

Faculté des sciences

Linéarité de la réponse du climat des moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord à la fonte de la banquise arctique

Auteur: **Juliette TAMBURRO**

Promoteurs: **Thierry FICHEFET, François MASSONNET**

Lecteur: **Bas VAN WESEMAEL**

Année académique 2022–2023

Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie

Résumé

La fonte progressive de la glace de mer de l'océan Arctique, principalement induite par les émissions anthropiques de gaz à effet de serre, engendre des conséquences notables sur le climat de l'hémisphère Nord. Ces impacts vont au-delà de la simple augmentation des températures atmosphériques, englobant également des modifications substantielles des régimes climatiques des hautes et moyennes latitudes. Ce mémoire se penche sur les différentes répercussions potentielles de cette fonte sur les conditions climatiques des hautes et moyennes latitudes de l'hémisphère Nord. De plus, il explore la linéarité temporelle des réponses de divers paramètres climatiques face à la réduction de l'étendue de la glace de mer arctique. Pour répondre à ces deux problématiques, des simulations des réponses climatiques face à la perte de glace de mer arctique ont été réalisées par le modèle HadGEM3-GC3.1-MM. Ces simulations ont été menées sur la base d'un futur présentant un réchauffement global moyen en surface de 2°C par rapport à la fin de l'ère préindustrielle (1850). L'analyse des résultats a mis en évidence des téléconnexions complexes affectant plusieurs régions. C'est durant la saison hivernale que les effets de la fonte de la glace de mer arctique sur le climat sont les plus prononcés, tant dans les régions directement touchées par cette perte que dans des régions éloignées des latitudes moyennes. De plus, il a été découvert une non-linéarité temporelle de la réponse de divers paramètres climatiques à la fonte de la glace de mer, indiquant qu'une amplification des réponses climatiques face à une même perte de glace de mer a eu lieu au fil du temps. Cependant, en raison de la complexité inhérente au système climatique et des incertitudes associées aux modèles climatiques, une interprétation prudente de ces résultats est de rigueur.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mes promoteurs, le Professeur Thierry Fichet et le Professeur François Massonnet, pour leur suivi important, leurs bons conseils, leur intérêt et leur confiance en mon travail.

Je tiens également à remercier le doctorant Steve Delhay qui m'a apporté une aide très précieuse. Malgré la fin de sa thèse et le peu de temps que cela lui laissait, il a toujours su répondre à mes questions, contribuant ainsi à une amélioration et à une progression continues. Mon mémoire repose en grande partie sur son aide.

Je tiens ensuite à remercier mes amis géographes avec qui j'ai pu partager ces cinq années d'études. Je remercie tout particulièrement Maëlle, Alexia, Robin et Romain avec qui j'ai pu passer de nombreux moments marquants ces deux dernières années. Leur soutien et l'entraide du groupe m'ont permis d'évoluer dans un cadre bienveillant tout au long de ce parcours.

Je tiens finalement à remercier ma famille et tout particulièrement ma maman qui m'a soutenue et encouragée tout au long de ce mémoire. Son soutien est probablement l'élément clé dans la réalisation de ce travail.

Table des matières

Introduction	4
1 Revue de la littérature	7
1.1 Amplification arctique	7
1.2 Téléconnexions climatiques	10
1.2.1 Introduction de la NAO	11
1.2.2 Les téléconnexions potentielles en hiver	12
1.2.3 Les téléconnexions potentielles en été	15
1.2.4 Les incertitudes liées aux téléconnexions	17
2 Méthodologie	20
2.1 Modèle utilisé	20
2.2 Expériences utilisées	21
2.3 Traitement de données et variables climatiques analysées	23
2.3.1 Concentration de la glace de mer	24
2.3.2 Température atmosphérique de surface	24
2.3.3 Précipitations	24
2.3.4 Pression atmosphérique de surface	24
2.3.5 Altitude géopotentielle de la surface isobare	25
2.3.6 Vent zonal	25
2.3.7 NAO	26
2.3.8 MCI	26
2.4 Significativité statistique	26
3 Résultats et discussion	28
3.1 Automne	29
3.1.1 Concentration de glace de mer	29
3.1.2 Température atmosphérique de surface	30
3.1.3 Précipitations	32
3.1.4 Pression atmosphérique de surface	33
3.1.5 Altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa	34
3.1.6 Indice NAO	35
3.1.7 Composante zonale de la vitesse du vent à 500hPa	35
3.1.8 Indice MCI	35
3.2 Hiver	36
3.2.1 Concentration de la glace de mer	36
3.2.2 Température atmosphérique de surface	37

