

Faculté des sciences

Impact d'une fonte de la banquise arctique sur les extrêmes climatiques des hautes et moyennes latitudes de l'hémisphère Nord

Auteur: **Robin CREVITS**

Promoteur: **Thierry FICHEFET**

Lecteurs: **Michel CRUCIFIX, Bas VAN WESEMAEL**

Année académique 2022–2023

Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie

Résumé

Dans le contexte du réchauffement global qui affecte notre planète, la région arctique connaît une élévation de température deux fois plus rapide que la moyenne mondiale, phénomène connu sous le nom d'amplification arctique. La fonte de la banquise arctique associée à ce phénomène peut potentiellement influencer le climat des moyennes latitudes dans l'hémisphère nord. Des études ont été menées pour comprendre les effets de cette fonte sur les conditions climatiques extrêmes aux hautes et moyennes latitudes mais de grandes incertitudes persistent.

Dans ce contexte, l'objectif de ce travail est d'analyser les effets de la fonte de la banquise arctique sur les conditions climatiques extrêmes aux hautes et moyennes latitudes de l'hémisphère Nord. Deux modèles climatiques globaux, CanESM5 et MIROC6, ont été utilisés pour analyser les résultats de deux expériences. La première expérience simule des conditions climatiques avec une situation de la banquise arctique telle qu'elle était lors de la période pré - industrielle. Ensuite, la seconde simule une situation où la glace de mer est telle qu'elle serait dans un scénario de réchauffement global de 2 °C. L'unique différence entre ces deux expériences réside dans les conditions de glace de mer. Pour les deux modèles, des cartes représentant diverses variables climatiques et différents indices d'événements extrêmes climatiques sont produites pour représenter les différences climatiques entre les deux expériences.

Les résultats indiquent une amplification arctique tout au long de l'année. En hiver, cela entraîne une propagation des anomalies de température de surface jusqu'à la stratosphère, avec une augmentation de l'altitude géopotentielle de la surface isobare à 10 hPa. La fonte de la banquise semble également entraîner une phase négative de l'oscillation nord-atlantique en automne et en hiver, bien que les effets sur les précipitations et les températures de surface soient minimes. Une légère diminution de la fréquence des journées chaudes en Asie (nord de la Chine, Mongolie, et sud de la Russie) est également observée en hiver, l'hypothèse étant que cette baisse des températures hivernales soit due au renforcement de l'anticyclone sibérien qui favorise l'advection d'air froid vers l'Asie. Cette étude suggère que la fonte de la banquise arctique a peu d'impact sur les extrêmes climatiques aux latitudes moyennes, en raison de divers facteurs tels que les limites des modèles climatiques et l'incertitude entourant les processus physiques.

Remerciements

Les remerciements occupent une place particulière au sein de ce mémoire, offrant une occasion précieuse d'exprimer ma gratitude envers toutes les personnes qui ont contribué à la réalisation de cette étude. Ce travail n'aurait pas été possible sans le soutien, les encouragements et les connaissances partagées par un grand nombre d'individus dévoués. C'est avec une profonde reconnaissance que je souhaite adresser mes sincères remerciements à tous ceux qui ont généreusement apporté leur aide et leur soutien tout au long de ce parcours académique.

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude envers mon promoteur, Thierry Fichet, pour sa présence, sa rigueur, sa disponibilité et son suivi attentif tout au long de la réalisation de ce travail. Ses conseils éclairés ont été des atouts essentiels qui m'ont permis d'avancer de manière efficace dans ce projet.

En second lieu, je tiens à exprimer ma sincère reconnaissance envers le doctorant Steve Delhaye pour son suivi attentif, sa générosité de temps, ses précieux conseils, sa disponibilité sans faille et son aide indispensable. Sa contribution active à ce projet a été d'une importance capitale.

En troisième lieu, je tiens profondément à remercier ma famille pour leur confiance indéfectible et leur présence. Leur soutien, tant sur le plan émotionnel que matériel, a été une source d'inspiration et de motivation tout au long de ce parcours académique.

En quatrième lieu, je tiens à exprimer ma sincère gratitude envers Shirley pour sa présence constante, ses paroles réconfortantes, son amour et son soutien inestimable.

En dernier lieu, je souhaite remercier mes amis, Romain, Maëlle, Juliette et Alexia, pour le soutien qu'ils m'ont apporté tout au long de la réalisation de ce travail. Leur amitié sincère et leur engagement ont créé un environnement propice à l'échange d'idées et à l'entraide mutuelle.

Table des matières

1	Introduction	1
2	Revue de la littérature	3
2.1	Importance de la glace de mer arctique pour le climat	3
2.2	Amplification arctique	5
2.3	Liens entre l'amplification arctique et les conditions climatiques extrêmes aux moyennes latitudes	7
2.3.1	Liens en hiver et en automne	7
2.3.1.1	Première voie : perturbations du courant - jet	7
2.3.1.2	Seconde voie : modification de la trajectoire des tempêtes . . .	8
2.3.1.3	Troisième voie : modification de la circulation stratosphérique .	10
2.3.2	Liens au printemps et en été	13
2.4	Incertitudes	15
3	Méthodologie	17
3.1	Présentation des modèles climatiques	17
3.2	Expériences	18
3.3	Présentation des variables	19
3.4	Manipulation des données	23
3.5	Significativité des résultats	24
4	Résultats et discussion	26
4.1	Conditions de glace de mer	26
4.2	Conditions atmosphériques	28
4.2.1	Conditions atmosphériques en automne	28
4.2.2	Conditions atmosphériques en hiver	30
4.2.3	Conditions atmosphériques au printemps et en été	32
4.3	Discussion des changements atmosphériques	32
4.4	Réponses des extrêmes climatiques	35
4.4.1	Analyse des extrêmes climatiques en automne	35
4.4.2	Discussion des extrêmes climatiques en automne	36
4.4.3	Analyse des extrêmes climatiques en hiver	37
4.4.4	Discussion des extrêmes climatiques en hiver	39
4.4.5	Analyse et discussion des extrêmes climatiques au printemps et en été .	42
4.5	Différences entre les résultats des deux modèles climatiques	44
4.6	Absence de réponse aux moyennes latitudes	45
5	Conclusion	49
	Références	59
	Liste des figures	61

Liste des tableaux	62
Annexes	63
Autobiographie	68

Liste des sigles et des acronymes

Abréviation	Signification
AA	<i>Amplification Arctique</i>
AO	<i>Arctic Oscillation</i>
CanAM5	<i>Modèle d'atmosphère canadien 5</i>
CanESM5	<i>Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis</i>
CCmaC	<i>Centre Canadien de modélisation et d'analyse Climatique</i>
CCSR-NIES	<i>Coupled Climate System Model developed by the Center for Climate System Research and National Institute for Environmental Studies</i>
CDD	<i>Nombre de jours secs consécutifs</i>
CLASS	<i>Canadian Land Surface Scheme</i>
CMIP6	<i>projet d'inter - comparaison de modèles couplés</i>
CTEM	<i>Canadian Terrestrial Ecosystem Model</i>
CWD	<i>Nombre de jours humides consécutifs</i>
ESGF	<i>Earth System Grid Federation</i>
ETCCDI	<i>Expert Team on Climate Change Detection and Indices)</i>
FD	<i>Jours de gel</i>
FDR	<i>False Discovery Rate</i>
Fut	<i>Expérience forçant l'atmosphère avec des conditions de glace de mer telle qu'elles seraient dans un réchauffement global de +2 °C par rapport aux conditions pré - industrielles</i>
ID	<i>Ice day</i>
MIROC6	<i>Model for Interdisciplinary Research on Climate</i>
NAO	<i>Nord Atlantic Oscillation</i>
PAMIP	<i>Polar Amplification Model Intercomparison Project</i>
Pi	<i>Expérience forçant l'atmosphère avec des conditions de glace de mer pré - industrielles</i>
PRCPTOT	<i>Précipitations totales les jours humides</i>
Pr	<i>Précipitations</i>
Psl	<i>Pression de l'air au niveau moyen de la mer</i>
R10mm	<i>Nombre de jours de fortes précipitations</i>
Rx1day	<i>Précipitations maximales sur 1 jour</i>
Siconca	<i>Concentration de glace de mer</i>
SPV	<i>Stratospheric Polar Vortex</i>
SU	<i>Jours d'été</i>
Tas	<i>Température de l'air à 2m de la surface</i>
TN10p	<i>Nuits froides</i>
TN90p	<i>Nuits chaudes</i>
Tmax	<i>Température maximale</i>

TX10p	<i>Jours froids</i>
TX90p	<i>Jours chauds</i>
VNI	<i>Variabilité Naturelle Interne</i>
Zg500	<i>Altitude géopotentielle des surfaces isobares 500 hPa</i>
Zg10	<i>Altitude géopotentielle des surfaces isobares 10 hPa</i>

CHAPITRE 1

Introduction

Les changements climatiques observés ces dernières décennies ont engendré d'importantes répercussions sur l'Homme et son environnement, se manifestant à différents niveaux. Parmi ces conséquences figurent les perturbations économiques, la fragilisation des écosystèmes (Soto *et al.*, 2021), ainsi que l'augmentation de l'intensité et de la fréquence des événements climatiques extrêmes (Vogel *et al.*, 2019). Il est maintenant établi que le réchauffement global actuellement observé est essentiellement imputable aux émissions de gaz à effet de serre provenant des activités humaines (Al Ghussain, 2019). Dans ce contexte, de nombreuses études climatiques se multiplient afin de formuler des hypothèses sur les projections futures. L'objectif de ces études est double : elles visent à accroître la compréhension du système climatique au sein de la communauté scientifique et à faciliter la mise en place de mesures d'adaptation et d'atténuation pour limiter les conséquences sur les populations (Brunner *et al.*, 2020).

Le système climatique terrestre est constitué de différentes composantes spécifiques, qui interagissent entre elles (Lourtioz *et al.*, 2022). Cette étude se concentrera particulièrement sur la glace de mer dans la région arctique qui fait partie de la cryosphère. Cette composante englobe les zones de la Terre où l'eau se trouve sous forme solide (Mercier, 2021). De façon plus précise, ce mémoire analyse les manières avec lesquelles la glace de mer arctique influence les autres composantes du système climatique. L'augmentation de la température à la surface de l'Arctique a été approximativement deux fois supérieure à la hausse globale moyenne au cours des dernières décennies (phénomène connu sous le nom d'amplification arctique ou AA) (Kogan, 2023). Ce réchauffement important est notamment associé à la fonte de la glace de mer, provoquant ainsi une diminution considérable de l'étendue de la banquise arctique (Ivanov, 2023). L'AA englobe une série de mécanismes qui entraînent une augmentation significative des températures dans cette région (Hao *et al.*, 2023).

La réduction de la couverture de glace de mer arctique a des conséquences à différents niveaux, notamment des perturbations des écosystèmes, des impacts sur le climat mondial et des effets sur les activités humaines (Yang *et al.*, 2023). La question économique revêt également une importance cruciale. Par exemple, la fonte de la banquise arctique peut ouvrir la voie la plus rapide pour relier l'Europe et l'Asie. De plus, la diminution de l'étendue de la banquise permettrait potentiellement l'exploitation de réserves naturelles de ressources minérales parmi les plus importantes au monde (Ivanov, 2023). Ensuite, diverses hypothèses suggèrent que la perte de la glace de mer peut, par divers processus, affecter le climat des latitudes moyennes de l'hémisphère Nord (Blackport *et al.*, 2019 ; Cohen *et al.*, 2020). Ces dernières décennies, de nombreux événements climatiques extrêmes ont été observés et diverses hypothèses indiquent que ces phénomènes soient liés à la fonte de la banquise arctique (Cohen *et al.*, 2014). Ce lien potentiel entre le climat des moyennes latitudes et la diminution de la couverture de la glace de

mer est particulièrement étudié et de nombreuses questions restent en suspens. En effet, dans de nombreux cas, les études observationnelles ne concordent pas avec les résultats de modèles, ce qui complique la compréhension des processus réels (Mori *et al.*, 2014 ; Cohen *et al.*, 2020). Ainsi, étant donné les événements climatiques extrêmes recensés ces derniers temps, il est crucial d'avoir une bonne compréhension des processus en lien avec ces événements (McKenna *et al.*, 2018).

La question des températures extrêmes revêt une grande importance en raison de son impact sur les écosystèmes terrestres, les rendements agricoles, la disponibilité en eau et la stabilité socio-économique des pays (Kogan, 2023). De ce fait, les événements extrêmes ont un impact direct sur la santé humaine, entraînant une augmentation des décès, des maladies et des blessures (Bell *et al.*, 2018). Compte tenu des effets néfastes de ces événements, il est essentiel de pouvoir les prévoir efficacement afin de limiter leurs conséquences. Par conséquent, il est crucial de comprendre la relation entre les événements climatiques extrêmes observés ces dernières décennies et le processus d'amplification arctique, afin de développer des prévisions précises, d'atténuer les impacts sur la santé humaine et d'assurer une stabilité des écosystèmes.

Toutefois, il est important de souligner le rôle de la variabilité naturelle interne du climat (VNI). La VNI comprend les mécanismes non - linéaires ainsi que les grandes oscillations climatiques naturelles qui contrôlent les interactions entre les différentes composantes du climat (Morin, 2022). Par conséquent, les fluctuations climatiques attribuables aux actions humaines ainsi que les forçages naturels comme le volcanisme, le cycle solaire ou d'autres paramètres ne sont pas pris en compte dans la VNI (Khodri, 2015 ; Morin, 2022). Il convient donc de déterminer si les événements climatiques extrêmes observés ces dernières années sont liés au réchauffement global d'origine anthropique ou simplement à la VNI (Cohen, 2014). Pour distinguer clairement les effets de la fonte de la banquise de la VNI, la méthodologie reposera sur deux expériences où seule la concentration de glace sera modifiée, toutes les autres composantes restant inchangées. Ces procédures seront expliquées en détail ultérieurement.

Ce travail s'inscrit dans un vaste contexte où la problématique de recherche se formule comme suit : *"Dans quelle mesure la fonte de la glace de mer en Arctique influence-t-elle les événements climatiques extrêmes au niveau des pourtours arctiques et des moyennes latitudes de l'hémisphère Nord ?"*. De par la compréhension incomplète du lien potentiel entre l'amplification arctique (AA) et le climat des moyennes latitudes, ainsi que les effets néfastes des événements extrêmes, cette question se révèle pertinente.

Ce mémoire est structuré en plusieurs chapitres distincts. Le premier chapitre est une revue de la littérature qui présente l'état des connaissances sur les liens entre la fonte de la banquise arctique et les extrêmes climatiques des moyennes latitudes. Le deuxième chapitre expose la méthodologie mise en œuvre pour répondre à la question de recherche. Le troisième chapitre présente, analyse et discute les résultats produits dans ce mémoire en les confrontant aux données de la littérature, dans le but de répondre à la question de recherche. Enfin, la conclusion synthétise le travail réalisé et apporte une réponse concise à la question de recherche.

CHAPITRE 2

Revue de la littérature

Ce chapitre se divise en différentes sections spécifiques. La première section (section 2.1) traitera brièvement de l'importance de la glace de mer arctique sur le climat mondial. Ensuite, la section 2.2 explique ce que sont l'amplification arctique et les différents processus qui y sont associés. La troisième section (section 2.3) détaille les liens existant entre l'amplification arctique et les événements climatiques extrêmes des moyennes latitudes.

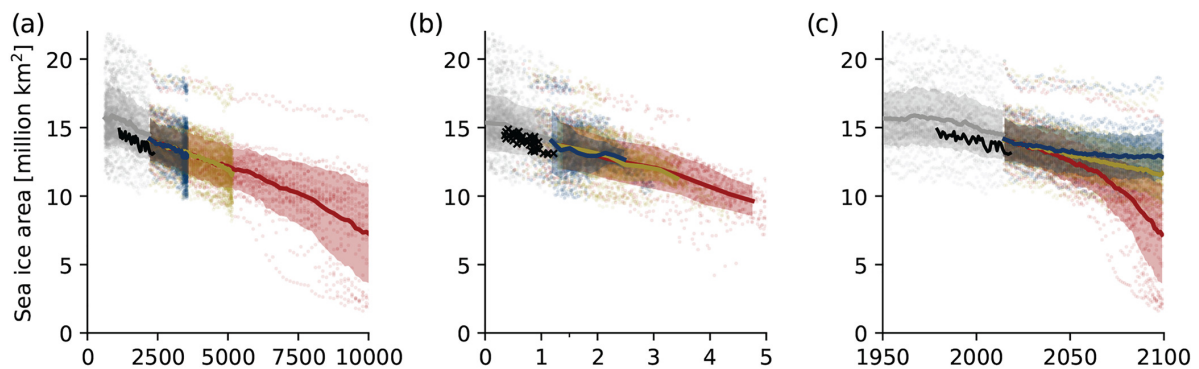
2.1 Importance de la glace de mer arctique pour le climat

La banquise arctique est une composante à part entière du système climatique mondial. La variabilité du climat dépend directement des interactions entre la surface de l'atmosphère, la glace de mer et la surface de l'océan (Budikova, 2009). La perte de la glace de mer observée ces dernières décennies semble avoir des conséquences non - négligeables sur le changement climatique à l'échelle mondiale. Un mode de perturbation principalement retenu est la redistribution de chaleur par voie océanique (Li et Liu, 2022). En effet, suite à la diminution de la couverture de glace, les océans stockent davantage de chaleur en absorbant plus de rayonnement solaire. Cela peut être expliqué par le fait que, l'albédo de la glace étant très important, la fonte de la banquise provoque une diminution de l'albédo de surface et par conséquent une plus grande part du rayonnement solaire est absorbé par l'océan (Cohen *et al.*, 2020). Ensuite, au fil du temps, une redistribution progressive de cette énergie est effectuée par les flux océaniques (Li et Liu, 2022). La glace de mer peut également affecter le climat à une échelle plus large par le biais atmosphérique. Premièrement, la présence de glace contrôle les échanges de chaleur et de matière entre l'océan et l'atmosphère. Dans ce premier exemple, il s'agit d'une influence à un niveau local. Cependant, des effets plus complexes de la glace de mer sont également possibles sur de plus grandes distances. Diverses hypothèses suggèrent que la perte de la glace de mer arctique perturbe la circulation atmosphérique aux moyennes latitudes (Vihma, 2014).

La banquise arctique est fréquemment utilisée comme indicateur de référence en ce qui concerne le réchauffement climatique global. En effet, l'Arctique est particulièrement sensible face au changement climatique mondial (Maslowski *et al.*, 2012). Les observations indiquent que la banquise arctique fond depuis de nombreuses années, que ce soit en mars (Figure 1a) ou en septembre (Figure 1d). De plus, les projections réalisées à partir des modèles du sixième projet d'inter-comparaison de modèles couplés (CMIP6) indiquent que la fonte de la banquise arctique est susceptible de continuer quelque soit le scénario d'émission envisagé (Figure 1). La fonte sera également plus importante en été qu'en hiver. Dans la grande majorité des simulations CMIP6 disponibles, une convergence des résultats se manifeste : l'océan Arctique

tend à devenir pratiquement dépourvu de glace de mer en septembre, avec une étendue de glace de mer inférieure à 1×10^6 kilomètres carrés, avant 2050. Cette évolution est observée dans chacun des quatre scénarios d'émissions étudiés, à savoir SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5 et SSP5-8.5. Ces scénarios représentent différents futurs possibles en fonction des trajectoires d'émissions de gaz à effet de serre et des politiques climatiques mises en place. Cette tendance souligne l'impact préoccupant du changement climatique sur la couverture de glace de mer dans l'océan Arctique (Notz, 2020).

March



September

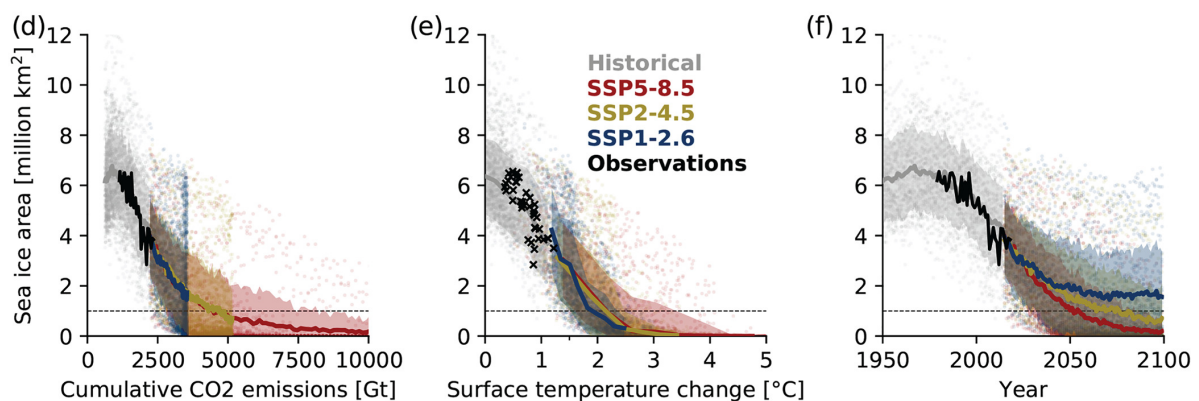


Figure 1 - Évolutions historiques et projections futures de la surface de la banquise arctique par les modèles climatiques de CMIP6. Provient de Notz (2020).

Notes: évolution de la banquise arctique au cours de la période historique et à la suite de trois scénarios de projections (réalisés par les modèles de CMIP6) en mars (a–c) et en septembre (d–f) en fonction de: émissions de CO₂ d'origine anthropique (a,d), anomalie de température moyenne à la surface (b, e) et temps pour tous les modèles CMIP6 disponibles (c, f). L'ombrage autour des lignes indique l'écart type autour de la moyenne multi - modèle.

Ces changements importants des conditions de la banquise arctique peuvent entraîner des conséquences à grande échelle au niveau de la circulation océanique, des bilans énergétiques et d'un large panel de rétroactions (Maslowski *et al.*, 2012). Étant donné ces sensibilités particulières des régions arctiques face au réchauffement global et l'importance de la glace de mer dans la dynamique climatique, il semble primordial de comprendre l'ensemble de ces processus. Cette sensibilité de la glace de mer face au réchauffement induit un réchauffement plus important en Arctique que dans les basses latitudes, ce qui est appelé "amplification arctique" ou "AA" (Serreze *et al.*, 2009).

2.2 Amplification arctique

Comme expliqué ci - dessus, l'AA fait référence au fait que la région arctique est particulièrement sensible au réchauffement global de la planète. En effet, l'Arctique a vu sa température augmenter deux fois plus vite que la température moyenne globale depuis la fin du vingtième siècle (Cohen *et al.*, 2020). Cette rapide croissance des températures dans cette région explique, en partie, pourquoi les changements locaux sont si importants. L'AA est observée tout au long de l'année mais est particulièrement intense en automne et en hiver (Cohen *et al.*, 2014). Une tendance globale est observée en hiver où la température a augmenté de manière significative en surface durant la période 1980 - 2019. Il semble que ce réchauffement se propage aussi à travers la troposphère (Cohen *et al.*, 2020). Divers processus permettent d'expliquer ce phénomène. Ceux - ci sont détaillés ci - dessous.

Les processus permettant d'expliquer l'AA se divisent en deux catégories distinctes (Cohen *et al.*, 2020). Premièrement, la perte de la banquise arctique, préalablement discutée, induit directement des effets locaux sur l'atmosphère et l'océan (Kelleher et Screen, 2018). Deuxièmement, l'AA peut également être induite par des processus plus lointains. En ce qui concerne les processus locaux, le plus connu est la rétroaction de l'albédo de la glace de mer. Cette rétroaction s'explique par la grande différence d'albédo entre l'océan et la glace. En effet, lorsque, pour une surface donnée, il y a une perte nette de glace, l'albédo de la surface baisse et donc une moins grande partie du rayonnement solaire incident est réfléchi (Cohen *et al.*, 2020). Diverses observations vérifient cette théorie et indiquent que l'albédo moyen des régions arctiques est passé de 0,52 à 0,48 entre 1979 et 2011 (Pistone *et al.*, 2014). En été, la glace de mer est très fine et une plus grande fraction de l'océan Arctique est libre de glace. De ce fait, une plus grande part du rayonnement solaire est absorbée ce qui réchauffe la surface. Avec cette température de surface plus élevée à l'arrivée de l'automne, la formation de glace est plus tardive, ce qui diminue à nouveau l'albédo de surface et toute la chaîne de rétroaction recommence et amplifie le réchauffement de surface (Cohen *et al.*, 2020). Cette baisse d'albédo n'est pas uniquement provoquée par la perte de la banquise. En effet, une diminution importante de l'étendue neigeuse est observée au niveau des continents au printemps. Cela induit également une baisse de l'albédo de surface. Cette perte de neige nette induit un réchauffement plus important de la surface. Par conséquent, les sols s'assèchent davantage et cela accentue encore le réchauffement dans la région arctique (Overland *et al.*, 2012). Au - delà des processus directement liés à l'albédo, d'autres processus entrent en jeu au niveau local lorsque la glace de mer fond. En effet, comme expliqué ci - dessus, lorsque la glace disparaît, l'océan absorbe l'énergie radiative qui était initialement réfléchi par la glace. La glace joue un rôle d'isolant, et sans cette couche isolante, il y a davantage de flux turbulents de chaleur sensible et latente de l'océan vers l'atmosphère. Les flux turbulents impactent ensuite plusieurs paramètres comme la température de surface, l'humidité de l'air et la formation de nuages. Un élément crucial à prendre en compte est la capacité thermique de l'eau, qui est nettement supérieure (environ 3600 fois) à celle de l'air atmosphérique. Par conséquent, avec les flux de chaleur plus importants de l'océan vers l'atmosphère dans les zones libres de glace, l'augmentation de la température de l'air sera plus importante que dans l'océan (Vihma, 2014).

Le second grand processus local concerne les nuages de basse altitude. Il s'agit de la rétroaction locale associée aux nuages de faible altitude (Wendisch *et al.*, 2019). Diverses analyses suggèrent que les nuages réchauffent la surface de l'Arctique et tendent à refroidir le sommet de l'atmosphère (Kay et L'Ecuyer, 2013). Les nuages impactent grandement le bilan radiatif de surface. Ils tendent à limiter le refroidissement de surface en hiver (de 40 à 50W/m²)

et à atténuer le réchauffement en été (de 20 à 30 W/m²) (Vavrus, 2004). Cela peut s'expliquer par le fait que durant la majeure partie de l'année les nuages induisent un rayonnement de longues longueurs d'onde (surtout durant l'hiver). Cependant, durant l'été, la réflexion solaire par les nuages domine, ce qui tend à limiter le réchauffement de surface (Cohen *et al.*, 2020). Avec la croissance des températures en Arctique, l'atmosphère peut contenir une plus grande quantité de vapeur d'eau, ce qui tend à augmenter l'effet de serre local. On appelle ce processus la rétroaction de la vapeur d'eau. Cette plus grande humidité atmosphérique induit une plus grande couverture nuageuse aux basses altitudes ce qui augmente les radiations de longues longueurs d'onde vers la surface (Bony et Dufresne, 2007). Cependant, il faut bien être vigilant, car de nombreuses discussions existent en ce qui concerne les effets des nuages sur l'AA. Il n'est pas encore clairement établi que les rétroactions associées aux nuages accentuent ou limitent l'AA (Cohen *et al.*, 2020).

Il est parfois considéré que la cause majeure de l'AA soit la rétroaction de l'albédo. Cependant, le phénomène d'AA est tout de même observé dans les résultats de modèles climatiques qui n'incluent pas de changement dans les conditions de glace de mer et de neige. Cette observation implique que d'autres processus doivent intervenir. Après l'analyse des poids respectifs qu'occupent les différentes rétroactions dans l'AA, il semble que le phénomène le plus important soit lié à la rétroaction de température. Le processus est le suivant : lorsque la température de surface augmente, une plus grande quantité d'énergie est rayonnée depuis la surface vers l'atmosphère aux basses latitudes qu'aux hautes latitudes. Cela est dû au fait que, dans la région arctique, les températures sont beaucoup plus faibles et donc le rayonnement de longues longueurs d'onde émis est de plus faible intensité (Pithan et Mauritsen, 2014). Cette rétroaction de température peut se diviser en deux composantes : la rétroaction de Planck et la rétroaction du gradient thermique (Zhang *et al.*, 2018). La première implique la loi de Stefan-Boltzmann ($E = \epsilon \sigma T^4$), qui explique que l'énergie radiative émise par unité de temps et par unité de surface (E) est fonction de la température à la puissance 4 (et de σ , la constante de Stephan - Boltzman et de ϵ qui représente l'émissivité de la surface) (Pithan et Mauritsen, 2014). À cause de la dépendance du rayonnement du corps noir à la température, par unité de réchauffement local, l'augmentation de radiation de longues longueurs d'onde émise par la Terre vers l'atmosphère sera beaucoup plus élevée pour une surface initialement plus chaude. Dès lors, pour une même augmentation de température, les basses latitudes perdent davantage de rayonnement infrarouge qu'aux pôles. Donc, pour compenser un même forçage externe, la température doit augmenter plus fortement dans les régions froides que dans les régions chaudes. Par conséquent, afin d'atteindre un équilibre, pour un forçage donné, les températures augmenteront davantage aux hautes latitudes qu'aux moyennes et faibles latitudes (Goosse *et al.*, 2018).

Ensuite, la rétroaction du gradient thermique représente la seconde composante de la rétroaction de température. Cette rétroaction provient de la sensibilité du rayonnement de longues longueurs d'onde sortant au sommet de l'atmosphère à la structure verticale de la troposphère. La basse troposphère de l'Arctique a une stratification assez stable ce qui limite le mélange entre la basse et la haute troposphère. Cela favorise un réchauffement concentré dans la basse troposphère arctique et donc une rétroaction positive avec un réchauffement intense concentré en surface (Boeke *et al.*, 2021).

