses possibles en fonction des modèles considérés.

La troisième source d'incertitude est la variabilité naturelle du climat. Cette dernière se divise en deux groupes distincts. D'abord, il y a la variabilité générée par des forçages naturels externes au système climatique et qui peut intervenir à toutes échelles de temps (ex. : émissions d'aérosols dues aux éruptions volcaniques, variations du cycle solaire, inclinaison de l'axe de rotation terrestre, mouvements des plaques tectoniques, grandes glaciations, etc.). Ensuite, il y a la « variabilité interne » du climat, qui englobe les mécanismes non-linéaires et les interactions entre les composantes du système climatique (atmosphère, océan, cryosphère, biosphère, lithosphère). La variabilité interne reliée à l'atmosphère et à l'océan est souvent décrite à l'aide d'indices de climat appelés téléconnexions, lesquels peuvent montrer des variations aux échelles mensuelle à multi-décennale. Une dizaine de ces téléconnexions sont bien identifiées dans les archives climatiques (observées), comme par exemple le El-Niño (ENSO; El-Niño Southern Oscillation) dans l'océan Pacifique Sud ou l'oscillation nord-atlantique (NAO). Il a été démontré dans différentes études que la variabilité interne du système climatique liée aux téléconnexions se superpose au signal de changement climatique dû aux forçages anthropiques en l'atténuant ou en l'amplifiant (Deser, 2012). À court terme et moyen terme dans les projections climatiques, la variabilité naturelle est parfois la plus grande source d'incertitude parmi les trois présentées ici, à cause des comportements chaotiques des nombreuses téléconnexions qui influencent les échanges d'énergie dans l'atmosphère. Il est donc important de caractériser et de comprendre les effets liés à la variabilité naturelle dans les projections climatiques afin de porter de meilleures recommandations pour les différentes populations qui en subissent des répercussions.

D'un point de vue conceptuel, il est possible de considérer l'évolution de notre système climatique comme une seule trajectoire parmi une infinité de possibilités, considérant la nature chaotique du système climatique (Lorenz, 1972). Dans la dernière décennie, plusieurs grands ensembles de simulations ont donc été développés afin de tenir compte des différentes trajectoires possibles et de quantifier leurs différences. Une méthode connue pour générer ces grands ensembles consiste à appliquer d'infimes perturbations dans les conditions initiales des différents membres afin de tester la nature chaotique interne du système dans l'évolution climatique de chaque membre (Fyfe et al. 2017). De cette façon, en utilisant un seul modèle et en conservant le même scénario d'émission entre les membres, il est possible d'isoler l'incertitude liée à la variabilité naturelle du système et de la caractériser en utilisant différentes statistiques, comme la moyenne d'ensemble et l'écart type entre les membres. Cette méthode permet ainsi de calculer les variations causées par la variabilité naturelle autour d'une trajectoire climatique moyenne et à quantifier les valeurs extrêmes. Ainsi, il sera théoriquement possible de réduire les incertitudes liées aux scénarios et réponses-modèle dans le futur. En revanche, la variabilité climatique interne est une propriété intrinsèque du système climatique et donc son incertitude ne semble pas se réduire avec l'amélioration des modèles (Deser, 2012).

Dans un article paru en 2012, Deser et ses collaborateurs ont utilisé un tel ensemble de 40 membres produit à l'aide du modèle global « National Center for Atmospheric Research Community Climate System Model version 3 » (CCSM3) à une résolution horizontale de 2,8°. En concentrant le sujet de cette étude sur le domaine de l'Amérique du Nord, ce grand ensemble a permis d'évaluer l'amplitude de la variabilité naturelle pour la période de 2000 à 2060. La moyenne d'ensemble montre clairement qu'un forçage de GES identique entre les membres mène à un signal significatif de réchauffement, pourtant les différents membres présentent des patrons de réchauffement différents, et l'incertitude entre les membres augmente avec la latitude sur tout le domaine, particulièrement en hiver. Il est à noter que l'incertitude lié à la variabilité naturelle ne se réduit pas suivant une réduction d'échelle, ce qui montre qu'il est important de tenir compte de l'influence liée à la variabilité climatique interne à toutes les échelles spatiales (Deser, 2012).

Sur la même idée, un autre grand ensemble de 50 membres produit à l'aide du modèle global canadien du climat (CanESM2; Fyfe et al. 2017) a servi à piloter le Modèle Régional Canadien du Climat (Grand ensemble du MRCC5; Leduc et al. 2019) à une plus fine résolution de 0,11° afin d'évaluer les impacts régionaux de la variabilité naturelle sur l'Amérique du Nord et l'Europe. Le grand ensemble du MRCC5 a été utilisé par Willibald et al. (2020) pour étudier le couvert de neige sur une région des Alpes suisses. Le but de cette étude était de comprendre l'effet de la variabilité naturelle face aux forçages anthropiques dans les incertitudes des tendances de plusieurs variables. Semblable aux résultats précédents de Deser et al. (2012), ils ont trouvé qu'il existe une tendance négative significative pour la quantité de neige accumulée sur la période 2010-2060, mais également une augmentation de la variabilité interannuelle sur la même période. Le signal de changement climatique induit par les forçages anthropiques ne ressort du « bruit » de la variabilité naturelle seulement autour des années 2050, ce qui démontre la forte influence de la variabilité naturelle à court terme dans les projections climatiques. L'utilisation des grands ensembles est donc primordiale pour étudier convenablement la variabilité naturelle et évaluer les trajectoires extrêmes autour de la tendance pour bien saisir l'étendue de l'incertitude.

Plusieurs études récentes (Brown, 2010; Way & Viau, 2015; Barette et al., 2020) ont montré que le climat général du Québec est influencé par plusieurs téléconnexions. Les trois principales mentionnées dans ces études sont l'oscillation atmosphérique de l'Atlantique Nord (NAO), la variation des températures de l'eau de l'Atlantique Nord, via l'oscillation multi-décennale de l'Atlantique (AMO), puis l'oscillation atmosphérique au-dessus du Nord-Est de l'océan Pacifique (EP-NP).

Brown (2010) a remarqué un changement abrupt dans la circulation atmosphérique de l'Amérique du Nord autour de 1980 qui a affecté la pression atmosphérique au niveau de la mer (SLP), les températures, le taux de précipitation et la quantité de neige au sol sur la province de Québec. Depuis ce changement, ce sont désormais la NAO, l'AMO et l'EP-NP qui semblent être les indices de téléconnexions les mieux corrélés avec la variabilité interannuelle de la quantité maximale d'équivalent en eau de la neige (SWE_{max}) et de la durée de la saison de neige sur l'ensemble du Québec.

D'autre part, à l'échelle régionale sur le Labrador, Way & Viau (2015) ont montré que 33% de la variabilité interannuelle des températures s'explique par des facteurs naturels comprenant ces trois mêmes indices et l'ENSO. Ainsi, il est possible de dire que ces quatre modes de variabilité sont les principaux modes de variation naturelle des températures du Labrador. Concrètement, le réchauffement rapide du climat de la région observé depuis les années 1990 est fortement corrélé avec les anomalies des températures de surface de la mer observées dans l'Atlantique Nord pour la même période. Afin de comprendre comment ces modes de variabilité naturelle influencent le climat du Québec, regardons maintenant d'un peu plus près leur définition.

La NAO est une oscillation atmosphérique au-dessus de l'Atlantique Nord. Son indice est calculé comme la différence de pression normalisée entre la dépression semi-permanente d'Islande et la haute pression des Azores. Ainsi, dans une phase positive de la NAO, les deux systèmes ont respectivement des pressions plus basse et plus haute qu'en moyenne, ce qui influence à la fois les températures, les précipitations, l'intensité du courant-jet en altitude, puis la fréquence des systèmes dépressionnaires ainsi que leur direction. Plus précisément durant la période de 1980 à 2013, nous étions dans une phase plutôt positive de la NAO (Figure 1.1). Dans ce cas, la circulation atmosphérique d'Ouest en Est associée au vortex polaire au-dessus du pôle Nord est plus forte, ce qui se traduit par une diminution générale du flux d'humidité, de la précipitation et aussi une chute des températures sur le Nord du Québec, ce qui fera également augmenter la quantité de glace de mer sur la Baie d'Hudson et sur la Mer du Labrador.

Pour ce qui est de l'AMO, cet indice est défini comme l'anomalie de température de surface de l'océan Atlantique Nord normalisé par rapport à la moyenne de la période 1981-2010, auquel on a retiré préalablement la tendance linéaire au réchauffement induit par les changements climatiques pour ne conserver que les fluctuations. L'AMO est une oscillation très longue, qui suit un cycle d'environ 70 ans. Durant une phase chaude de l'AMO, ce mode de variabilité est associé à une

hausse des températures de l'air près de la surface, une hausse de la fréquence et de l'intensité des systèmes passant au-dessus de l'Atlantique Nord, puis d'une baisse (hausse) de l'apport d'humidité sur le continent américain (européen) (McCabe et al. 2004; Hu and Feng 2008; Hu et al. 2011). Par contre, une récente publication (Mann et al., 2021) a démontré que cette oscillation est inexistante dans la nouvelle génération de modèles globaux du climat et n'apparaîtrait donc dans les anciens modèles que par les vestiges des grandes éruptions volcaniques du passé ainsi que la récente augmentation des températures globales liées aux grandes émissions de GES dans l'atmosphère. Ainsi selon leurs recommandations, l'indice calculé de l'AMO ne devrait plus être utilisé pour caractériser des phénomènes du passé, mais seulement pour utiliser directement les températures de surface de l'océan Atlantique Nord incluant le signal de changement climatique. Étant donné que ce sujet est trop récent et est encore en discussion dans la communauté scientifique, l'indice associé à l'AMO a été omis dans l'analyse du reste de ce projet, mais pourrait être sujet à une étude future suivant le même type d'analyse qui sera présenté ici.