3.2.3	Précipitations	38
3.2.4	Pression atmosphérique de surface	39
3.2.5	Altitude géopotentielle des surfaces isobares 10hPa et 500hPa . . .	41
3.2.6	Indice NAO	43
3.2.7	Composante zonale de la vitesse du vent à 10hPa et 500hPa	44
3.2.8	Indice MCI	46
3.2.9	Synthèse des réponses	48
3.2.10	Linéarité	51
3.2.11	Incertitudes	53
Conclusion		55
Références		58
Table des figures		64
Annexe		68

Introduction

L’océan Arctique connaît aujourd’hui une diminution progressive de l’étendue de sa glace de mer, avec un taux annuel moyen de -4% par an (SMITH et al., 2019). Cette fonte est causée par deux phénomènes : la variabilité interne du climat et des facteurs externes du système climatique (IPCC, 2019 ; COHEN et al., 2020). Si la variabilité interne du climat est observée depuis toujours sur Terre, ce n’est pas le cas des facteurs externes correspondant aux différents types de forçages climatiques (naturels ou non). Les récents forçages anthropiques sont, aujourd’hui, l’origine de nombreuses conséquences climatiques. À titre d’exemple, entre la fin du passé pré-industriel (1850) et 2019, les émissions anthropiques cumulées de CO₂ ont atteint 2400 ± 240 GtCO₂ (IPCC, 2022). Ces émissions, ajoutées aux émissions anthropiques de CH₄ et de N₂O, contribuent à l’augmentation des températures atmosphériques de surface. Cela provoque alors des flux de chaleur entre l’atmosphère et l’océan qui sont régulés par la fonte de la glace de mer. Environ la moitié de la perte de l’étendue de glace de mer arctique serait causée par ces émissions, le reste étant lié à la variabilité interne du système climatique (IPCC, 2019).

Le taux de fonte de la glace de mer arctique s’est accéléré au cours des dernières décennies. Le taux de fonte le plus important, soit -83000 km²/an, a été observé spécifiquement au mois de septembre entre 1979 et 2018 (IPCC, 2019). Cette accélération de la fonte de la glace de mer n’est pas uniquement due à l’augmentation des émissions de gaz à effet de serre. En effet, des rétroactions positives engendrent une amplification de la fonte au fur et à mesure que la glace disparaît. Une rétroaction pouvant servir d’exemple clé est celle de l’albédo-glace. La perte de glace de mer réduit l’albédo de surface, conduisant à une absorption plus importante d’énergie solaire, réchauffant la surface de l’océan et accélérant par conséquent la fonte de la glace de mer. De fait, le réchauffement arctique est presque trois fois plus important que le réchauffement observé dans le reste du monde et ce phénomène porte le nom d’amplification arctique, ‘AA’ (YOU et al., 2021 ; IPCC, 2019 ; RANTANEN et al., 2022). L’AA a donc comme principale conséquence la fonte de la glace de mer arctique. Cependant, elle provoque également la fonte de la calotte glaciaire du Groenland, qui a enregistré une perte totale de masse de -267 ± 3 Gt/an entre 2002 et 2019 (YOU et al., 2021). Cette importante perte de glace contribue également à une forte réduction de l’albédo et participe donc aussi à l’AA. Finalement, l’ensemble du pergélisol dans la région arctique connaît une expansion notable de la superficie de ses zones actives, parallèlement à une intensification de leur dégel. La fonte de ces pergélisols est une préoccupation majeure, notamment en raison des importantes quantités de méthane qu’elle peut libérer dans l’atmosphère (IPCC, 2019 ; YOU et al., 2021). Toutes ces conséquences favorisent finalement des changements profonds dans les écosystèmes arctiques, tant pour la flore que pour la faune (IPCC, 2019 ; YOU et al., 2021).