Comme expliqué précédemment, l'AA résulte de processus locaux et lointains. Diverses études indiquent que certains phénomènes ont, à distance, impacté l'AA en Arctique. Les processus lointains et locaux interagissent entre eux et cette interaction amplifie ou atténue l'AA. Les processus lointains correspondent majoritairement à des transports de chaleur par

voie atmosphérique et/ou océanique. Par exemple, en hiver, un processus lointain peut être l'advection d'air humide (en provenance des basses latitudes) dans les régions arctiques via des ondes atmosphériques. Cet afflux de masse d'air vers l'Arctique entraîne une élévation de l'humidité atmosphérique locale, ce qui influe sur l'intensité des rétroactions liées à la vapeur d'eau et aux nuages (Cohen *et al.*, 2020).

Une multitude de processus entrent en compte et induisent une augmentation rapide de la température dans les hautes latitudes boréales. L'AA est une signature importante du réchauffement climatique global et ses causes sont encore peu comprises. Des études observationnelles ont trouvé des liens entre la perte de la glace de mer associée à l'AA et des anomalies climatiques aux moyennes latitudes. Cependant, les études provenant de modèles ne tirent pas les mêmes conclusions que les études basées sur des observations (Mori *et al.*, 2014). Comprendre ces interactions est primordial. Le prochain chapitre (section 2.3) va dresser l'état de l'art concernant les liens potentiels entre l'AA et les extrêmes climatiques des moyennes latitudes.

2.3 Liens entre l'amplification arctique et les conditions climatiques extrêmes aux moyennes latitudes

Ce chapitre a pour but de dresser l'état de l'art en ce qui concerne les potentielles relations entre l'AA et les événements climatiques extrêmes des moyennes latitudes. Avant de rentrer dans les détails, il semble important d'expliquer pourquoi de tels liens sont envisageables. Depuis la fin des années 80, les températures de surfaces semblent diminuer en hiver à divers endroits au niveau des moyennes latitudes. De plus, à partir de 2005, des hivers particulièrement froids avec des chutes importantes de neige sont observés aux moyennes latitudes (Cohen *et al.*, 2012). En 2010, le mois de décembre au Royaume-Uni a établi un record en devenant le mois le plus froid depuis plus d'un siècle (Eden, 2011). En plus des hivers particulièrement froids, plusieurs années successives avec des étés particulièrement humides ont été observées durant la même période (Vihma, 2014). Cette situation a provoqué une attention particulière de la part de la communauté scientifique. En effet, le contraste entre un réchauffement climatique global et des hivers qui se refroidissent aux moyennes latitudes pose question. C'est dans ce contexte que la problématique des impacts éventuels de la fonte de la banquise arctique sur le climat des moyennes latitudes s'est posée. Des études se sont multipliées afin de comprendre cette relation. La suite de ce chapitre vise à résumer l'ensemble des théories existantes. Il semble important de spécifier que de nombreuses incertitudes persistent en ce qui concerne ces relations. Il existe toujours beaucoup de confusions et de doutes (Blackport et Screen, 2020). Ces incertitudes seront discutées dans la section 2.4.

2.3.1 Liens en hiver et en automne

2.3.1.1 Première voie : perturbations du courant - jet

L'AA peut affecter les extrêmes climatiques par plusieurs voies qui interagissent entre elles (Cohen *et al.*, 2014). La première conséquence établie de l'AA est une augmentation de l'épaisseur de l'altitude géopotentielle des surfaces isobares associée à l'augmentation des températures en Arctique (Cohen *et al.*, 2014). En effet, étant donné que les régions arctiques se réchauffent plus rapidement que les moyennes latitudes, la différence de température entre les deux régions diminue (Francis et Vavrus, 2012), ce qui implique un affaiblissement du gradient méridien de

température (Coumou *et al.*, 2018). Par conséquent, étant donné que le gradient de température contrôle celui de l'altitude géopotentielle des surfaces isobares, le gradient méridien d'altitude géopotentielle des surfaces isobares baisse également (Cohen *et al.*, 2014). Cette diminution a comme conséquence directe une perturbation de la dynamique du courant-jet (Francis et Vavrus, 2012). En effet, l'intensité du vent thermique étant proportionnelle au gradient méridien de température moyenne de la couche considérée (et donc de géopotentiel) (Allen et Sherwood, 2008), cette perturbation provoque un affaiblissement du flux zonal du courant - jet (Francis et Vavrus, 2012). En plus de cette perturbation, la diminution du gradient méridien de température peut augmenter l'ondulation du courant - jet (Francis et Vavrus, 2012). De ce fait, avec une AA importante, le courant-jet est plus méandré et a un flux zonal plus faible. Ce genre de configuration peut mener à des conditions climatiques plus persistantes et augmente la probabilité d'observer des événements climatiques extrêmes comme des sécheresses, des vagues de chaleur ou encore des précipitations prolongées (Barriopedro *et al.*, 2006). En effet, étant donné que la composante zonale de la vitesse du courant-jet est affaiblie et que les hautes températures en Arctique induisent des anomalies positives de pression, les ondes peuvent se propager davantage vers le nord (et le sud) ce qui augmente la sinuosité du jet. Une plus grande quantité d'air polaire peut donc être advectée vers les moyennes latitudes et cela peut induire des hivers particulièrement froids et neigeux (Jolly, 2020). De plus, en automne, les précipitations neigeuses observées sur la Sibérie refroidissent la surface et accentuent encore le processus. Il est donc observé que l'AA tend à faire déplacer le courant-jet polaire vers le sud et d'augmenter son amplitude (Barnes et Polvani, 2015).

En parallèle, le réchauffement particulièrement important de la tropopause tropicale induit une augmentation du gradient méridien de température vers les pôles. Cela tend à renforcer les vents d'ouest aux moyennes latitudes et cette tendance s'oppose donc à celle citée ci - dessus (Barnes et Polvani, 2015). Il est de ce fait difficile de suivre l'évolution du courant-jet. En effet, les effets de l'AA tendent à déplacer les courants - jet vers le sud et à diminuer le flux zonal en hiver alors que l'influence tropicale tend à les déplacer vers le nord et à augmenter leurs vitesses (Perlwitz *et al.*, 2015).

2.3.1.2 Seconde voie : modification de la trajectoire des tempêtes

La deuxième manière avec laquelle l'AA impacte le climat des moyennes latitudes est la perturbation des trajectoires de tempêtes (Woollings et Blackburn, 2012). Dans l'hémisphère Nord (surtout aux moyennes et hautes latitudes), le mode dominant qui contrôle la variabilité climatique est l'oscillation nord - atlantique (NAO) (Bader *et al.*, 2011). De manière générale, la NAO est définie comme étant la différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. La NAO comprend deux phases. La phase positive correspond à la situation lorsque les deux centres de pression se sont intensifiés (la pression a augmenté dans l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande s'est accentuée). La seconde phase (phase négative) correspond à une situation où la différence entre les deux centres s'est atténuée (Cassou, 2004). Avant de rentrer dans les détails en ce qui concerne l'influence de l'AA sur ce mode, il semble important de spécifier de quelle manière les deux phases de la NAO impactent le climat des moyennes latitudes. Pour ce qui est de la phase positive de la NAO, le gradient méridien de pression atmosphérique est important dans l'Atlantique Nord. Cela influence la direction et l'intensité du vent au-dessus de cet océan (Hurrell *et al.*, 2001). En effet, on peut voir sur la figure 2 qu'en hiver, la phase positive de la NAO induit des flux zonaux plus importants que la moyenne déviés vers le nord, ce qui implique des mouvements de masses d'air maritimes douces et humides sur le nord de l'Europe (Bader *et al.*, 2011 et Hurrell *et al.*, 2003). En même

temps, des vents du nord plus forts sur le Groenland et le nord-est du Canada transportent de l'air froid vers le sud et font baisser les températures de l'Atlantique au nord-ouest (Hurrell *et al.*, 2003). En ce qui concerne la phase négative, la situation est inversée avec un gradient de pression plus faible. Dans ce cas le flux zonal est plus faible et est davantage dirigé vers le sud de l'Europe. Ainsi, dans cette situation, l'Europe centrale et du sud aura des hivers humides et l'Europe du Nord plus secs. Il est important de spécifier que la discussion est faite ici sur l'hiver, car c'est à cette saison que ses effets sont les plus importants, mais la NAO affecte également le climat des moyennes latitudes durant les autres saisons (Hurrell *et al.*, 2003).

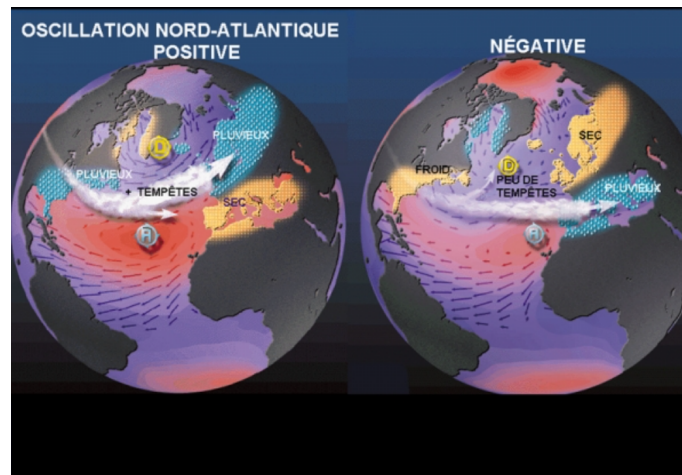


Figure 2 - Représentation des deux phases de la NAO. Provient de Cassou (2004).

Le second grand mode de variabilité climatique aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord est l'oscillation arctique (AO) (Bader *et al.*, 2011). L'AO est considérée comme étant le mode principal de variabilité climatique en Amérique du Nord (Ambaum *et al.*, 2001). Elle est définie sur base de la première composante d'une analyse en composantes principales des champs de pression atmosphérique sur l'hémisphère Nord (Kergomard, 2007). Lorsque l'oscillation arctique est en phase positive, la pression de surface diminue au-dessus de l'Arctique et augmente au-dessus des océans subtropicaux septentrionaux (Gillett *et al.*, 2002). Les deux modes (AO et NAO) sont très corrélés et leurs effets sont parfois difficilement différenciables. De grandes similitudes existent entre les processus des deux modes (Kergomard, 2007).

L'action combinée de l'AO et de la NAO impacte directement la trajectoire des tempêtes aux moyennes latitudes (Cohen *et al.*, 2014). En résumé, quand la combinaison AO/NAO est en phase positive, les tempêtes sont déviées vers le pôle et donc les hivers sont majoritairement doux dans le nord de l'Eurasie et l'est des États-Unis. Par contre, dans cette situation, les hivers sont plus froids en Arctique. Lorsque la phase est négative, les tempêtes sont déviées vers le sud et les hivers sont plus rudes dans le nord de l'Eurasie et l'est des États-Unis et plus chauds en Arctique. Ce type de scénario est régulièrement appelé "Arctique chaud-continents froids" (Overland *et al.*, 2011). Ces dernières décennies, les observations réalisées sur les continents de l'hémisphère Nord indiquent une tendance négative de la AO/NAO. Suite à cette observation, l'hypothèse a été faite que la fonte de la banquise arctique impacte la phase et l'intensité de l'AO/NAO. En affectant l'AO/NAO, la variabilité de la glace de mer a donc des conséquences directes sur la trajectoire des tempêtes aux moyennes latitudes (Cohen *et al.*, 2014). Ensuite, en modifiant ces trajectoires, l'AA impacte l'occurrence d'événements climatiques extrêmes. En

effet, les sécheresses, les précipitations importantes, les fortes chaleurs ou encore les événements extrêmes froids dépendent directement de la trajectoire des tempêtes (Wang *et al.*, 2017).

Mais comment la fonte de la banquise arctique peut impacter la phase de l'AO/NAO? L'hypothèse qui permet d'expliquer ce phénomène est qu'avec une région arctique plus chaude, l'atmosphère peut contenir plus de vapeur d'eau et peut donc engendrer plus de précipitations sur les continents. De plus, la perte de la glace de mer induit une augmentation des flux de vapeur d'eau depuis l'océan (libre de glace à certains endroits) vers l'atmosphère. Ainsi, l'atmosphère est capable de contenir plus de vapeur d'eau et la source de vapeur d'eau augmente. Dans ce contexte, dès l'automne dans les régions sibériennes, la température de l'atmosphère est suffisamment basse pour que les précipitations soient neigeuses. Ce schéma engendre une potentielle augmentation des précipitations neigeuses au début de l'automne en Sibérie (Cohen *et al.*, 2014), une hypothèse corroborée par les observations effectuées au cours des dernières décennies (Mudryk *et al.*, 2014). Cette augmentation de la couverture neigeuse impacte ensuite directement la phase de l'AO/NAO. En effet, la croissance de la couverture neigeuse tend à induire un refroidissement important en surface et un renforcement l'anticyclone de Sibérie. Ces deux effets induisent un affaiblissement des vents d'ouest et un renforcement de la composante méridional du flux. Cette configuration mène ensuite à un affaiblissement de l'AO/NAO ce qui induit des températures particulièrement basses à l'est des USA et au nord de l'Eurasie. De plus, cette configuration mène à une augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes aux moyennes latitudes (Cohen *et al.*, 2012).

2.3.1.3 Troisième voie : modification de la circulation stratosphérique

Les deux premières voies présentées (perturbation du courant-jet et modification de la trajectoire des tempêtes) ne concernent que la troposphère. La troisième grande dynamique par laquelle l'AA peut impacter le climat des moyennes latitudes est la modification des ondes de Rossby à large échelle par la stratosphère. Avant d'entrer dans les détails, il est important d'introduire un phénomène, il s'agit du vortex polaire stratosphérique (SPV). Le SPV est un système généré par le contraste thermique entre la zone polaire très froide et les moyennes latitudes plus chaudes. Ce schéma se compose d'un centre froid de basse pression et de haute altitude et de vents zonaux très forts. Il se forme durant l'automne à cause du refroidissement intense associé à cette période. En automne, la différence de température entre la stratosphère tropicale et la stratosphère polaire est telle que la vitesse des vents augmente. Pour compléter la présentation de la situation, dans la troposphère, le contraste entre les masses d'air polaire et les masses d'air plus chaud des moyennes latitudes est marqué par le courant - jet polaire. Il se forme juste en dessous de la tropopause (Lecouffe, 2021).

En automne, l'augmentation de la couverture neigeuse en Sibérie observée ces dernières décennies et la diminution de la couverture de glace de mer sont corrélées à une circulation anticyclonique intense au niveau de l'Arctique. Cette perte de glace, associée à cette circulation, induit un flux vers l'est et l'advection d'air froid vers le nord de l'Europe. Ces anomalies hivernales provoquent une réponse atmosphérique immédiate (Cohen *et al.*, 2014). Avec l'augmentation des flux turbulents de chaleur, la baroclinicité¹ est changée et cela affecte directement les grandes ondes planétaires de Rossby (Cohen *et al.*, 2014). Les ondes de Rossby étant des ondes barocline, leur propagation est fonction du gradient de pression et de température (Majda, 2003).

¹Dans un environnement barocline, la densité d'un fluide est fonction des variations horizontale de pression et de température. Ainsi, les gradients de pression et de densité ne sont pas nécessairement alignés. Cette situation est opposée à un environnement barotrope où les variations horizontales de densité ne sont fonction que du gradient horizontal de pression (Momen *et al.*, 2012).

De ce fait, en automne, une situation avec une grande couverture neigeuse en Sibérie et une perte de glace de mer élevée dans les mers de Barents et de Kara provoque la formation d'un grand anticyclone en Arctique (Cohen *et al.*, 2014). Cette configuration augmente l'altitude géopotentielle des surfaces isobares en Arctique sur le nord de l'Eurasie, ce qui induit des situations de blocage plus fréquentes. Ces blocages piègent les ondes planétaires dans cet anticyclone et favorisent ensuite l'excitation énergétique verticale. Cela provoque une propagation des grandes ondes planétaires en altitude. De plus, des intrusions fréquentes de masses d'air chaud provenant des moyennes latitudes vers l'Arctique sont observées. Cela réchauffe encore plus l'atmosphère polaire. Ce réchauffement important de toute la couche troposphérique se propage verticalement et peut, étant donné la situation de blocage, induire un deuxième maximum de réchauffement Arctique au niveau de la stratosphère polaire. Ainsi, il y a un réchauffement très intense au niveau du SPV. Ce réchauffement très important de l'atmosphère polaire implique une inversion du gradient méridien de l'altitude géopotentielle des surfaces isobares. Cela provoque l'entrée de masses d'air polaire initialement piégées dans la région arctique vers les moyennes latitudes (Cohen *et al.*, 2020).

Ce réchauffement de la stratosphère est généralement appelé "réchauffement stratosphérique soudain" (sudden Stratospheric Warming ou SSW). Ce SSW est un événement initialement rare qui s'est multiplié ces dernières années. Celui-ci implique un affaiblissement du SPV, ce qui provoque par la suite une AO/NAO négative qui peut engendrer des vagues de froid intense en Eurasie et en Sibérie (Kim *et al.*, 2014). La réponse de l'AO/NAO prend généralement 1 ou 2 mois avant de se faire ressentir (Baldwin *et al.*, 2001). Les conditions de glace de mer dans la mer de Barents et de Kara sont donc fréquemment étudiées au début de l'hiver en raison des impacts que la chaîne de réaction peut avoir 2 mois après (Kim *et al.*, 2014).

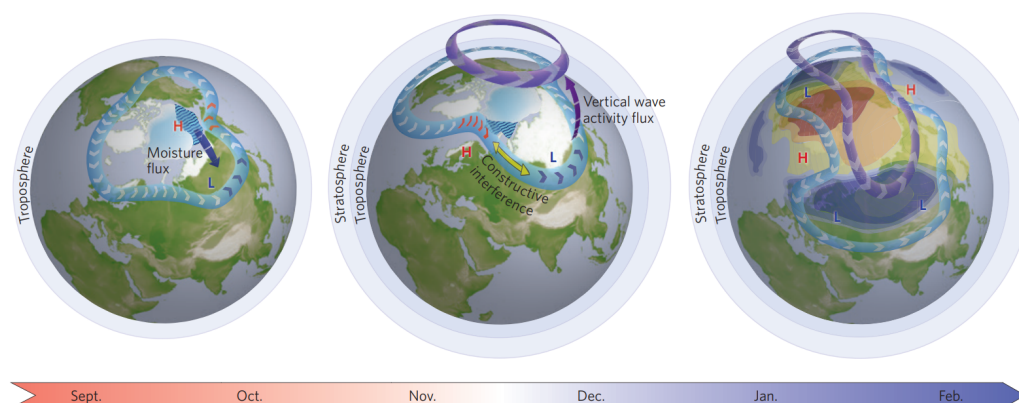


Figure 3 - Synthèse de la voie stratosphérique. Proviens de Cohen *et al.* (2014).

Notes: la neige est représentée en blanc, la glace de mer en blanc teinté de bleu, la fonte de la glace de mer avec des vagues bleues, l'altitudes géopotentielle élevées et basses avec respectivement un "H" rouge et un "L" bleu, le courant-jet troposphérique en bleu clair avec des flèches, et le courant-jet stratosphérique ou vortex polaire en mauve avec des flèches. Sur le globe de droite, les anomalies de température de surface basses (hautes) associées à la phase négative de la NAO/AO hivernale sont représentées en bleu (brun).

La figure ci-dessus (Figure 3) synthétise les processus impliquant la stratosphère. Durant l'automne, l'étendue neigeuse au niveau de la Sibérie augmente et la glace de mer est réduite. En octobre, cette grande étendue de neige induit un refroidissement de surface, ce qui provoque la formation d'un creux barométrique dans la moyenne troposphère au niveau de la Sibérie. Ensuite, en raison de la grande perte de glace de mer et du réchauffement important en

surface, une crête barométrique se forme en novembre et en décembre dans la troposphère moyenne dans la région des mers de Barents et de Kara, avec un creux barométrique en aval sur l'est de l'Asie. Cette configuration favorise ensuite la propagation verticale des ondes de Rossby de la troposphère vers la stratosphère. En se propageant verticalement, toute la colonne atmosphérique est réchauffée. Lorsque la propagation atteint la stratosphère, le SPV est affaibli et donc la stratosphère se réchauffe (Cohen *et al.*, 2014). Cette augmentation de la température stratosphérique impacte directement la circulation stratosphérique en entraînant un affaiblissement, voire un renversement, du flux zonal (Liu *et al.*, 2014). Ensuite, ces anomalies de circulation peuvent se propager vers la surface et affecter la troposphère (durant les mois de janvier et de février). Ces anomalies de circulation sont associées à une phase négative de la NAO/AO. Ainsi, une crête barométrique au-dessus de l'Arctique est observée (en particulier près du Groenland), et le courant-jet polaire est plus faible et est décalé vers le sud. En résumé, les effets de la couverture neigeuse sibérienne et de la perte de la glace de mer dans les mers de Barents et de Kara interfèrent de manière constructive en induisant une chaîne de processus qui affaiblissent le SPV (Cohen *et al.*, 2014).

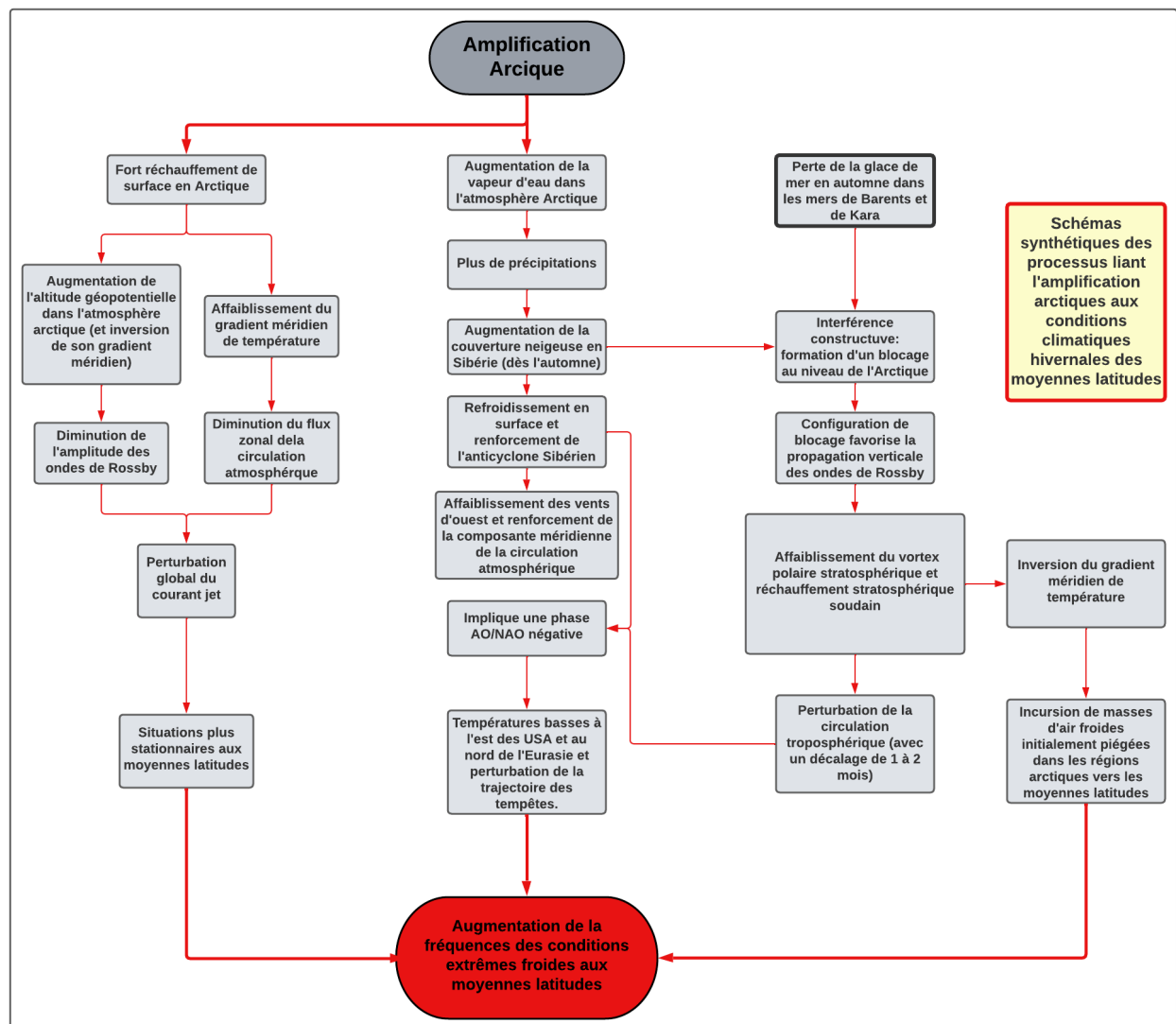


Figure 4 - Synthèse des liens entre la perte de glace de mer/AA et les conditions extrêmes froides aux moyennes latitudes en automne et en hiver.

En hiver, de nombreux processus inter-connectés agissent en ce qui concerne les liaisons entre l'AA et le climat des moyennes latitudes. Les modes de liaison se divisent en deux voies distinctes : la voie troposphérique et la voie stratosphérique, impliquant le SPV. Il semble que les mécanismes troposphériques soient plus importants que les processus stratosphériques lors de pertes importantes de glace de mer (McKenna *et al.*, 2018). La figure ci-dessus (Figure 4) synthétise l'ensemble des processus présentés dans ce chapitre.

2.3.2 Liens au printemps et en été

Les liens entre l'AA et le climat des moyennes latitudes sont différents lors de la période estivale. La majorité des études se focalisent sur des analyses des liens en hiver. Cependant, d'autres études relèvent également des liens durant l'été, car, ces dernières années, de nombreuses vagues de chaleur se sont produites aux moyennes latitudes. Cependant, ces événements ne peuvent pas uniquement être attribués aux effets thermodynamiques liés à l'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre d'origine anthropique (Coumou *et al.*, 2018). En effet, le réchauffement estival ne se distribue pas de façon équivalente sur le globe. Les moyennes latitudes semblent être particulièrement touchées par une augmentation de la fréquence et de l'intensité des vagues de chaleur (Russo *et al.*, 2014). De plus, au-delà de l'élévation des températures, il semble que la variabilité climatique estivale ait également augmenté. Au-delà de l'augmentation de l'intensité des vagues de chaleur, le climat estival est plus persistant et est plus propice aux blocages. Tout cela implique à nouveau que d'autres processus que le forçage lié à l'augmentation des gaz à effet de serre doivent rentrer en compte (Coumou *et al.*, 2018).

En été, le SPV est inactif, de ce fait, l'influence stratosphérique sur le climat des moyennes altitudes est minime. Ensuite, en été, le courant-jet a une composante plus zonale et la circulation est davantage barotrope et donc moins intense. Cette circulation induit la formation de trains d'ondes circumglobales. Par rapport à l'hiver, le gradient méridien de température est moins prononcé ce qui induit des flux d'ouest plus faibles (Coumou *et al.*, 2018). La circulation atmosphérique estivale est donc différente de la circulation hivernale à plusieurs niveaux. Trois voies sont retenues en ce qui concerne les liens entre l'AA et le climat des moyennes latitudes : l'affaiblissement de la trajectoire des tempêtes, le changement de la position du courant-jet et l'amplification des trains d'ondes (Coumou *et al.*, 2018). La figure 5 présente ces trois voies et la suite du chapitre a pour but de les détailler.

La première manière avec laquelle l'AA peut impacter le climat des moyennes latitudes en été est la perturbation de la trajectoire des tempêtes (Chang *et al.*, 2016). Cette première explication est représentée sur l'image (a) de la figure 5. Le fait est que, dans la basse troposphère, si le gradient méridien de température diminue, le vent thermique s'affaiblit. En effet, le vent thermique, par définition, dépend directement de l'amplitude du gradient thermique méridien. Ainsi, cette baisse du cisaillement vertical du vent induit un affaiblissement du courant-jet et une diminution de la baroclinicité au niveau de la basse troposphère. Cette dernière perturbation induit ensuite une diminution de la cyclogenèse à l'échelle synoptique et donc une perturbation générale des trajectoires des tempêtes. Cette dynamique est la même que celle présentée en hiver, mais est de plus faible intensité, car le gradient méridien de température est moins important en été qu'en hiver (Coumou *et al.*, 2018).

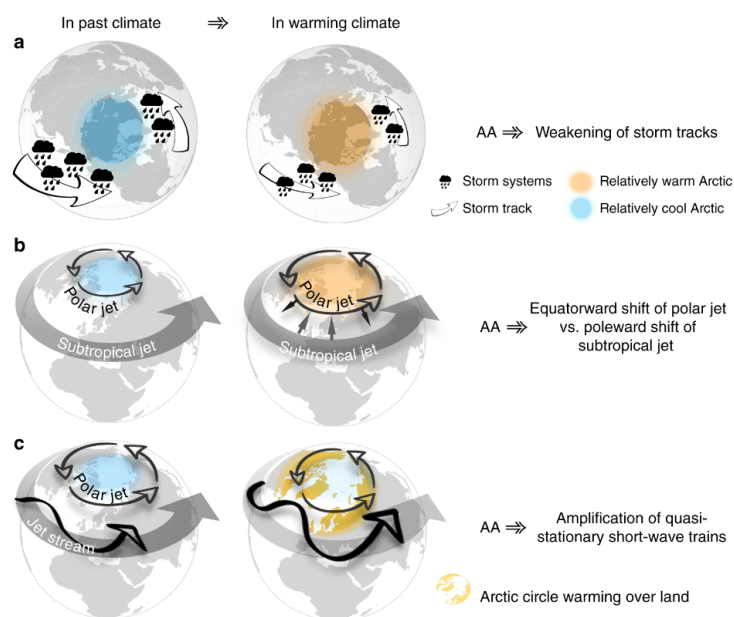


Figure 5 - Représentation des mécanismes proposés en été. Provient de Coumou *et al.* (2018).

Notes: a: affaiblissement des trajectoires des tempêtes, b: changement de la position du jet et c: amplification des trains d'ondes.