L'EP-NP est une anomalie de hauteur géopotentielle à 500 hPa au-dessus du Nord de l'océan Pacifique, calculée par rapport à la moyenne climatologique de 1981-2010. Il est composé de trois centres d'anomalies positives ou négatives; Alaska/Ouest du Canada (+), centre Nord de l'océan Pacifique (-) et Est de l'Amérique du Nord (-). Ainsi, cette oscillation influence les températures et précipitations du Québec, tel que documenté dans Brown (2010). Malheureusement, cet indice de climat n'est pas dominant toute l'année sur le Nord du Pacifique, causant des discontinuités dans son calcul (Schulte, 2017). Tel que pour l'indice d'AMO, l'EP-NP a été mis de côté pour la suite de ce projet, concentrant notre analyse seulement sur l'influence de la NAO sur le climat du Nunavik (nord du Québec) et du Nunatsiavut (côte du Labrador), en considérant également que cet indice est le mieux documenté dans de précédentes études (Qian et al., 2008; Brown, 2010; Way & Viau, 2015; Barette et al., 2020)

Depuis les dernières décennies, le climat subarctique de l'Est du Canada change très rapidement. On remarque d'ailleurs dans l'Arctique un réchauffement environ deux fois plus rapide que la moyenne mondiale (Way & Viau, 2015; Allard & Lemay, 2013), ce qui rend les communautés vivant au Nunavik et au Nunatsiavut (Figure 1.2) très vulnérables face aux conséquences de ce réchauffement. Entre autres, ce réchauffement entraîne le dégel du pergélisol, ce qui pose un risque pour la santé et pour les habitations, et les migrations d'animaux dues au réchauffement causent un risque alimentaire pour l'ensemble des communautés du Nord. Il existe également des risques affectant le terrain côtier, les sources d'eau potable, la végétation et l'écologie (Barette et al., 2020). Certains risques sont plus préoccupants en hiver, car la cryosphère, qui représente la portion du système terrestre composé d'eau à l'état solide, subit également les effets des changements climatiques. Que ce soit par les saisons de neige écourtées (Vincent et al., 2015; Derken, 2012) ou par l'augmentation des évènements de pluie sur neige (Barette et al., 2020), les humains tout comme les animaux en subissent les conséquences. C'est d'ailleurs le cas pour les hordes de caribou migrateur et de caribou boréal dont on a vu la population chuter massivement depuis les deux dernières décennies en raison de ces changements dans la cryosphère. Une grande quantité de neige au sol ainsi que la présence de glace sur les cours d'eau facilitent leurs migrations et influencent leur choix d'habitat, donc le réchauffement induisant une perte de neige au sol est en partie responsable de la décroissance des populations de caribou (Schmelzer et al., 2020).

Selon les études sur le climat de la région, répertoriées dans le récent rapport de Barette et al. (2020), les causes et mécanismes de ces changements accélérés dans la cryosphère sont encore mal compris. Malgré le fort réchauffement observé depuis les années 1990 (Barette et al., 2020) causé par l'activité humaine mondiale, il existe également une grande variabilité interne représentée par l'ensemble des téléconnexions qui affecte les patrons de circulation atmosphérique et océanique de la région. Cette variabilité naturelle vient amplifier ou atténuer certains effets du réchauffement rapide sur le couvert de neige, ce qui met d'autant plus à risque les communautés locales et les animaux.

C'est donc pour répondre aux recommandations du rapport d'ArticNet que cette étude tente d'évaluer le rôle et les conséquences de la variabilité naturelle, représentée par la NAO, sur le couvert de neige des régions du Nunavik et du Nunatsiavut. D'abord, il faudra pour cela évaluer comment la NAO influence les variables locales telles que la précipitation, la température et la présence de glace de mer sur les grandes étendues d'eau entourant le Québec, pour ensuite comprendre lesquelles de ces variables interagissent directement avec la variabilité du couvert de neige, exprimé par sa durée ou sa quantité. Ce projet est donc construit en trois étapes. Dans un premier temps, il s'agira d'évaluer les sorties du Modèle régional canadien du climat version 5 (MRCC5; Martynov et al. 2013; Separovic et al. 2013) en utilisant des données de références, soit des observations et des réanalyses. L'objectif de cette partie est d'évaluer les tendances et la variabilité dans la simulation pilotée par ERA-I par rapport aux autres simulations, à la réanalyse et aux stations d'observation. Dans un deuxième temps, nous allons quantifier les moyennes climatiques de la couverture de neige, ses tendances et sa variabilité interannuelle afin de quantifier la proportion de la variabilité expliquée par la variabilité naturelle, puis comparer ces statistiques climatiques avec des simulations du MRCC5 pilotées par des modèles globaux, dont le grand ensemble MRCC5-LE (Leduc et al. 2019) afin d'évaluer l'incertitude due à la variabilité naturelle et à l'utilisation de différents modèles pilotes. Finalement dans la troisième partie, nous calculerons les corrélations linéaires entres les variables locales, l'indice saisonnier de la NAO et les données de la couverture de neige. Ceci permettra d'identifier les mécanismes principaux sous forme de chaîne de corrélations qui régissent la variabilité interannuelle de la quantité et durée du couvert de neige, puis de comprendre comment celle-ci est influencée par la variabilité naturelle représentée par la NAO.

Le corps de ce mémoire est présenté sous la forme d'un article scientifique rédigé en anglais qui sera soumis à la revue Climate Dynamics. La première partie de l'article comprend une introduction à la variabilité naturelle du climat ainsi qu'une revue de littérature des précédentes études sur le climat général du Nunavik et du Nunatsiavut. La description des simulations utilisées et des outils d'analyses sont présentés en deuxième partie. Dans la dernière partie de l'article, on retrouve les résultats d'une étude temporelle comparative des différentes simulations et observations, puis une étude spatiale de l'impact de la variabilité naturelle sur les tendances de la quantité et durée du couvert de neige sur la région. Le mémoire se terminera par une conclusion plus générale rédigée en français.

CHAPITRE I

ARTICLE

QUANTIFYING THE ROLE OF INTERNAL CLIMATE VARIABILITY IN SNOW COVER TRENDS OVER NORTHERN QUÉBEC AND LABRADOR

by

Dominic Morin $^{a,b},$ Martin Leduc $^{a,b},$ René Laprise a, Ross D. Brown c, Robert G. Way d, Lawrence Mudryk e

^a Centre ESCER, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada

^b Ouranos Consortium, Montréal, Québec, Canada

^c Climate Processes Section, Environment and Climate Change Canada, Montréal, Québec, Canada

^d Climate Research Division, Environment and Climate Change Canada, Toronto, Ontario, Canada

^e Department of Geography, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, Canada

To be submitted to Climate Dynamics

1.1 Abstract

Combined influence from internal climate variability and climate change drives local changes in the natural environment of northern Quebec and Labrador among others, including in the cryosphere. The natural variability represented by the North Atlantic Oscillation (NAO) teleconnection is investigated to identify its influence on air temperature and precipitation, and the subsequent variability resulting in surface snow cover amount and duration. The analysis uses the Canadian Regional Climate Model version 5 (CRCM5) driven by CanESM2 50 initialcondition simulations (ClimEx project), CRCM5 simulations driven by different global climate models, a CRCM5 simulation driven by ERA-Interim reanalysis, data from the ERA5-Land reanalysis, and a selection of station-based observations. Significant correlations are found between the NAO and detrended data of precipitation, temperatures, sea-ice cover and winter snow cover amount. Seasonal patterns of both temperature and precipitation show significant correlations with variability in snow cover amount and duration. In addition, we identify a chain of mechanisms relating the positive spring NAO index with colder temperatures and with higher precipitation rates which in turn lead to a delay in the end date of the snow season over central Quebec and western Labrador. In fall and winter, the NAO and snow cover variability do show significant correlations, but not as clear as it is for spring correlations. Further investigation is required to better understand the physical mechanisms explaining this co-variability. Also as the NAO is only one mode of variability, these results are not sufficient to explain all processes underlying snow cover variability in northern Quebec and Labrador and other modes of variability must be taken into account.

1.2 Introduction

The climate of northern regions of Nunavik (northern Quebec) and Nunatsiavut (Labrador) has been changing rapidly over recent decades and the role of climate variability versus forced changes can be difficult to understand (Barette et al., 2020). Strong Arctic warming has been observed since the 90s (Way and Viau, 2015; Allard and Lemay, 2013), however because internal climate variability greatly affects the region (Way and Viau, 2015), the exact causes and mechanisms responsible for this rapid change are uncertain. From a general point of view, variability in the global atmosphere and ocean circulation is driving local changes into the natural environment of northern regions, including snow/ice cover, permafrost, coastlines, vegetation, hydrology, ecology, etc. as climate change is affecting the cryosphere year round. Recent years have been characterized by the reduction of snow extend and mass (Vincent et al., 2015; Derksen et al., 2012), decreasing sea ice cover (Mudryk et al., 2018) and the increase of rain on snow events (Barette et al., 2020), affecting both northern communities and wildlife living in Nunavik and Nunatsiavut (Schmelzer et al., 2020).

In the latest ArcticNet Integrated Regional Impact Study for Nunavik and Nunatsiavut (Barette et al., 2020), the authors recommended to evaluate the role and climate consequences of key modes of internal climate variability (ICV) affecting snow accumulations and snow season duration in Nunavik (northern Quebec) and Nunatsiavut (Labrador) in order to identify the mechanisms by which teleconnections affect the snow cover variability at the regional scale. It was shown in recent studies that the internal variability of the climate system (ICV) can superimpose onto the forced signal from anthropogenic activity by either amplifying or attenuating it (Deser et al., 2012). ICV contributed to several recent extreme warm years over northern Quebec and Labrador (Way and Viau, 2015). The climate variability is represented by all natural variations in the climate including forced (or external) and unforced (or internal) variations. More specifically, the internal variations (ICV) are resulting from the Earth's redistribution of energy and regroup the non-linear mechanisms often described as teleconnections, such as the NAO or the El Niño Southern Oscillation (ENSO). From past studies (Brown, 2010; Way and Viau, 2015; Barette et al., 2020) the ICV of the region of Quebec and Labrador was dominated by several teleconnection patterns : the NAO, the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO), the East-Pacific North-Pacific Oscillation (EP-NP), the East Atlantic pattern (EA) and ENSO. Brown (2010) noted important multidecadal and seasonal variability in the relative importance of these various modes of ICV including abrupt changes or regime shifts such as an abrupt change in the atmospheric circulation around 1980 that affected the sea level pressure, precipitation rate and snowfall over the Quebec province. Since then, according to Brown, the NAO, AMO and EP/NP indices have a stronger influence on maximum snow water equivalent (SWE_{max}) and snow cover duration (SCD) inter-annual variability.