La fonte de la glace de mer a donc pour conséquence et pour cause le réchauffement des régions arctiques. Cependant, elle engendre également d'autres conséquences importantes. Tout d'abord, la fonte de la glace de mer entraîne la disparition de l'habitat d'espèces qui en dépendent, telles que l'ours polaire et le phoque. De plus, cela conduit à l'apparition de nouvelles voies navigables qui ont un impact sur les activités des régions locales (chasse, approvisionnement, tourisme, recherche, etc.) ainsi que sur les activités des régions éloignées (transport maritime, pêche, extraction de minéraux, etc.) (GUEMAS et al., 2014; ANDERSSON et al., 2021). Par ailleurs, la fonte de la glace de mer et des glaciers contribue à l'apport croissant d'eau douce, ce qui diminue la densité de la couche océanique de surface en Arctique. À long terme, cela pourrait perturber la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (AMOC¹) ainsi que la chaîne alimentaire qui en dépend.

Une dernière conséquence majeure de la fonte de glace de mer arctique est la modification des régimes climatiques des hautes et moyennes latitudes boréales engendrée par l'existence de plusieurs téléconnexions. Un cas de téléconnexion déjà observé aujourd'hui est le phénomène du "warm Arctic–cold Siberia" (JUNG et al., 2020). En effet, de récents événements d'hivers particulièrement froids en Sibérie seraient liés à la fonte de la glace de mer arctique. D'autres téléconnexions impliquant principalement la circulation atmosphérique de la troposphère, mais également de la stratosphère sont envisagées (MARSHALL et PLUMB, 2007; OVERLAND et al., 2015; COUMOU et al., 2018; COHEN et al., 2018; SCREEN et al., 2022). Il est donc essentiel d'effectuer des projections climatiques futures en tenant compte de la perte de glace de mer arctique afin d'évaluer ses conséquences sur les populations humaines, animales et végétales des moyennes et hautes latitudes. Ces prédictions permettront de mieux appréhender les impacts potentiels sur ces écosystèmes fragiles. Cependant, l'existence et la compréhension des diverses téléconnexions sont actuellement encore sujettes à un débat intense et font l'objet de nombreuses études (COUMOU et al., 2018; COHEN et al., 2018; SCREEN et al., 2022).

Ce mémoire analyse dans un premier temps les différentes réponses des variables climatiques aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord face à la perte de glace de mer arctique. En outre, étant donné la complexité du système climatique, l'hypothèse d'une non-linéarité temporelle des réponses des variables est envisagée. L'étude de la non-linéarité permettrait de déterminer des informations précieuses quant à la compréhension des relations entre composantes climatiques, mais également à propos des seuils de non-retour. Les seuils de non-retour sont des points de basculement pouvant être atteints par l'humanité en termes d'émissions de GES². Ces seuils sont très importants dans le contexte de transition climatique. Ainsi, ce mémoire examine également la linéarité temporelle de la réponse climatique à la fonte de la glace de mer. Il a donc l'objectif de répondre à deux questions de recherche primordiales : Quels sont les impacts de la fonte de la glace de mer arctique sur le climat futur des moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord ? Est-ce que les réponses atmosphériques sont linéaires face à l'intensité de perte de glace de mer arctique au fil du temps ?