La seconde voie d'impact de l'AA sur les extrêmes climatiques aux moyennes latitudes est la variation de la position du courant-jet (Figure 5b). Le fait est que le courant-jet se forme là où les différences de température sont les plus importantes. Par conséquent, avec une AA importante, le courant-jet sub-polaire devrait se déplacer vers le sud. Durant l'été, comme en hiver, le gradient thermique est plus faible, ce qui baisse l'intensité du vent zonal et affaiblit le courant-jet. Dans le futur, un régime qui sera certainement plus observé est un système avec un double jet. En effet, à cause de la faible capacité thermique des terres et de la diminution de la couverture neigeuse de la fin du printemps au début de l'été, le réchauffement est concentré au niveau des continents. Dès lors, si le système est pris dans son ensemble, le gradient thermique méridien baisse, mais augmente à la frontière terre/océan. Cette configuration induit le développement du courant-jet sub-polaire vers le sud. Cela peut ensuite favoriser une interaction entre les deux courants-jets. En effet, un système appelé "double courant-jet" est apparu plus fréquemment ces dernières années. Cette configuration peut impacter la formation de guides d'ondes et de résonances qui augmentent la fréquence de circulations persistantes aux moyennes latitudes (Kornhuber *et al.*, 2017 ; Coumou *et al.*, 2018).

Comme spécifié, la troisième voie d'interaction entre l'AA et le climat des moyennes latitudes en été concerne l'amplification des trains d'ondes. Les changements dans les conditions climatiques estivales induites par l'AA semblent induire une amplification des ondes quasi-stationnaires. Comme il est expliqué ci-dessus, l'AA implique une diminution de la baroclinicité dans la basse troposphère et une réduction du flux zonal moyen de la circulation atmosphérique. L'hypothèse est que ces deux perturbations, associées à un réchauffement de surface estival important, induisent une dynamique des ondes planétaires plus stationnaire (Hoskins et Woollings, 2015). De plus, il est suggéré que la diminution du gradient méridien de température estival tende à amplifier la dynamique stationnaire des ondes planétaires (Zappa *et al.*, 2011).

Ces trois processus semblent lier la diminution de l'étendue de la banquise arctique et le climat des moyennes latitudes en engendrant des conditions plus persistantes qui favorisent l'occurrence d'événements climatiques extrêmes. Il est important de préciser que les différentes

voies de liaisons en été citées ci-dessus interagissant les unes avec les autres. Par exemple, les changements dans les trajectoires des tempêtes induisent des conditions plus sèches et plus chaudes sur les continents. Cette configuration amplifie davantage le contraste thermique entre les terres et les océans. Ensuite, si la composante zonale de la circulation atmosphérique est faible, le comportement stationnaire des grandes ondes peut s'intensifier ce qui accentue encore les risques de conditions climatiques extrêmes (Coumou *et al.*, 2018).

2.4 Incertitudes

Les sections 2.3.1 et 2.3.2 exposent une multitude de processus qui contribuent à la compréhension de la dynamique climatique reliant la fonte de la banquise arctique au climat des moyennes latitudes. Néanmoins, de nombreuses incertitudes subsistent, découlant de diverses sources.

Tout d'abord, les analyses basées sur les observations ne concordent pas avec les résultats des modèles climatiques, créant ainsi une disparité. Par exemple, les simulations ne parviennent pas à reproduire le refroidissement hivernal observé aux moyennes latitudes au cours des dernières décennies. En raison de cette discordance, les hivers froids observés récemment peuvent être attribués à la VNI (Blackport *et al.*, 2019). Par conséquent, des hypothèses importantes basées sur les observations sont formulées, mais elles font encore l'objet de débats en raison de la divergence des résultats des modèles (Jolly, 2020). Ensuite, en ce qui concerne l'effet de l'augmentation de la couverture neigeuse sur la circulation stratosphérique, les résultats des analyses ne parviennent pas à reproduire de manière satisfaisante la réponse des changements d'ondes à une couverture neigeuse plus étendue. De ce fait, ces résultats indiquent une relation faible entre la couverture neigeuse eurasienne en octobre et l'AO/NAO négative hivernale (Cohen *et al.*, 2014). Par conséquent, des divergences existent entre les hypothèses de la voie stratosphérique présentée à la section 2.3.1 et les résultats des modèles.

Deuxièmement, une autre source d'incertitude découle de la divergence des résultats entre les simulations climatiques. En effet, des différences sont observées entre les études utilisant différents modèles climatiques. Par exemple, il semble que la réponse de la circulation atmosphérique soit plus uniforme dans les expériences réalisées avec des modèles couplés océan-atmosphère que dans les expériences menées avec seulement des modèles atmosphériques. Il est important de prendre en compte la physique des processus modélisés, car elle varie d'un modèle à l'autre (Screen *et al.*, 2018). La divergence des résultats des modèles peut être attribuée à plusieurs facteurs. Les expériences ne simulent pas systématiquement la fonte de la banquise arctique de la même manière. L'intensité de la fonte simulée peut varier en fonction du scénario climatique étudié, tout comme sa localisation (Screen *et al.*, 2018). En effet, la fonte de la banquise dans les secteurs pacifique et atlantique de l'Arctique semble avoir des conséquences climatiques différentes. Les pertes de glace de mer limitées aux secteurs atlantique ou pacifique de l'Arctique entraînent des effets opposés sur le SPV. De plus, la phase de l'AO/NAO et donc la réponse de la température de surface aux moyennes latitudes dépendent également de la région de fonte simulée. Par ailleurs, il a été observé que de faibles pertes de glace dans le secteur atlantique ou pacifique induisent, respectivement, une réponse négative ou positive de l'AO/NAO. Cependant, pour une fonte plus importante, une réponse négative de l'AO/NAO est observée dans les deux cas. Cela suggère que différents modèles climatiques simulant des pertes de glace d'intensités différentes et dans des secteurs différents produiront des réponses climatiques contrastées (McKenna, 2018).

Troisièmement, une autre source évidente d'incertitude réside dans la physique des processus. Certains processus demeurent encore mal compris, comme les potentiels effets de l'AA sur la

dynamique du courant-jet. En effet, la dynamique du courant-jet ne dépend pas uniquement du gradient méridien de température en surface, mais également du gradient méridien de température en altitude. Bien que ce gradient se soit affaibli entre les régions arctiques et les moyennes latitudes, il s'est renforcé entre les tropiques et les latitudes moyennes en altitude. Cette augmentation conduit à un renforcement du flux zonal du courant-jet. Ce contraste engendre des incertitudes persistantes quant à l'évolution future de la dynamique du courant-jet (Allen et Sherwood, 2008). D'autres incertitudes subsistent également concernant la sinuosité du courant-jet. Il semble que cette dynamique dépende de nombreux autres paramètres en plus du vent zonal, tels que la baroclinicité et l'humidité. Ainsi, l'hypothèse est avancée selon laquelle les variations observées dans la sinuosité du courant-jet sont davantage liées à la VNI qu'à l'AA (Blackport et Screen, 2020). Enfin, la question fondamentale qui se pose est de savoir si l'AA est induite par des rétroactions locales ou par des processus agissant à distance. Comme mentionné dans la section 2.2, une partie de l'AA est due à des processus à distance. Dans ce contexte, l'hypothèse peut être formulée selon laquelle l'AA est en réalité une conséquence de certaines conditions climatiques aux moyennes latitudes plutôt que l'inverse (Cohen *et al.*, 2014).

Enfin, la plus grande source d'incertitude provient de la VNI. En effet, comme il a déjà été mentionné, l'influence de la fonte de la banquise semble être faible par rapport à la VNI. L'incertitude concernant la VNI est très importante et il semble que cette dernière masque la réponse de la circulation atmosphérique associée à la fonte de la banquise arctique (Screen *et al.*, 2014). Par exemple, le refroidissement eurasien observé ces dernières décennies pourrait en réalité provenir de la VNI plutôt que de la fonte de la banquise (McCusker *et al.*, 2016). De plus, la phase négative de l'AO/NAO observée ces dernières années et le régime de précipitation associé pourraient également provenir de la VNI plutôt que de la perte de glace de mer (Screen *et al.*, 2014). De grandes incertitudes subsistent concernant les liens entre l'AA et la perturbation des trajectoires des tempêtes au niveau des moyennes latitudes. Il est difficile d'attribuer de manière certaine le changement de phase de l'AO/NAO à l'AA. Les résultats des simulations ne convergent pas vers une conclusion unique. De plus, il est à nouveau délicat de distinguer la réponse associée à l'AA de celle de la VNI. La réponse simulée de la phase de l'AO/NAO est relativement faible par rapport à celle de la VNI, et de nombreuses questions demeurent à cet égard (Cohen *et al.*, 2020). Néanmoins, certaines simulations étudiant les effets de la fonte de la banquise arctique indiquent une perturbation de la trajectoire des tempêtes. Toutefois, il est précisé que les changements dans les conditions de la glace de mer ne permettent d'expliquer qu'une partie de la perturbation observée (Coumou *et al.*, 2018). Enfin, les expériences de modélisation indiquent une influence minime de la perte de la glace de mer arctique sur les hivers froids aux moyennes latitudes par rapport à la VNI (Blackport *et al.*, 2019).

Pour conclure, bien qu'il existe un grand nombre de débats sur l'influence des conditions en Arctique sur la circulation atmosphérique des latitudes moyennes, un consensus scientifique émerge selon lequel l'AA a au moins une certaine influence sur les conditions météorologiques hivernales (Coumou *et al.*, 2018). De plus, les observations récentes montrent que les relations entre la glace de mer arctique et la circulation atmosphérique se sont affaiblies, ce qui est plus compatible avec les résultats des modèles (Smith *et al.*, 2022). Cependant, il convient de noter que des incertitudes persistent et que des recherches supplémentaires sont nécessaires pour mieux comprendre les interactions complexes entre l'Arctique et les latitudes moyennes.

Ce chapitre a permis de développer l'ensemble des théories et hypothèses existantes en ce qui concerne les potentiels effets de la fonte de la banquise arctique sur les extrêmes climatiques des moyennes latitudes. Maintenant, le prochain chapitre va présenter la méthodologie mise en place afin de répondre à la question de recherche.

CHAPITRE 3

Méthodologie

Ce chapitre vise à fournir une description détaillée des différentes étapes entreprises dans cette étude. Tout d'abord, les modèles climatiques utilisés sont présentés dans la section 3.1. Ensuite, les deux expériences utilisées sont expliquées dans la section 3.2. Par la suite, les variables climatiques employées sont introduites dans la section 3.3. Dans cette même section, afin d'analyser les effets de la fonte de la glace de mer sur les événements climatiques extrêmes, des indices d'événements extrêmes sont construits et décrits. En quatrième lieu, les étapes suivies dans cette étude sont exposées dans la section 3.4. Enfin, la méthodologie utilisée pour calculer la significativité statistique des résultats est présentée dans la section 3.5.

3.1 Présentation des modèles climatiques

Les diverses opérations entreprises dans cette étude reposent sur l'utilisation de deux modèles climatiques. La diversité des modèles est motivée par l'incertitude inhérente à la représentation physique des processus climatiques. Par exemple, lors de projections visant à simuler les augmentations futures de température, la moitié des différences observées entre les résultats des différentes simulations provient des disparités entre les modèles (Le Treut, 2003). Face à cette grande diversité, il est judicieux de se baser sur les résultats de plusieurs modèles climatiques pour obtenir des conclusions plus pertinentes. La méthodologie de ce travail s'inspire du projet d'intercomparaison des modèles d'amplification polaire (PAMIP). Ce projet vise à étudier la réponse climatique globale à la fonte de la banquise arctique en comparant les résultats de différents modèles et de différentes expériences et s'inscrit dans le cadre du CMIP6 (Smith *et al.*, 2019).

Les résultats de ce mémoire reposent sur l'analyse de deux modèles climatiques. Afin de prendre en compte un large éventail de réponses, la sélection des modèles est basée sur leur sensibilité à la perte de la banquise. En effet, la réponse climatique simulée par les modèles face à une fonte de la glace de mer arctique peut présenter des variations significatives en fonction de la façon dont certains processus sont représentés dans les modèles climatiques. Par conséquent, le choix est fait de travailler avec un modèle ayant une sensibilité modérée et un modèle ayant une sensibilité élevée à la perte de glace de mer. La sélection des modèles est réalisée en se basant sur l'étude de Smith *et al.* (2022).

Le premier modèle employé (modèle moyennement sensible) est la sixième version du Modèle de Recherche Interdisciplinaire sur le Climat ("Model for Interdisciplinary Research on Climate", ou MIROC6). Ce modèle a été développé au Centre de recherche sur le système climatique de l'Université de Tokyo (Tatebe *et al.*, 2019). La version finale de MIROC (MIROC6) utilisée dans

notre travail a mis à jour la paramétrisation physique des processus par rapport aux anciens modèles (Tatebe *et al.*, 2008). La paramétrisation représente une problématique centrale dans la construction d'un modèle. Il s'agit de l'étape qui permet de prendre en compte des processus physiques d'échelle inférieure à celle de la résolution du modèle (Imkeller et Monahan, 2002). Ensuite, afin de limiter le temps de calcul, le choix est fait pour MIROC6 de ne pas augmenter la résolution horizontale par rapport à MIROC5 (Tatebe *et al.*, 2008). La résolution horizontale de l'atmosphère est de T85 (cellules de 150 km) avec 81 niveaux verticaux (Ando *et al.*, 2021). Finalement, la résolution complète de ce modèle est de $1.4 \times 1.4 \times 81 \times 0.004$ (latitude en degré $\times$ longitude en degré $\times$ nombre de niveaux verticaux $\times$ sommet vertical en hPa). Le sommet du modèle, placé à 0,004 hPa, correspond donc à un haut niveau (Smith *et al.*, 2022). La résolution verticale dans la stratosphère est augmentée par rapport à MIROC5 afin de mieux représenter la circulation stratosphérique. La résolution horizontale de MIROC6 n'est pas particulièrement fine. Malgré tout, ce genre de modèle est utile. En effet, pour des prévisions de grands ensembles basées sur des modèles climatiques avec des résolutions horizontales fines, les temps et les coûts de calcul sont particulièrement importants. Des modèles avec de faibles résolutions horizontales comme MIROC6, peuvent, avec leurs paramétrisations développées, permettre de faire des projections climatiques utiles pour les besoins de la société. MIROC6 se compose de trois sous-modèles. À chaque modèle est associée une composante majeure du système climatique. La composante atmosphérique est représentée par le modèle de circulation atmosphérique générale "*Coupled Climate System Model developed by the Center for Climate*" (CCSR-NIES) (Tatebe *et al.*, 2008).

Le second modèle utilisé (modèle hautement sensible) est CanESM5 (Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis). Ce modèle a été développé au Centre canadien de modélisation et d'analyse climatique (CCmaC) (Sospedra *et al.*, 2019), et a pour fonction principale de simuler le climat historique afin de pouvoir réaliser des projections climatiques à l'échelle du siècle et produire des prédictions climatiques saisonnières et décennales (Swart *et al.*, 2019). La résolution horizontale est de T63 (soit $2,8^\circ$ à la fois en latitude et en longitude dans l'atmosphère et $\sim 1^\circ$ dans l'océan) avec 49 niveaux verticaux dans l'atmosphère. L'épaisseur de ces niveaux augmente de façon monotone avec l'altitude, soit des augmentations de 100 m en surface à 2 km au niveau de la limite supérieure (Swart *et al.*, 2019). En résumé, les résolutions de ce modèle sont les suivantes : $2.8 \times 2.8 \times 49 \times 1$ (latitude en degrés $\times$ longitude en degrés $\times$ nombre de niveaux verticaux $\times$ sommet vertical en hPa) (Smith *et al.*, 2022). La résolution est à nouveau assez grossière. Cela permet de limiter le temps de calcul étant donné la complexité du modèle et de réaliser des simulations sur de nombreuses années. Dans ce modèle, l'atmosphère est représentée par le modèle d'atmosphère canadien (CanAM5), la composante terrestre est représentée par les modèles "Canadian Land Surface Scheme" (CLASS) et le "Canadian Terrestrial Ecosystem Model" (CTEM). L'association de ces deux modèles (CLASS-CTEM) permet de calculer les flux d'énergie et de matières entre la surface terrestre et l'atmosphère dans CanESM5 (Jouanno *et al.*, 2020).

3.2 Expériences

La méthodologie de ce travail se base sur deux expériences qui seront utilisées pour les deux modèles. Pour rappel, l'objectif de ce mémoire est de comprendre de quelle manière la fonte de la banquise arctique influence les extrêmes climatiques aux moyennes latitudes ainsi que sur les pourtours arctiques. Dans le contexte global du projet CMIP6, le projet PAMIP a pour but d'améliorer la compréhension des processus reliés à l'AA. Différentes expériences ont été

développées par PAMIP afin de comprendre respectivement quels rôles ont la glace de mer et la température de surface de l'océan et comment le climat mondial réagit face aux variations de ces deux paramètres (Smith *et al.*, 2019). Les expériences développées par PAMIP utilisées dans ce mémoire ne prennent en compte que la composante atmosphérique des modèles auxquels des valeurs spécifiques de température de surface et de concentration de glace de mer sont fournies. Ainsi, la première expérience utilisée représente la situation de glace de mer telle qu'elle était lors de la période pré-industrielle (pdSST-piArcSIC). Dans cette expérience, le forçage est basé sur une température de surface de l'océan telle qu'elle est aujourd'hui (pdSST) et des conditions de concentration de glace de mer arctique telles qu'elles étaient lors de la période pré-industrielle (piArcSIC). En ce qui concerne la température de surface de l'océan au jour d'aujourd'hui, celle-ci a été acquise sur la base de la moyenne calculée au Centre Hadley durant la période 1979-2008 (Smith *et al.*, 2019). Pour les conditions de concentration de glace de mer pré-industrielles, ces données ont été obtenues à partir d'un ensemble de 31 sorties historiques de modèles CMIP5 et en retirant ensuite un indice de réchauffement global estimé pour la période 1979-2008. Ensuite, la seconde expérience reprend une situation où la température de l'océan est à nouveau telle qu'elle était lors de la période pré-industrielle. Par contre, les conditions de glace de mer de cette expérience représentent la situation de la banquise dans un réchauffement global de deux degrés (pdSST-FutArcSIC). Ces conditions futures de concentration de glace de mer (FutArcSIC) ont été obtenues à partir d'un ensemble de 31 simulations RCP8.5 issues de modèles CMIP5. Les données de concentration de glace de mer résultent donc de projections réalisées qui simulent l'état de la banquise telle qu'elle serait pour un réchauffement global de +2 °C par rapport à la situation pré - industrielle. Il est important de souligner que, dans cette seconde expérience, la température de l'océan est demeurée inchangée par rapport à la première, à l'exception des zones de fonte où la température de l'eau subit des modifications. Ces deux expériences, ne forçant que l'atmosphère, n'incluent aucun couplage entre l'océan, la surface terrestre et l'atmosphère. Cette approximation permet de limiter le temps de calcul et de se focaliser sur la circulation atmosphérique. Il est important d'être bien conscient de cette approximation lors de l'analyse (Smith *et al.*, 2019).

L'examen de la première expérience (pdSST-piArcSIC) et sa comparaison avec la deuxième (pdSST-futArcSIC) permet d'étudier les conséquences de la fonte de la banquise de manière ciblée. En maintenant la température de l'océan constante, seuls les effets de la perte de glace de mer et du changement de température de surface de l'océan associée aux zones de fonte de glace sont pris en compte, permettant ainsi une analyse des conséquences. Dans la suite du travail, la situation correspondant à l'expérience simulant les conditions de glace de mer pré-industrielles est désignée par "Pi", tandis que la situation future est appelée "Fut".

En général, les modèles simulent une faible réponse atmosphérique à la perte glace de mer par rapport à la VNI. Ainsi, afin d'obtenir des résultats statistiquement robustes, il est recommandé de prendre en compte de grands ensembles (Screen *et al.*, 2014). C'est pourquoi pour chaque modèle utilisé et pour chaque expérience, 100 membres seront sélectionnés et utilisés pour réaliser les procédures. Cela a pour but d'essayer de discerner les réponses significatives de la VNI.

3.3 Présentation des variables

Afin de pouvoir réaliser les analyses, différentes variables sont examinées pour chaque modèle. Ces données sont sélectionnées sur le site de ESGF (Earth System Grid Federation) qui regroupe les résultats de modèles du projet CMIP6 pour une multitude d'expériences. Les premières

données utilisées sont présentées dans le tableau ci - dessous (Table 1). Ces données sont téléchargées pour les deux expériences et les deux modèles climatiques et ont pour but de représenter les conditions climatiques générales. La moyenne de tous les membres est effectuée pour chaque expérience et la différence entre l'expérience Fut et l'expérience Pi est réalisée. En plus de ces différentes données, les conditions de concentration de la glace de mer arctique (Siconca) [%] imposées par les deux expériences sont également utilisées. Cela permet de représenter les changements de conditions de banquise entre les deux expériences et de faciliter l'analyse des résultats. Ces données sont acquises de manière mensuelle. Par conséquent, pour chaque mois de l'année, des valeurs moyennes de la concentration de glace de mer sont accessibles en chaque point de la grille pour les deux expériences.

Table 1 - Définitions des variables climatiques utilisées.

Variable	Symbole	Unité	Remarques	Fréquence
Température de l'air à 2m de la surface	Tas	[K]	Données fournies en degrés Kelvin. Pour avoir la température en degrés Celsius, il faut soustraire 273,15 à chaque valeur de température.	Mensuel
Pression de l'air au niveau moyen de la mer	Psl	[hPa]	Les données sont fournies en Pascal. Pour avoir les données en hecto-pascal, il faut diviser les valeurs de pression par 100.	Mensuel
Précipitations	Pr	[mm]	Les données sont fournies en kg/(m ² s) et représentent les précipitations solides et liquides. On multiplie les valeurs par 84600 pour avoir les valeurs en mm/m ² .	Journalier
Altitude géopotentielle de la surface isobare 500 hPa	Zg500	[m]	Permet de représenter la dynamique moyenne dans toute la troposphère.	Mensuel
Altitude géopotentielle de la surface isobare 10 hPa	Zg10	[m]	Permet de représenter la dynamique stratosphérique.	Mensuel
Concentration de glace de mer	Siconca	[%]	Pourcentage des cellules recouvertes par de la glace de mer.	Mensuel

Notes: Les références aux variables se feront sur la base des symboles présentés dans ce tableau.

Ensuite, dans le but d'étudier et de comparer les événements climatiques extrêmes entre les deux expériences, des indices d'événements climatiques extrêmes sont produits. De nombreux indices ont été développés au cours du temps (Heim et Richard, 2015). L'équipe d'experts sur la détection et les indices des changements climatiques (ETCCDI) a défini un ensemble d'indices climatiques (27 au total) en mettant particulièrement l'accent sur les extrêmes de température et de précipitation. La grande majorité des indices construits par l'ETCCDI correspond à des événements avec des temps de réapparition d'un an ou moins. Un événement climatique est caractérisé par trois propriétés spécifiques : sa fréquence, son amplitude et sa persistance. Ainsi, dans ce travail, différents types d'indices sont construits afin de tenir compte de ces trois différentes caractéristiques (Sillmann *et al.*, 2013).

Le calcul des indices se base généralement sur des seuils. Il s'agit par exemple de compter le nombre de jours durant lesquels les précipitations journalières dépassent les 20 mm. Ces seuils peuvent être définis de plusieurs manières. En effet, comme pour l'exemple présenté juste auparavant, le choix peut être fait de se baser sur des seuils absolus (dans l'exemple, 20 mm de pluie). Une autre possibilité est d'utiliser des seuils relatifs. Dans ce cas, il peut être possible de compter le nombre de jours où la température minimale est inférieure au 10e percentile d'une période de référence. Dans ce cas de figure, le seuil est défini par rapport à la distribution des températures minimales d'une période de référence (et donc, le seuil est relatif). Par rapport aux seuils relatifs (basés sur le 10e percentile ici), leurs calculs se font sur base de fenêtres de cinq jours centrées sur chaque journée de l'année afin de tenir compte des variations naturelles durant la période étudiée. Plus d'explications seront données par la suite en ce qui concerne le détail de la construction des indices. Le tableau-ci - dessous (Table 2) représente les différents indices de températures extrêmes utilisés dans ce travail. Ces indices proviennent de Sillmann *et al.*, (2013). Les températures maximales et minimales utilisées pour créer ces indices sont basées sur des données quotidiennes.

Pour les indices SU, ID et FD, les calculs ont été fait en comptant le nombre de jours qui respectaient la condition basée sur les seuils fixes présentés dans la table 2. Les indices de fréquences (TX10p, TN10P, TX90p, TN90p) sont quant à eux construits sur base de seuils relatifs. Pour ces indices, le développement est assez spécifique. Voici la méthodologie mise en place pour TX90p (et qui est répétée et adaptée pour les trois autres indices) : pour un jour de l'année donné (X), l'objectif est d'indiquer le pourcentage de jours dans la situation Fut où la température maximale est supérieure au nonantième percentile de la distribution des températures maximales de la situation Pi. Ainsi, pour le jour X, l'idée est de prendre la température maximale des jours X-2, X-1, X, X+1 et X+2, soit une fenêtre de 5 jours autour du jour d'intérêt, et cela, pour les 100 membres de la simulation de référence (Pi) du modèle climatique (ce qui fait finalement 500 jours). Ainsi, le nonantième percentile est calculé sur base de la distribution des températures maximales de ces 500 jours (et donc, il y a un seuil par jour du calendrier). Les valeurs de température maximale journalière de la simulation future sont ensuite comparées à ces seuils. Et donc, si la température maximale du jour X est supérieure au seuil de ce même jour X, ce jour est comptabilisé. En sommant le nombre de jours où cette condition est respectée et en divisant par le nombre total de jours, le pourcentage est obtenu. Finalement, une moyenne de ce pourcentage pour les 100 membres est réalisée. La même logique est appliquée pour les autres indices ayant des seuils relatifs. Dans les résultats, pour ces indices, les échelles des cartes sont centrées sur 10%. Il faudra donc bien tenir compte de ce point lors de la lecture des cartes produites. Par exemple, si pour l'indice Tx90P, la Belgique est classée à 14% en été, cela veut dire que la fréquence de journées chaudes augmente de 4% (14 - 10) dans la simulation Fut par rapport à la simulation Pi. Le même principe est appliqué aux autres indices (TX10p, TN10P, TN90p).

Table 2 - Définitions des indices de températures extrêmes utilisés.

Variable	Symbole	Unité	Remarques
Température minimale	Tmin	[°C]	Les données sont initialement fournies en degrés Kelvin. Pour avoir la température en degrés Celsius, il a fallut soustraire 273,15 à chaque valeur de température. Cet indice représente la température minimale par mois.
Température maximale	Tmax	[°C]	Les données sont initialement fournies en degrés Kelvin. Pour avoir la température en degrés Celsius, il a fallut soustraire 273,15 à chaque valeur de température. Cet indice représente la température maximale par mois.
Jours d'été	SU	[Jours]	Indice représentant le nombre de jours par an où la température maximale dépasse les 25°C.
Ice day	ID	[Jours]	Indice représentant le nombre de jour par an où la température maximale est strictement inférieure à 0°C.
Jours de gel	FD	[Jours]	Indice représentant le nombre de jour par an où la température minimale est strictement inférieure à 0°C.
Nuits froides	TN10p	[%]	Indice représentant le pourcentage de jours dans la situation future où la température minimale est inférieure au dixième percentile de la distribution des températures minimales de la situation pré - industrielle.
Jours froids	TX10p	[%]	Indice représentant le pourcentage de jours dans la situation future où la température maximale est inférieure au dixième percentile de la distribution des températures maximales de la situation pré - industrielle.
Nuits chaudes	TN90p	[%]	Indice représentant le pourcentage de jours dans la situation future où la température minimale est supérieure au nonantième percentile de la distribution des températures minimales de la situation pré - industrielle.
Jours chauds	TX90p	[%]	Indice représentant le pourcentage de jours dans la situation future où la température maximale est supérieure au nonantième percentile de la distribution des températures maximales de la situation pré - industrielle.

Notes: pour le reste du travail, les références aux indices se font sur base des symboles présentés dans ce tableau.

La table ci - dessous (Table 3) présente les différents indices de précipitations extrêmes construits dans ce travail. A nouveau, ces indices proviennent de Sillmann *et al.*, (2013). Dans ce cas - ci, les seuils sur lesquels les indices sont basés sont fixes. Pour l'indice CDD, le calcul est basé sur la plus grande somme de jours consécutifs où les précipitations journalières sont inférieures à 1 mm. L'indice représente par pixel le plus grand nombre de jours secs consécutifs sur l'année. En ce qui concerne l'indice CWD, la même procédure est réalisée, mais cette fois en sélectionnant les jours humides (précipitations supérieures à 1 mm). Pour l'indice PRCPTOT, les précipitations totales (mm) tombant lors des jours humides (précipitations journalières supérieures à 1 mm) sont sommées pour une période de référence. À propos de R10mm, le nombre de jours total où les précipitations dépassent 10 mm est répertorié. Finalement, pour Rx1day, la valeur maximale des précipitations journalières est sortie.

Table 3 - Définitions des indices de précipitations extrêmes utilisés.

Variable	Symbole	Unité	Remarques
Nombre de jours secs consécutifs	CDD	[Jours]	Indice représentant le plus grand nombre de jours consécutifs où les précipitations journalières sont inférieures à 1mm.
Nombre de jours humides consécutifs	CWD	[Jours]	Indice représentant le plus grand nombre de jours consécutifs où les précipitations journalières sont supérieures à 1mm.
Précipitations totales les jours humides	PRCPTOT	[mm]	Indice représentant la quantité annuelle totale de précipitation tombée durant les jours humides. Ces jours sont définis comme ceux où les précipitations sont supérieures à 1 mm.
Nombre de jours de fortes précipitations	R10mm	[Jours]	Indice représentant le nombre de jour sur l'année où les précipitations journalières dépassent les 10 mm.
Précipitations maximales sur 1 jour	Rx1day	[mm]	Indice représentant les précipitations maximales tombées sur une journée durant l'année.

Notes: pour le reste du travail, les références aux indices se font sur base des symboles présentés dans ce tableau.