The NAO is the major atmospheric pattern in the North Atlantic region (Hurell, 1995; Iles and Hegerl, 2017; Barette et al., 2020). Its definition is linked to the position and strength of the jet stream and storm track associated with heat and moisture transport, affecting directly precipitation and temperature over both North America and Eurasia continents. The NAO is also closely related to the Artic Oscillation (AO), which is driving the whole atmospheric circulation of the North Hemisphere in winters (Hurrell, 1995; Iles and Hegerl, 2017). A positive phase of the NAO is associated with stronger northwesterly flow leading to cold, dry winters over northern North America and to an increase in sea-ice cover over Labrador Sea and Hudson Bay (Brown, 2010; Qian et al., 2008). A negative phase of the NAO leads to the opposite effects. The NAO variability is mostly affecting

the winter season, but its effects are also visible during other seasons (Way and Viau, 2015).

As pointed out by Qian et al. (2008), the sea-ice cover variability of the Hudson Bay is not independent of air temperatures and precipitation variability since it showed significant correlations with both variables over inland Quebec. However, the NAO atmospheric variability is the main driver of the co-variation between these local variables. Even if the sea-ice variability of the Hudson Bay provides feedbacks on precipitation and temperatures, these effects only extend over the eastern coast of the Hudson Bay and not in the rest of inner Quebec. In this study, correlations between the NAO and the sea-ice cover variability of the Hudson Bay and Labrador Sea will be investigated to show that the NAO is an important driver of climate variability for both sea-ice regions and local variables downstream.

The teleconnections influence snow cover in different ways depending on their seasonal effects on air temperature and precipitation, and their areas of influence. For example, the positive phase of the NAO that occurred between 1984 and 1996 was responsible for the lower SWE_{max} values in northern regions, but was not contributing much to the interannual variability in snow cover and had only a small contribution to snow season start and end dates variability in northern Quebec (Brown, 2010). On the other hand, the EP-NP index had a bigger influence on fall and spring SCD variability on the entire domain through air temperature anomalies and only a limited influence on SWE_{max} variability over southwestern Quebec. The EP-NP index also exerts control on start/end dates of snow cover over western and central regions of Quebec (Brown, 2010).

Way & Viau (2015) studied Labrador air temperature (LAT) interannual variability and showed that 33% of LAT total variability could be explained by natural factors alone with the NAO, AMO and ENSO teleconnections as the main drivers for this variability. They also showed that the recent rapid warming over Labrador is strongly correlated with anomalies in the Artic Oscillation and North Atlantic surface temperatures.

It is clear that major teleconnection indices such as the NAO, AMO, EP-NP and ENSO all exert an influence on snow cover variability over the region of interest. However, the current study focuses on the NAO as this index was widely documented in previous studies as the dominant mode of climate variability over northern Quebec and Labrador (Qian et al., 2008; Brown, 2010; Way & Viau, 2015; Barette et al., 2020). In addition, it is worth noting that the AMO index is now being contested as a real source of internal climate variability (Mann et al., 2021).

The presence of internal variability is well known in meteorology since the work of Lorenz on chaos theory (Lorenz, 1963, 1972), who has shown that the presence of slight differences in model initial conditions can lead to appreciable differences in the simulated trajectories. In the last decades, single model initial-condition large ensembles (LE) have been developed to study the influence of ICV in climate model projections. As an example, Deser et al. (2012) used a 40-member ensemble with the third version of the National Center for Atmospheric Research Community Climate System Model (CCSM3) at a horizontal resolution of 2.8° to evaluate the amplitude of ICV over the North America from 2000 to 2060. In the majority of the members, they found a robust pattern of a warming climate and larger amplitude over higher latitudes and particularly in winter, but also a clear latitudinal and seasonal dependencies that affect northern North America due to natural variability.

An important characteristic of such an ensemble is that it is based on a single model, but with slight differences in the initial conditions, leading to several equiprobable and independent climate trajectories for the same time period. LE are therefore a powerful way to characterize ICV, which should be distinguished from the two other main sources of uncertainty in future climate projections, that is the greenhouse gas emissions scenario and the model climate sensitivity. From these three sources of uncertainty, the contribution from natural variability in short-term projections often exceeds the other components (Hawkins and Sutton, 2009, 2011) and is therefore very important to characterize. Using the same model to create several simulations allows to estimate all climate indicators such as trends, variability and extremes, as well as their statistical uncertainty, with a much higher statistical robustness then by using one single simulation. With future improvements in climate models and improvements in the definition of the greenhouse gas emissions scenarios, it is theoretically possible to reduce both the emission-scenario and model sensitivity uncertainties, while ICV is an intrinsic property of the climate system and therefore is likely not reducible (Deser et al., 2012).

Most of the LE projects were developed using global climate models (GCMs) but recently, some were dynamically downscaled using regional climate models (RCMs) to investigate the regional and local effects of natural variability as it often differs across regions and at different spatial scales (Deser et al., 2020). Such an RCM large ensemble has been developed based on the Canadian Earth System Model Large Ensemble (CanESM2-LE; Fyfe et al., 2017) and downscaled with the Canadian Regional Climate Model version 5 (CRCM5; Martynov et al., 2013, Separovic et al., 2013), leading to the CRCM5 Large Ensemble (CRCM5-LE; Leduc et al., 2019) consisting in 50 regional simulations over North America and Europe. This regional LE has been used in Willibald et al. (2020) to study the impact of natural climate variability on the Swiss Alps snow depth versus anthropogenic forcing. Under the RCP8.5 scenario, they found significant negative trends for snow

depth over the 2010-2060 period, but also an increase in interannual variability for the snowpack over the same period due to anthropogenic forcing. The climate change signal only emerges from the variability around 2050, which shows the strong influence of natural variability in short-term climate. A similar approach as theirs will be used in this study.

Following the recommendations of the latest ArcticNet Integrated Regional Impact Study for Nunavik and Nunatsiavut (Barette et al., 2020), the main objective of this study is to isolate the influence of internal climate variability in atmospheric circulation on snow cover in northern Quebec and Labrador. More specifically, we aim to evaluate how the NAO - one of the main teleconnection drivers of climate variability in northern Quebec and Labrador - is influencing regional temperatures, precipitation, sea-ice covers and their interactions with snow cover.

The paper is organized as follows : the next section provides a description of the data and methodology; the results are presented in Sect. 3, followed by a discussion and conclusion section (Sect. 4).

1.3 Experimental framework

To realize the main objective of this project, an CRCM5 regional climate model simulation forced with ERA-Interim reanalysis-driven (hereafter reffered to as CRCM5-ERAI) will be analyzed in term of climate means, trends and variability of temperature, precipitation and snow cover, which will be compared with station-based observations and the ERA5-Land reanalysis. The CRCM5-ERAI simulation will then be compared with GCM-driven simulations over the historical period, notably the CRCM5 large ensemble (CRCM5-LE) and a set of CRCM5 simulations driven by multiple GCMs (CRCM5-GCM) to assess the uncertainty due to both internal variability and model climate sensitivity. Next, an evaluation of the relative contributions from local temperature, precipitation and their relationship with the NAO index, will be assessed on the CRCM5-ERAI simulated snow cover variability in order to identify important mechanisms driving the climate and its natural variability.

1.3.1 Simulations description and output variables

The main simulation used in this study was produced by driving the CRCM5 model with the ERA-Interim reanalysis (CRCM5-ERAI) over the 1980-2013 period. It was initially produced by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) (Berrisford, 2011). The CRCM5 was run on a 0.11° resolution grid (~12km) over northeastern North America (see analysis domain in Fig. 1.3).

The CRCM5-LE was produced in the scope of the ClimEx project (Leduc et al, 2019), which consists in 50 initial-conditions simulations driven by the CanESM2 Large-Ensemble (CanESM2-LE; Fyfe et al., 2017). From 1850 to 2005, all simulations were forced with historical observations of GHG and aerosol concentrations, and from 2006 to 2099 they were forced with a RCP8.5 emission scenario. Then, the 50 members were dynamically downscaled using CRCM5 on the same 0.11° resolution grid as for the ERA-I driven run over northeastern North America.

In order to generalise our results from the CRCM5-LE, we used a CRCM5 multidriver dataset (CRCM5-GCM) which includes simulations driven by four different GCMs : GFDL, MPI-ESM-LR, CNRM and CanESM2 for the 1950-2100 period. The CRCM5-GCM is therefore driven by those global climate models and dynamically downscaled to a 0.22° (≈ 25 km) resolution mesh grid covering North America by the same regional climate model : CRCM5. These simulations have been produced by Ouranos, the Consortium on Regional Climatology and Adaptation to Climate Change, in the scope of the Coordinated Regional Downscaling Experiment (CORDEX) North America project (Mittermeier et al., 2021).¹ As for the CRCM5-LE, the CRCM5-GCM is driven by the RCP8.5 radiative forcing pathway beyond 2006.

The common period from 1980 to 2013 is analysed, over which monthly averaged data of precipitation, temperature and surface snow were selected to conduct the analysis. Daily surface snow amount was used to calculate the start and end dates of the snow cover duration (SCD).

The land-surface model used inside the CRCM5 model is the Canadian Land Surface Scheme v3.5c (CLASS) (Verseghy 1991; Verseghy 2009). CRCM5 is also coupled with the interactive one-dimensional lake model FLake (Mironov et al. 2009; Martynov et al. 2012). It takes account of vegetation, soil and snow cover in representing the exchanges of heat and moisture between the land surface and the atmosphere. The modeled snow in CLASS is represented as a single layer, thermally separate from the underlying soil (Verseghy et al., 2017) and has been found to replicate the observed snow cover regime over eastern Canada without any evidence of significant biases (Verseghy et al., 2017; Diro, 2018).

The start and end periods of the snow season are taken from August 1st to January 31st and from February 1st to July 31st, respectively. The start (end) date of the snow season is calculated by taking the first (last) day where the 14 days running mean is higher than 4mm of SWE threshold (Mudryk et al., 2018; Bresson et al., 2021), which allows us to identify the continuity of snow on the ground. Snow onset date and melt date will be referred to as SCD1 and SCD2 respectively from now on.

^{1.} See also : https ://na-cordex.org/experimental-protocol.html

1.3.2 Domain of interest

The CRCM5 simulation domain used in this study covers northeastern North America. Fig. 1.3 represents the "analysis domain", its limits are located at a reasonable sufficient distance from the lateral boundary conditions of the CRCM5 calculation grid to allow some spatial spin-up of the small-scale features in the atmospheric flow (Leduc and Laprise, 2009; Matte et al., 2017). For this study, the domain of interest is focused on the northern Quebec (Nunavik region) and Labrador (Nunatsiavut region), ranging from 45°N to 63°N and from 50°W to 80°W as represented by the white rectangle in the figure. To better compare model simulations with station data, a mask is used to select only grid points with more than 15% of area covered in land in order to compute the on-land surface snow amount only.