1. Atlantic Meridional Overturning Circulation

2. Gaz à effet de serre

Pour répondre à ces questions, des simulations climatiques ont été réalisées à l'aide du modèle HadGem3.1-MM dans le cadre du projet PAMIP, 'Polar Amplification Model Intercomparison Project'. Ces simulations sont construites à l'aide de 3 expériences différentes. Ces expériences forcent le modèle à simuler des réponses climatiques pour 3 concentrations de glace différentes représentant le passé pré-industriel, le présent et le futur. Par exemple, pour la période future, une concentration de glace de mer dans un contexte atmosphérique augmenté de 2°C par rapport à l'ère pré-industrielle a été utilisé par le modèle. Pour répondre à chaque question de manière pertinente, des analyses spécifiques ont été réalisées. Pour les deux questions, des différences entre les résultats des simulations sont calculées et cartographiées. L'évolution des réponses climatiques au fil du temps et leurs disparités spatiales peuvent alors être analysées.

Ce mémoire commence avec la revue de la littérature sur l'AA et sur les différentes téléconnexions entre la fonte de glace de mer arctique et les conditions climatiques des moyennes et hautes latitudes. Ce chapitre est ensuite suivi de la méthodologie décrivant le modèle utilisé, les expériences et le traitement des données. Finalement, il est suivi d'un chapitre regroupant les résultats et la discussion.

Chapitre 1

Revue de la littérature

1.1 Amplification arctique

L'Arctique, région définie par le cercle polaire au-delà de 66.45°N , subit un réchauffement qui se distingue de celui du reste du globe. Au cours des deux dernières décennies, cette région a enregistré un réchauffement deux à trois fois plus prononcé que la moyenne mondiale (Fig.1.1) (YOU et al., 2021 ; IPCC, 2019 ; RANTANEN et al., 2022). L'augmentation moyenne des températures en Arctique est de $+0.71^{\circ}\text{C}$ par décennie entre 1979 et 2020, contre $+0.29^{\circ}\text{C}$ par décennie pour l'ensemble de l'hémisphère Nord (YOU et al., 2021). Ce phénomène, connu sous le nom d'amplification polaire, est spécifique à l'Arctique (OVERLAND et al., 2016). Si l'Antarctique a connu des fluctuations de son étendue de glace de mer (augmentation et diminution), elle devrait également subir l'amplification polaire dans le futur (SMITH et al., 2019). De fait, l'amplification en Antarctique est ralentie par la forte absorption d'énergie dans l'océan Austral.

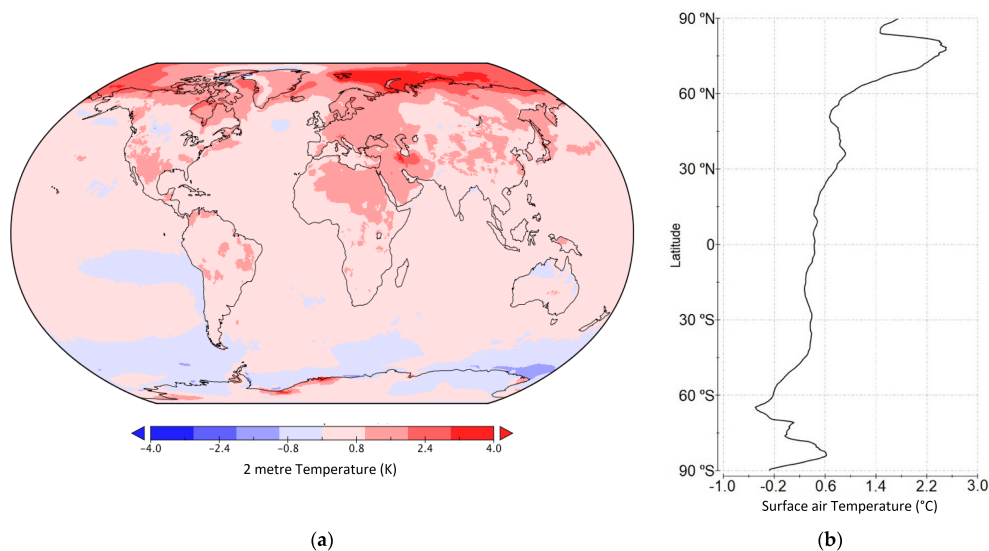


Figure 1.1 – Augmentation des températures atmosphériques de surface (a) et de leur moyenne zonale (b) sur base des observations moyennées de la période 2010-2020 par rapport aux observations moyennées de la période 1980-1990 (a). Provient de Casagrande et al. (2021).