3.4 Manipulation des données

Pour chaque variable présentée (Table 1) et pour chaque indice construit (Tables 2 et 3), des cartes sont réalisées. Il est important de spécifier que toutes les manipulations sont réalisées à l'aide du logiciel Python. Pour réaliser les cartes, l'outil cartopy est utilisé. Les cartes sont réalisées entre 30° et 90 °N. Cela permet de représenter les processus à la fois sur les moyennes latitudes, mais également au niveau de l'Arctique. Des cartes de la situation pré - industrielle sont construites afin de réaliser une analyse purement descriptive de la situation initiale. Ensuite, des cartes de différences sont réalisées pour toutes les variables et tous les indices entre la situation future et la situation pré - industrielle. Les premières cartes créées, que ce soit les cartes de la situation pré - industrielle ou les cartes de différences, sont les variables de la table 1. Ensuite, pour les deux expériences et pour les deux modèles, les cartes traitant des indices sont réalisées. Cette étape permet de mettre en évidence les effets de la fonte de la banquise sur les événements climatiques extrêmes entre 30° et 90 °N.

Les différences réalisées ne sont pas toujours faites de la même manière. Pour les variables Tas, Psl, Zg10 et Zg500 les différences sont calculées de façon absolue (soit les valeurs futures moins les valeurs passées). Pour les variables "Pr", "Siconca" et pour l'ensemble des indices, les différences sont relatives par rapport à la situation pré - industrielle. En d'autres termes, ces différences relatives reflètent les changements survenus dans l'expérience Fut par rapport à l'expérience Pi pour une variable ou un indice donné, exprimés en pourcentage.

Enfin, toutes ces cartes sont élaborées en utilisant des moyennes annuelles et des moyennes saisonnières. Cette approche permet d'observer les modifications simulées en moyenne sur une année et de détecter également des variations spécifiques liées aux saisons. La prise en compte de la dimension saisonnière est également motivée par l'analyse de la littérature scientifique, qui met en évidence des processus distincts en fonction des différentes saisons.

Il est aussi important de préciser que, pour les deux modèles, 100 membres ont été utilisés. Ainsi, pour les indices présentés, ceux - ci ont initialement été développés pour chaque membre avant d'être moyennés sur l'ensemble. Cela permet d'avoir la réponse moyenne de l'ensemble des membres. En ce qui concerne l'analyse, celle - ci va se faire en deux étapes. Premièrement, l'objectif est d'étudier les résultats afin de comprendre la réponse climatique associée à la perte de la glace de mer. Deuxièmement, l'idée est de comparer les résultats des deux modèles afin d'analyser les différentes réponses.

3.5 Significativité des résultats

Il est nécessaire d'analyser la significativité statistique des résultats afin de discerner au mieux la réponse due à la perte de la glace de mer de celle de la VNI. Pour cela, le test de Kolmogorov - Smirnov a été appliqué. Il s'agit d'un test statistique qui a pour but de déterminer si les fonctions de distribution de deux échantillons sont similaires ou pas. L'hypothèse de base du test est que les deux distributions sont égales (de Fisher, sd). Dans ce cas, les deux situations (Pi et Fut) ont les mêmes distributions.

Pour une cellule de la grille donnée, le test compare les 100 valeurs de la situation pré - industrielle (100 valeurs provenant des 100 membres) aux 100 valeurs de la situation future. La valeur propre du test est initialement fixée à 5%. De ce fait, si la valeur propre du test est inférieure à ce seuil, l'hypothèse nulle est rejetée et il est considéré que les deux distributions sont significativement différentes. Ce test vise donc à comparer la situation pré - industrielle à la situation future pour une variable ou un indice donné. Lorsque le test indique que les différences entre les deux situations sont significatives, l'hypothèse est faite que la différence est due à la perte de la glace de mer. Dans le cas contraire, il est considéré que le changement ne se dégage pas par rapport à la VNI. .

Cependant, le risque que le test reconnaisse une relation significative pour un point donné alors qu'elle ne l'est pas n'est pas négligeable. Cette erreur est qualifiée d'erreur de type 1 et fait référence au fait de rejeter une hypothèse nulle qui est en réalité vraie. L'utilisation sans précaution de procédures d'inférence unique entraîne une augmentation considérable du taux de faux positifs. La méthode utilisée pour éviter ce problème est la méthode False Discovery Rate (FDR) (Benjamini et Hochberg, 1995). Lorsqu' un grand nombre de tests est réalisé, la probabilité de faire une erreur de type 1 est importante. En effet, si 10 000 tests sont réalisés, en se basant sur un seuil de significativité de 5%, 500 faux positifs peuvent être reconnus par le test. Il est donc primordial d'appliquer le test FDR (Bécu, 2016).

Pourquoi est - il nécessaire de faire un tel test ? Si la différence entre les températures maximales des deux expériences est étudiée en un lieu donné et que le test ressort une différence significative, cette différence peut simplement être due à quelques membres particuliers qui ne reflètent pas la réponse globale. Dans ce cas, les fonctions de distributions des deux situations sont reconnues comme statistiquement différentes. Cependant, il s'agit en réalité d'un faux positif. La correction du FDR permet donc de supprimer une partie des faux positifs et évite d'interpréter des résultats qui ne sont en réalité pas significatifs. L'équation de ce test se trouve ci - dessous et provient de Benjamin et Hochberg (1995) (équation 3.1) :

$$p_{FDR} = \max_{i=1,\dots,N} (p_i : p_i \leq (\frac{i}{N})\alpha_{FDR}), \quad (3.1)$$

Dans cette équation, les variables sont définies comme suit : p_{FDR} représente le seuil de significativité du test d'hypothèse local, p_i est la p-valeur associée à ce test et i correspond à la position du test d'hypothèse local dans une séquence allant de 1 à N . Le paramètre α_{FDR} indique le seuil de significativité utilisé pour le test FDR.

La première étape de la méthode consiste à ordonner les valeurs propres de tous les tests par ordre croissant, ce qui leur attribue une position i utilisée pour calculer p_{FDR} . Ensuite, l'ajustement est réalisé de telle manière que la plus grande valeur propre reste inchangée après correction. Pour l'avant-dernière position, la valeur propre corrigée est obtenue en multipliant la valeur propre initiale par le rapport entre le nombre total de valeurs propres et la position étudiée. Par exemple, si la valeur propre initiale est de 0.81, que 10 tests (N) sont effectués et que la neuvième position (i) est considérée, la valeur propre corrigée FDR sera de : $0,81 * (10/9) = 0,90$. Cette procédure est répétée pour toutes les valeurs propres. De plus, le seuil de significativité α_{FDR} du test FDR est augmenté par rapport au seuil du test de Kolmogorov. Ainsi, il est fixé à 0,10 pour toutes les variables climatiques et les indices d'événements extrêmes traitant des températures, et à 0,05 pour les variables et les indices liés aux précipitations.

Ce test présente un autre avantage en permettant de tenir compte de l'autocorrélation spatiale. L'autocorrélation spatiale se réfère à la tendance des observations géographiquement proches à être plus similaires que celles qui sont éloignées. La méthode FDR prend en considération cette autocorrélation spatiale importante des résultats et la corrige partiellement en rendant le seuil de significativité plus robuste.

Maintenant que la méthodologie est présentée, le prochain chapitre va présenter et discuter les résultats importants obtenus durant la réalisation de ce mémoire.

CHAPITRE 4

Résultats et discussion

Ce chapitre vise à présenter et à analyser les résultats obtenus dans le cadre de cette étude, afin de répondre à la question de recherche. L'analyse se focalise sur les résultats du modèle CanESM5, qui est le modèle le plus sensible utilisé dans ce travail. Tout d'abord, la section 4.1 expose les changements observés dans les concentrations de glace de mer entre les deux situations étudiées. Ensuite, la section 4.2 décrit les résultats concernant les modifications des conditions atmosphériques générales et la section 4.3 les discute. Par la suite, la section 4.4 présente et discute les résultats relatifs à l'influence de la fonte de la banquise arctique sur les événements climatiques extrêmes aux hautes et moyennes latitudes de l'hémisphère Nord. La section 4.5 expose brièvement les résultats provenant du modèle MIROC6 en expliquant les différences et/ou similitudes avec les résultats présentés auparavant. Enfin, la section 4.6 vise à expliquer l'absence de résultats concernant les événements climatiques extrêmes aux moyennes latitudes.

4.1 Conditions de glace de mer

Dans la situation pré - industrielle, en moyenne annuelle, la glace de mer arctique est présente dans l'Arctique central ainsi que dans mer de Laptev à l'est de la Sibérie, la mer de Kara entre la mer de Laptev et la mer de Barents, la mer de Beaufort au nord du Canada et de l'Alaska, la mer des Tchouktsches entre la Sibérie orientale et l'Alaska, ainsi que la mer de Barents située entre la Norvège et la Russie (Figure 6a). La perte de glace de mer entre les deux simulation se manifeste de manière significative dans les mers de Barents et de Kara (Figure 6). En moyenne annuelle, une perte importante dans la mer de Norvège est également observée. Cette perte se propage au niveau des pourtours de l'Arctique et est moins importante au niveau du centre de l'Arctique central (Figure 6b).

L'intensité de la perte de glace de mer varie selon les saisons. En été, la fonte est particulièrement significative sur les pourtours de l'océan Arctique, mais elle est également présente au voisinage du pôle (Figure 6c). En automne, la fonte de la glace de mer est plus concentrée au centre de l'océan Arctique et elle est encore plus importante qu'en été (Figure 6d). En hiver, la perte se concentre principalement sur les pourtours de l'océan Arctique, avec des valeurs allant de 50 à 100% (Figure 6e). Enfin, des anomalies de concentration de glace de mer similaires sont observées au printemps, mais les pertes sont moins importantes et moins étendues (Figure 6f). Quoi qu'il en soit, la concentration de glace de mer est plus faible pour tous les mois de l'année dans la condition future par rapport aux conditions pré-industrielles.

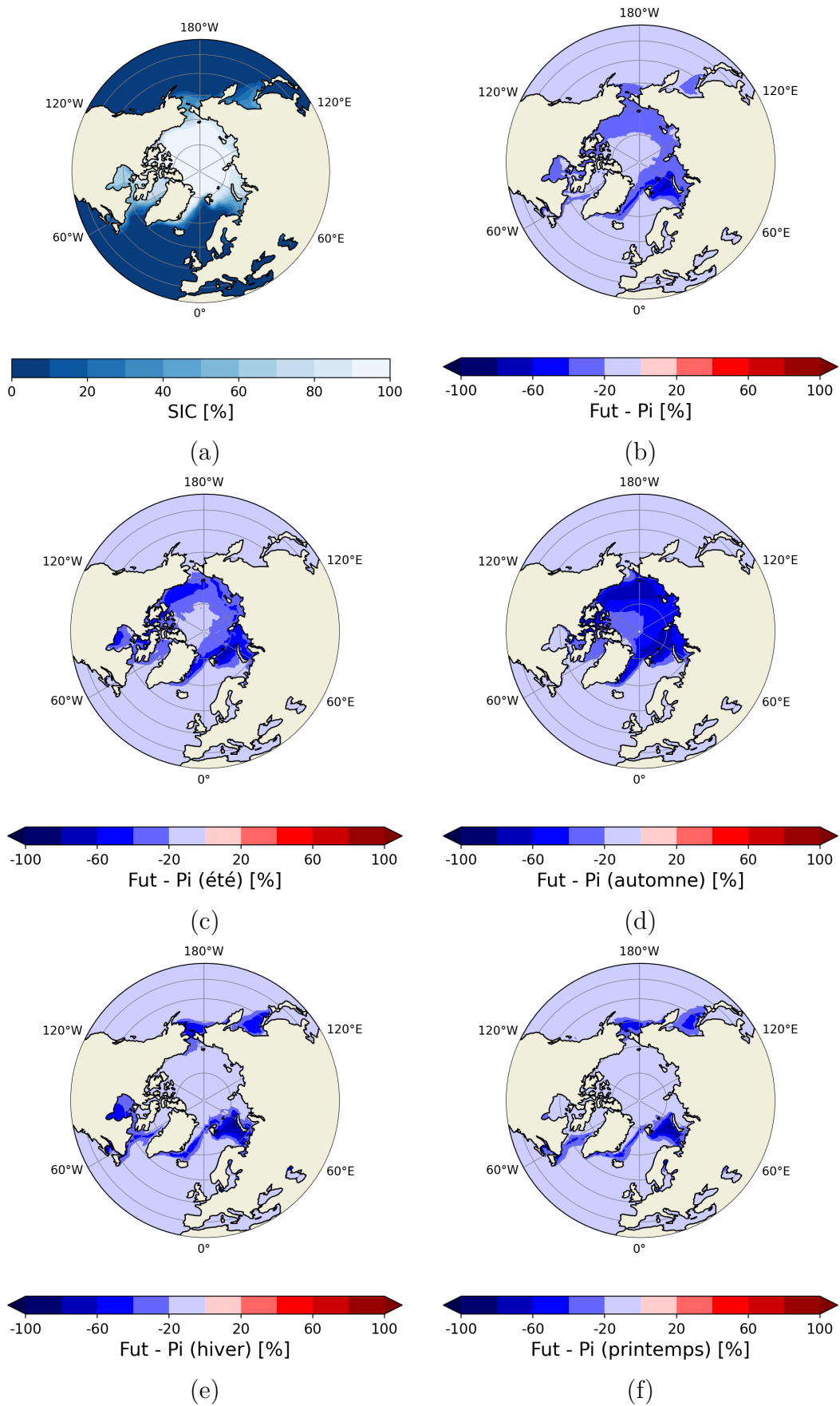


Figure 6 - Concentration de la glace de mer dans l'expérience Pi (a). Différences de concentration de glace de mer (%) entre Fut et Pi en moyenne annuelle (b), en été (c), en automne (d), en hiver (e) et au printemps (f). Ces cartes correspondent aux deux modèles climatiques employés, car elles représentent les conditions forcées de Siconca provenant des expériences utilisées.

4.2 Conditions atmosphériques

Dans la suite des résultats, les cartes de différences entre les conditions Fut et Pi contiennent des fronts de glace de mer tracés finement. Ces fronts représentent les zones où la concentration de la glace de mer vaut 15% dans la simulation Pi (fronts tracés en orange sur les cartes) et dans la situation Fut (fronts tracés en vert sur les cartes). Il s'agit d'un simple outil visuel qui a permis de faciliter l'analyse.

4.2.1 Conditions atmosphériques en automne

On constate une élévation de la température dépassant 10 °C au cœur de l'Arctique, avec une décroissance graduelle de cet accroissement en se rapprochant des latitudes inférieures, aboutissant à un réchauffement pratiquement inexistant au niveau des continents. Toutefois, les régions situées au nord du Canada et au nord de la Sibérie connaissent une augmentation de la température de 2 à 4 °C. Les moyennes latitudes sont relativement peu affectées, mais une augmentation significative de 0 à 2 °C est tout de même visible jusqu'à la latitude de 60 °N (Figure 7b). Ces observations mettent clairement en lumière les mécanismes liés à l'AA. En effet, les résultats révèlent un accroissement de température concentré au pôle, suivi d'une dissipation subséquente de ce réchauffement vers les latitudes inférieures.

L'altitude géopotentielle de la surface isobare 500 hPa révèle une augmentation dans la région arctique (Figure 7c-d). Cette augmentation est principalement concentrée au centre de l'océan Arctique, là où le réchauffement est le plus important (Figure 7b). De plus, une diminution significative de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500 hPa est observée au niveau des Açores, avec une baisse de 8 à 12 mètres. Concernant les continents, seules de légères augmentations significatives sont relevées au Groenland, au Québec, dans le nord-est canadien et dans le nord-est de la Russie (Figure 7d).

Une diminution significative de la pression atmosphérique au niveau de la mer de 2 à 3,5 hPa est notée au niveau du centre anticyclonique de l'océan Arctique, ce qui entraîne une réduction de l'anticyclone dans cette région. Cette baisse de pression est à nouveau concentrée au niveau des zones de réchauffement intenses en Arctique (Figure 7b). La pression diminue de 0,6 à 1,2 hPa au niveau de l'anticyclone des Açores, tandis qu'une légère augmentation de la pression est observée au niveau de la dépression d'Islande. Ce schéma de pression est associé à un indice d'AO/NAO négative. De plus, le long de la côte est du Groenland, une augmentation légère mais significative de la pression au niveau de la mer est observée (Figure 7f).

En ce qui concerne les précipitations, les changements simulés sont principalement observés en Arctique (Figure 7h), là où le réchauffement simulé est le plus prononcé (Figure 7b). Les résultats révèlent une légère augmentation des précipitations dans le nord de la Sibérie, atteignant environ 10 %. De plus, une augmentation d'environ 10 % des précipitations est également observée aux Açores. Dans l'ensemble de l'Arctique, les précipitations augmentent de manière généralisée, avec des croissances allant de 10 % à plus de 50 %. Les augmentations les plus significatives sont observées dans la mer de Sibérie orientale (Figure 7b).

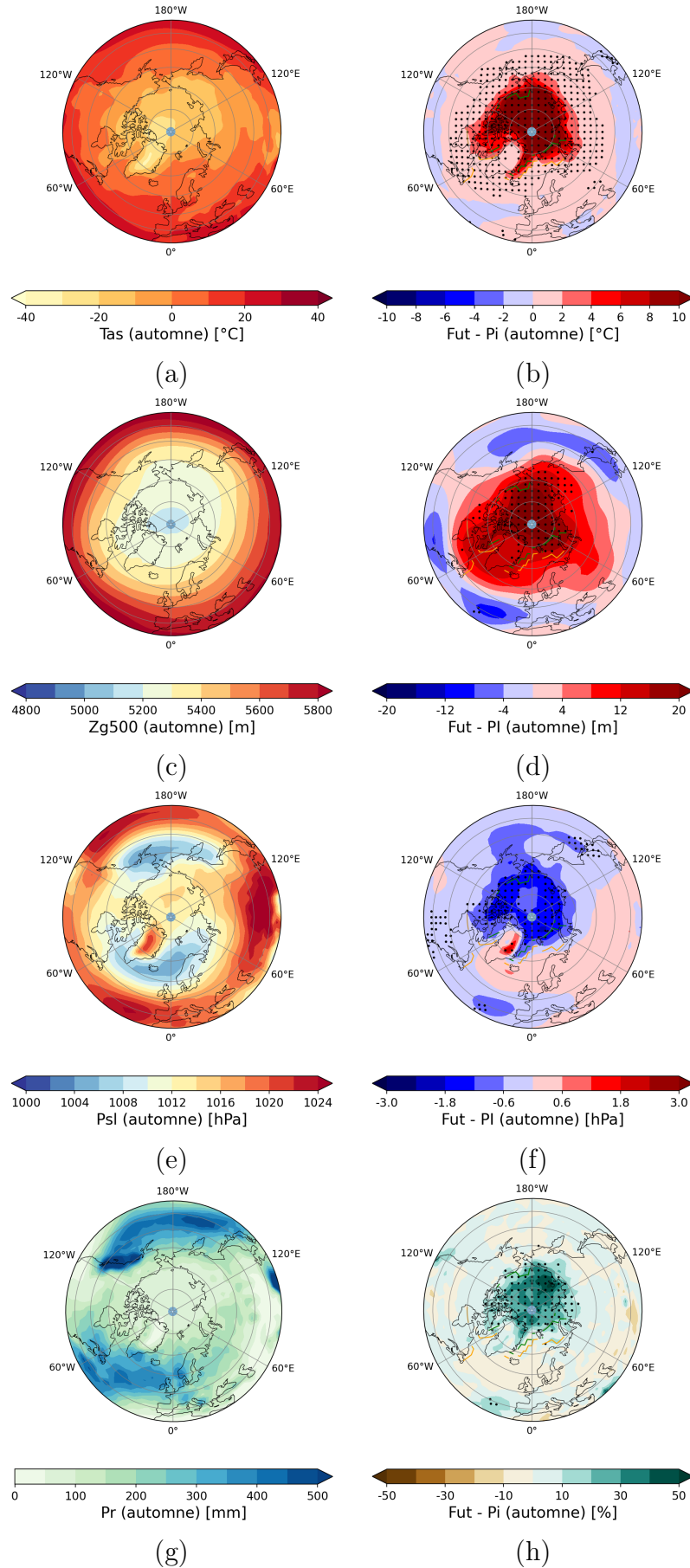


Figure 7 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Conditions atmosphériques moyennes en automne (gauche) et différences entre les simulations Fut et Pi (droite): Tas (a) et (b), $Zg500$ (c) et (d), Psl (e) et (f), Pr (g) et (h). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.

4.2.2 Conditions atmosphériques en hiver

En hiver, les expériences Fut et Pi révèlent des changements plus importants. Concernant la température de l'air à 2 mètres, un réchauffement est observé en Arctique (Figure 8b). Les zones de perte de glace mentionnées précédemment connaissent les réchauffements les plus importants, dépassant les 10 °C. Au niveau continental, les résultats indiquent peu de changements aux moyennes latitudes. Cependant, des régions comme la Sibérie et l'Amérique du Nord connaissent une augmentation significative de leurs températures de surface, d'environ 2 °C. Une légère tendance au refroidissement est également perceptible en Asie. Par ailleurs, des élévations significatives de température de l'ordre de 0 à 2 °C sont observées aux États-Unis, au Canada, en mer Noire et en mer Caspienne (Figure 8b).

Concernant l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500 hPa, les résultats indiquent des augmentations significatives de 10 à 40 m dans l'ensemble de la région arctique, avec une augmentation maximale au niveau du Groenland. Par ailleurs, certaines régions des moyennes latitudes présentent des variations. Une diminution de plus de 10 m est constatée au centre de l'Europe. Cette situation correspond à un schéma associé d'AO/NAO négative. En outre, une augmentation de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500 hPa est simulée le long de la côte ouest de l'Amérique du Nord, à environ 50° de latitude. Enfin, les résultats mettent en évidence un renforcement de la dépression des Aléoutiennes. En Asie, une légère diminution de l'altitude géopotentielle est également constatée, en concordance avec le refroidissement asiatique précédemment évoqué (Figure 8d).

Une diminution significative d'environ 3 hPa de la pression au niveau de la mer est notée dans la Baie d'Hudson, avec des réductions de pression d'intensité similaire également présentes en Amérique du Nord. La dépression des îles Aléoutiennes se renforce également. Ensuite, une augmentation d'environ 2 hPa de la pression au niveau de la mer est constatée au centre du Groenland. Ces variations de pression affectent davantage les moyennes latitudes en hiver par rapport à l'automne. Une diminution significative d'environ 2 hPa de la pression est observée au niveau de l'Europe centrale et orientale. En revanche, une augmentation non-significative d'environ 2 - 3 hPa est observée au niveau de la dépression islandaise, correspondant à une configuration d'une AO/NAO négative, plus intense en hiver qu'en automne. De plus, une diminution de pression d'environ 2 hPa est simulée jusqu'à 40 °N en Amérique, tandis que l'anticyclone sibérien se renforce de 3 hPa entre 60 °E et 180 °E, avec une baisse de pression de 3 hPa dans la mer d'Okhotsk (Figure 8f).

Enfin, les précipitations augmentent en moyenne de 10 à 30% dans l'Arctique. Les régions présentant des pertes de glace importantes, telles que la mer de Barents, la baie d'Hudson, le détroit de Béring et la mer d'Okhotsk, connaissent des augmentations de précipitations dépassant les 50%. Une augmentation d'environ 10% au niveau des Açores et une diminution de magnitude similaire au niveau de la dépression islandaise sont également visibles. Ce schéma correspond à une configuration de NAO négative. Au niveau continental, les résultats indiquent peu de changement (Figure 8h). L'augmentation significative des précipitations dans les régions de fonte est attribuable à des processus spécifiques. Le réchauffement en Arctique entraîne une diminution de la concentration de glace de mer, ce qui entraîne une plus grande étendue d'océan libre de glace favorisant l'évaporation de l'eau de mer. Par ailleurs, avec des températures plus élevées, l'atmosphère a la capacité de contenir une plus grande quantité de vapeur d'eau. Cette succession de processus conduit à une augmentation des précipitations en Arctique.

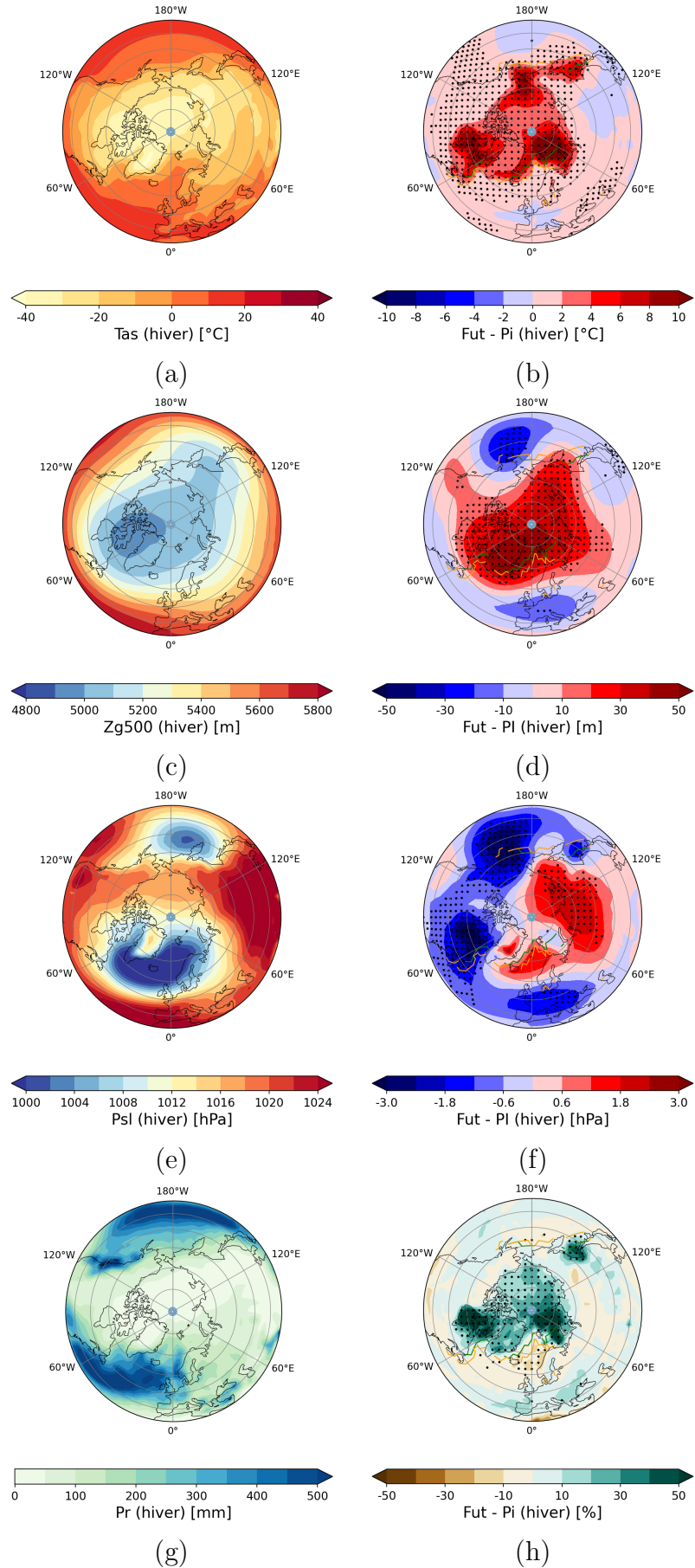


Figure 8 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Conditions atmosphériques moyennes en hiver (gauche) et différences entre les simulations Fut et Pi (droite): Tas (a) et (b), Zg500 (c) et (d), Psl (e) et (f), Pr (g) et (h). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.

4.2.3 Conditions atmosphériques au printemps et en été

Les saisons printanières et estivales sont regroupées dans l'analyse en raison du nombre limité de réponse pour ces deux saisons. De plus, comme indiqué dans la revue de littérature, les processus dynamiques sont globalement similaires en été et au printemps. Premièrement, au printemps, les températures atmosphériques de surface augmentent dans toute la région arctique, avec des réchauffements particulièrement intenses dans les zones de perte de glace les plus importantes telles que la mer de Barents, la mer de Béring et la mer d'Okhotsk (Annexe 2b). Aux moyennes latitudes, les résultats indiquent de légères augmentations significatives de 0 à 1 °C au niveau de la mer Caspienne et de la côte ouest de l'Amérique du Nord (Annexe 2b). Enfin, en été, les résultats indiquent un réchauffement pouvant atteindre 5 °C, principalement concentré dans les zones de perte de glace (Annexe 1).

Ensuite, aucune différence n'est observée en ce qui concerne la pression au niveau de la mer, et ce, pour les deux saisons. L'altitude géopotentielle de la surface isobare 500 hPa ne présente également aucune différence en été. Cependant, au printemps, une élévation significative de plus de 20 m est notée dans la mer de Barents (Annexe 2d). Enfin, aucun changement significatif n'est observé dans le régime des précipitations en été. En revanche, au printemps, les précipitations augmentent de plus de 10% dans la mer de Barents (Annexe 2f).

4.3 Discussion des changements atmosphériques

L'analyse des résultats indique que l'AA se manifeste tout au long de l'année. Indépendamment de la saison, la fonte de la glace entraîne un réchauffement de surface concentré dans les régions arctiques. Ce réchauffement est plus prononcé dans les zones où la glace a subi des pertes importantes. Ces observations corroborent également les constatations d'autres études (Vihma, 2014). Les résultats révèlent que les augmentations de température sont maximales en automne et dans les hautes latitudes. Ce réchauffement, accru près du pôle, peut être expliqué par plusieurs mécanismes liés à l'amplification arctique. Tout d'abord, la diminution de l'albédo de surface due à la perte de glace de mer entraîne une plus grande absorption du rayonnement solaire, ce qui réchauffe davantage la surface. De plus, au printemps, la couverture neigeuse des hautes latitudes diminue rapidement, ce qui réduit l'albédo et favorise encore davantage l'accumulation de chaleur. En conséquence, la glace de mer commence à se former plus tard en automne. De plus, les flux turbulents de chaleur latente et sensible augmentent en raison de l'accumulation saisonnière de chaleur. Cela contribue à une augmentation supplémentaire de la température de l'air, favorisant une évaporation plus intense et donc une humidité atmosphérique accrue (Cohen *et al.*, 2020). Cette augmentation de l'humidité atmosphérique entraîne une augmentation des précipitations dans les régions arctiques, en particulier dans les zones où la perte de glace de mer est plus prononcée (Figure 8h).