The monthly mean values over both sea-ice domains (Fig. 1.4) are taken from ERA-I, which was used to drive the CRCM5-ERAI. A mask of 15% of area covered in land is used in order to compute only the sea-ice domains. Then, the sea-ice fraction over Hudson Bay and the Labrador Sea were spatially averaged over the delimited areas.

1.3.3 Reference datasets

Observations

The latest release of the Adjusted and Homogenized Canada Climate Data (Vincent et al., 2020) observational datasets for precipitation and temperature were obtained from Environment and Climate Change Canada (ECCC). These data were quality controlled and homogenized by taking account of station shifts and changes in observing methods. Daily and monthly datasets were available, so we chose the monthly data from the 1980-2013 period to compare with CRCM5 simulations results. From all 780 stations available across Canada, only 10 were located in our analysis domain and contained at least 30 years of monthly data : Quaqtaq, Kuujjuaq & Schefferville in Quebec and also Nain, Hopedale, Cartwright, Battle Harbour, Goose Bay, Churchill Falls & Wabush Lake in Labrador. The lack of spatial coverage is significant, but these are the best observed data available for the study domain.

From these 10 stations, we then evaluate the percentage of data that encompass the CRCM5-ERAI time period (1980-2013). Five stations have been selected as reference data which have at least 80% of valid data included in that time period. From left to right in Fig. 1.5 : Kuujjuaq (58.1°N, 68.42°W), Wabush Lake (52.93°N, 66.87°W), Nain (56.55°N, 61.68°W), Goose Bay (53.32°N, 60.42°W) & Cartright (53.60°N, 57.03°W). The on-land grid points closest to their actual coordinates were used in the analysis. As simulation grid points values correspond to spatial averages compared to the station-based point observations, some differences due to the representativity error are to be expected between model results and observations.

ERA5-Land

There were insufficient daily snow depth observations for evaluating snow cover, so the ERA5-Land reanalysis was used as a reference dataset for snow cover (Muñoz Sabater, 2019). ERA5-Land is the latest product of ECMWF and consists of a high-resolution simulation over a 0.10° resolution grid (~9km) using the H-TESSEL land-surface model. This reanalysis product allows us to compare the performance of the CRCM5 simulations over the complete domain of interest in this study.

NAO index

The monthly NAO dataset was downloaded from the National Oceanic and Atmospheric Administration Climate Prediction Center (NOAA CPC). This index is computed using a Rotated Principal Component Analysis (RPCA) and was standardized from a 30-year mean over the 1981-2010 period.

1.3.4 Analysis tools

In order to disentangle the anthropogenic climatic change signal from natural variability, we first detrend the data for each variable (precipitation, temperature, surface snow amount and snow cover duration) by calculating a linear regression over the 1980-2013 period. While this linear trend aims to represent at first order the anthropogenically forced climate change signal over a 34-year period, it is worth noting that it remains partly affected by ICV, as shown in Grenier et al. (2015). For this reason, trends from multiple models and simulations are compared in this study to better assess their physical significance.

Grid point time series first order trend L(t) was estimated from each simulation using the method of least squares with trend significance estimated from the Student t test at the 0.05 level of significance. The calculated 34-year trend was then subtracted from the original time series to extract the natural variability component. All data are then seasonally averaged by taking 3-month means : December-January-February (DJF), March-April-May (MAM), June-July-August (JJA) and September-October-November (SON).

The previous decomposition can be expressed as follows. Let F(t) be the climate data as a function of time, which can be separated in two parts : a linear part L(t) which represents the mean climate change trend at first order and a nonlinear part N(t) representing the natural interannual variability. F(t) can then be written as follows :

$$F(t) = L(t) + N(t)$$
 (1.1)

Calculating the variance of equation (1.1) leads to the following sum :

$$Var[F(t)] = Var[L(t)] + Var[N(t)]$$
(1.2)

because the covariance term between L(t) and N(t) vanishes by construction. This variance decomposition allows us to compute the signal to noise ratio, as the ratio of the variance components. It gives the proportion of variance explained by the trend versus that explained by natural variability. As reference, a ratio value of 1 means that both variance components contribute equally to the total variance.

$$Ratio = \frac{Var[L(t)]}{Var[N(t)]}$$
(1.3)

Linear correlations between detrended variables and NAO index are calculated using the Pearson r coefficient and their significance are calculated using the Pearson coefficient critical values at a 10% confidence level (2-tailed test).

1.4 Results

In this section we first present a validation of the simulations trends and variability compared to observations and reanalysis (Sect. 3.1). In Sect. 3.2, the trend analysis is spatially extended to the whole domain of interest and the signal to noise ratio between natural variability and anthropogenic trend is discussed. In Sect. 3.3, we present the role of NAO in driving the interannual variability of snow cover through correlations between the NAO index and local variables such as precipitation and temperature. Finally in Sect. 3.4, we compare our results from 3.3 with correlations found between the NAO index and the snow cover variability of the three different parts of the snow season (fall : start date of the snow season; winter : snow cover amount, and spring : end date of the snow season).

1.4.1 Time series analysis

In Fig. 1.6 are shown the time series for the four variables studied. Here, Kuujjuaq has been chosen for illustration since it is the most northern station available for our analysis. CRCM5-ERAI represents well both trends and variability amplitude from the observations (top panels) or ERA5-Land reanalysis (bottom panels) at Kuujjuaq. Trends are expressed in units of each variable per year (e.g., temperature trend is $+0.1^{\circ}C/year$) centered on the climatological mean over the 1980-2013 period. As can be seen, temperatures follow a significant positive trend over the period and snow amount follows a significant negative trend. The trends are not significant for precipitation and SCD data, due to the higher interannual variability for these variables than the others.

The analysis is now extended to CRCM5-LE and CRCM5-GCM by showing time series anomalies in winter months (DJF) over Kuujjuaq (Fig. 1.7). While the observations and CRCM5-ERAI data are expected to vary coherently as shown in Fig. 1.6, no coherence is expected between these and the CRCM5-GCM ensemble members or among individual realizations of the CRCM5-GCM ensembles.

The grey envelope in Fig. 1.7 shows the annual maximum extent of the variability between the CRCM5-LE members, which is only caused by natural variability (i.e., the spread resulting from differences in the initial conditions of the driving CanESM2-LE). The interannual variability magnitude of CRCM5-LE is consistent with the four CRCM5-GCM members and the CRCM5-ERAI for both temperature and snow cover (Fig. 1.7b and c). On the other hand we note that for

precipitation time series (Fig. 1.7a), the variability magnitude of the simulations is less than that of the observations.

For the three variables, it can be seen that the CRCM5-ERAI (red) follows well the observations and the ERA5-Land reanalysis (blue) as presented on Fig. 1.6, even if their amplitudes sometimes differ. Based on the previous analysis, it appears that the CRCM5 downscaling process represents relatively well the general climate features over the Kuujjuaq region through the 1980-2013 period compared to observations and the ERA5-Land reanalysis run. The same conclusions apply to the four other stations (see Appendix A).

The panels for precipitation and temperature both show a significant positive trend during the 1980-2013 period for the CRCM5-LE ensemble mean (black "x") and CRCM5-GCM ensemble mean (green "x") (Fig. 1.8a and b). In addition, temperature trends also show good consistency with both reanalysis and observations, while it differs for precipitation. Those significant positive trends lead to counteracting influences on winter snow amount (Fig. 1.8c), resulting in non-significant trends for both CRCM5-LE and CRCM5-GCM means. The ERA5-Land reanalysis and CRCM5-ERAI show more evidence of significant decreases in winter snow amount due to their stronger warming trends over the period. The standard deviations are consistent in amplitude for the three variables in all five locations, even if CRCM5-GCM simulations and CRCM5-ERAI generally show a smaller standard deviation than observations and reanalysis (blue), which is partly due to the spatial representativity errors as discussed previously.

In Fig. 1.9 is shown the SCD climatology and variability. As for the surface snow amount, the SCD interannual variability is dominated by natural variability over the 1980-2013 analysis period as there is no significant trend on the entire domain (not shown). In Fig 1.9, it can be seen that interannual variability is higher in fall (start date) than spring (end date) through all the domain, which drives the total SCD interannual variability (Fig. 1.9f). The maximum interannual variability is observed in Newfoundland.

It is important to note that the end date of the snow season in the CRCM5-ERAI is delayed from other reanalysis products as mentioned before by Bresson et. al (2021), affecting the total duration of the snow season by an overestimation of 10 to 30 days depending on the latitude. Except for this difference, climatological means show a clear north-south gradient as expected and a larger variability near the coasts, which are consistent with results from Brown (2010).

1.4.2 Disentangling climate change signal from natural variability

The trend analysis of the previous section are now generalized spatially by focusing on a larger domain using the CRCM5-ERAI (Fig. 1.10). The highest total snow variability in winter (Fig. 1.10a) is observed in the coastal part of Nunatsiavut and in the Torngat Mountains in northern Nunatsiavut. The highest trend related variability (Fig. 1.10b) is observed over the coastal Nunatsiavut and around the Côte-Nord in Quebec, although it only represents 20 to 30% of the total variability in those regions. It can be seen in this panel that western Quebec, Nunavik and Newfoundland regions do not show trend related variability.

Another way to see the effect of natural variability on the surface snow amount is by using the signal to noise ratio of variances (Fig. 1.10c). As can be seen on this figure, the signal to noise ratio is generally lower than 0.5 over the entire domain. This low ratio could be explained here by two reasons. First, in some regions of our domain (e. g. : Nunavik, central part of Quebec, Newfoundland) the variance explained by the trend L(t) is almost zero as said before, which leads to a very low ratio for those regions. Second, the variance explained by natural variability
N(t) is greater than that explained by the trend variability for regions like coastal Nunatsiavut or Côte-Nord which also leads to a low signal to noise ratio. For instance, the Kuujjuaq location (58.1°N, 68.42°W) shows a significant negative trend for surface snow amount (see Fig 1.7), but here the natural variability has a higher amplitude than its trend associated variability, leading to a low signal to noise ratio of 0.12 for this station on Fig. 1.10d. From our five stations, the CRCM5-LE and CRCM5-GCM ensemble means show similar ratios in addition to being consistent with the ERA5-Land reanalysis (blue). It is worth nothing that there is consistency between members of CRCM5-LE simulations : they never exceed a ratio of 0.3, even if each simulation is completely independent from each other. It is showing that even in every single member of the ensemble, natural variability explains a major part of the total interannual variability. The CRCM5-ERAI run shows higher signal to noise ratios, but its values generally lie within the range of internal variability as represented by the CRCM5-LE members.