L'AA est causée par des mécanismes physiques locaux et éloignés. Ces mécanismes physiques, qui forment en réalité des boucles de rétroactions, sont assez complexes et font encore l'objet de débats scientifiques. Les principales rétroactions radiatives sont les suivantes ;

Le premier mécanisme concerne la rétroaction de l'albédo-glace. La fonte et la disparition de la glace diminuent l'albédo de surface, ce qui augmente la quantité d'énergie solaire absorbée par l'océan. Par la suite, l'énergie emmagasinée dans l'océan va être transmise vers l'atmosphère (lors de refroidissement atmosphérique), provoquant un réchauffement de la basse troposphère. De plus, la fonte de la neige recouvrant la glace de mer peut engendrer la formation de bassins de fonte qui amplifient la rétroaction de l'albédo (GOOSSE et al., 2018).

Le deuxième mécanisme concerne la rétroaction de Planck. La rétroaction de Planck se réfère au principe selon lequel le flux de rayonnement infrarouge émis par la Terre augmente en réponse au réchauffement climatique. D'après la loi de Stefan-Boltzmann, l'émission de rayonnement infrarouge par la surface de la Terre (considérée comme un corps noir) est directement proportionnelle à la quatrième puissance de la température de ce corps noir, en l'occurrence la Terre (KINGSTON, 1995). Par ailleurs, le réchauffement n'est pas uniforme à la surface de la Terre. Alors que la rétroaction de Planck est une rétroaction négative aux moyennes et basses latitudes, elle est perçue comme une rétroaction positive aux hautes latitudes. En effet, pour un même forçage radiatif, la surface terrestre aux basses latitudes émettra plus de rayonnement vers l'espace que la surface de la Terre en région arctique. Cela est donc causé par le fait que la surface terrestre (le corps noir) soit plus froide aux hautes latitudes (SMITH et al., 2019). Cette rétroaction explique par conséquent que la perte de rayonnement infrarouge émis par la Terre sera plus importante aux basses latitudes qu'aux hautes latitudes. La rétroaction de Planck est la rétroaction la plus importante pour l'AA, suivie de celle de l'albédo (PITHAN et MAURITSEN, 2014 ; GOOSSE et al., 2018).

Le troisième mécanisme est celui de la rétroaction liée au gradient vertical de température. La particularité de la région arctique est que son réchauffement se fait principalement dans la basse troposphère contrairement à la région des moyennes latitudes, où le réchauffement se fait dans la haute troposphère. Cela engendre le renforcement de l'inversion des températures en altitude. La couche limite en altitude est alors plus stable, ce qui entraîne des difficultés de convection venant de la basse troposphère. Par conséquent, l'existence de cette couche d'inversion conduit à une réduction du couplage basse et haute atmosphère. Cela induit l'emprisonnement des longues longueurs d'ondes dans la basse troposphère, contribuant donc à l'amplification arctique (YOU et al., 2021 ; PREVIDI et al., 2021). Elle est généralement associée à la rétroaction de Planck afin d'expliquer le réchauffement plus important dans la basse troposphère (STUECKER et al., 2018).