L'analyse de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500 hPa revêt une importance particulière, car elle permet de prendre en considération les processus qui se déroulent à travers une vaste portion de la troposphère. Les variations observées dans la Figure 8d en ce qui concerne l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500 hPa en hiver peuvent être expliquées par des processus associés à l'AA. En effet, le réchauffement des masses d'air polaires présenté ci-dessus entraîne une élévation de ces dernières, ce qui tend à augmenter l'altitude du géopotentiel de la surface isobare 500 hPa (Migone, 2022). Cependant, les résultats indiquent que cette élévation, observée en Arctique, n'est pas suffisante pour inverser le gradient méridien d'altitude géopotentielle de la surface isobare 500 hPa (Figure 8c-d). Malgré cela, une diminution de ce

gradient entraîne, selon la définition du vent thermique, une réduction de la composante zonale de la vitesse du vent dans la troposphère (Vihma, 2014). Ainsi, bien que le gradient méridien de température ne soit pas inversé, il est tout de même réduit en raison du réchauffement plus important observé aux hautes latitudes.

En ce qui concerne les impacts de la fonte de la glace de mer sur les champs de pression, diverses études indiquent que la diminution de l'étendue de la banquise, combinée à une augmentation de la couverture neigeuse en Eurasie, favorise des configurations de la circulation atmosphérique similaires à la phase négative de l'AO/NAO. Ces configurations comprennent la formation d'un anticyclone sur l'Eurasie, ce qui engendre des hivers froids en Europe et en Eurasie du Nord. De plus, un anticyclone se forme à l'ouest tandis qu'une dépression se développe à l'est de l'Amérique du Nord, facilitant ainsi le transport d'air arctique vers cette région (Vihma, 2014). Les résultats indiquent une manifestation précoce de la phase négative de l'AO/NAO au niveau des schémas de pression, dès le début de l'automne et pendant l'hiver. Comme précisé précédemment, les conséquences d'une phase négative de l'AO/NAO se traduisent par des hivers relativement froids et secs en Europe du Nord ainsi que sur la côte est nord-américaine, tandis que le sud de l'Europe connaît une augmentation des précipitations. Ce schéma de précipitation associé à une phase négative de l'AO/NAO est également observé, bien que de manière très légère, dans la figure 8f, où une légère augmentation des précipitations est constatée sur le sud de l'Europe et une diminution au nord-est de l'Europe. Au sein des zones de fonte en automne, les baisses de la pression atmosphérique au niveau de la mer qui y sont observées (Figure 7f), sont également documentées dans la littérature. Par exemple, Petrie *et al.*, (2015) ont également identifié une diminution de la pression atmosphérique dans les régions de fonte de glace.

L'origine de la NAO négative dans ce contexte peut être attribuée à plusieurs facteurs. La diminution significative de la glace de mer en automne dans les mers de Barents et de Kara, combinée à une couverture neigeuse plus étendue dans le nord de la Sibérie, agit de manière synergique pour renforcer l'anticyclone de Sibérie. Cependant, il convient de noter que la couverture neigeuse ne présente pas de différence entre les simulations Fut et Pi (car les expériences forcent uniquement l'atmosphère), ce qui exclut son rôle dans l'explication de la phase négative de la NAO dans ce cas précis. Cette configuration favorise ensuite la propagation verticale des ondes de Rossby jusqu'à la stratosphère, ce qui entraîne un affaiblissement du vortex polaire stratosphérique (SPV) et, en fin de compte, conduit à un régime de NAO négative. De plus, il est bien établi que le renforcement de l'anticyclone sibérien entraîne des hivers froids en Asie en favorisant l'advection d'air polaire vers ces régions (Overland *et al.*, 2021). Dans notre étude, en plus du renforcement de l'anticyclone sibérien, une diminution de la pression est observée dans la mer d'Okhotsk, ce qui devrait encore renforcer l'advection d'air polaire vers l'Asie. Toutefois, à l'exception d'une légère diminution de température en Asie (Figure 8b), aucun refroidissement intense n'est observé en Europe et en Asie.

Concernant les hivers froids observés ces dernières décennies aux Etats - Unis, ceux - ci ne sont pas observés dans les résultats de notre travail, car le régime de pression associé à ce processus n'est pas présent. En effet, il semble que les vagues de froid observées ces dernières années soient associées à un renforcement de l'anticyclone d'Hawaï et d'une dépression accentuée à l'est de l'Amérique du Nord (Overland *et al.*, 2021). Ce régime est corrélé avec une fonte de la banquise dans les mers de Bering-Tchouktches (Cohen *et al.*, 2020) et semble être proportionnel à l'activité du SPV (Overland *et al.*, 2021). Cette configuration permet ensuite à nouveau l'advection d'air froid polaire dans les terres nord-américaines, ce qui peut expliquer les vagues de froid observées ces dernières années (Cohen *et al.*, 2020). Cependant, ce régime n'est pas

observé dans notre étude. Malgré la réduction de la concentration de glace de mer dans les mers de Bering-Tchouktches pendant les saisons d'automne et d'hiver, notre étude ne montre pas d'intensification de l'anticyclone d'Hawaï ni de la dépression à l'est de l'Amérique du Nord.

L'analyse de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 10 hPa permet de comprendre comment les anomalies de surface se propagent verticalement jusqu'à la stratosphère. La voie stratosphérique est observée uniquement pendant la période hivernale, lorsque le SPV est actif. La figure 9b indique une réponse stratosphérique significative avec une élévation de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 10 hPa dans l'Arctique, en Sibérie et en Asie aux moyennes latitudes. L'augmentation dans l'Arctique et en Sibérie peut influencer les conditions dans les couches inférieures de l'atmosphère, y compris en affectant le renforcement de l'anticyclone sibérien. Ensuite, en théorie, lorsque l'anticyclone sibérien se renforce, il favorise l'apport d'air froid vers les régions de Sibérie et d'Asie aux moyennes latitudes. L'augmentation de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 10 hPa dans ces régions peut être un indicateur de la présence d'air moins froid dans la stratosphère, ce qui induit donc une déstabilisation du vortex.

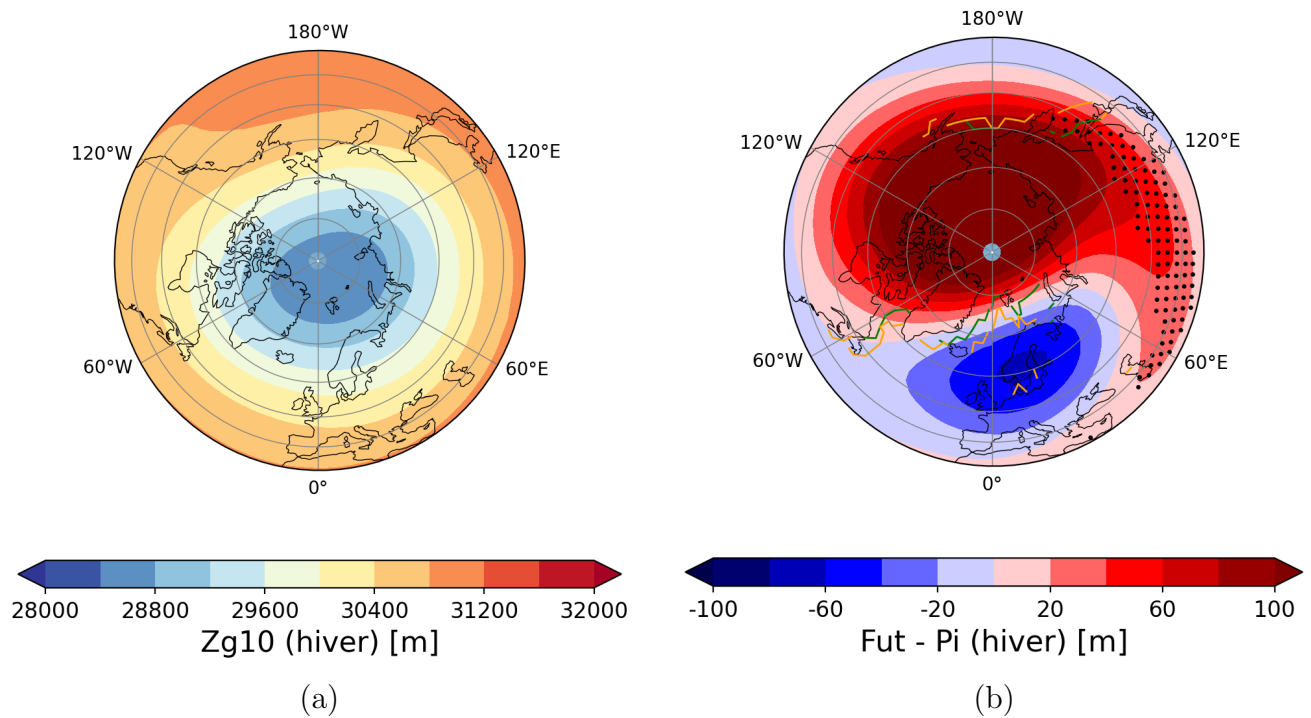


Figure 9 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Altitude géopotentielle de la surface isobare 10 hPa dans l'expérience Pi (a) et différence entre les situations Fut et Pi (b). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.

4.4 Réponses des extrêmes climatiques

Cette section présente et analyse les résultats relatifs aux indices d'événements climatiques extrêmes. Elle est divisée en trois parties principales. Tout d'abord, les sections dédiées à l'automne (sections 4.4.1 et 4.4.2) exposent et discutent les résultats spécifiques à cette saison. Ensuite, les sections 4.4.3 et 4.4.4 se focalisent respectivement sur la description et la discussion des résultats concernant l'hiver. Enfin, la section 4.4.5 aborde les résultats relatifs à l'été et au printemps. Dans cette analyse, seules les observations présentant des différences significatives sont discutées, tandis que les indices qui n'ont montré que peu ou pas de changement ne sont pas mentionnés. Parmi les indices qui n'ont pas présenté de changement significatif entre la situation Fut et Pi, il y a le nombre de jours par an où les précipitations journalières dépassent les 10 mm, les précipitations maximales journalières ainsi que le nombre de jours où les températures maximales dépassent les 25 °C.

4.4.1 Analyse des extrêmes climatiques en automne

Les résultats de l'étude indiquent une augmentation significative des températures minimales de surface de plus de 10 °C au centre de la région arctique. Les changements concernant les températures maximales sont similaires (Figure 10a). Les températures minimales augmentent statistiquement de 0 à 2 °C jusqu'à environ 60 °N (jusqu'à 50 °N en Amérique). De plus, la figure 10b montre une diminution du nombre de jours de gel dans les zones arctiques où la perte de glace est la plus importante.

La fréquence des nuits froides diminue de 10% dans la région arctique et dans les hautes latitudes continentales (Figure 10c). Les régions où la fréquence des journées froides diminue correspondent aux zones de forts réchauffements de surface (Figure 10a). Cependant, les extrêmes de température ne montrent pas de changement significatif au niveau des moyennes latitudes.

Quant aux précipitations extrêmes, les résultats montrent une diminution du nombre de jours secs consécutifs et une augmentation du nombre de jours humides consécutifs dans la région arctique (Figure 10d-e). Cette tendance suggère un changement vers des conditions plus humides dans ces régions. L'indice PRCPTOT (Figure 10f) résume les changements dans les régimes de précipitation entre les deux expériences. On observe une augmentation de 20 à 30% de la quantité annuelle totale de précipitations les jours humides en région arctique. Néanmoins, les indices R10 et Rx1day ne montrent aucune différence significative, ce qui signifie qu'il n'y a pas de changement notable dans l'intensité des précipitations en Arctique. Finalement, en automne, il y a une augmentation des précipitations, du nombre de jours humides, mais pas de changement significatif dans l'intensité des précipitations en Arctique.

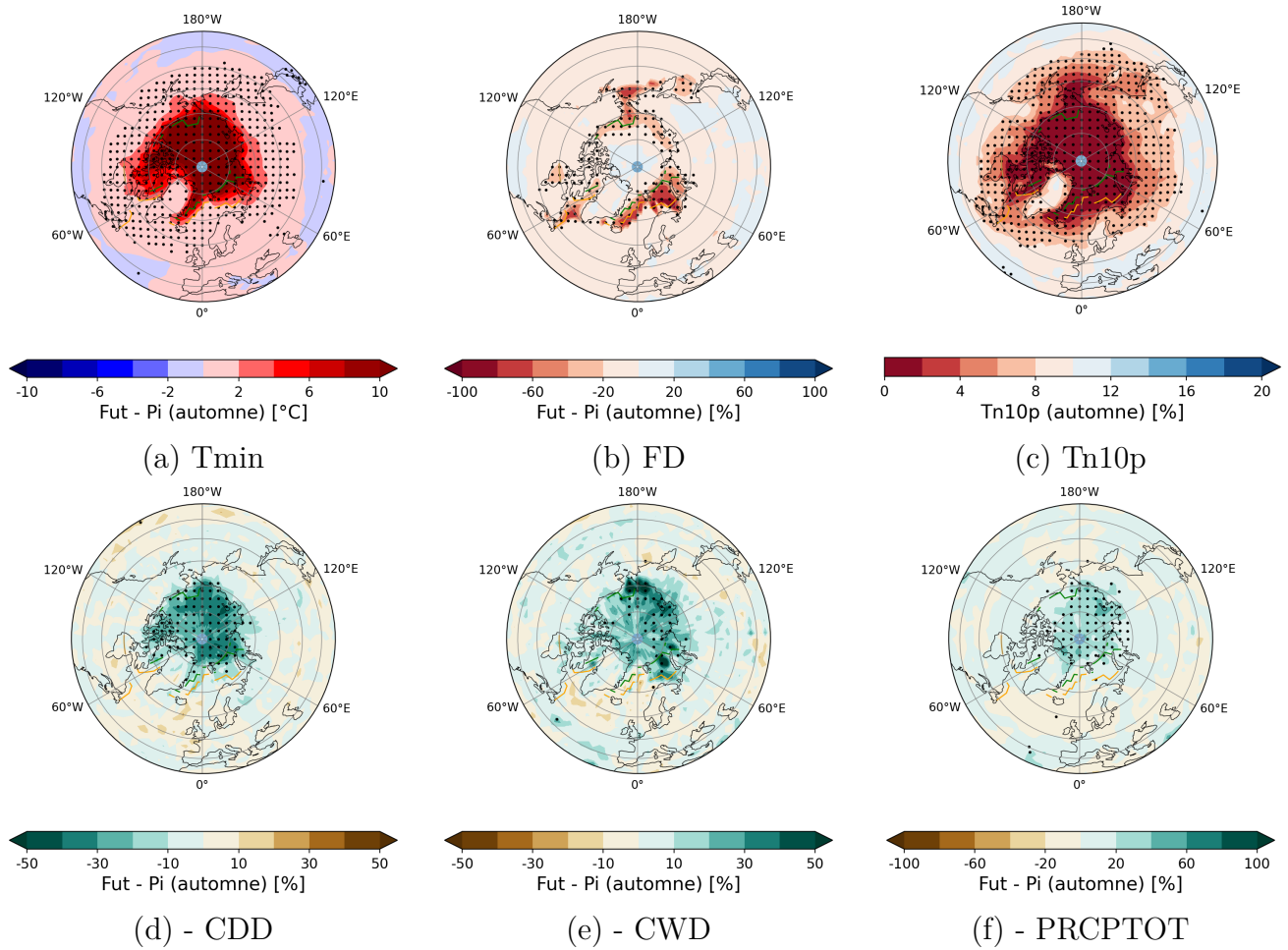


Figure 10 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Différence entre les conditions Fut et Pi pour différents indices d'événements climatiques extrêmes en automne: température minimale (a), nombre de jours de gel (b), fréquence de nuits froides (c), journées sèches consécutives (d), journées humides consécutives (e) et précipitations totales durant les jours humides (f). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.

4.4.2 Discussion des extrêmes climatiques en automne

Premièrement, en automne, la fonte généralisée de la glace de mer induit une augmentation des surfaces d'eau libres de glace sur toute la région arctique. Le premier effet de cette fonte est une diminution de l'albédo de surface. De ce fait, une plus grande partie du rayonnement solaire est absorbée en surface, ce qui tend à faire augmenter les températures maximales (et donc minimales) aux hautes latitudes. En automne, la température de surface devient rapidement inférieure à celle de l'océan, ce qui induit, dans les nouvelles zones d'eau libres, des flux radiatifs et turbulents qui réchauffent la basse troposphère et retardent la croissance de la glace de mer (Cohen *et al.*, 2014). La libération de chaleur depuis l'océan vers l'atmosphère est particulièrement importante en automne, où la perte de glace est conséquente et où la différence de température entre l'océan et l'atmosphère s'accroît, de par le refroidissement atmosphérique saisonnier et par l'accumulation d'énergie durant l'été (Semmler *et al.*, 2016). Ce réchauffement de surface induit ensuite une diminution de la stabilité verticale (Vihma, 2014). Ensuite, une atmosphère plus chaude peut contenir plus de vapeur d'eau. Cette configuration, associée à une

plus grande évaporation de surface dans les zones d'eau libre, provoque une augmentation des précipitations aux hautes latitudes en automne, avec un plus grand nombre de jours humides et moins de journées sèches. Cette augmentation s'observe sur tout l'Arctique et sur les bordures continentales l'entourant. Ce phénomène est directement relié à l'AA et est discuté dans de nombreuses études (Jolly, 2020 ; Serreze et Barry, 2011). Au niveau continental, aux hautes latitudes, les températures augmentent également jusque 60 °N en Russie et jusque 50 °N en Amérique (Figure 10a). Ce réchauffement de surface qui est plus important aux hautes latitudes peut être lié à diverses rétroactions positives associées à l'AA.

En automne, la perte de glace de mer a peu d'impact sur le climat des moyennes latitudes. Une théorie mentionnée dans la revue de littérature (section 2.3.1) suggère qu'une augmentation des précipitations neigeuses continentales en Sibérie peut se produire en automne. Selon cette théorie, une couverture neigeuse plus importante entraînerait un refroidissement de surface en Sibérie et un renforcement de l'anticyclone sibérien, ce qui engendrerait une phase négative de l'AO/NAO (Cohen *et al.*, 2012). Nos résultats indiquent une légère augmentation des précipitations dans le nord de la Sibérie, de l'ordre de 20 à 30%. De plus, étant donné que les températures atmosphériques de surface sont négatives (environ -10 °C) à ce moment, les précipitations se présentent sous forme de neige. Cependant, aucune baisse de température de surface n'est observée en automne, comme le montre la figure 10. Au contraire, on note une augmentation des températures maximales et minimales moyennes pendant cette période. Cela est lié au fait que, comme il a déjà été mentionné, les expériences utilisées ne prennent en compte que la composante atmosphérique. De ce fait, même si la couverture neigeuse augmente en surface dans les résultats des modèles, cela ne peut pas affecter nos résultats, car la surface continentale n'est pas couplée à l'atmosphère. Les effets aux moyennes latitudes restent minimes dans les résultats de la simulation.

Cependant, plusieurs études scientifiques ont mis en évidence une corrélation entre la diminution automnale de la concentration de glace de mer et une augmentation de la fréquence des événements climatiques extrêmes aux moyennes latitudes (Vihma, 2014). Ces événements se manifestent sous la forme de chutes de neige importantes ou de vagues de froid. Nous n'avons aucune trace de tels événements dans nos résultats.

4.4.3 Analyse des extrêmes climatiques en hiver

En hiver, la perte de glace de mer se concentre principalement le long des pourtours de l'océan Arctique, comme précédemment mentionné (Figure 6e). Dans ces zones de fonte, on observe une augmentation des températures minimales et maximales, pouvant atteindre jusqu'à 10 °C (Figure 11a-b). Ces augmentations sont spécifiquement localisées dans les régions présentant une forte perte de glace, telles que la mer de Barents, la mer de Kara, la mer du Labrador et la mer de Béring. Les moyennes latitudes montrent également une augmentation significative des températures minimales et maximales au Canada, dans le nord des États-Unis, dans le nord de la Sibérie ainsi qu'au niveau de la mer Noire et de la mer Caspienne (Figure 11a). En revanche, les températures maximales diminuent d'environ 2 °C en Asie, avec une baisse non-significative également observée en Europe centrale (Figure 11b).

Au sein des zones de perte de glace, le nombre de jours de gel diminue de façon significative entre 20 et 80% (Figure 11c). On observe une diminution de la fréquence de nuits froides pouvant atteindre 10% au niveau de la région arctique (Figure 11d). Aux hautes latitudes, la fréquence de nuits froides baisse également un peu partout (entre 2 et 6%). Au Nord de la Sibérie, la fréquence de nuits froides diminue de 4 à 6% plus loin dans les terres (entre 50 et

60 °N). De telles augmentations sont également visibles au nord de l'Amérique, en Finlande, en Suède en Norvège, ... (Figure 11d). La fréquence de journées chaudes baisse quant à elle d'environ 4% en Mongolie, au sud de la Russie et au nord de la Chine. On peut aussi observer une légère baisse au nord de l'Europe (Figure 11e). Des observations similaires peuvent être faites pour la fréquence de nuits chaudes, bien que cette tendance soit moins marquée (Figure 11f). Ces deux dernières observations, cumulées à la diminution des températures maximales en région asiatique (Figure 11b) indiquent donc une diminution des températures hivernales hautes dans le scénario Fut par rapport à Pi. Cependant, en ce qui concerne les températures minimales, celles - ci ne baissent pas.

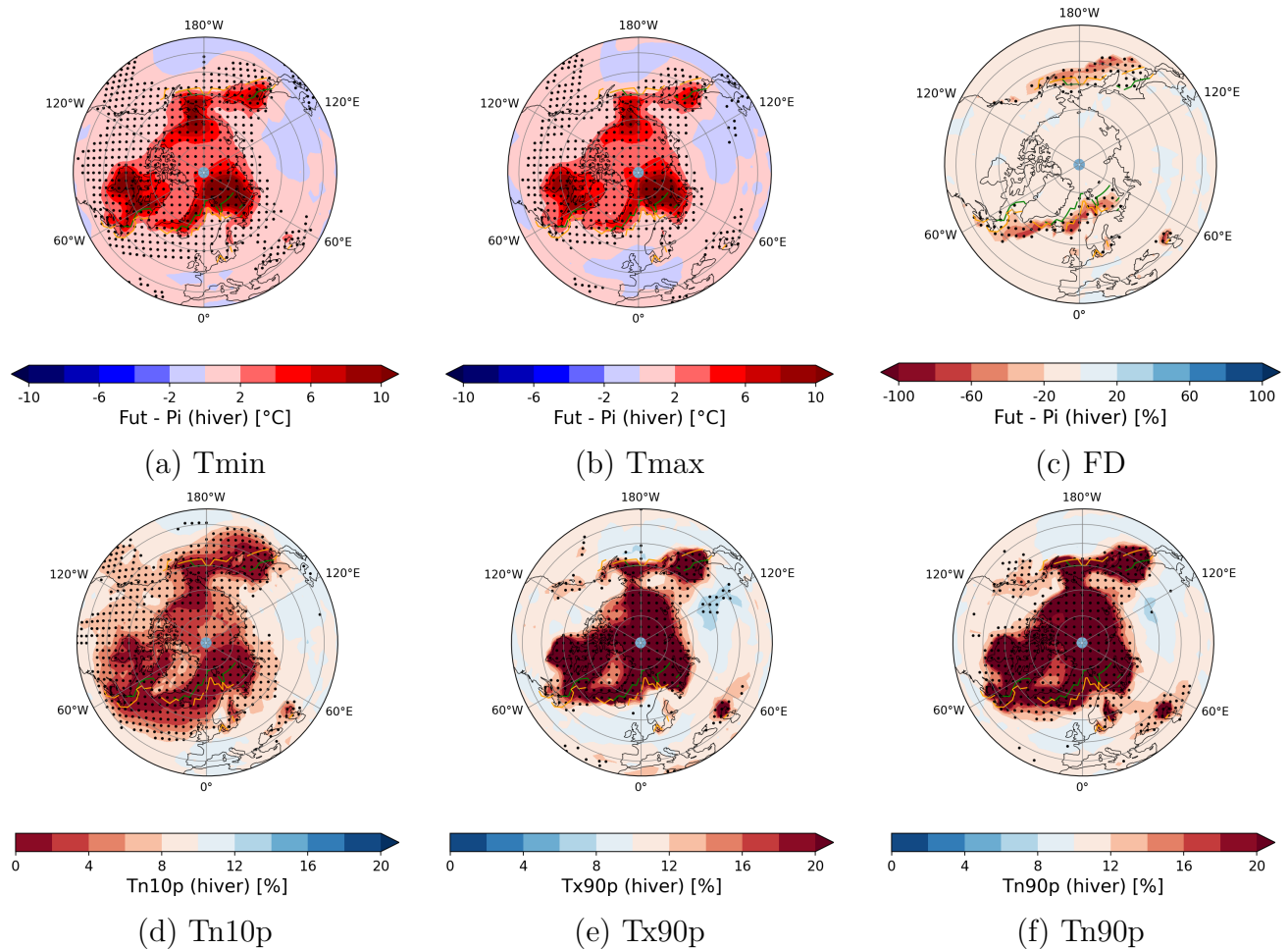


Figure 11 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Différence entre les conditions Fut et Pi pour différents indices de températures extrêmes en hiver: température minimale (a), température maximale (b), nombre de jours de gel (c), fréquence de nuits froides (d), fréquence de journées chaudes (e), fréquence de nuits chaudes (f). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.

À propos des précipitations extrêmes, la figure 12a montre une diminution du nombre de jours consécutifs sans précipitation dans les régions où la perte de glace de mer est élevée. Aucun changement significatif n'est observé aux latitudes moyennes. Toutefois, au sein de la dépression islandaise, le nombre de jours consécutifs sans précipitation augmente de 20 à 40% dans le scénario futur (Figure 12a). Quant au nombre de jours humides consécutifs, on observe à nouveau une augmentation dans les zones de forte perte de glace de mer. De

plus, une diminution de cet indice est perceptible au niveau de la dépression islandaise, tandis qu'une légère augmentation, de faible amplitude et non significative, est observée au niveau de l'anticyclone des Açores (Figure 12b). Ces observations concordent avec celles faites à la figure 8h, qui indiquent une configuration similaire des précipitations en Europe. Enfin, l'indice PRCPTOT permet de résumer les informations concernant les changements dans le régime des précipitations entre les deux situations. La figure 12c indique à nouveau une augmentation des précipitations dans la région arctique. De plus, la région islandaise est touchée par une baisse d'environ 20% des précipitations et on observe une légère augmentation, d'environ 20% également, au niveau de l'Espagne/France.

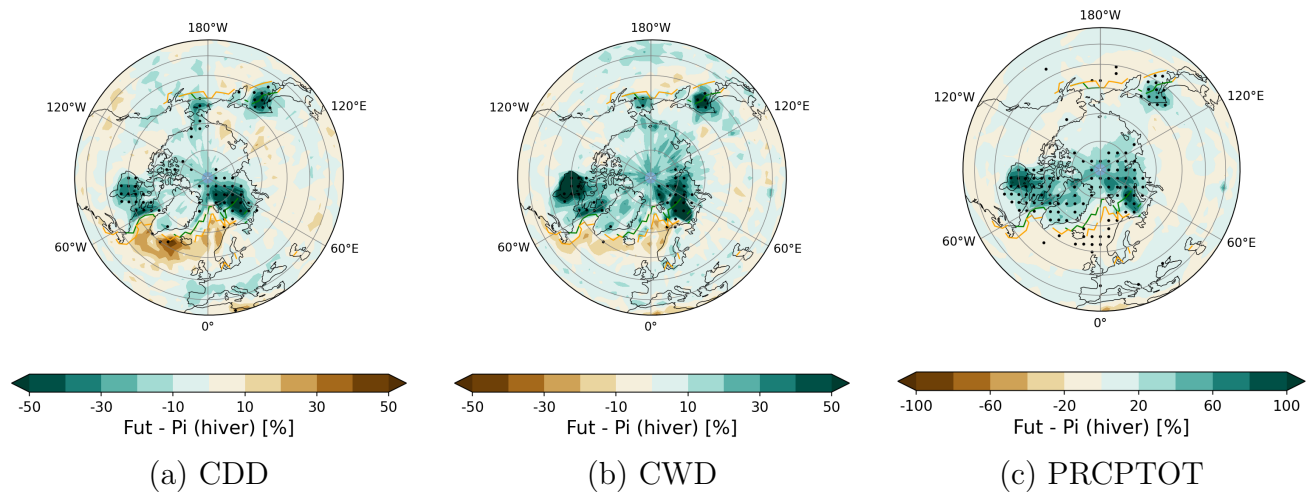


Figure 12 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Différence entre les conditions Fut et Pi pour différents indices de précipitations extrêmes en hiver: nombre de jours secs consécutifs (a), nombre de jours humides consécutifs (b), précipitations totales les jours humides (c). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.

4.4.4 Discussion des extrêmes climatiques en hiver

En hiver, les processus décrits dans la section 4.4.2 restent pertinents. Au sein des zones où la perte de glace de mer est importante, l'albédo diminue, entraînant une augmentation des flux de chaleur turbulents à l'interface surface/atmosphère, et par conséquent, une élévation de la température de surface. Selon la loi de Clausius-Clapeyron, la pression de vapeur saturante augmente de manière exponentielle avec l'augmentation de la température de l'air. Cela signifie que la quantité maximale d'eau que l'air peut contenir augmente lorsque la température s'élève. Parallèlement, en raison d'un accroissement des échanges entre l'air et l'océan, l'humidité absolue connaît une augmentation (Triplet et Roche, 1986). Ces différentes causes permettent d'expliquer l'augmentation des précipitations dans la région arctique. De plus, en raison du réchauffement local résultant de la fonte de la banquise, l'altitude géopotentielle des surfaces isobares 500 hPa augmente dans la région arctique. Cette configuration affaiblit les gradients méridiens de température et de géopotentiel. Par conséquent, le courant-jet moyen, dont la vitesse est proportionnelle à ces gradients, peut être perturbé. Au niveau des régions arctiques, l'altitude géopotentielle des surfaces isobares 500 hPa présente une diminution significative dans la mer de Béring et au niveau de l'Europe centrale (Figure 8d).