We repeat the same domain analysis using the CRCM5-ERAI for the other seasons and variables (Fig. 1.11). It can be noted that seasonal temperature trend variability during summer and fall has a more important contribution to its total variability than other seasons without exceeding 1 over land, but signal-to-noise ratio over the ocean exceeds 1 in some regions due to water warming observed since the last decade. As we saw in Fig. 1.7, seasonal precipitation trends were not strong, so the very low signal to noise ratio observed in all seasons is solely driven by the high interannual natural variability, except over Torngat mountains in northern Nunatsiavut during summer where trend variability can explain a substantial fraction of the total variability. Also, the surface snow amount variability shows low signal to noise ratios for each season. The highest ratio associated with snow cover variability appears to be in fall, where a ratio of 0.5 is observed close to the Goose Bay station.

1.4.3 Impact of NAO on local climate variables

In this section, we investigate the role of NAO in driving the interannual variability of temperature, precipitation and sea-ice cover, while the influence of these variables on snow cover timing (onset/melt) and accumulation will be analyzed in the next section. As our main goal is to identify mechanisms that drive snow cover variability, the following analysis is divided in three parts : first, the mechanisms that affect snow amount variability, second, the mechanisms that affect snow cover start date IAV, and third, the mechanisms that affect snow cover end date IAV.

Winter surface snow amount variability

The NAO index is driving a large part of the northern Quebec and coastal Labrador's climate during winter (Fig. 1.12). The seasonal patterns of precipitation and temperature are well correlated with the NAO index as expected for the northeastern North American climate. In addition, the precipitation and surface snow amount variability are well correlated as shown in the top right panel. It thus suggests that the NAO drives the coastal precipitation variability during winter, which is then an important factor that drives coastal snow amount variability. However, monthly mean precipitation alone cannot explain all the snow cover interannual variability.

Now if we look at the correlation between winter air temperature and surface snow amount (Fig. 1.12, bottom right panel), correlations are generally not significant over the Quebec province. While winter air temperatures are strongly correlated with the winter NAO index over most of the domain (bottom left panel), temperature interannual variability alone cannot explain changes in surface snow amount for the winter season. This result is consistent with Brown (2010) who found that northern air temperatures during winter season stay below the freezing point during the entire season, so its variability has a limited impact on liquid/solid precipitation or melting snow. Another interesting result is the anticorrelation between winter temperature and surface snow amount over Newfoundland (bottom right panel). At this lower latitude, the warmer winter climate may allow temperature interannual variability to oscillate around the freezing point, which may have a more important impact on snow cover variability. However, it is worth noting that this variability is less explainable by variations in the NAO index (bottom left panel).

Variability in start date of the snow season

Similar to Fig. 1.12, the fall temperature pattern is well correlated with fall NAO index (Fig. 1.13). A small region of positive correlation between fall temperatures and start date of the snow season in the center of Quebec near Wabush Lake was found, which means that the warmer (cooler) years lead to delayed (earlier) start dates of the snow season (bottom right panel). This correlation can be partially explained by the NAO, as this index affects fall temperatures near this region. It is however less clear for precipitation, with only Newfoundland and coastal Labrador showing less precipitation, as it should be expected during a positive phase of the NAO. The seasonal fall precipitation rate is then poorly correlated with the start date of the snow season in this region. With these results, the NAO does not seem to be an important driver for the start date variability of the snow season through seasonally averaged precipitation or temperature mechanisms.

Variability in end date of the snow season

During spring, the NAO index is also strongly anti-correlated with seasonal temperature pattern over the entire domain (Fig. 1.14), with a greater correlation in high latitudes. As said before, a positive phase of the NAO leads to colder temperatures, which delays the melting of the snow in south and east of the domain (anti-correlation between temperatures and end date of the snow season in bottom right panel). With Fig. 1.14 bottom panels, it is therefore possible to identify a NAO-temperature mechanism that can explain a part of the variability in the end date of the snow season. The NAO is also positively correlated with precipitation on central Quebec (Fig. 1.14, top left panel), but no further correlations were found with the snow cover end date. It is worth nothing that only the spring precipitation and temperatures were correlated with spring snow cover variability, but another aspect beyond the scope of this study is that the end date of the snow season could also be affected by the amount of compacted snow accumulated from the entire season.

1.4.4 Impact of the NAO on snow variability

Significant correlations were found directly between the NAO and surface snow amount variability for different seasons (Fig. 1.15). First, the NAO index is driving most of the Torngat Mountains start date variability during fall : the positive correlation in Fig. 1.15a shows a direct effect of the NAO index on snow cover duration variability because as seen previously, temperature and precipitation are influencing the start of the snow season, even if it was not possible to identify clear mechanisms with NAO on Fig. 1.13. It is worth nothing that the Hudson Bay sea-ice correlation is strongly correlated to the NAO during fall (+0.48; Fig. 1.16), influencing the moisture transport and precipitation near west coast of the Nunavik, but does not have a visible impact on the start date of the snow season alone. The positive correlation between the NAO and the start date variability could therefore be partially explained by a combination of the effects of those three variables. Also, the NAO drives the Nunavik and coastal Nunatsiavut's snow cover during winter (Fig. 1.15b). As discussed before from Fig. 1.12, the NAO influence on precipitation and temperature over Nunavik and coastal Nunatsiavut is what drives the snow cover variability. Here, the notable high positive correlation values in the center of the domain from James Bay to Labrador could be explained by those two mechanisms, consistent with Fig. 1.12 and Fig. 1.8. First, colder temperatures in winter generally means more snowfall, but also less chances of rain events. Second, higher winter precipitation rate leads directly to a greater amount of snow. However, the positive and negative correlation zones in Fig. 1.15b are not the same as in Fig. 1.12, meaning that the two main correlations mentioned here could be modulated by other NAO influences to better explain the total snow cover IAV.

During spring, the NAO-temperature mechanism seen before is dominant over central Quebec and Labrador (Fig. 1.15c), which is consistent with Fig. 1.14. This positive correlation between the spring NAO index and end date of the snow season leads to a delay in snow melt and therefore an extended snow season.

1.4.5 Impact of EP-NP on snow variability

Fig. 1.17 shows a short analysis made with the seasonal EP-NP index. While not much influence is found in fall (Fig. 1.17a), it is clear that this teleconnection has an impact in spring on the Nunavik's end of the snow season and that this correlation could modulate the NAO influence on different regions. This result is consistent with Brown (2010). It is worth noting that the EP-NP index appears to exert a stronger influence on the end date of the snow season in the southern part of Quebec. A deeper analysis is recommended on this aspect in order to find clearer mechanisms explaining snow cover variability.

1.5 Discussions and Conclusion

This project was conducted to follow recent recommendations from the latest ArticNet report (Barette et al., 2020) in order to study the natural variability affecting snow cover amount and duration over the Nunavik and Nunatsiavut. More precisely, the analysis has focused on the NAO index and local seasonal mean variables such as precipitation and temperatures in order to identify some simple mechanisms that affect snow cover's IAV.

Using a CRCM5 simulation driven by the ERA-Interim reanalysis, a large ensemble of GCM-driven CRCM5 (CRCM5-LE) and observations, the trends and variability were evaluated for each simulation. It was found that the reanalysis driven simulation represents well both trends and variability of precipitation rates, temperatures and surface snow amounts compared to reference datasets. While decomposing the variability in two distinct parts (i.e., natural variability and variability explained by the trend), the ICV was shown to dominate in every simulation as the signal to noise ratio was always lower than 1. Then, the seasonal variables were detrended before calculating the Pearson r correlations between variables, NAO index and snow cover amount and duration.

In our results, the seasonal NAO index allowed to explain well precipitation and temperature IAV patterns during winter and spring. With this, it was possible to identify a clear mechanism during spring : the positive NAO index leads to colder temperatures and higher precipitation rates over central Quebec and western Labrador which in turn influence the snow end date which could explain the snowmelt delay detected in the end date of the snow season (Fig. 1.15c. Since influences from precipitation and temperatures on the snow cover IAV were visible (Fig. 1.12, Fig. 1.13, Fig. 1.14), although not all explained by the NAO, this suggests that other teleconnection patterns listed before (e.g., EP-NP, Atlantic SSTs, ENSO, etc.) can affect local variables and snow cover IAV. On the other hand, as the NAO represents a component of circulation-related variability, it could be associated locally with mutually varying temperature and precipitation anomalies or influence snow cover variability in shorter time scales. For instance, assessing the effect of different teleconnection indices on the intensity, frequency and position of storm tracks could lead to a more complete overview of the driving mechanisms responsible for snow cover variability in this region. In order to better understand the mutual influences existing between all variables impacting snow cover variability, a principal component analysis like the method used in Brown (2010) including more variables (e.g., precipitation, temperature, sea-ice cover, sea salinity anomalies, frequency of mid-latitude cyclones, etc.) could be a powerful method to extend the correlation analysis and thus better quantify each contribution to the snow cover total variability over Nunavik and Nunatsiavut.

All correlations in this paper have been made with seasonal averaged data from monthly data and on a time period of 33 years. Such an analysis excludes some extreme values of the NAO. Further investigation of important NAO events could reveal stronger relationship with snow cover variability as compared with weaker NAO years. For instance, such individual NAO key years have a significant impact on interannual climate variability of temperature and precipitation (Iles & Hegerl, 2017) and also snowfall and storm track variability (Chartrand & Pausata, 2020). A quick look at the observations and reanalysis runs on Fig. 1.7 for Kuujjuaq and in the Annex for the other stations shows that between 1988 and 1996 (2010 and 2012) there were clearly some reduced (increased) precipitation rates and colder (warmer) temperatures on the domain, associated with a more positive (negative) phase of the NAO than usual (not shown, but documented : Qian et al., 2008; Way & Viau, 2015; Iles & Hegerl, 2017). It also affected winter snow amount around 2012 at a few stations. Thus, a selection from those significant NAO years for a composite analysis could be another way to characterize the snow cover variability mechanisms induced by the NAO.