Le quatrième mécanisme concerne la rétroaction liée aux nuages. Une augmentation des zones libres de glace de mer, accompagnée d'une augmentation des températures de surface, entraîne une augmentation de l'évaporation des océans. Cela provoque une augmentation de la couverture nuageuse. Or, la présence de nuages modifie le bilan énergétique. En effet, ils agissent comme un isolant face aux émissions terrestres de longues

longueurs d'onde en les capturant et en les réémettant vers la surface. Il faut cependant tenir compte que les nuages réémettent également une partie des émissions de courtes longueurs d'onde (rayonnement solaire) vers l'espace. Le bilan net d'énergie reçue à la surface du pôle augmente donc et accroît les températures de surface pour toutes les saisons, à l'exception de la saison estivale. De fait, pendant l'été, l'effet refroidissant des nuages prédomine sur l'effet réchauffant, en raison de l'intense rayonnement à courtes longueurs d'onde (rayonnement solaire) caractéristique de cette période. La rétroaction positive liée à la couverture nuageuse représenterait 40% de l'AA totale (VAVRUS, 2004). La nature du forçage des nuages est un sujet très complexe qui dépend de la hauteur, de l'épaisseur, de la teneur en eau des nuages et de la fraction nuageuse (VAVRUS, 2004).

De plus, à cela, s'ajoute l'émission anthropique d'aérosols. En hiver, l'Arctique connaît un phénomène de pollution appelé brume arctique. En effet, le fort gradient de pression latitudinal amène d'importantes quantités de pollutions venant des régions industrialisées au sud de l'Arctique qui restent ensuite piégées au pôle suite au manque de précipitations à cette période de l'année. Les aérosols solubles de grosses dimensions agissent comme des noyaux de condensation des nuages et par conséquent augmentent l'albédo des rayonnements solaires incidents (ondes de courtes longueurs d'ondes) ce qui provoque un refroidissement. Mais cela est différent pour les longues longueurs d'ondes. Selon une étude de Garrett et Zhao en 2006, la combinaison de la brume arctique et de nuages fins engendre une intensification de l'émission de rayonnements à longues longueurs d'onde par ces nuages en direction de la surface terrestre. Cette rétroaction positive peut être très importante et provoquer un réchauffement de surface de 1°C à 1.6°C supplémentaire (GARRETT et ZHAO, 2006).

Le cinquième et dernier mécanisme est celui de la rétroaction impliquant la vapeur d'eau. Selon l'équation de Clausius-Clapeyron, l'augmentation des températures permet d'accroître la pression de vapeur d'eau saturante conduisant à une plus grande quantité de vapeur d'eau disponible dans l'atmosphère. À cela, s'ajoute l'augmentation de l'évaporation à la surface de l'océan Arctique dont la couverture de glace diminue. De plus, il y a un renforcement du transport méridien de la vapeur d'eau vers le pôle contribuant à l'augmentation de l'humidité spécifique dans l'atmosphère (YOU et al., 2021). Or, la vapeur d'eau est un des gaz à effet de serre les plus puissants. Il contribue donc à une importante absorption des rayonnements de longues longueurs d'ondes avant de les réémettre vers la surface. Cependant, la relation entre le taux de vapeur d'eau dans l'atmosphère et le taux d'émissions des longues longueurs d'ondes vers la surface terrestre n'est pas linéaire. La relation s'affaiblit avec l'augmentation du taux de vapeur d'eau engendrant une efficacité optimale avec un taux de vapeur d'eau plus faible. Cette relation explique sa moindre importance parmi les autres rétroactions (YOU et al., 2021).

Les rétroactions radiatives ne sont pas les seules rétroactions existantes dans le contexte de l'AA. En effet, de nombreuses rétroactions non-radiatives se rajoutent à la liste et viennent complexifier le système climatique (Fig.1.2). Parmi les plus pertinentes, il y a la rétroaction du bilan de masse de surface-élévation qui stipule que la forte fonte d'une calotte glaciaire entraîne une diminution de son élévation provoquant une exposition à des températures plus élevées. Il existe encore de nombreuses rétroactions liées à la glace de mer, mais pas

seulement. Un exemple se trouve dans la rétroaction liée au phytoplancton. La fonte de glace entraîne la prolifération du phytoplancton qui augmente l'absorption d'énergie radiative à la surface de l'océan provoquant alors un réchauffement supplémentaire (GOOSSE et al., 2018). Il existe donc un grand nombre de rétroactions positives, négatives, radiatives et non radiatives pouvant apporter une certaine complexité au système climatique.