L'un des effets visibles de la fonte de la banquise est le renforcement de l'anticyclone sibérien en hiver (Figure 8f). Cela est également observé dans la littérature (Cohen *et al.*, 2012).

Comme il est discuté dans la section 2.3.1, en automne, l'augmentation des précipitations et les basses températures induisent une augmentation de la couverture neigeuse en Sibérie ce qui tend à refroidir la surface et à renforcer l'anticyclone sibérien. Cependant, dans notre cas, les expériences utilisées forcent uniquement l'atmosphère. De ce fait, bien que les précipitations neigeuses augmentent aux hautes latitudes, les conditions neigeuses continentales ne sont pas couplées à l'atmosphère et ne peuvent donc pas perturber la circulation atmosphérique. Il est de ce fait délicat de faire des liens entre cette théorie et les résultats de notre étude.

Ensuite, la littérature scientifique aborde d'autres processus importants. Premièrement, il est largement reconnu qu'une fonte de la banquise arctique en hiver peut entraîner un régime de l'AO/NAO négatif (Vihma, 2014). Ce régime est également observé dans les résultats de notre étude (Figure 8f). Cette configuration peut, comme il est spécifié dans la revue de la littérature, favoriser l'entrée de masses d'air plus froid vers l'Asie et donc induire des hivers plus rigoureux. Cela peut donc partiellement expliquer la diminution des températures maximales et de la fréquence des journées chaudes (Figure 11). Cependant, il convient de noter que l'AO/NAO négative observée semble avoir peu d'effet sur les températures hivernales en Europe. Cela peut être expliqué par le fait que, bien qu'une AO/NAO négative soit observée, son amplitude est faible.

La littérature mentionne qu'un réchauffement extrême de la mer de Kara peut entraîner un refroidissement des moyennes latitudes eurasiennes. Ce phénomène s'explique par l'affaiblissement du vent zonal résultant d'une forte diminution du gradient méridien de température. Il semble en effet que le refroidissement eurasien soit corrélé à l'affaiblissement du vent zonal (Vihma, 2014). De plus, l'un des liens les plus étudiés entre la fonte de la banquise arctique et les extrêmes climatiques aux moyennes latitudes concerne la relation entre la fonte de la glace dans les mers de Barents et de Kara et le refroidissement hivernal en Eurasie. Il est suggéré que la fonte de la banquise dans ces deux mers favorise la propagation des ondes de Rossby, ce qui entraîne ensuite une intensification de l'anticyclone sibérien. Ce renforcement de l'anticyclone sibérien provoquerait à son tour des hivers plus froids en Eurasie (Overland *et al.*, 2021). De plus, la diminution de la pression dans la zone de la mer d'Okhotsk, associée au renforcement de l'anticyclone sibérien, favorise l'advection de masses d'air polaire vers l'Asie et le centre de la Russie (Figure 8f). Cette dernière théorie semble être la meilleure hypothèse pour expliquer la diminution de la fréquence des journées chaudes et la baisse des températures maximales en Eurasie observée dans notre étude (Figure 11).

Comme mentionné précédemment, la littérature indique qu'une augmentation des précipitations continentales associées à la fonte de la banquise provoque une augmentation de la couverture neigeuse en Sibérie. Cette grande étendue de neige induit un refroidissement de surface, ce qui provoque la formation d'un creux barométrique dans la moyenne troposphère au niveau de la Sibérie et tend à renforcer l'anticyclone de Sibérie (Cohen *et al.*, 2012). Cependant, à nouveau, il est important de rappeler que dans le cadre de ce mémoire, cette évolution ne peut pas être prise en compte. En effet, les expériences utilisées ne tiennent pas compte de la couverture neigeuse continentale dans le modèle, car ce dernier est un modèle atmosphérique-seul. Par conséquent, il n'y a aucun couplage entre l'atmosphère et la surface continentale dans les expériences (Smith *et al.*, 2019). Le développement décrit ci-dessus ne peut pas être observé dans notre travail. En parallèle, la littérature indique également qu'en raison de la grande perte de glace de mer et du réchauffement important en surface, une crête barométrique se forme en novembre et en décembre dans la troposphère moyenne dans les mers de Barents et de Kara, avec un creux en aval sur l'est de l'Asie. Ainsi, en théorie, la grande couverture neigeuse en Sibérie et la fonte de la banquise dans les mers de Barents et de Kara interfèrent de manière

constructive en induisant une chaîne de processus qui vont induire une situation de blocage au niveau des régions polaires. Cette configuration favorise la propagation verticale des anomalies de température ce qui peut provoquer un SSW lorsque la stratosphère est atteinte (Cohen *et al.*, 2014). Avec un SSW, le SPV est affaibli ce qui engendre une phase négative de l'AO/NAO, qui peut, avec le renforcement de l'anticyclone sibérien, induire des conditions hivernales extrêmes froides en Eurasie et en Sibérie (Kim *et al.*, 2014). La littérature indique également que ce réchauffement très important de l'atmosphère polaire peut provoquer une inversion du gradient méridien de l'altitude géopotentielle des surfaces isobares 500 hPa. Cela permet ensuite aux masses d'air polaire, initialement piégées dans la région arctique, de s'infiltrer vers les moyennes latitudes (Cohen *et al.*, 2020). Cependant, cette inversion n'est pas observée dans notre étude.

L'augmentation de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 10 hPa, telle qu'observée dans notre étude (Figure 9), suggère que la fonte de la glace de mer dans les mers de Barents et de Kara peut perturber la circulation atmosphérique jusque la stratosphère. La propagation des anomalies de température de surface vers l'altitude peut provoquer un réchauffement stratosphérique et par conséquent un affaiblissement du SPV. Cette propagation verticale du réchauffement de surface peut être observée en comparant l'altitude géopotentielle des surfaces isobares 500 hPa (Figure 8d) et 10 hPa (Figure 9b). Ces deux figures révèlent une propagation du réchauffement de surface jusqu'à la stratosphère. Ce réchauffement stratosphérique peut potentiellement provoquer ensuite un SSW. Ce potentiel SSW implique un affaiblissement du vortex polaire troposphérique, ce qui provoque par la suite une AO/NAO négative qui peut engendrer des vagues de froid intense en Eurasie et en Sibérie (Kim *et al.*, 2014). Cependant, il n'est pas possible d'affirmer l'apparition d'un événement de SSW dans notre étude. Malgré tout, il est évident que, selon nos résultats, la circulation stratosphérique est influencée par la fonte de la banquise arctique. Le réchauffement stratosphérique, visible par l'élévation de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 10 hPa (Figure 9), peut expliquer la diminution de la fréquence des nuits chaudes, avec une propagation des perturbations stratosphériques vers la troposphère, favorisant ainsi l'entrée de masses d'air polaires en Asie.

Finalement, trois hypothèses sont avancées pour expliquer la tendance vers un refroidissement en Eurasie. Premièrement, la phase négative de l'AO/NAO observée dans les résultats peut potentiellement expliquer les températures froides en Eurasie (Cohen *et al.*, 2012). Deuxièmement, le réchauffement stratosphérique observé dans notre étude, peut expliquer l'entrée de masses d'air froid, initialement confinées au pôle, vers les moyennes latitudes. Enfin, le renforcement de la circulation anticyclonique en Sibérie provoque une diminution des flux d'ouest et un renforcement de la composante méridienne des vents, ce qui favorise l'advection d'une plus grande quantité d'air polaire vers l'Asie. Il est important de souligner que tous ces postulats restent des hypothèses et aucune attribution certaine n'est établie dans ce mémoire.

Par rapport aux hivers froids observés aux États-Unis au cours des dernières décennies, il est à noter que ces conditions climatiques ne trouvent pas de corrélation dans le cadre de ce mémoire. Cela peut être expliqué par le fait que le régime de pression associé à ces processus, tel qu'il est présenté dans la section 4.3, n'est pas observé. Les résultats de notre étude montrent que les extrêmes climatiques aux moyennes latitudes ne sont que très peu influencées par la fonte de la banquise arctique en hiver. Cette constatation entre en contradiction avec les observations effectuées au cours des dernières décennies, qui suggèrent une corrélation entre un climat Arctique plus chaud et des températures continentales plus froides. Cette dissonance représente une preuve substantielle de l'existence d'un mécanisme non pris en considération jusqu'à présent, capable de compenser l'impact du réchauffement causé par les gaz à effet de serre au sein des latitudes moyennes de l'hémisphère Nord en hiver. L'hypothèse attribuant ce

phénomène à la fonte de la banquise arctique ne trouve donc pas de support empirique dans nos résultats (à l'exception des observations spécifiques en Asie).

4.4.5 Analyse et discussion des extrêmes climatiques au printemps et en été

Les changements des extrêmes climatiques dus à la fonte de la banquise arctique au printemps et en été sont moins importants qu'aux autres saisons. Les températures continentales ne sont pas influencées par la fonte de la banquise au printemps. L'analyse des indices de température maximale et de fréquence des journées chaudes résume les observations relatives aux changements des conditions extrêmement chaudes dans la simulation Fut. Il est visible que les températures extrêmes augmentent dans la région arctique où la glace fond. Cependant, aucune modification significative n'est constatée au niveau continental en ce qui concerne les températures extrêmes au printemps (Figure 13).

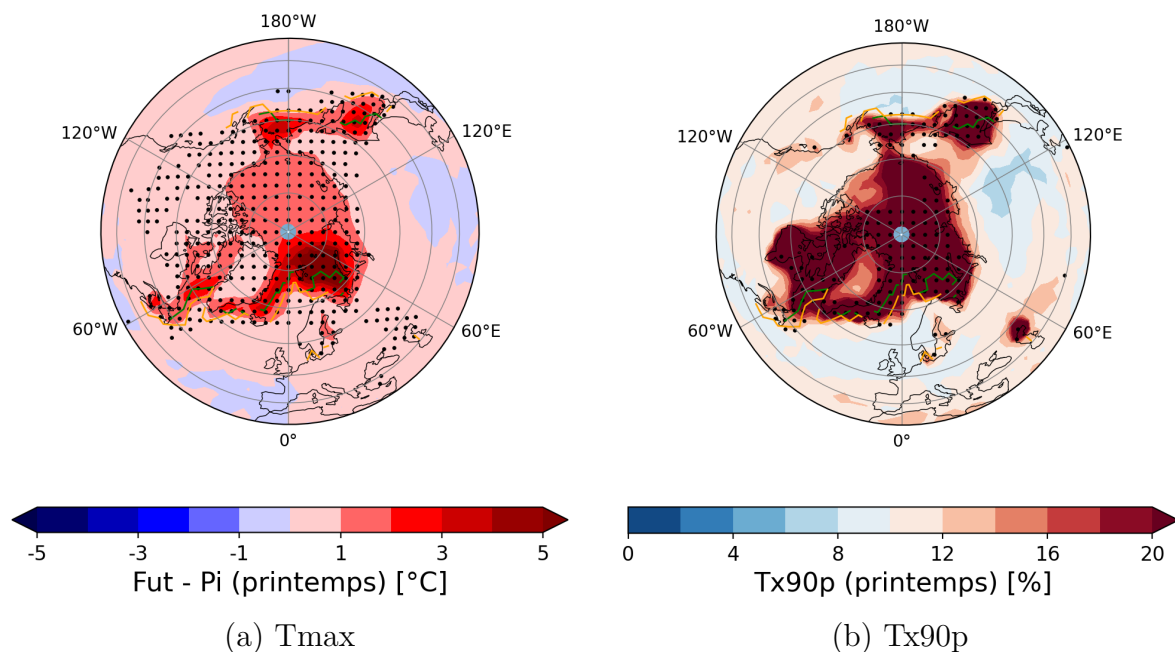


Figure 13 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Différence entre les conditions Fut et Pi pour différents indices de températures extrêmes au printemps: températures maximales (a) et fréquence de journées chaudes (b). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.

En été, les réponses concernant les événements climatiques extrêmes sont moins prononcées que pendant les saisons automnales et hivernales. Les températures maximales augmentent dans les régions où la glace de mer fond (Figure 14a). Au centre de l'Arctique, la température maximale de l'air connaît une légère diminution d'environ 1 °C (Figure 14a). La fréquence des journées chaudes augmente également dans les zones de fonte de glace et diminue au centre de l'Arctique. Cette baisse de température peut potentiellement être liée au fait qu'en été, l'atmosphère est plus chaude que l'océan, ce qui entraîne un transfert de chaleur turbulente de l'atmosphère vers l'océan, réduisant ainsi la température atmosphérique.

Une légère augmentation d'environ 4% de la fréquence de journées chaudes est observée en Asie (Figure 14b). Néanmoins, aucune modification n'est constatée dans la circulation

atmosphérique pendant l'été entre les deux expériences. Ce résultat complexifie l'interprétation de l'augmentation de la fréquence de journées chaudes en Asie. Quoiqu'il en soit, les vagues de chaleur estivales observées ces dernières années en Eurasie ne sont pas représentées dans les résultats de notre étude. Enfin, par rapport aux phénomènes extrêmes de précipitation, les résultats ne montrent aucune différence significative pour ces deux saisons.

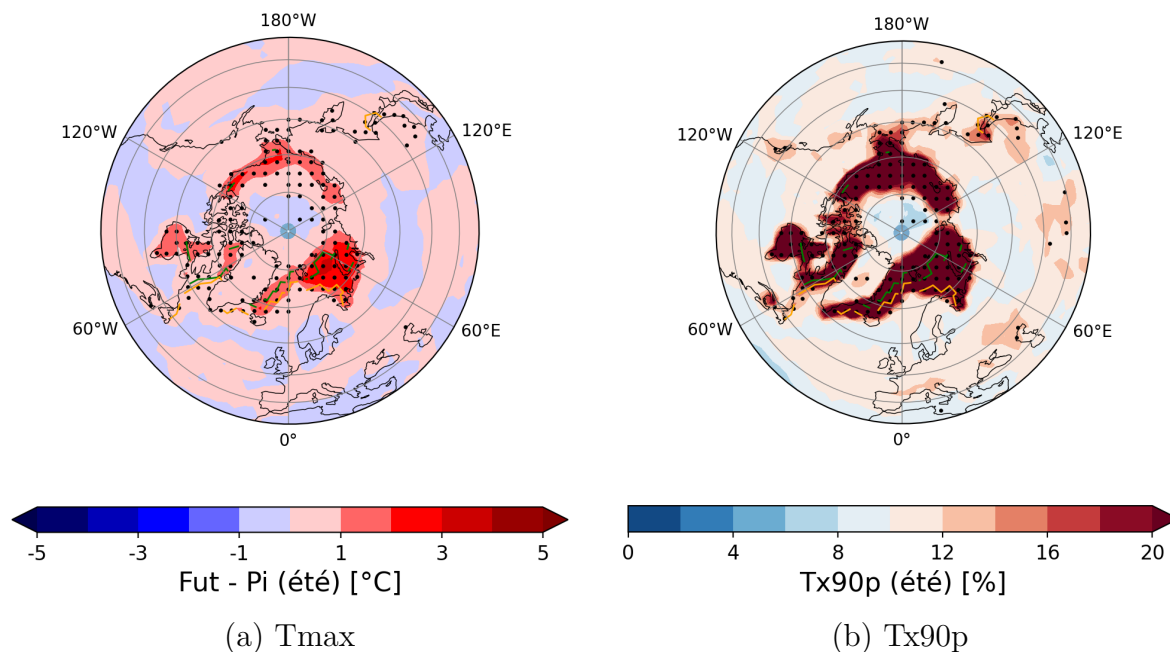


Figure 14 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Différence entre les conditions Fut et Pi pour différents indices de températures extrêmes en été: températures maximales (a) et fréquence de journées chaudes (b). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.

En raison de l'absence de résultat significatif sur les extrêmes climatiques au printemps et en été, aucune interprétation spécifique des résultats n'est possible. Une hypothèse plausible, qui ne nécessite pas de processus complexes entre les dynamiques des hautes et moyennes latitudes, concerne l'effet de la neige continentale. Comme détaillé dans la section 5, en moyenne annuelle, la couverture de neige a considérablement diminué ces dernières années (Derksen et Brown, 2012). Cette tendance entraîne une augmentation de l'absorption de rayonnement solaire par le sol, ce qui provoque un assèchement rapide. Par conséquent, en été, le refroidissement par évaporation est réduit, ce qui entraîne une augmentation des températures de surface (Wu *et al.*, 2014). Toutefois, ces processus ne sont pas représentés dans les expériences utilisées, car celles-ci se limitent à forcer l'atmosphère seule. De ce fait, même s'il neige davantage dans la simulation Fut sur les bordures continentales entourant l'Arctique, l'étendue neigeuse en surface ne changera pas, ou en tout cas, n'affectera pas la circulation atmosphérique dans nos résultats. Par conséquent, cette chaîne de processus liée à l'effet de la neige continentale est masquée dans les résultats de notre étude.

En conclusion, l'impact de la fonte de la banquise arctique sur le climat des moyennes latitudes semble être très faible, notamment au printemps et surtout en été. Les résultats suggèrent que d'autres facteurs, tels que la VNI, ont un poids plus significatif dans la modification des conditions climatiques observées ces dernières décennies aux moyennes latitudes pendant ces saisons.

4.5 Différences entre les résultats des deux modèles climatiques

L'ensemble des résultats présentés et discutés auparavant proviennent du modèle CanESM5. Le choix a été fait de se focaliser sur ces résultats, car ce modèle est plus sensible face à une perte de glace de mer. Cette section a pour but de comparer ces résultats à ceux de MIROC6 afin de voir si les tendances sont les mêmes. Premièrement, en ce qui concerne les saisons automnales et estivales, les résultats entre les deux modèles concordent parfaitement. Il n'y a à nouveau que très peu de changements en ce qui concerne la circulation atmosphérique et les extrêmes climatiques aux hautes et moyennes latitudes.

Ensuite, pour la saison automnale, les réponses atmosphériques dans les deux modèles sont similaires. Les changements simulés dans l'expérience Fut sont cohérents en termes de température de surface, d'altitude géopotentielle de la surface isobare 500 hPa, de pression au niveau de la mer et de précipitations. Les extrêmes climatiques ne présentent pas non plus de variations significatives entre les deux modèles.

Enfin, en hiver, MIROC6 présente, tout comme CanESM5, des réponses atmosphériques plus prononcées qu'aux autres saisons (Annexe 3). Les changements concernant les températures restent les mêmes que ceux simulés par CanESM5, avec un léger refroidissement en Asie (Annexe 3b). MIROC6 montre également l'élévation de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500 hPa au centre de l'Arctique, mais ne présente pas de baisse aux Aléoutiennes et aux Açores (Annexe 3d). Les résultats de MIROC6 indiquent également une phase négative de l'AO/NAO, bien que celle-ci ne soit pas significative. De plus, le renforcement de l'anticyclone sibérien n'est pas représenté par MIROC6 dans la situation Fut (Annexe 3f). Enfin, le changement simulé par MIROC6 pour les précipitations est identique à celui de CanESM5 (Annexe 3h).

Une différence importante existe tout de même entre les deux modèles. Les résultats du modèle MIROC6 ne montrent pas d'augmentation significative de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 10 hPa (Annexe 4), contrairement au modèle CanESM5. Par conséquent, cela suggère que MIROC6 ne simule pas de réponse stratosphérique importante et que les anomalies de surface ne se propagent pas jusqu'à la stratosphère.

En ce qui concerne les extrêmes climatiques, les deux modèles présentent des tendances similaires. Les températures minimales sont affectées de la même manière dans les deux cas (Annexe 5a). Toutefois, contrairement à CanESM5, le modèle MIROC6 ne simule pas de diminution des températures maximales hivernales en Asie (Annexe 5b). Cette disparité peut être attribuée à l'absence de renforcement de l'anticyclone sibérien dans la simulation Fut réalisée avec MIROC6, ce qui limite l'advection d'air froid polaire vers l'Asie.

Par ailleurs, aucune modification significative n'est observée dans la fréquence des jours de gel entre les deux modèles (Annexe 5c). En revanche, en ce qui concerne la fréquence des nuits froides, MIROC6 indique une augmentation significative d'environ 4 à 6% en hiver en Asie. Cela suggère que MIROC6 présente une augmentation plus marquée de la fréquence des nuits froides par rapport à CanESM5 en Asie (Annexe 5d). Contrairement aux résultats simulés par CanESM5, la fréquence des journées chaudes en hiver ne diminue pas en Asie selon les résultats de MIROC6 (Annexe 5e). Enfin, les deux modèles donnent des résultats similaires à propos de la fréquence des nuits chaudes en hiver (Annexe 5f). Pour ce qui est des précipitations, aucune modification significative n'est observée entre les deux modèles.

4.6 Absence de réponse aux moyennes latitudes

L'analyse de l'ensemble des résultats produits durant ce travail indique que des divergences persistent entre les prévisions théoriques et les résultats de notre travail. En effet, les résultats obtenus montrent des variations très limitées, voire l'absence de changement significatif, dans les conditions extrêmes aux moyennes latitudes, contredisant ainsi les attentes formulées par les théories existantes et les observations passées. Afin de mieux comprendre ces résultats et de fournir une explication détaillée, cette section vise à explorer les facteurs possibles qui peuvent contribuer à cette divergence.

Une des principales raisons réside dans les limitations inhérentes des modèles climatiques eux-mêmes. Les modèles climatiques sont des outils puissants utilisés pour simuler les processus atmosphériques, océaniques et terrestres, mais ils sont basés sur des simplifications de la réalité et reposent sur des paramétrisations et des équations mathématiques. Ces approximations peuvent entraîner des écarts avec la complexité réelle du système climatique. De plus, les modèles peuvent sous-estimer ou surestimer certains processus ou présenter des biais dans leur représentation des interactions entre les composantes du climat. Par conséquent, il est crucial de prendre en compte ces limites lors de l'interprétation des divergences entre les observations et les résultats des modèles (Smith *et al.*, 2022). Une autre limite provient de la résolution horizontale des modèles qui est assez grossière. Cela permet de limiter les temps de calculs de réaliser des projections climatiques de grands ensembles. Cependant, avec des résolutions spatiales faibles, les modèles climatiques peuvent sous-estimer des processus régionaux, louper des interactions se faisant sur des échelles fines ou encore être incapables de prendre en compte des interactions complexes entre différentes échelles spatiales (Jouanno *et al.*, 2020 ; Smith *et al.*, 2022 ; Tatebe *et al.*, 2022).

L'importance accordée aux rétroactions liées aux tourbillons (Eddy feedback) permet d'expliquer en partie les différentes sensibilités des modèles climatiques face à une perte de la glace de mer. En effet, Smith *et al.* (2022) ont essayé de comprendre comment le système climatique mondial répond face à une diminution de l'étendue de la banquise arctique. Ils ont, pour 16 modèles du CMIP6, simulé les effets de la perte de glace de mer sur le climat des moyennes latitudes. Pour l'ensemble de ces modèles, les réponses indiquent un affaiblissement des vents d'ouest au niveau des latitudes moyennes. Cependant, la réponse reste assez faible. Les résultats indiquent que, dans les modèles, la rétroaction des tourbillons est jusqu'à trois fois trop faible par rapport aux observations. Ainsi, la réponse réelle du climat devrait se situer dans l'extrémité supérieure des simulations des modèles. En fonction de l'importance accordée à cette rétroaction, les simulations indiquent des réponses plus ou moins importantes. Les réponses stratosphériques et troposphériques dépendent directement de l'importance accordée au paramètre de rétroaction des tourbillons (Smith *et al.*, 2022).

Avant de rentrer dans les détails, il peut être intéressant de rappeler ce que représentent les rétroactions associées aux tourbillons. Les rétroactions des tourbillons représentent les processus par lesquels des tourbillons de petites échelles peuvent impacter les anomalies climatiques quasi-stationnaires sur de grandes échelles. En d'autres termes, il s'agit des rétroactions par lesquelles des processus lointains influencent les jets troposphériques (Hardiman *et al.*, 2022). Comme il a déjà été spécifié, lorsque la glace de mer fond, elle modifie les caractéristiques thermiques et la dynamique de l'atmosphère arctique. Cela conduit à des changements dans la génération, l'intensité et la position des tourbillons atmosphériques à grande échelle. Ces tourbillons sont responsables du transport d'énergie et de masse, et ils peuvent influencer la

distribution des températures et des précipitations à travers leurs mouvements (Kug *et al.*, 2010 ; Tan *et al.*, 2014 ; Ren *et al.*, 2022).

Dans ce contexte, le flux ascendant d'Eliassen-Palm (Fp) est considéré comme un outil de diagnostic important pour étudier la propagation verticale des ondes atmosphériques, telles que les ondes de Rossby, et le couplage entre la stratosphère et la troposphère. Ce flux permet de représenter les ondes atmosphériques de faible amplitude sous forme de vecteurs directionnels. De plus, la divergence de ce flux est indicative de l'accélération du vent zonal moyen (Jucker, 2021). Ainsi, en analysant ce paramètre, il est possible de mieux comprendre comment la circulation atmosphérique réagit à la perte de glace de mer. En moyenne, les modèles simulant une diminution de la banquise suggèrent un déplacement vers le sud du Fp dans la troposphère (Smith *et al.*, 2022). Les résultats de Smith *et al.* (2022) indiquent également une augmentation du Fp entre 35 et 55 °N et une diminution entre 60 et 75 °N. La divergence de Fp indique quant à elle une accélération du vent zonal entre 30 et 40°N et un ralentissement entre 55 et 65°N. Smith *et al.* (2022) ont utilisé les simulations PAMIP en comparant la simulation Fut (telle que celle utilisée dans ce travail) avec la simulation représentant les conditions de glace actuelles. Par conséquent, dans le cadre de ce mémoire, il peut être supposé que les réponses atmosphériques sont plus importantes que celles mentionnées précédemment s'il est considéré que la réponse atmosphérique est proportionnelle à la perte de glace. Sur la base de cet outil, il est donc possible de comprendre comment évolue la circulation atmosphérique en réponse à la perte de glace (Smith *et al.*, 2022).

Pour quantifier la sensibilité des modèles, la variation de la composante zonale de la vitesse du vent aux moyennes latitudes est utilisée. Les modèles ayant un affaiblissement du vent zonal important aux moyennes latitudes indiquent un refroidissement adiabatique de la basse troposphère par ascendance autour de 35-50 °N et réchauffement par descendance vers 65-75 °N. De plus, ces mêmes modèles indiquent un réchauffement de la troposphère moyenne à supérieure plus important en raison d'une advection accrue vers le sud autour de 50-70 °N par rapport aux autres modèles. Cette analyse de la réponse du vent zonal permet de quantifier la réponse troposphérique. Cette réponse peut ensuite être renforcée par une rétroaction des tourbillons impliquant la stratosphère (Smith *et al.*, 2022).

Avec une augmentation de Fp dans la stratosphère vers 35-55°N et le fait que les ondes stationnaires se propagent verticalement principalement lorsque les vents zonaux sont de l'ouest et peu intenses (Li *et al.*, 2007), plus d'ondes peuvent, en se propageant verticalement, affaiblir la circulation stratosphérique (le SPV) et ensuite affecter la troposphère par propagation vers le bas. Cela implique ensuite une NAO négative et un déplacement du jet vers l'équateur grâce à une rétroaction des tourbillons supplémentaire. La réponse initiale du vent zonal est induite par une perturbation du gradient thermique. Ensuite, les rétroactions des tourbillons peuvent impacter les Fp et l'intensité du flux zonal qui peuvent à leur tour augmenter ou diminuer la génération des tourbillons (rétroaction positive ou négative). C'est donc pour cela que l'hypothèse de base est que la réponse à la perte de glace de mer peut être liée à la force de la rétroaction des tourbillons simulée par les différents modèles (Smith *et al.*, 2022).

Afin de quantifier les effets des rétroactions des tourbillons, un indice (M) est utilisé. Il représente la variance de la composante zonale de la vitesse du vent en hiver qui est expliquée par la divergence du flux d'Eliassen-Palm sur la troposphère extra-tropicale. Il est constaté que M est positivement corrélé au flux zonal pour tous les modèles (Figure 15b). Sur cette figure, l'axe "ZRWRI" représente la réponse de la composante zonale de la vitesse du vent aux moyennes latitudes. Au plus cet indice est important et au plus la composante zonale de la

vitesse du vent s'affaiblit. La corrélation entre la réponse du flux zonal et l'indice M soutient l'hypothèse selon laquelle la réponse à la perte de glace de mer est renforcée par des rétroactions de tourbillons qui tendent à affaiblir encore davantage le flux zonal aux moyennes latitudes. De plus, comme expliqué auparavant, la rétroaction des tourbillons observée est jusqu'à trois fois supérieures aux résultats des modèles. La réponse du monde réel se situe vers l'extrémité supérieure des simulations. Les effets de M sont aussi visibles sur la voie stratosphérique. Ces effets sont observables sur la figure 15a. Sur ce graphique, on remarque qu'au plus le paramètre de rétroaction M est important, au plus la réponse du SPV est négative. Cela est dû au fait qu'avec des rétroactions plus importantes, les ondes se propagent davantage verticalement et affaiblissent le SPV. Ensuite, les anomalies se propagent vers la surface. Cet affaiblissement du SPV déplace vers le sud les trajectoires des tempêtes et induit une NAO négative (Smith *et al.*, 2022).