Acknowledgments

The authors would like to thank ArcticNet and the Networks of Centres of Excellence of Canada, Mitacs, Ouranos Consortium and "Fonds vert dans le cadre du Plan d'action 2013-2020 sur les changements climatiques du gouvernement du Quebec" for their financial support to this project. The authors also want to thank Lucie Vincent of Environment and Climate Change Canada for providing the Third Generation of Homogenized dataset used in this study. The production of ClimEx was funded within the ClimEx project by the Bavarian State Ministry for the Environment and Consumer Protection. The CRCM5 was developed by the ESCER centre of "Université du Québec à Montréal" (UQAM; www.escer.uqam.ca) in collaboration with Environment and Climate Change Canada. The authors would like to acknowledge that this research was conducted across the ancestral and contemporary lands of the Inuit and Innu of Labrador and Quebec. We would like to thank the Nunatsiavut Government and the Kativik Regional Government for supporting the overall ArcticNet project that funded this research.

CONCLUSION

Le travail présenté dans ce mémoire est une étude sur le rôle du mode de variabilité naturelle appelé l'oscillation nord-atlantique (NAO) sur le couvert de neige du Nunavik et du Nunatsiavut pour la période historique de 1980 à 2013. Pour étudier l'étendue des effets de la NAO sur le couvert de neige, il faut étudier à la fois la variation interannuelle de la quantité de neige et la variation interannuelle de la durée de la saison de neige. Il faut aussi ajouter à ceci l'étude des effets directs de la NAO sur la précipitation, les températures et la glace de mer présente autour du Nunavik et du Nunatsiavut, car l'hypothèse initiale est que la NAO influence le couvert de neige par l'intermédiaire de ces variables locales et régionales. L'étude de toutes ces variables a été rendue possible par l'utilisation d'une simulation du MRCC5 pilotée par la réanalyse ERA-Interim, d'un grand ensemble de simulations (MRCC5-LE), d'un autre ensemble du MRCC5 composé de quatre pilotes de modèles globaux, de la réanalyse ERA5-Land pour couvert de neige ainsi que de 5 stations d'observation pour la précipitation et la température disponibles et valides sur la région du Nunavik et du Nunatsiavut. À l'aide de ces jeux de données, trois buts sont fixés afin d'étudier la variabilité du couvert de neige : 1) Evaluer les tendances et la variabilité dans la simulation pilotée par ERA-I par rapport aux autres simulations, à la réanalyse et aux stations d'observation; 2) Quantifier la proportion de la variabilité expliquée par la variabilité naturelle : 3) Évaluer les corrélations linéaires entre la NAO, les variables locales et le couvert de neige (la quantité et la durée) afin d'identifier des mécanismes sous forme de chaîne de corrélations qui peuvent expliquer que la variabilité interannuelle du couvert de neige est influencée par ce mode de variabilité naturelle.

Dans la simulation pilotée par ERA-I et sur l'ensemble de la période étudiée, les températures globales du Nunavik et du Nunatsiavut affichent une tendance significative positive de $+0.1^{\circ}$ C par année, alors que la quantité de neige au sol affiche une tendance significative négative. Les tendances associées respectivement aux précipitations et à la durée de la saison de neige de la simulation pilotée par ERA-I ne sont pas significatives, dû à la grande variabilité interannuelle de ces deux variables. Ensuite, par un calcul de ratio sur bruit de la variabilité totale, il est possible de montrer que la variabilité interannuelle de la quantité de neige est majoritairement causée par la variabilité naturelle. En effet, la proportion de la variabilité interannuelle totale expliquée par la variabilité associée à la tendance sur 33 ans atteint au maximum 30% et en moyenne 10% sur le domaine. Donc par construction de ce ratio, le reste de la variabilité s'explique par la variabilité naturelle. Des résultats similaires à ceux-ci sont obtenus avec les données de précipitation et de température (pas montrés). En comparant les 50 membres du grand ensemble du MRCC5 avec les simulations de réanalyses, les observations et les autres simulations du MRCC5 pilotées par les différents autres modèles globaux, on voit que la variabilité interannuelle de chacune des observations et réanalyses ne dépasse pas les extrêmes dus à la variabilité naturelle à l'intérieur des 50 membres sauf pour la précipitation, car cette variable varie davantage à une échelle locale que les deux autres. Ainsi, on peut dire que le grand ensemble de simulations qui diffèrent seulement par les conditions initiales représente bien l'amplitude de la variabilité naturelle interannuelle des variables du climat régional par rapport aux autres simulations. De plus, la simulation pilotée par ERA-I représente de la même façon que les observations et la réanalyse par ERA5-Land les variations interannuelles des quatre variables à l'étude, soit la précipitation, la température, la quantité de neige et la durée de la saison de neige, ce qui permet de poursuivre notre analyse de la variabilité en utilisant cette simulation.

Dans la dernière partie des résultats avec la simulation pilotée par ERA-I, il est possible de voir que l'indice saisonnier de la NAO explique bien les variations interannuelles des précipitations et températures saisonnières sur la région durant l'hiver et le printemps. Avec ce résultat, il est visuellement possible d'identifier un mécanisme au printemps qui expliquerait un délai observable dans la date de fin de la saison de neige via un processus liant la NAO et la température. En effet, les saisons d'hiver et printemps de la période étudiée de 1980 à 2013 sont généralement associées à un indice de NAO positif, fortement lié aux anomalies positives de précipitations et négatives de température, ce qui entraîne par la suite un délai dans la fonte de la neige au printemps, retardant ainsi la date de fin de la saison de neige. Les résultats des corrélations saisonnières entre les précipitations, les températures et la variabilité du couvert de neige montrent que ces variables sont bel et bien liées entre elles, mais que le mode de variabilité naturelle principal identifié plus tôt comme la NAO n'est pas en mesure d'expliquer la majorité de ces liens. Sachant que la NAO n'est pas le seul mode de variabilité naturelle qui influence le climat du Nunavik et du Nunatsiavut, les autres téléconnexions laissées de côté au début de ce travail (EP-NP, SSTs de l'Atlantique, ENSO, etc.) doivent donc être incluses afin d'identifier correctement l'influence réelle de la variabilité naturelle sur les variables locales dans le but d'identifier leurs rôles respectifs sur la variabilité du couvert de neige. À ce propos, la courte analyse de l'influence de l'indice d'EP-NP sur le début et la fin de la saison de neige présentée à la fin de l'article appuie cette hypothèse en montrant que cet indice est bien corrélé avec la variabilité de la durée de la saison de neige, ce qui est cohérent avec les résultats présentés par Brown (2010). Cette deuxième téléconnexion vient donc moduler les effets de la NAO sur les températures et précipitations de la région, ce qui brouille les résultats de mécanismes simples expliquant la variabilité du couvert de neige que l'on tente d'identifier.

Tout de même, il a été possible de trouver des corrélations significatives sur plusieurs régions entre l'indice saisonnier de la NAO et la variabilité du couvert de neige pour toutes les saisons à l'étude. Malgré le fait que l'on ne peut expliquer ces liens via des mécanismes simples, ceci montre que l'influence de la NAO sur la variabilité interannuelle de la neige est significative. Sachant que la NAO peut également expliquer les anomalies de plusieurs autres variables à l'échelle régionale que les trois étudiées dans ce projet (glace de mer, direction du vent, fréquence des cyclones, etc.), l'hypothèse la plus probante est que toutes ces variables interagissent entre elles menant à des mécanismes plus complexes qui expliqueraient la variabilité interannuelle de la quantité et la durée du couvert de neige.

Ce projet se concentrait sur la période historique simulée à l'aide d'une simulation de contrôle du modèle MRCC5 (1980-2013) pilotée par une réanalyse (ERA-I), sur un domaine régional (Nunavik et Nunatsiavut) et avec un seul indice de climat (NAO). Il serait donc pertinent d'étendre l'étude de la variabilité climatique naturelle de plusieurs façons.

D'abord, la suite logique de cette étude serait une analyse plus approfondie avec l'ensemble ClimEx. En effet, comme la variabilité naturelle exerce une forte influence à court terme dans les projections climatiques, il est primordial d'utiliser un grand ensemble pour étudier convenablement la variabilité naturelle et évaluer les trajectoires extrêmes autour de la tendance pour bien saisir l'étendue de l'incertitude (Willibald et al., 2020). Dans ce contexte, il serait intéressant de poursuivre l'étude des impacts de la NAO sur la même période historique utilisée ici, mais en y incluant tous les 50 membres du grand ensemble afin de caractériser les possibilités d'impacts régionaux de cet indice de climat, sachant que la simulation de contrôle pilotée par ERA-I ne représente qu'une seule possibilité climatique. Il faudrait pour cela retourner à la définition de la NAO afin d'en calculer l'indice dans chacun des membres de l'ensemble, car chaque membre présente des conditions atmosphériques indépendantes. La moyenne d'ensemble, les tendances et la déviation standard entre les membres permettraient ainsi de caractériser les impacts de la NAO simulée sur les variables locales, dont le couvert de neige, dans une étendue de conditions atmosphériques.

Ensuite, bien que des corrélations saisonnières significatives entre la NAO et les trois variables locales ont pu être trouvées, celles-ci ne peuvent être expliquées par les mécanismes simples impliquant seulement la précipitation et la température. Il pourrait donc être pertinent d'étendre l'étude à toutes les variables influencées par la NAO ainsi qu'en utilisant une échelle de temps plus courte afin de comprendre les interactions entre chacune des variables. À l'échelle météorologique, les variables qui dépendent de la NAO sont nombreuses (précipitation liquide et solide, températures, couverture de glace de mer sur la Baie d'Hudson & sur la Mer du Labrador, direction du vent, fréquence des tempêtes et cyclones extratropicaux, etc.). Une méthode semblable à une décomposition par analyse des composantes principales serait donc le meilleur moyen ici pour démêler chacune des contributions de ces variables à la variabilité de la quantité et durée du couvert de neige.

Une autre approche pour étudier l'impact des modes de variabilité naturelle est d'analyser la série temporelle des indices de la NAO, par exemple, ainsi que celles présentées sur la Figure 1.7 pour y identifier des moments clés d'influence sur les variables locales. Ici sur la figure, les courbes des observations et réanalyses (en bleu et rouge) montrent suffisamment bien le creux entre 1988 et 1996 (bosse entre 2010 et 2012) où on observe une diminution (augmentation) de la précipitation ainsi que des températures plus froides (plus chaudes), associées à une phase inhabituellement positive (négative) de la NAO (pas montré, mais documenté : Qian et al., 2008; Way & Viau, 2015; Iles & Hegerl, 2017). De cette façon, une sélection des années plus significatives des indices de la NAO permettrait d'identifier plus facilement les mécanismes responsables de la variabilité naturelle du couvert de neige causés par la NAO directement. La différence avec l'approche utilisée dans cette étude est que les corrélations calculées ici englobaient les 33 années de données disponibles, donc cela peut masquer les fortes années d'influence et réduire la force de la corrélation lorsque l'on effectue une moyenne climatologique sur toutes les années. Ce genre d'approche a déjà montré que les années les plus significatives de la NAO avaient une forte influence sur les températures et la précipitation sur l'Amérique du Nord (Iles & Hegerl, 2017; Qian et al., 2008).

Tel que discuté plus tôt, il faut se rappeler que la NAO n'est pas le seul mode de variabilité naturelle sur la région du Nunavik et du Nunatsiavut. Dans une prochaine étude, on pourrait alors inclure d'autres modes de variabilité naturelle afin de caractériser les contributions réelles de chacun sur la variabilité interannuelle du couvert de neige (NAO, EP-NP, ENSO, SST de l'Atlantique Nord), comme ce qui a été fait dans Brown (2010) avec une analyse des composantes principales.

Afin d'élargir les possibilités d'études à la suite de ce projet, il pourrait être intéressant d'étudier les impacts de la NAO sur les mêmes variables que celles présentées dans cette étude, mais sur la période future des simulations du MRCC5 (2014-2099), sachant que la définition de l'indice de la NAO ne semble pas être modifié même dans un climat beaucoup plus chaud (Hamouda et al., 2021). Suivant quelques résultats de Leduc et al. (2019) et Willibald et al. (2020), les scénarios climatiques du MRCC5 étendus à la période future présentent une augmentation marquée des températures ainsi qu'une diminution significative du couvert de neige, mais ces études mentionnent également que l'amplitude de la variabilité interannuelle associée à ces variables changera. Dans un futur où il y aura moins de neige au sol, l'influence de cette dite absence de neige au sol aura définitivement un impact sur la variabilité interannuelle des autres variables du climat local par des mécanismes de rétroaction impliquant l'albédo et les flux turbulents de chaleur entre la surface et l'atmosphère.

En utilisant les 50 membres de l'ensemble ClimEx, il serait possible de caractériser comment la variabilité naturelle évolue avec les changements climatiques, et donc comment la définition de certains autres indices de variabilité climatique se comporteront suivant une augmentation drastique des températures par exemple. Cette idée est déjà en construction pour la NAO et pour l'Oscillation Arctique (Hamouda et al., 2021), mais pourrait s'étendre à d'autres indices de téléconnexions pour savoir comment ceux-ci affecteraient ensuite le climat et la cryosphère. Il faut se rappeler par contre que les téléconnexions sont des représentations statistiques des grands échanges d'énergies du système climatique. Leur interprétation ou leur définition pourraient être menées à changer avec le temps, comme c'est le cas en ce moment pour l'AMO (Mann et al. 2021). Son interprétation comme de la variabilité naturelle a été longuement étudiée par le passé, mais cette nouvelle perspective justifie qu'il est plus prudent de prendre en compte plusieurs méthodes pour décomposer la variabilité naturelle dans le but de comprendre réellement l'étendue des phénomènes impliqués.

Mot de la fin

Bien que ce projet ait apporté certains éléments de réponse quant aux causes de la variabilité naturelle du couvert de neige en régions nordiques, plusieurs questions restent néanmoins en suspens. Il reste encore beaucoup de travail à effectuer afin de mieux comprendre les implications des modes de variabilité naturelle sur le climat local et régional, et en particulier dans le Nord où l'on observe des changements plus rapides qu'ailleurs. En espérant que cette étude permettra aux prochains étudiants et chercheurs d'avoir une meilleure compréhension de l'étendue des phénomènes et variables impliqués dans les changements dans la cryosphère.



Figure 1.1: Valeur moyenne mobile sur 3 mois de l'indice NAO. La standardisation est effectuée selon la période de référence 1981-2010. (Graphique tiré de la NOAA : https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao_ts.shtml)



Figure 1.2: Situation géographique de la région du Nunavik-Nunatsiavut et des communautés inuites. (Allard & Lemay, 2013, Figure 1)



Figure 1.3: Topography of the northeastern North America "analysis domain" used in CRCM5 simulations (280 x 280 grid cells). White rectangle added represents the chosen finer domain used in this study.



Figure 1.4: Sea-ice domains defined over Hudson Bay and Labrador Sea



Figure 1.5: Names and locations of all 10 stations available with more than 90% of valid data (green), more than 80% (yellow) and less than 80% (red)



Figure 1.6: Top : Winter averaged (DJF) observations (blue) and the CRCM5-ERAI run (red) time series anomalies for the 1980-2013 period over Kuujjuaq for precipitation (a) and temperature (b). Bottom : Same as top for surface snow amount (c) and snow cover duration (d) but with ERA5-Land as reference (blue) instead of observations.



Figure 1.7: Winter time series of precipitation (a), temperature (b) and surface snow amount (c) anomalies for the 1980-2013 period at Kuujjuaq station (58°N,68°W). Observation data are valid for precipitation and temperature, ERA5-Land data are valid for snow (c). Anomalies are based on the 34-year trend for each variable and each simulation.



Figure 1.8: Left : Winter annual trends for all 5 stations and each variable : a) precipitation, b) temperature and c) surface snow amount. Right : Winter interannual variability, expressed in standard deviation units for all 5 stations and each variable.



Figure 1.9: Left : Climatological means of snow cover start date (a), end date (b) and total duration (c). Right : Total interannual variability of snow cover start date (d), end date (e) and total duration (f) from the CRCM5-ERAI.



Figure 1.10: a) Total interannual variability of the winter surface snow amount. b) Part of the total interannual variability explained by the linear trend. The variability is expressed in standard deviation units instead of variance. c) Winter signal to noise ratio of variances for snow cover variability. d) Winter signal to noise ratio for snow cover variability of each station. The legend for colors is the same as 1.8).



Figure 1.11: Signal to noise ratios for temperature (left), precipitation (middle) and surface snow amount (right) for each season (DJF, MAM, JJA, SON) from top to bottom.



Figure 1.12: Winter correlations between NAO index - precipitation - surface snow amount (top) and between NAO index - temperature - surface snow amount (bottom). Not-significant correlations in terms of Pearson's critical values are represented by the hatched regions on this figure and the followings.



Figure 1.13: Fall correlations between NAO index - precipitation - fall snow cover start date variability (top) and between NAO index - temperature - fall snow cover start date variability (bottom).



Figure 1.14: Spring chain of correlations between NAO index - precipitation - spring snow cover end date variability (top) and between NAO index - temperature - spring snow cover end date variability (bottom).



Figure 1.15: Influence of the NAO on snow variability during different seasons. In a), correlation between the seasonal fall NAO index and the start date of the snow season. In b), correlation between the seasonal winter NAO index and the average surface snow amount. In c), correlation between the seasonal spring NAO index and the end date of the snow season.



Figure 1.16: Fall correlation between NAO index and the Hudson Bay's sea-ice cover



Figure 1.17: In a), correlation between the seasonal fall EP-NP index and the start date of the snow season. In b), correlation between the seasonal spring EP-NP index and the end date of the snow season.

APPENDICE A



Figure A.1: Winter (DJF) complete time series of precipitation anomalies for the 5 stations



Figure A.2: Winter (DJF) complete time series of temperature anomalies for the 5 stations



Figure A.3: Winter (DJF) complete time series of surface snow amount anomalies for the 5 stations

RÉFÉRENCES

Abbasnezhadi, K., Rousseau, A. N. et Bohrh, S. (2020). Mid-21st century anthropogenic changes in extreme precipitation and snowpack projections over Newfoundland. <u>Canadian water ressources journal</u>, <u>45</u>(3), 216–236. http://dx.doi.org/10.1080/07011784.2020.1760140

Allard, M. et Lemay, M. (2013). <u>Le Nunavik et le Nunatsiavut : De la science</u> <u>aux politiques publiques. Une étude intégrée d'impact régional des</u> <u>changements climatiques et de la modernisation</u>. Québec, Qc, Canada : ArticNet Inc.

Barrette, C., Brown, R., Way, R., Mailhot, A., Diaconescu, E. P., Grenier, P., Chaumont, D., Dumont, D., Sévigny, C., Howell, S. et Senneville, S. (2020). Chapter 2 : Nunavik and Nunatsiavut regional climate information update. In Ropars P, Allard M, Lemay M (eds.), Nunavik and Nunatsiavut : From science to policy, an integrated regional impact study (IRIS) of climate change and modernization, second iteration. Québec, Qc, Canada : ArticNet Inc.

Berrisford, P., Kallberg, P., Kobayashi, S., Dee, D., Uppala, S. S., Simmons, A., Poli, P. et Sato, H. (2011). Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. <u>Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society</u>, <u>137</u>, 1381 – 1399. http://dx.doi.org/10.1002/qj.864

Bresson, É. et Biner, S. (2021). <u>Évaluation de la neige au sol simulée par le</u> <u>MRCC5 pour la base de données de CROQ</u>. Rapport technique, Ouranos Consortium, Montréal, Qc, Canada.

Brown, R. D. (2010). Analysis of snow cover variability and change in Québec. <u>Hydrological Processes</u>, <u>24</u>(14), 1929–1954. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7565

Brown, R. D., Brasnett, B. et Robinson, D. (2003). Gridded North American monthly snow depth and snow water equivalent for GCM evaluation. Atmosphere-Ocean, <u>41</u>(1), 1–14. http://dx.doi.org/10.3137/ao.410101

Brown, R. D., Fang, B. et Mudryk, L. (2019). Update of Canadian historical snow survey data and analysis of snow water equivalent trends, 1967–2016.

Atmosphere-Ocean, 57(2), 149–156. http://dx.doi.org/10.1080/07055900.2019.1598843

Brown, R. D. et Mote, P. W. (2009). The Response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate. Journal of Climate, 22(8), 2124–2145. http://dx.doi.org/10.1088/1748-9326/8/2/024006.