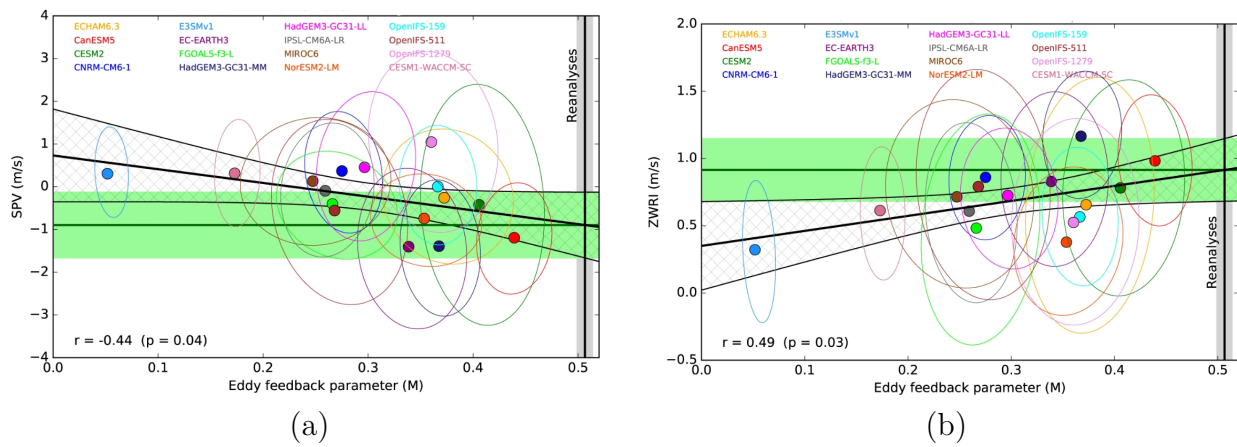


Figure 15 - Importance du paramètre de rétroaction des tourbillons (M) pour les différents modèles de PAMIP et corrélation entre cet indice (M) et : le SPV (a) et la variance de la composante zonale de la vitesse du vent en hiver qui est expliquée par la divergence du flux d'Eliassen-Palm aux moyennes latitudes (ZWRI) (b). Provient de Smith *et al.* (2022).

La figure 15 montre que l'indice mesurant la force de la rétroaction des tourbillons pour CanESM5 est supérieur à celui de MIROC6. Ainsi, les réponses associées à la perte de la glace de mer sont différentes entre les modèles. Les résultats de CanESM5, se trouvant dans la tranche haute, doivent donc à priori représenter des réponses de la circulation atmosphérique plus proches de la réalité que les résultats de MIROC6. En sous-estimant l'importance de la rétroaction des tourbillons, les modèles peuvent ne pas capturer les réponses climatiques attendues aux moyennes latitudes. Les conséquences de cette omission peuvent se traduire par une absence de changement significatif dans les conditions climatiques extrêmes aux moyennes latitudes ou dans d'autres aspects climatiques étudiés dans ce travail. Il est donc essentiel de reconnaître cette limitation et de souligner la nécessité d'améliorer les paramétrisations et la représentation des interactions entre les tourbillons et la fonte de la glace de mer dans les modèles climatiques.

La deuxième grande raison qui pourrait expliquer l'absence de changements aux moyennes latitudes concerne l'absence de certitude en ce qui concerne la physique des processus. De plus, s'il existe bien une relation entre la perte de glace de mer et le climat des moyennes latitudes, certaines études concluent que cette dernière est minime par rapport à la VNI. En effet, bien que la fonte de la banquise arctique observée ces dernières années soit corrélée à l'occurrence

d'évènements climatiques extrêmes aux moyennes latitudes en hiver, de nombreuses études ne concluent aucun lien de causalité et attribuent ces évènements comme étant dû à la VNI. Par conséquent, de nombreuses conclusions indiquent que les conditions hivernales extrêmes aux moyennes latitudes n'augmenteront probablement pas en fréquence en raison de la perte continue de glace de mer dans l'Arctique (Blackport *et al.*, 2019 ; Blackport et Screen, 2020).

Néanmoins, certaines recherches identifient une relation entre le renforcement de l'anticyclone sibérien et un refroidissement en Asie, résultant de la diminution de la couverture de glace de mer dans les mers de Barents-Kara (Blackport *et al.*, 2019). Cependant, dans le cadre de notre étude, bien que les températures hivernales élevées connaissent une baisse, le refroidissement asiatique n'a pas été directement observé. Il s'avère également complexe d'affirmer de manière précise que ces résultats sont exclusivement imputables à la fonte de la glace dans la mer de Barents-Kara. De plus, les résultats de deux modèles indiquent une phase négative de l'AO/NAO, en accord avec la littérature (Cohen *et al.*, 2012). Toutefois, l'abaissement des températures en Europe généralement associé à cette phase négative de la NAO est peu apparent dans les résultats de simulations de diverses études, ce qui rejoint les constatations de notre travail. Par conséquent, malgré l'attente d'un refroidissement, d'autres facteurs tels que le réchauffement global peuvent contrarier cette réponse attendue (Screen, 2017).

Enfin, l'ensemble des réponses théorisées, associées à des processus physiques spécifiques, semblent donc n'avoir que peu d'importance par rapport à la VNI. Par exemple, les expériences forçant une AA importante ne trouvent qu'une faible réponse en ce qui concerne les ondulations atmosphériques par rapport à la VNI (Blackport et Screen, 2020). Ensuite, d'autres observations comme les refroidissements hivernaux eurasiens et nord-américains (Sun *et al.*, 2016), une phase AO/NAO de plus en plus négative ou encore une augmentation de l'amplitude du courant-jet sont trop faibles par rapport à la VNI (Blackport et Screen, 2020). De plus, d'autres processus affectent de manière significative les conditions climatiques aux moyennes latitudes. En effet, les grandes oscillations telles que l'oscillation australe - El Niño (ENSO), l'oscillation de Madden-Julian (OMJ) et l'oscillation quasi biennale (QBO) influencent les grandes dynamiques mondiales, les conditions de glace de mer en Arctique ou encore les dynamiques stationnaires aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord. De ce fait, l'absence de résultats en ce qui concerne les extrêmes climatiques aux moyennes latitudes peut être expliquée par le fait que, en réalité, les conditions climatiques extrêmes observées ces dernières décennies sont en réalité dues aux grandes oscillations plutôt qu'à la fonte de la banquise. Cela pourrait à nouveau expliquer le manque de réponse aux moyennes latitudes dans ce mémoire. Dans ce contexte, il est extrêmement compliqué de déterminer des liens de causalité entre divers processus et de discerner l'influence de l'AA des effets des oscillations (Overland *et al.*, 2016 ; Overland *et al.*, 2021). Le fait que les connexions se fassent dans les deux sens entre les conditions climatiques aux hautes et aux moyennes latitudes complexifie considérablement la compréhension des processus (Cohen *et al.*, 2014). Enfin, il semble que la fonte de la banquise arctique seule ne puisse pas influencer de façon significative les extrêmes climatiques aux moyennes latitudes. La perte de glace représente un facteur parmi d'autres qui peut influencer le climat des moyennes latitudes (Vihma, 2014).

Un ultime point qui peut permettre d'expliquer l'absence de réponse significative aux moyennes latitudes concerne le fait que ce mémoire se base sur des moyennes saisonnières. En effet, cette méthodologie est pratique, car elle permet de résumer les informations principales, mais d'un autre côté, certains résultats peuvent être cachés. Cela est particulièrement le cas pour l'hiver, ou une analyse mensuelle permettrait de décortiquer les processus dans le temps et d'éviter de louper des informations.

CHAPITRE 5

Conclusion

Dans le contexte du changement climatique d'origine anthropique, la région arctique fait l'objet d'une attention particulière. Cela s'explique par le fait que la température à la surface de l'Arctique a augmenté environ deux fois plus que la moyenne mondiale au cours des dernières décennies (Kogan, 2023). Ce réchauffement intense est notamment causé par la fonte de la banquise arctique et entraîne des conséquences à divers niveaux, tels que des perturbations des écosystèmes, des impacts sur le climat mondial (Yang *et al.*, 2023), l'ouverture de nouvelles voies commerciales et l'exploitation des ressources naturelles (Ivanov, 2023). Ce réchauffement, intensifié dans la région arctique, est qualifié d'"Amplification Arctique" (AA) (Serreze *et al.*, 2009). L'AA résulte d'une multitude de processus qui contribuent à l'augmentation rapide des températures dans les hautes latitudes nordiques (Cohen *et al.*, 2020).

Depuis la fin des années 80, les observations indiquent une tendance à la diminution des températures de surface pendant la saison hivernale dans les moyennes latitudes de l'hémisphère Nord (Cohen *et al.*, 2012). De plus, à partir de 2005, des hivers particulièrement froids accompagnés de chutes de neige abondante ont été enregistrés. Par exemple, en 2010, le mois de décembre au Royaume-Uni a établi un record en tant que mois le plus froid depuis plus d'un siècle. Cette période a également été marquée par des étés exceptionnellement humides pendant plusieurs années consécutives (Vihma, 2014). Cette situation a suscité un intérêt particulier, car le contraste entre le réchauffement climatique global et le refroidissement observé en hiver dans les moyennes latitudes nordiques soulève des questions. De nombreuses études ont été menées pour comprendre cette relation. Par ailleurs, en été, les moyennes latitudes semblent être particulièrement touchées par une augmentation de la fréquence et de l'intensité des vagues de chaleur (Russo *et al.*, 2014). C'est dans ce contexte que la question des effets potentiels de la fonte de la banquise arctique sur le climat des moyennes latitudes a émergé. Ainsi, l'objectif de cette étude était de comprendre de quelle manière la fonte de la banquise arctique influence les phénomènes climatiques extrêmes dans les moyennes et hautes latitudes.

Afin de répondre à la question de recherche, l'idée a été de travailler sur la base de deux expériences réalisées par le 'Polar Amplification Model Intercomparison Project (PAMIP)'. En effet, pour deux modèles climatiques spécifiques, CanESM5 et MIROC6, les résultats de deux expériences ont été analysés. La première expérience reproduit les conditions de la banquise arctique telles qu'elles étaient pendant la période pré-industrielle (pdSST-piArcSIC), tandis que la seconde représente une situation où la banquise arctique est conforme à un scénario de réchauffement global de 2 °C par rapport à la période pré - industrielle (pdSST-FutArcSIC). Les conditions de température de surface de l'océan sont les mêmes dans les deux expériences, la seule différence étant les conditions de la banquise arctique (et la température de l'océan dans les zones de fonte). Premièrement, différentes cartes représentant les situations climatiques des

deux expériences ainsi que les différences entre les deux situations ont été produites. Ensuite, divers indices d'événements climatiques extrêmes ont également été produits afin d'observer l'impact de la fonte de la banquise sur les conditions climatiques extrêmes. Afin de pouvoir cerner les résultats significatifs, deux tests statistiques ont été réalisés. En premier lieu, le test de Kolmogorov-Smirnov a été appliqué. Il s'agit d'un test statistique qui a pour but de déceler si les fonctions de distribution de deux échantillons sont similaires ou non. Deuxièmement, le test de "false discovery rate" a été appliqué afin de limiter le nombre de résultats faussement positifs. Cette approche a permis de localiser les effets de la banquise et d'observer son influence sur le climat des moyennes latitudes par rapport à la situation de référence.

Les résultats révèlent une amplification arctique tout au long de l'année, avec une augmentation significative des températures dans les zones où la glace de mer est perdue. De plus, l'amplification arctique entraîne une augmentation de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500 hPa. En hiver, les anomalies de surface s'étendent jusqu'à la stratosphère, augmentant la hauteur de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 10 hPa. Cette observation indique une perturbation de la circulation stratosphérique qui peut être associée à un potentiel événement de SSW (stratospheric sudden warming). De plus, la perte de glace de mer en hiver entraîne une phase négative de l'AO/NAO. Cependant, les effets de cette AO/NAO négative sont peu perceptibles en ce qui concerne les régimes de précipitations et les températures de surface. En réalité, aux moyennes latitudes continentales, les changements dans les extrêmes climatiques liés à la fonte de la glace de mer sont minimes. Cependant, une diminution significative de la fréquence des journées chaudes (et des températures maximales) est observée en Mongolie, en Chine et sur le sud de la Russie pendant l'hiver. Une hypothèse sous-jacente à cette observation est que la fonte de la banquise hivernale dans les mers de Barents et de Kara renforce l'anticyclone sibérien, favorisant ainsi l'advection d'air froid vers l'Asie. En résumé, cette étude suggère que la fonte de la banquise arctique a un impact limité sur les extrêmes climatiques aux moyennes latitudes. En ce qui concerne les hautes latitudes, les résultats indiquent une augmentation globale des températures et des précipitations. Ces augmentations sont directement liées à l'AA et sont les plus importantes dans la région arctique.

Divers paramètres permettent d'expliquer l'absence de lien entre la fonte de la banquise et les extrêmes climatiques. Premièrement, une des principales raisons expliquant les divergences observées entre les observations et les résultats de modèles réside dans les limitations inhérentes des modèles climatiques eux-mêmes. De fait, il semble que les modèles utilisés dans le cadre de ce travail sous-estiment la rétroaction des tourbillons par rapport à la réalité. Cette rétroaction englobe les processus par lesquels des tourbillons localisés à de petites échelles peuvent impacter les anomalies climatiques quasi-stationnaires sur de grandes échelles. En d'autres termes, il s'agit d'une rétroaction par laquelle des processus lointains influencent les jets troposphériques (Hardiman *et al.*, 2022). La sous-estimation de ce paramètre limite la connexion entre les hautes et moyennes latitudes dans les modèles.

La deuxième grande raison qui peut permettre d'expliquer cette divergence entre les observations et les résultats des modèles concerne l'absence de certitude en ce qui concerne la physique des processus (Blackport *et al.*, 2019 ; Blackport et Screen, 2020). De grandes incertitudes persistent à de nombreux niveaux et cela freine considérablement les avancées et empêche de tirer des conclusions définitives sur toutes ces théories.

Enfin, d'autres processus affectent de manière significative les conditions climatiques aux moyennes latitudes comme les grandes oscillations et il est parfois délicat de discerner l'influence de l'AA des effets des oscillations (Overland *et al.*, 2016 ; Overland *et al.*, 2021). Ici, ces oscillations

sont simulées jusqu'à un certain point, mais sont identiques entre les deux expériences. La différence entre les deux expériences résulte uniquement des conditions de glace de mer. De ce fait, l'absence de résultat significatif aux moyennes latitudes pourrait être expliquée par le fait qu'en réalité, les observations réalisées ces dernières années aux moyennes latitudes résultent des oscillations et non de la fonte de la banquise arctique.

Il est important de préciser que ce mémoire ne peut pas être utilisé comme source de projection. En effet, dans le cadre de notre travail seuls les effets de deux conditions de glace de mer différentes ont été analysés. En réalité, les changements se font à toutes les échelles du système et donc les conséquences ne seront jamais celles présentées dans les résultats de notre étude. La méthodologie utilisée avait pour objectif spécifique de localiser les effets de la fonte de la banquise afin de mieux les comprendre. Il est donc nécessaire d'approfondir les recherches et d'utiliser des approches différentes pour obtenir une vision plus claire et plus complète des impacts de la fonte de la banquise arctique sur le climat.

Références

- Al-Ghussain, L. (2019). Global warming: Review on driving forces and mitigation. *Environmental Progress & Sustainable Energy*, 38(1), 13–21.
- Allen, R. J., & Sherwood, S. C. (2008). Warming maximum in the tropical upper troposphere deduced from thermal winds. *Nature Geoscience*, 1(6), 399–403.
- Ambaum, M. H. P., Hoskins, B. J., & Stephenson, D. B. (2001). Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *Journal of Climate*, 14(16), 3495–3507.
- Ando, T., Higuchi, T., Hotta, H., Iwakiri, T., Jinno, T., Kino, K., Takano, Y., Toda, M., Yamazaki, K., & Suzuki, K. S. (2021). Description of MIROC6 AGCM.
- Bader, J., Mesquita, M. D. S., Hodges, K. I., Keenlyside, N., Østerhus, S., & Miles, M. (2011). A review on Northern Hemisphere sea-ice, storminess and the North Atlantic Oscillation: Observations and projected changes. *Atmospheric Research*, 101(4), 809–834.
- Baldwin, M. P., & Dunkerton, T. J. (2001). Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes. *Science*, 294(5542), 581–584.
- Barnes, E. A., & Polvani, L. M. (2015). CMIP5 projections of Arctic amplification, of the North American/North Atlantic circulation, and of their relationship. *Journal of Climate*, 28(13), 5254–5271.
- Barriopedro, D., García-Herrera, R., Lupo, A. R., & Hernández, E. (2006). A Climatology of Northern Hemisphere Blocking. *Journal of Climate*, 19(6), 1042–1063.
- Bécu, J.-M. (2016). *Contrôle des fausses découvertes lors de la sélection de variables en grande dimension* (Doctoral dissertation). Compiègne.
- Bell, J. E., Brown, C. L., Conlon, K., Herring, S., Kunkel, K. E., Lawrimore, J., Lubert, G., Schreck, C., Smith, A., & Uejio, C. (2018). Changes in extreme events and the potential impacts on human health. *Journal of the Air & Waste Management Association*, 68(4), 265–287.
- Benjamini, Y., & Hochberg, Y. (1995). Controlling the false discovery rate: A practical and powerful approach to multiple testing. *Journal of the Royal statistical society: series B (Methodological)*, 57(1), 289–300.
- Blackport, R., & Screen, J. A. (2020a). Insignificant effect of Arctic amplification on the amplitude of midlatitude atmospheric waves. *Science advances*, 6(8), eaay2880.
- Blackport, R., & Screen, J. A. (2020b). Weakened evidence for mid-latitude impacts of Arctic warming. *Nature Climate Change*, 10(12), 1065–1066.

- Blackport, R., Screen, J. A., van der Wiel, K., & Bintanja, R. (2019). Minimal influence of reduced Arctic sea ice on coincident cold winters in mid-latitudes. *Nature Climate Change*, 9(9), 697–704.
- Boeke, R. C., Taylor, P. C., & Sejas, S. A. (2021). On the Nature of the Arctic’s Positive Lapse-Rate Feedback. *Geophysical Research Letters*, 48(1), e2020GL091109.
- Bony, S., & Dufresne, J.-L. (2007). Processus régissant la sensibilité climatique. *La Météorologie*, (56), 29. Retrieved April 4, 2023, from <https://hal.science/hal-00184739>
- Brunner, L., Pendergrass, A. G., Lehner, F., Merrifield, A. L., Lorenz, R., & Knutti, R. (2020). Reduced global warming from CMIP6 projections when weighting models by performance and independence. *Earth System Dynamics*, 11(4), 995–1012.
- Budikova, D. (2009). Role of Arctic sea ice in global atmospheric circulation: A review. *Global and Planetary Change*, 68(3), 149–163.
- Campos, C., & Horn, M. (2018). The physical system of the Arctic Ocean and Subarctic Seas in a changing climate. *YOUMARES 8–Oceans Across Boundaries: Learning from Each Other: Proceedings of the 2017 Conference for YOUnG MARine REsearchers in Kiel, Germany*, 25–40.
- Cassou, C. (2004). Du changement climatique aux régimes de temps: L’oscillation nord-atlantique. *La Météorologie*, 45, 21–32.
- Chang, E. K. M., Ma, C.-G., Zheng, C., & Yau, A. M. W. (2016). Observed and projected decrease in Northern Hemisphere extratropical cyclone activity in summer and its impacts on maximum temperature. *Geophysical Research Letters*, 43(5), 2200–2208.
- Cohen, J., Zhang, X., Francis, J., Jung, T., Kwok, R., Overland, J., Ballinger, T. J., Bhatt, U. S., Chen, H. W., Coumou, D., Feldstein, S., Gu, H., Handorf, D., Henderson, G., Ionita, M., Kretschmer, M., Laliberte, F., Lee, S., Linderholm, H. W., ... Yoon, J. (2020). Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Nature Climate Change*, 10(1), 20–29.
- Cohen, J., Furtado, J. C., Jones, J., Barlow, M., Whittleston, D., & Entekhabi, D. (2014). Linking Siberian Snow Cover to Precursors of Stratospheric Variability. *Journal of Climate*, 27(14), 5422–5432.
- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., Francis, J., Dethloff, K., Entekhabi, D., & Overland, J. (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature geoscience*, 7(9), 627–637.
- Cohen, J. L., Furtado, J. C., Barlow, M., Alexeev, V. A., & Cherry, J. E. (2012). Asymmetric seasonal temperature trends. *Geophysical Research Letters*, 39(4).
- Cohen, J. L., Furtado, J. C., Barlow, M. A., Alexeev, V. A., & Cherry, J. E. (2012). Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling. *Environmental Research Letters*, 7(1), 014007.
- Coumou, D., Di Capua, G., Vavrus, S., Wang, L., & Wang, S. (2018). The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nature Communications*, 9(1), 2959.

- Coumou, D., & De Luca, P. (2020). Global warming makes weather in boreal summer more persistent. *Weather and Climate Dynamics Discussions*, 1–17.
- Data, C. (2009). Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation. *World Meteorological Organization*.
- de Fisher, L. (n.d.). TEST DE KOLMOGOROV-SMIRNOV. *Dictionnaire encyclopédique*, 534.
- Eden, P. (2011). December 2010 Coldest December since 1890. *Weather*, 66(2), i–iv.
- Francis, J. A., & Vavrus, S. J. (2012). Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophysical Research Letters*, 39(6).
- Garcia-Soto, C., Cheng, L., Caesar, L., Schmidtko, S., Jewett, E. B., Cheripka, A., Rigor, I., Caballero, A., Chiba, S., & Báez, J. C. (2021). An overview of ocean climate change indicators: Sea surface temperature, ocean heat content, ocean pH, dissolved oxygen concentration, Arctic Sea ice extent, thickness and volume, sea level and strength of the AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation). *Frontiers in Marine Science*, 8, 642372.
- Gillett, N. P., Allen, M. R., McDonald, R. E., Senior, C. A., Shindell, D. T., & Schmidt, G. A. (2002). How linear is the Arctic Oscillation response to greenhouse gases? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D3), ACL 1-1-ACL 1–7.
- Goosse, H., Kay, J. E., Armour, K. C., Bodas-Salcedo, A., Chepfer, H., Docquier, D., Jonko, A., Kushner, P. J., Lecomte, O., Massonnet, F., Park, H.-S., Pithan, F., Svensson, G., & Vancoppenolle, M. (2018). Quantifying climate feedbacks in polar regions. *Nature Communications*, 9(1), 1919.
- Hao, H., Su, B., Liu, S., & Zhuo, W. (2023). Radiative Effects and Costing Assessment of Arctic Sea Ice Albedo Changes. *Remote Sensing*, 15(4), 970.
- Hardiman, S. C., Dunstone, N. J., Scaife, A. A., Smith, D. M., Comer, R., Nie, Y., & Ren, H.-L. (2022). Missing eddy feedback may explain weak signal-to-noise ratios in climate predictions. *npj Climate and Atmospheric Science*, 5(1), 57.
- Heim Jr, R. R. (2015). An overview of weather and climate extremes—Products and trends. *Weather and Climate Extremes*, 10, 1–9.
- Hoskins, B., & Woollings, T. (2015). Persistent Extratropical Regimes and Climate Extremes. *Current Climate Change Reports*, 1(3), 115–124.
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., & Visbeck, M. (2003). An overview of the North Atlantic oscillation. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 134, 1–36.
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., & Visbeck, M. (2001). The North Atlantic Oscillation. *Science*, 291(5504), 603–605.
- Imkeller, P., & Monahan, A. H. (2002). CONCEPTUAL STOCHASTIC CLIMATE MODELS. *Stochastics and Dynamics*, 02(03), 311–326.
- Ivanov, V. (2023). Arctic Sea Ice Loss Enhances the Oceanic Contribution to Climate Change. *Atmosphere*, 14(2), 409.

- Jolly, E. (2020). *Effet de l'Amplification Arctique sur la circulation atmosphérique des moyennes latitudes et les vagues de froid en hiver à partir de modélisation numérique idéalisée* (Doctoral dissertation). Université Paris sciences et lettres.
- Jouanno, J., Benshila, R., Berline, L., Soulié, A., Radenac, M.-H., Morvan, G., Diaz, F., Sheinbaum, J., Chevalier, C., & Thibaut, T. (2021). A NEMO-based model of Sargassum distribution in the tropical Atlantic: Description of the model and sensitivity analysis (NEMO-Sarg1. 0). *Geoscientific Model Development*, 14(6), 4069–4086.
- Jucker, M. (2021). Scaling of Eliassen-Palm flux vectors. *Atmospheric Science Letters*, 22(4), e1020.
- Kay, J. E., & L'Ecuyer, T. (2013). Observational constraints on Arctic Ocean clouds and radiative fluxes during the early 21st century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(13), 7219–7236.
- Kelleher, M., & Screen, J. (2018). Atmospheric precursors of and response to anomalous Arctic sea ice in CMIP5 models. *Advances in Atmospheric Sciences*, 35(1), 27–37.
- Kergomard, C. (2007). L'Arctique face au changement climatique. *Annales de géographie*, 653(1), 3–22.
- Khodri, M., Swingedouw, D., Mignot, J., Sicre, M.-A., Garnier, E., Masson-Delmotte, V., Ribes, A., & Terray, L. (2015). Le climat du dernier millénaire. *La Météorologie*, 8(88), 36–47.
- Kim, B.-M., Son, S.-W., Min, S.-K., Jeong, J.-H., Kim, S.-J., Zhang, X., Shim, T., & Yoon, J.-H. (2014). Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nature Communications*, 5(1), 4646.
- Kogan, F. (2023). *Remote Sensing Land Surface Changes: The 1981-2020 Intensive Global Warming*. Springer Nature.
- Kornhuber, K., Petoukhov, V., Petri, S., Rahmstorf, S., & Coumou, D. (2017). Evidence for wave resonance as a key mechanism for generating high-amplitude quasi-stationary waves in boreal summer. *Climate Dynamics*, 49(5), 1961–1979.
- Kug, J.-S., Choi, D.-H., Jin, F.-F., Kwon, W.-T., & Ren, H.-L. (2010). Role of synoptic eddy feedback on polar climate responses to the anthropogenic forcing. *Geophysical Research Letters*, 37(14).
- Le Treut, H. (2003). Les scénarios globaux de changement climatique et leurs incertitudes. *Comptes Rendus Geoscience*, 335(6-7), 525–533.
- Lecouffe, A. (2021, December 9). *Évolution et persistance des vortex stratosphériques polaires Arctique et Antarctique sur la période 1979 - 2021* (These de doctorat). Sorbonne université. Retrieved April 6, 2023, from <https://www.theses.fr/2021SORUS293>
- Li, Q., Graf, H.-F., & Giorgetta, M. A. (2007). Stationary planetary wave propagation in Northern Hemisphere winter — climatological analysis of the refractive index. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(1), 183–200.

- Li, S., & Liu, W. (2022). Impacts of Arctic sea ice loss on global ocean circulations and interbasin ocean heat exchanges. *Climate Dynamics*, 59(9), 2701–2716.
- Liu, H., Miyoshi, Y., Miyahara, S., Jin, H., Fujiwara, H., & Shinagawa, H. (2014). Thermal and dynamical changes of the zonal mean state of the thermosphere during the 2009 SSW: GAIA simulations. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 119(8), 6784–6791.
- Lourtioz, J.-M., Lecomte, J., & Szopa, S. (2022). Chapitre 7 Le système climatique. In *Enjeux de la transition écologique* (pp. 197–220). EDP Sciences.
- Majda, A. J., & Biello, J. A. (2003). The Nonlinear Interaction of Barotropic and Equatorial Baroclinic Rossby Waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(15), 1809–1821.
- Maslowski, W., Clement Kinney, J., Higgins, M., & Roberts, A. (2012). The Future of Arctic Sea Ice. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40(1), 625–654.
- McCusker, K. E., Fyfe, J. C., & Sigmond, M. (2016). Twenty-five winters of unexpected Eurasian cooling unlikely due to Arctic sea-ice loss. *Nature Geoscience*, 9(11), 838–842.
- McKenna, C. M., Bracegirdle, T. J., Shuckburgh, E. F., Haynes, P. H., & Joshi, M. M. (2018a). Arctic Sea Ice Loss in Different Regions Leads to Contrasting Northern Hemisphere Impacts. *Geophysical Research Letters*, 45(2), 945–954.
- McKenna, C. M., Bracegirdle, T. J., Shuckburgh, E. F., Haynes, P. H., & Joshi, M. M. (2018b). Arctic sea ice loss in different regions leads to contrasting Northern Hemisphere impacts. *Geophysical Research Letters*, 45(2), 945–954.
- Mercier, D. (2021). Le changement climatique et la fonte de la cryosphère.
- Migone, M. (2022, December 5). *Analysis of the impacts of Arctic sea ice decrease on future climate change* (laurea). Politecnico di Torino. Retrieved May 30, 2023, from <https://webthesis.biblio.polito.it/24987/>
- Momen, M., Bou-Zeid, E., Parlange, M. B., & Giometto, M. (2018). Modulation of Mean Wind and Turbulence in the Atmospheric Boundary Layer by Baroclinicity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75(11), 3797–3821.
- Mori, M., Watanabe, M., Shiogama, H., Inoue, J., & Kimoto, M. (2014). Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nature Geoscience*, 7(12), 869–873.
- Morin, D. (2022, April). *Effets de la variabilité naturelle sur les tendances observées pour la neige dans le nord du Québec et au Labrador*. Retrieved July 20, 2023, from <https://archipel.uqam.ca/15390/>
- Mudryk, L. R., Kushner, P. J., & Derksen, C. (2014). Interpreting observed northern hemisphere snow trends with large ensembles of climate simulations. *Climate Dynamics*, 43(1), 345–359.
- Notz, D., & Community, S. (2020). Arctic Sea Ice in CMIP6. *Geophysical Research Letters*, 47(10), e2019GL086749.