Böhnisch, A., Ludwig, R. et Leduc, M. (2020). Using a nested single-model large ensemble to assess the internal variability of the North Atlantic Oscillation and its climatic implications for central Europe. Earth System Dynamics, 11, 617-640. http://dx.doi.org/10.5194/esd-11-617-2020

Chartrand, J. et Pausata, F. S. R. (2020). Impacts of the North Atlantic Oscillation on winter precipitations and storm track variability in southeast Canada and the northeast United States. Weather and Climate Dynamics, 1(2), 731-744. http://dx.doi.org/10.5194/wcd-1-731-2020

Derksen, C. et Brown, R. (2012). Spring snow cover extent reductions in the 2008–2012 period exceeding climate model projections. Geophysical Research Letters, 39(19). http://dx.doi.org/10.1029/2012GL053387

Deser, C., Knutti, R., Solomon, S. et Phillips, A. S. (2012). Communication of the role of natural variability in future North American climate. Nature Climate Change, 2, 775–779. http://dx.doi.org/10.1038/nclimate1562

Deser, C., Lehner, F., Rodgers, K. B., Ault, T., Delworth, T. L., DiNezio, P. N., Fiore, A., Frankignoul, C., Fyfe, J. C., Horton, D. E., Kay, J. E., Knutti, R., Lovenduski, N. S., Marotzke, J., McKinnon, K. A., Minobe, S., Randerson, J., Screen, J. A., Simpson, I. R. et Ting, M. (2020). Insights from Earth system model initial-condition large ensembles and future prospects. Nature Climate Change, 10, 277–286.

http://dx.doi.org/10.1038/s41558-020-0731-2

Diro, G., Sushama, T. et Huziy, L. (2018). Snow-atmosphere coupling and its impact on temperature variability and extremes over North America. Climate Dynamics, 50, 2993–3007.

http://dx.doi.org/10.1007/s00382-017-3788-5

Fyfe, J. C., Derksen, C., Mudryk, L., Flato, G. M., Santer, B. D., Swart, N. C., Molotch, N. P., Zhang, X., Wan, H., Arora, V. K., Scinocca, J. et Jiao, Y. (2017). Large near-term projected snowpack loss over the western United States. Nature Communications, 8. http://dx.doi.org/10.1038/ncomms14996

Grenier, P., Elía, R. et Chaumont, D. (2015). Chances of short-term cooling
estimated from a selection of CMIP5-based climate scenarios during 2006–35 over Canada. Journal of Climate, 28, 3232–3249. http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00224.1

Hamouda, M. E., Pasquero, C. et Tziperman, E. (2021). Decoupling of the arctic oscillation and north atlantic oscillation in a warmer climate. <u>Nature Climate Change</u>, <u>11</u>(2), 137–142. http://dx.doi.org/10.1038/s41558-020-00966-8

Hawkins, E. et Sutton, R. (2009). The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. Bulletin of the American Meteorological Society, 90(8), 1095–1108. http://dx.doi.org/10.1175/2009BAMS2607.1

Hawkins, E. et Sutton, R. (2011). The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. <u>Climate Dynamics</u>, <u>37</u>, 407–418. http://dx.doi.org/10.1007/s00382-010-0810-6

Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation : Regional temperatures and precipitation. <u>Science (New York, N. Y.)</u>, 269(5224), 676–679. http://dx.doi.org/10.1126/science.269.5224.676

Iles, C. et Hegerl, G. (2017). Role of the North Atlantic Oscillation in decadal temperature trends. Environmental Research Letters, <u>12</u>(11). 114010, http://dx.doi.org/10.1088/1748-9326/aa9152

Leduc, M. et Laprise, R. (2009). Regional climate model sensitivity domain size. <u>Climate Dynamics</u>, <u>32</u>, 833–854. http://dx.doi.org/10.1007/s00382-008-0400-z

Leduc, M., Mailhot, A., Frigon, A., Martel, J., Ludwig, R., Brietzke, G. B., Giguère, M., Brissette, F., Turcotte, R., M., B. et Scinocca, J. (2019). The ClimEx Project : A 50-member ensemble of climate change projections at 12-km resolution over Europe and Northeastern North America with the Canadian Regional Climate Model (CRCM5). Journal of Applied <u>Meteorology and Climatology</u>, 58, 663–693. http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-18-0021.1

Lorenz, E. N. (1963). Deterministic nonperiodic flow. <u>Journal of the</u> Atmospheric Sciences, 20, 130–141.

Lorenz, E. N. (1972). <u>Predictability : does the flap of a butterfly's wing in</u> Brazil set off a tornado in Texas? na.

Lucas-Picher, P. (2008). <u>Caractérisation de la variabilité interne des modèles</u> régionaux de climat. (Thèse de doctorat). Université du Québec à Montréal,

Montréal, Qc, Canada.

Mailhot, A., Duchesne, S., Caya, D. et Talbot, G. (2007). Assessment of future change in intensity–duration–frequency (idf) curves for southern quebec using the canadian regional climate model (crcm). Journal of Hydrology, 347(1-2), 197–210.

Mann, M. E., Steinman, B. A., Brouillette, D. J. et Miller, S. k. (2021). Multidecadal climate oscillations during the past millennium driven by volcanic forcing. <u>Science</u>, <u>371</u>, 1014–1019. http://dx.doi.org/10.1126/science.abc5810

Martynov, A., Laprise, R., Sushama, L., Winger, K., Separovic, L. et Dugas, B. (2013). Reanalysis-driven climate simulation over CORDEX North America domain using the Canadian Regional Climate Model, version 5 : Model performance evaluation. <u>Climate Dynamics</u>, <u>41</u>, 2973–3005. http://dx.doi.org/10.1007/s00382-013-1778-9

Martynov, A., Sushama, L., Laprise, R., Winger, K. et Dugas, B. (2012). Interactive lakes in the Canadian Regional Climate Model, version 5 : the role of lakes in the regional climate of North America. <u>Tellus A : Dynamic</u> <u>Meteorology and Oceanography</u>, <u>64</u>(1). http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.16226

Mironov, D., Heise, E., Kourzeneva, E., Ritter, B., Schneider, N. et Terzhevik, A. (2009). Implementation of the lake parameterisation scheme FLake into the numerical weather prediction model COSMO. <u>Boreal</u> Environment Research, 15(2), 218–230.

Mittermeier, M., Bresson, É., Paquin, D. et Ludwig, R. (2021). A deep learning approach for the identification of long-duration mixed precipitation in Montréal (Canada). <u>Atmosphere-Ocean</u>. http://dx.doi.org/10.1080/07055900.2021.1992341

Mudryk, L., Derksen, C., Howell, S., Laliberté, F., Thackeray, C., Sospedra-Alfonso, R., Vionnet, V., Kushner, P. et Brown, R. (2018). Canadian snow and sea ice : historical trends and projections. <u>The</u> Cryosphere, 12, 1157–1176. http://dx.doi.org/10.5194/tc-12-1157-2018

Mudryk, L., Santolaria-Otín, M., Krinner, G., Ménégoz, M., Derksen, C., Brutel-Vuilmet, C., Brady, M. et Essery, R. (2020). Historical Northern Hemisphere snow cover trends and projected changes in the CMIP6 multi-model ensemble. <u>The Cryosphere</u>, <u>14</u>, 2495–2514. http://dx.doi.org/10.5194/tc-14-2495-2020 Muñoz Sabater, J. (2019). Era5-land hourly data from 1981 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). http://dx.doi.org/10.24381/cds.e2161bac

Qian, M., Jones, C., Laprise, R. et Caya, D. (2008). The Influences of NAO and the Hudson Bay sea-ice on the climate of eastern Canada. <u>Climate</u> Dynamics, 31, 169–182. http://dx.doi.org/10.1007/s00382-007-0343-9

Schmelzer, I., Lewis, K. P., Jacobs, J. D. et McCarthy, S. C. (2020). Boreal caribou survival in a warming climate, Labrador, Canada 1996–2014. <u>Global Ecology and Conservation</u>, 23. http://dx.doi.org/10.1016/j.gecco.2020.e01038

Schulte, J. et Lee, S. (2017). Strengthening North Pacific influences on United States temperature variability. <u>Scientific Reports</u>, <u>7</u>(124). http://dx.doi.org/10.1038/s41598-017-00175-y

Separovic, L., Alexandru, A., Laprise, R., Martynov, A., Sushama, L., Winger, K., Tete, K. et Valin, M. (2013). Present climate and climate change over north america as simulated by the fifth-generation canadian regional climate model. <u>Climate Dynamics</u>, <u>41</u>, 3167–3201. http://dx.doi.org/10.1007/s00382-013-1737-5

Sospedra-Alfonso, R. et Merryfield, W. J. (2017). Influences of temperature and precipitation on historical and future snowpack variability over the Northern Hemisphere in the Second Generation Canadian Earth System Model. Journal of Climate, <u>30</u>(12), 4633–4656. http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0612.1

Verseghy, D. L. (1991). Class—a Canadian land surface scheme for GCMs : I. Soil model. <u>International Journal of Climatology</u>, <u>11</u>(2), 111–133. http://dx.doi.org/10.1002/joc.3370110202

Verseghy, D. L. (2009). <u>CLASS—The Canadian Land Surface Scheme</u> (Version 3.4)—technical documentation (version 1.1). Rapport technique, Climate Research Division, Science and Technology Branch, Environment Canada, Montreal, Qc, Canada.

Verseghy, D. L., Brown, R. D. et Wang, L. (2017). Evaluation of CLASS snow simulation over eastern Canada. Journal of Hydrometeorology, <u>18</u>, 1205–1225. http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-16-0153.1

Vincent, L. A., Hartwell, M. M. et Wang, X. L. (2020). A third generation of homogenized temperature for trend analysis and monitoring changes in Canada's climate. Atmosphere-Ocean, 58(3), 173–191.

http://dx.doi.org/10.1080/07055900.2020.1765728

Vincent, L. A., Zhang, X., Brown, R. D., Feng, Y., Mekis, E., Milewska, E. J., Wan, H. et Wang, X. L. (2015). Observed trends in Canada's climate and influence of low-frequency variability modes. Journal of Climate, <u>28</u>(11), 4545–4560. http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00697.1

Way, R. et Viau, A. (2015). Natural and forced air temperature variability in the Labrador region of Canada during the past century. <u>Theoretical and Applied Climatology</u>, <u>121</u>(3), 413–424. http://dx.doi.org/10.1007/s00704-014-1248-2

Willibald, F., Kotlarski, S., Grêt-Regamey, A. et Ludwig, R. (2020). Anthropogenic climate change versus internal climate variability : impacts on snow cover in the Swiss Alps. <u>The Cryosphere</u>, <u>14</u>, 2909–2924. http://dx.doi.org/10.5194/tc-14-2909-2020