- Overland, J. E., Ballinger, T. J., Cohen, J., Francis, J. A., Hanna, E., Jaiser, R., Kim, B.-M., Kim, S.-J., Ukita, J., Vihma, T., Wang, M., & Zhang, X. (2021). How do intermittency and simultaneous processes obfuscate the Arctic influence on midlatitude winter extreme weather events? *Environmental Research Letters*, 16(4), 043002.
- Overland, J. E., Dethloff, K., Francis, J. A., Hall, R. J., Hanna, E., Kim, S.-J., Screen, J. A., Shepherd, T. G., & Vihma, T. (2016). Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic. *Nature Climate Change*, 6(11), 992–999.
- Overland, J. E., Francis, J. A., Hanna, E., & Wang, M. (2012). The recent shift in early summer Arctic atmospheric circulation. *Geophysical Research Letters*, 39(19).
- Overland, J. E., Wood, K. R., & Wang, M. (2011). Warm Arctic—cold continents: Climate impacts of the newly open Arctic Sea. *Polar Research*, 30(1), 15787.
- Perlwitz, J., Hoerling, M., & Dole, R. (2015). Arctic tropospheric warming: Causes and linkages to lower latitudes. *Journal of Climate*, 28(6), 2154–2167.
- Petrie, R. E., Shaffrey, L. C., & Sutton, R. T. (2015). Atmospheric Impact of Arctic Sea Ice Loss in a Coupled Ocean–Atmosphere Simulation. *Journal of Climate*, 28(24), 9606–9622.
- Pistone, K., Eisenman, I., & Ramanathan, V. (2014). Observational determination of albedo decrease caused by vanishing Arctic sea ice. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9), 3322–3326.
- Pithan, F., & Mauritsen, T. (2014). Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience*, 7(3), 181–184.
- Ren, H.-L., Zhou, F., Nie, Y., & Zhao, S. (2022). Dynamic Synoptic Eddy Feedbacks Contributing to Maintenance and Propagation of Intraseasonal NAO. *Geophysical Research Letters*, 49(2), e2021GL096508.
- Russo, S., Dosio, A., Graversen, R. G., Sillmann, J., Carrao, H., Dunbar, M. B., Singleton, A., Montagna, P., Barbola, P., & Vogt, J. V. (2014). Magnitude of extreme heat waves in present climate and their projection in a warming world. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(22), 12, 500–12, 512.
- Screen, J. A., Deser, C., & Simmonds, I. (2012). Local and remote controls on observed Arctic warming. *Geophysical Research Letters*, 39(10).
- Screen, J. A. (2017). The missing Northern European winter cooling response to Arctic sea ice loss. *Nature Communications*, 8(1), 14603.
- Screen, J. A., Deser, C., Simmonds, I., & Tomas, R. (2014). Atmospheric impacts of Arctic sea-ice loss, 1979–2009: Separating forced change from atmospheric internal variability. *Climate dynamics*, 43, 333–344.
- Screen, J. A., Deser, C., Smith, D. M., Zhang, X., Blackport, R., Kushner, P. J., Oudar, T., McCusker, K. E., & Sun, L. (2018). Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models. *Nature Geoscience*, 11(3), 155–163.

- Semmler, T., Stulic, L., Jung, T., Tilinina, N., Campos, C., Gulev, S., & Koracin, D. (2016). Seasonal Atmospheric Responses to Reduced Arctic Sea Ice in an Ensemble of Coupled Model Simulations. *Journal of Climate*, 29(16), 5893–5913.
- Serreze, M. C., Barrett, A. P., Stroeve, J. C., Kindig, D. N., & Holland, M. M. (2009). The emergence of surface-based Arctic amplification. *The Cryosphere*, 3(1), 11–19.
- Serreze, M. C., & Barry, R. G. (2011). Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global and Planetary Change*, 77(1), 85–96.
- Sillmann, J., Kharin, V. V., Zhang, X., Zwiers, F. W., & Bronaugh, D. (2013). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate. *Journal of geophysical research: atmospheres*, 118(4), 1716–1733.
- Smith, D. M., Eade, R., Andrews, M. B., Ayres, H., Clark, A., Chripko, S., Deser, C., Dunstone, N. J., García-Serrano, J., & Gastineau, G. (2022). Robust but weak winter atmospheric circulation response to future Arctic sea ice loss. *Nature communications*, 13(1), 727.
- Smith, D. M., Screen, J. A., Deser, C., Cohen, J., Fyfe, J. C., García-Serrano, J., Jung, T., Kattsov, V., Matei, D., & Msadek, R. (2019). The Polar Amplification Model Intercomparison Project (PAMIP) contribution to CMIP6: Investigating the causes and consequences of polar amplification. *Geoscientific Model Development*, 12(3), 1139–1164.
- Sospedra-Alfonso, R., Merryfield, W. J., Boer, G. J., Kharin, V. V., Lee, W.-S., Seiler, C., & Christian, J. R. (2021). Decadal climate predictions with the Canadian Earth system model version 5 (CanESM5). *Geoscientific Model Development*, 14(11), 6863–6891.
- Sun, L., Perlwitz, J., & Hoerling, M. (2016). What caused the recent “Warm Arctic, Cold Continents” trend pattern in winter temperatures? *Geophysical Research Letters*, 43(10), 5345–5352.
- Swart, N. C., Cole, J. N. S., Kharin, V. V., Lazare, M., Scinocca, J. F., Gillett, N. P., Anstey, J., Arora, V., Christian, J. R., Hanna, S., Jiao, Y., Lee, W. G., Majaess, F., Saenko, O. A., Seiler, C., Seinen, C., Shao, A., Sigmond, M., Solheim, L., ... Winter, B. (2019). The Canadian Earth System Model version 5 (CanESM5.0.3). *Geoscientific Model Development*, 12(11), 4823–4873.
- Tan, G.-R., Jin, F.-F., Ren, H.-L., & Sun, Z.-B. (2014). The role of eddy feedback in the excitation of the NAO. *Meteorological Applications*, 21(3), 768–776.
- Tatebe, H., Ogura, T., Nitta, T., Komuro, Y., Ogochi, K., Takemura, T., Sudo, K., Sekiguchi, M., Abe, M., Saito, F., Chikira, M., Watanabe, S., Mori, M., Hirota, N., Kawatani, Y., Mochizuki, T., Yoshimura, K., Takata, K., O’ishi, R., ... Kimoto, M. (2019a). Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6. *Geoscientific Model Development*, 12(7), 2727–2765.
- Tatebe, H., Ogura, T., Nitta, T., Komuro, Y., Ogochi, K., Takemura, T., Sudo, K., Sekiguchi, M., Abe, M., Saito, F., Chikira, M., Watanabe, S., Mori, M., Hirota, N., Kawatani, Y., Mochizuki, T., Yoshimura, K., Takata, K., O’ishi, R., ... Kimoto, M. (2019b). Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6. *Geoscientific Model Development*, 12(7), 2727–2765.

- Triplet, J. P., & Roche, G. (1986). *Météorologie Générale*, Ecole Nationale de la Météorologie, 318 p.
- Vavrus, S. (2004). The Impact of Cloud Feedbacks on Arctic Climate under Greenhouse Forcing. *Journal of Climate*, 17(3), 603–615.
- Vihma, T. (2014). Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate: A Review. *Surveys in Geophysics*, 35(5), 1175–1214.
- Vogel, E., Donat, M. G., Alexander, L. V., Meinshausen, M., Ray, D. K., Karoly, D., Meinshausen, N., & Frieler, K. (2019). The effects of climate extremes on global agricultural yields. *Environmental Research Letters*, 14(5), 054010.
- Wang, J., Kim, H.-M., & Chang, E. K. M. (2017). Changes in Northern Hemisphere Winter Storm Tracks under the Background of Arctic Amplification. *Journal of Climate*, 30(10), 3705–3724.
- Wendisch, M., Macke, A., Ehrlich, A., Lüpkes, C., Mech, M., Chechin, D., Dethloff, K., Velasco, C. B., Bozem, H., Brückner, M., Clemen, H.-C., Crewell, S., Donth, T., Dupuy, R., Ebell, K., Egerer, U., Engelmann, R., Engler, C., Eppers, O., ... Zeppenfeld, S. (2019). The Arctic Cloud Puzzle: Using ACLOUD/PASCAL Multiplatform Observations to Unravel the Role of Clouds and Aerosol Particles in Arctic Amplification. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(5), 841–871.
- Woollings, T., & Blackburn, M. (2012). The North Atlantic Jet Stream under Climate Change and Its Relation to the NAO and EA Patterns. *Journal of Climate*, 25(3), 886–902.
- Yang, M., Qiu, Y., Huang, L., Cheng, M., Chen, J., Cheng, B., & Jiang, Z. (2023). Changes in Sea Surface Temperature and Sea Ice Concentration in the Arctic Ocean over the Past Two Decades. *Remote Sensing*, 15(4), 1095.
- Zappa, G., Lucarini, V., & Navarra, A. (2011). Baroclinic Stationary Waves in Aquaplanet Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(5), 1023–1040.
- Zhang, R., Wang, H., Fu, Q., Pendergrass, A. G., Wang, M., Yang, Y., Ma, P.-L., & Rasch, P. J. (2018). Local Radiative Feedbacks Over the Arctic Based on Observed Short-Term Climate Variations. *Geophysical Research Letters*, 45(11), 5761–5770.

Liste des figures

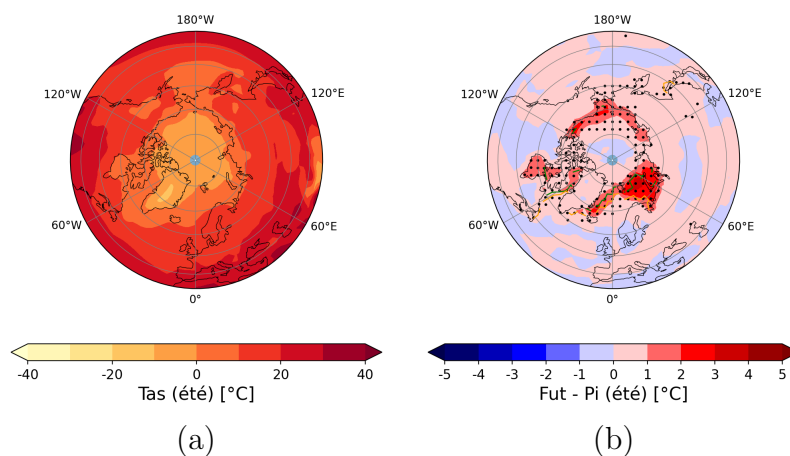
1	Figure 1 - Évolutions historiques et projections futures de la surface de la banquise arctique par les modèles climatiques de CMIP6. Provient de Notz (2020).	4
2	Figure 2 - Représentation des deux phases de la NAO. Provient de Cassou (2004).	9
3	Figure 3 - Synthèse de la voie stratosphérique. Provient de Cohen <i>et al.</i> (2014).	11
4	Figure 4 - Synthèse des liens entre la perte de glace de mer/AA et les conditions extrêmes froides aux moyennes latitudes en automne et en hiver.	12
5	Figure 5 - Représentation des mécanismes proposés en été. Provient de Coumou <i>et al.</i> (2018).	14
6	Figure 6 - Concentration de la glace de mer dans l'expérience Pi (a). Différences de concentration de glace de mer (%) entre Fut et Pi en moyenne annuelle (b), en été (c), en automne (d), en hiver (e) et au printemps (f). Ces cartes correspondent aux deux modèles climatiques employés, car elles représentent les conditions forcées de Siconca provenant des expériences utilisées.	27
7	Figure 7 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Conditions atmosphériques moyennes en automne (gauche) et différences entre les simulations Fut et Pi (droite): Tas (a) et (b), Zg500 (c) et (d), Psl (e) et (f), Pr (g) et (h). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.	29
8	Figure 8 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Conditions atmosphériques moyennes en hiver (gauche) et différences entre les simulations Fut et Pi (droite): Tas (a) et (b), Zg500 (c) et (d), Psl (e) et (f), Pr (g) et (h). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.	31
9	Figure 9 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Altitude géopotentielle de la surface isobare 10 hPa dans l'expérience Pi (a) et différence entre les situations Fut et Pi (b). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.	34
10	Figure 10 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Différence entre les conditions Fut et Pi pour différents indices d'événements climatiques extrêmes en automne: température minimale (a), nombre de jours de gel (b), fréquence de nuits froides (c), journées sèches consécutives (d), journées humides consécutives (e) et précipitations totales durant les jours humides (f). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.	36
11	Figure 11 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Différence entre les conditions Fut et Pi pour différents indices de températures extrêmes en hiver: température minimale (a), température maximale (b), nombre de jours de gel (c), fréquence de nuits froides (d), fréquence de journées chaudes (e), fréquence de nuits chaudes (f). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.	38

12	Figure 12 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Différence entre les conditions Fut et Pi pour différents indices de précipitations extrêmes en hiver: nombre de jours secs consécutifs (a), nombre de jours humides consécutifs (b), précipitations totales les jours humides (c). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.	39
13	Figure 13 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Différence entre les conditions Fut et Pi pour différents indices de températures extrêmes au printemps: températures maximales (a) et fréquence de journées chaudes (b). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.	42
14	Figure 14 - Résultats du modèle climatique CanESM5. Différence entre les conditions Fut et Pi pour différents indices de températures extrêmes en été: températures maximales (a) et fréquence de journées chaudes (b). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.	43
15	Figure 15 - Importance du paramètre de rétroaction des tourbillons (M) pour les différents modèles de PAMIP et corrélation entre cet indice (M) et : le SPV (a) et la variance de la composante zonale de la vitesse du vent en hiver qui est expliquée par la divergence du flux d'Eliassen-Palm aux moyennes latitudes (ZWRI) (b). Provient de Smith <i>et al.</i> (2022).	47
1	Annexe 1 - Résultats du modèle climatique CanESM5 en été. Tas (a) et différence moyenne de Tas (°C) entre les simulations Fut et Pi (b). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative	63
2	Annexe 2 - Résultats du modèle climatique CanESM5 au printemps. Conditions climatiques moyenne et différences moyennes entre les simulations Fut et Pi: Tas (a - b), Zg500 (c - d) et Pr (e - f). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.	64
3	Annexe 3 - Résultats concernant les conditions atmosphériques simulées par MIROC6. Conditions atmosphériques moyennes en hiver (gauche) et différences entre les simulations fut et Pi (droite): Tas (a) et (b), Zg500 (c) et (d), Psl (e) et (f), Pr (g) et (h). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.	65
4	Annexe 4 - Hauteur de géopotentiel à 10 hPa en hiver (pour le modèle MIROC6) dans l'expérience Pi (a), et la différence entre la situation Fut et Pi (b). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.	66
5	Annexe 5 - Différence entre les conditions Fut et Pi pour différents indices de températures extrêmes en hiver pour le modèle MIROC6: température minimale (a), température maximale (b), nombre de jour de gel (c), fréquence de nuits froides (d), fréquence de journées chaudes (e), fréquence de nuits chaudes (f). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.	67

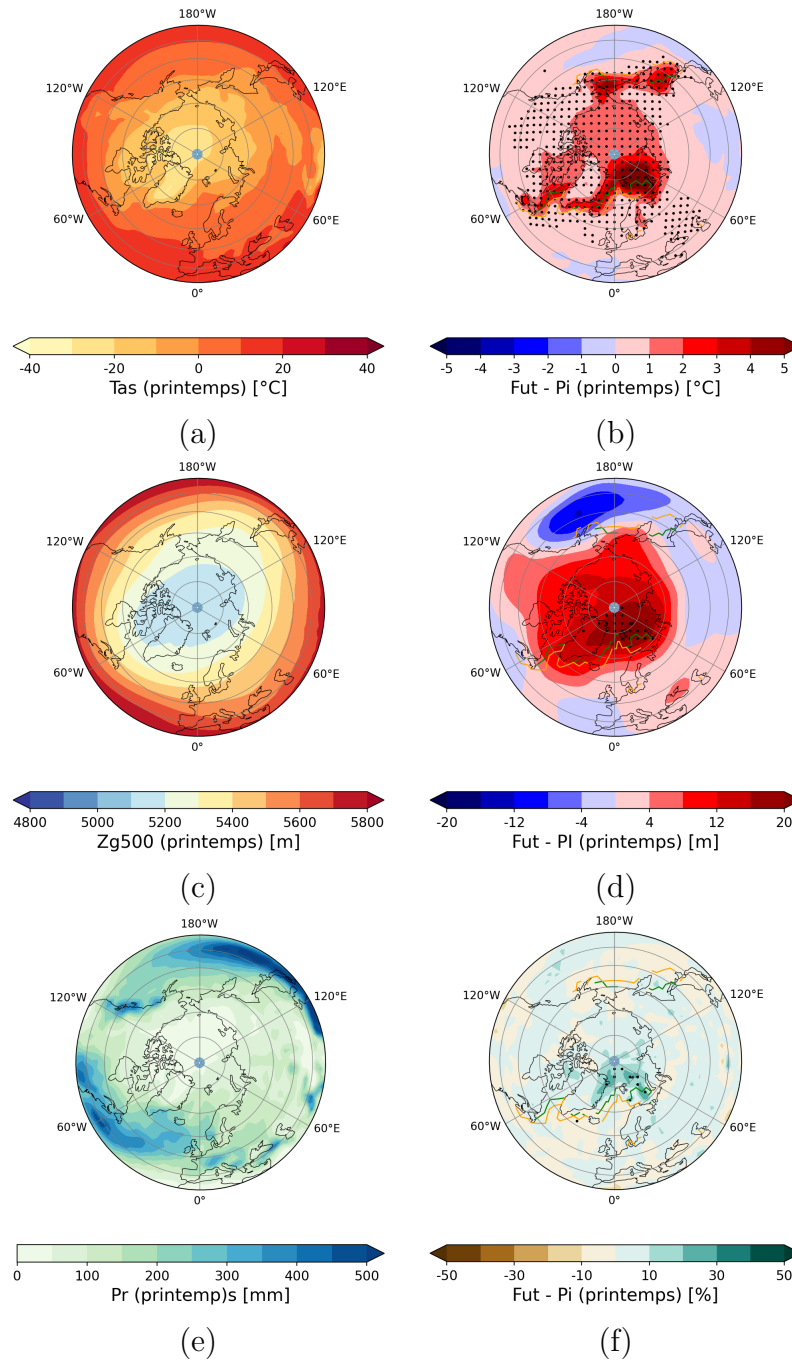
Liste des tableaux

1	Table 1 - Définitions des variables climatiques utilisées.	20
2	Table 2 - Définitions des indices de températures extrêmes utilisés.	22
3	Table 3 - Définitions des indices de précipitations extrêmes utilisés.	23

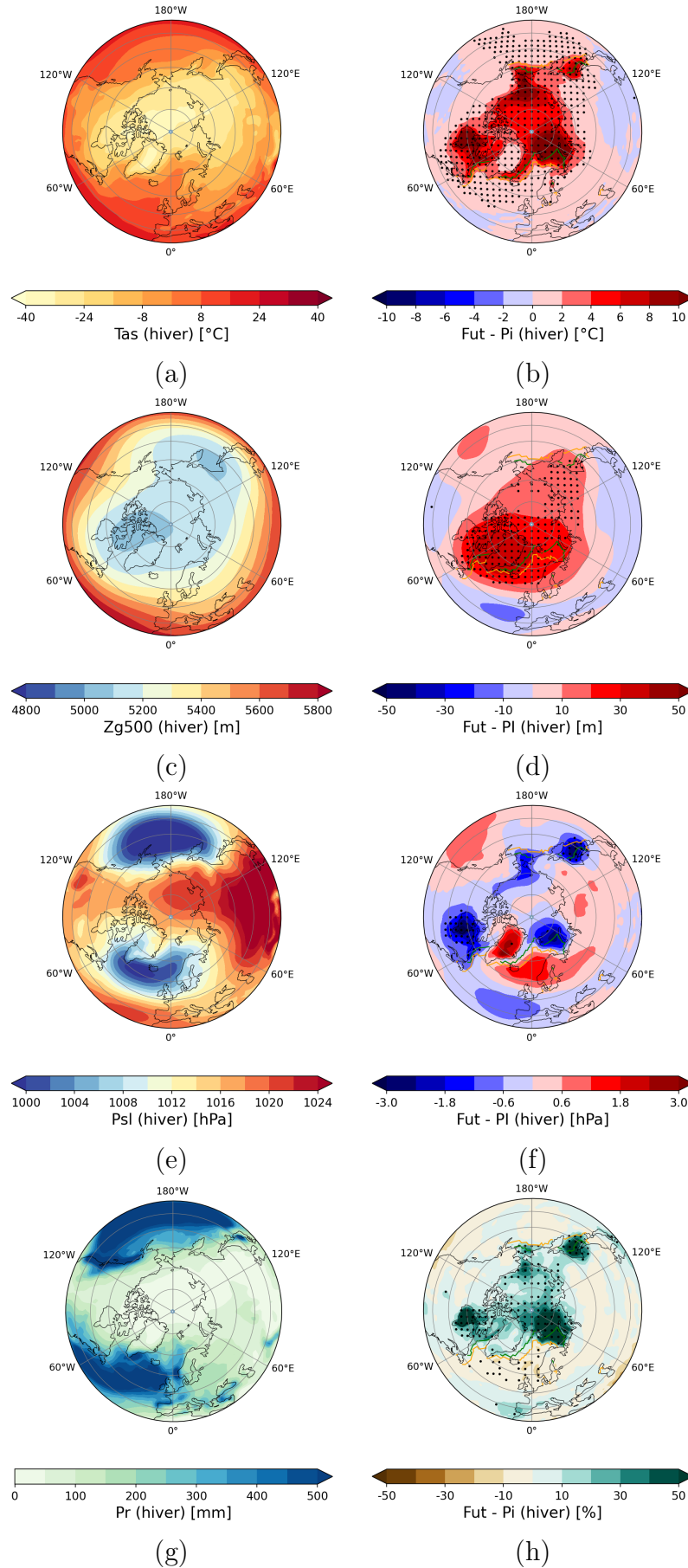
Annexes



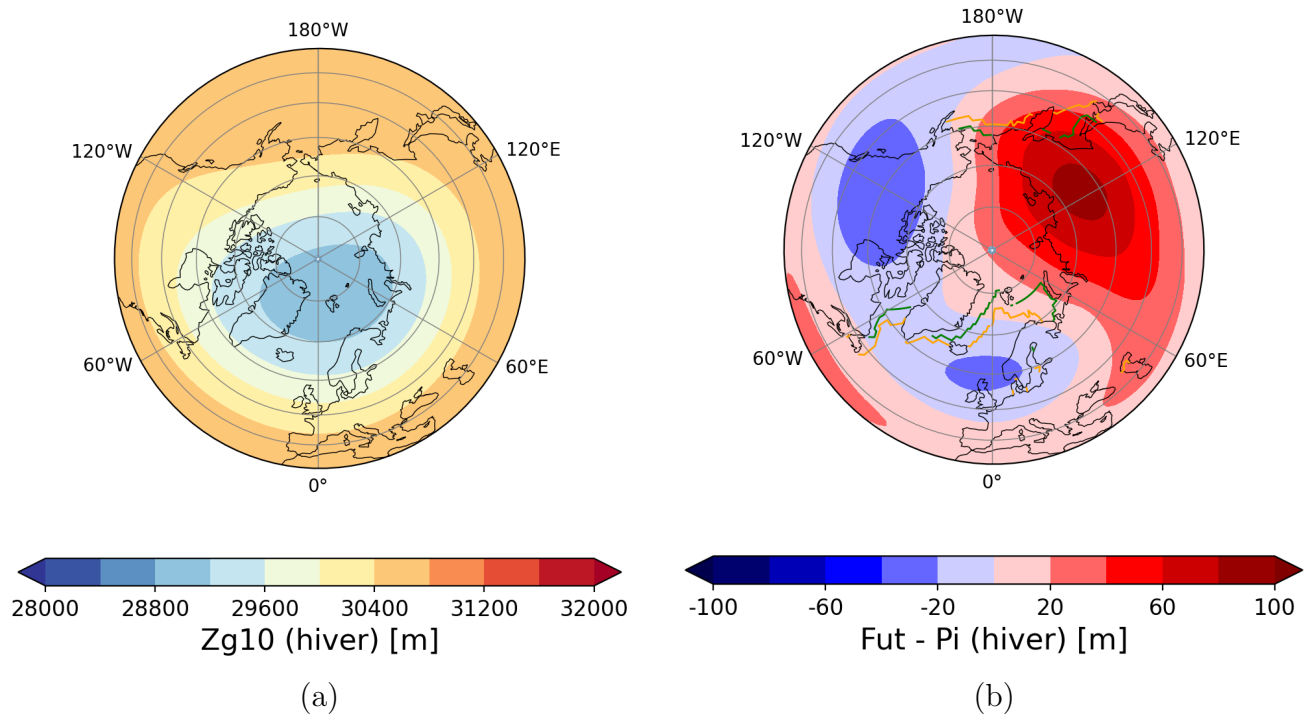
Annexe 1 - Résultats du modèle climatique CanESM5 en été. Tas (a) et différence moyenne de Tas (°C) entre les simulations Fut et Pi (b). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative



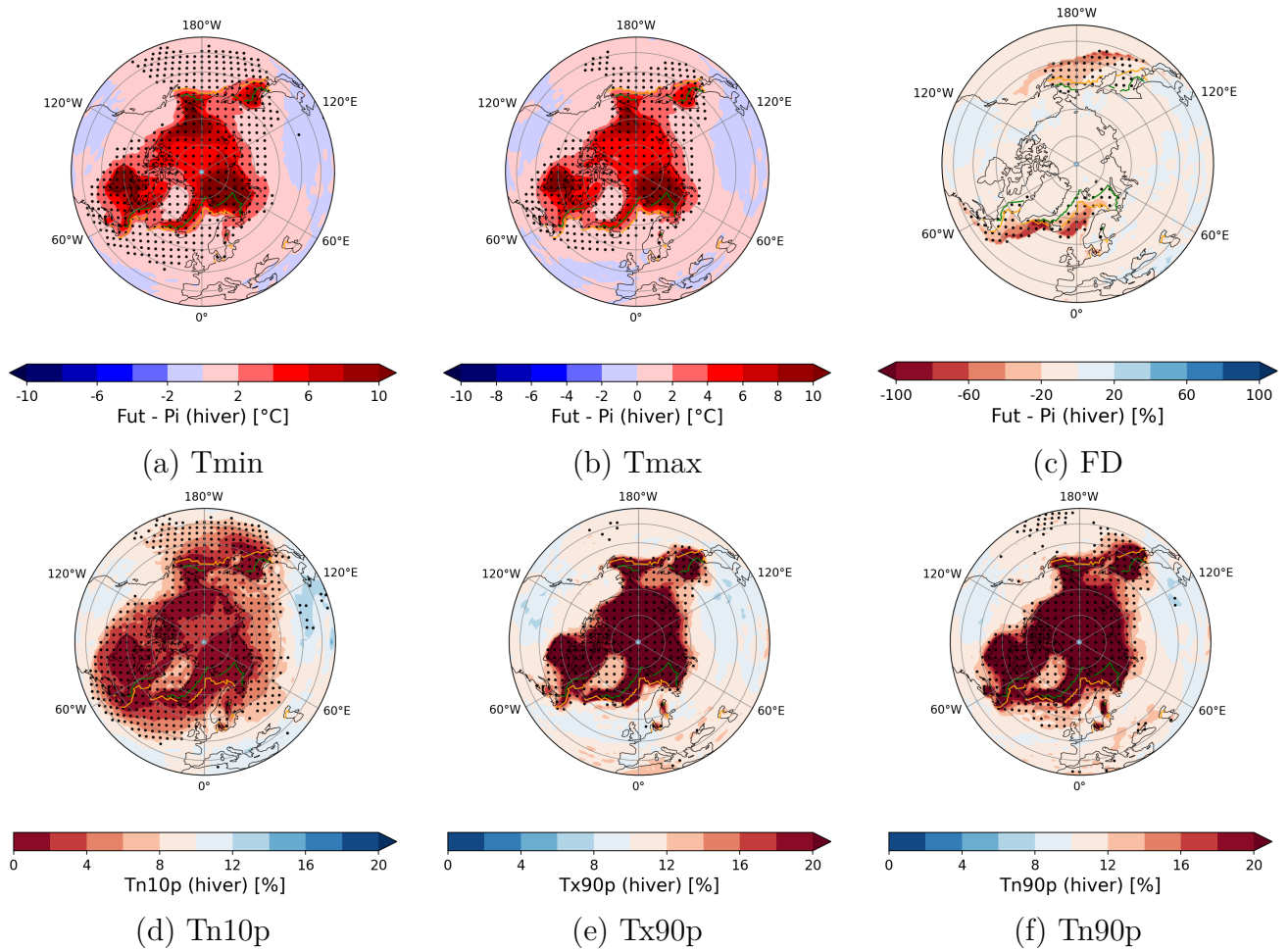
Annexe 2 - Résultats du modèle climatique CanESM5 au printemps. Conditions climatiques moyenne et différences moyennes entre les simulations Fut et Pi: Tas (a - b), $Zg500$ (c - d) et Pr (e - f). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.



Annexe 3 - Résultats concernant les conditions atmosphériques simulées par MIROC6. Conditions atmosphériques moyennes en hiver (gauche) et différences entre les simulations fut et Pi (droite): Tas (a) et (b), Zg500 (c) et (d), Psl (e) et (f), Pr (g) et (h). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.



Annexe 4 - Hauteur de géopotential à 10 hPa en hiver (pour le modèle MIROC6) dans l'expérience Pi (a), et la différence entre la situation Fut et Pi (b). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.



Annexe 5 - Différence entre les conditions Fut et Pi pour différents indices de températures extrêmes en hiver pour le modèle MIROC6: température minimale (a), température maximale (b), nombre de jour de gel (c), fréquence de nuits froides (d), fréquence de journées chaudes (e), fréquence de nuits chaudes (f). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative.

Autobiographie

Coordonnées

- Crevits Robin
- 24/06/1998
- Rue de la neuve cour, 06, 5334 Florée
- robincrevits@gmail.com
- +32475555121

Parcours académique

- 2010-2016 : Secondaire en technique de Transition Sciences Appliquées EPASC.
- 2016-2017 : Première année en bachelier en sciences de l'ingénieur, orientation bioingénieur.
- 2017-2021 : Bachelier en sciences géographiques, orientation générale, à l'Université Catholique de Louvain.
- 2021-2023 : Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie, à finalité approfondie, à l'Université Catholique de Louvain.