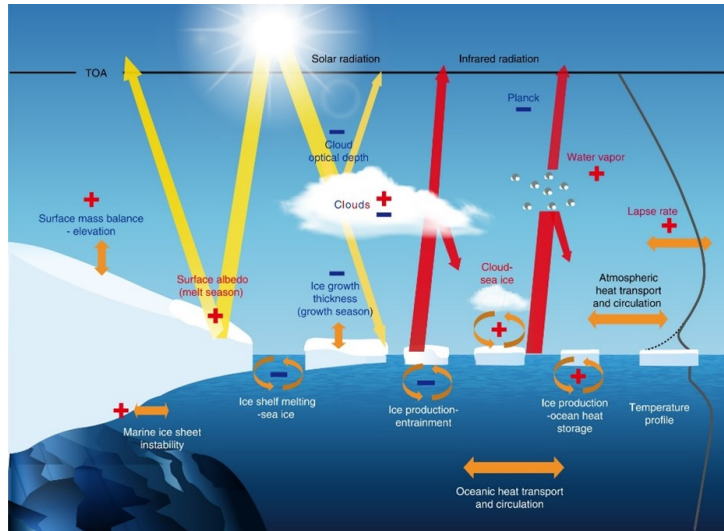


Figure 1.2 – Schéma des rétroactions radiatives et non radiatives dans les régions polaires. Le signe + signifie que les rétroactions sont positives et le signe - signifie que les rétroactions sont négatives. La ligne TAO correspond au sommet de l'atmosphère. De plus, les flèches jaunes correspondent aux courtes longueurs d'ondes et les flèches rouges aux longues longueurs d'ondes. Provient de Goosse (2018).

L'AA est fortement influencée par l'étendue saisonnière de la glace de mer (LIANG et al., 2022). La couverture totale de glace de mer (saisonnière et permanente) atteint son maximum en mars et son minimum en septembre (YOU et al., 2021). L'AA n'est pas/peu visible en été boréal et au printemps, mais est très importante en automne et en hiver. La fonte en été (juin, juillet et août) permet une importante absorption de la chaleur dans la couche de mélange de l'océan Arctique. Ensuite, en automne (septembre, octobre et novembre) et en hiver (décembre, janvier et février), l'atmosphère se refroidit et provoque un flux de chaleur sortant de l'océan réchauffant la basse atmosphère. De plus, la croissance de la glace de mer en hiver et la brume arctique engendrent des rétroactions positives qui ne sont pas/peu présentes en été ou au printemps (YOU et al., 2021 ; PREVIDI et al., 2021 ; LIANG et al., 2022). La période entre la fin de l'automne et le début de l'hiver est par conséquent la période où l'AA est la plus importante avec un pic de son intensité en novembre (LIANG et al., 2022).

1.2 Téléconnexions climatiques

Les effets de l'AA sur le système climatique des zones de latitudes moyennes se manifestent à travers différentes téléconnexions climatiques. Une téléconnexion, dans le contexte de cette étude, peut être définie comme un mécanisme physique qui relie la fonte de la glace de mer arctique au climat des moyennes latitudes. Ces téléconnexions varient

à la fois dans le temps et dans l'espace. Les variations temporelles des téléconnexions se manifestent à travers les saisons. Le contraste été-hiver est utilisé pour caractériser la variabilité temporelle des téléconnexions mais il est important de noter que la distinction hiver-automne est également pertinente à cette étude. De plus, la variabilité spatiale des téléconnexions est observée à travers diverses régions des moyennes et hautes latitudes (Annexe.1).

1.2.1 Introduction de la NAO

Afin de pouvoir parler des différents impacts sur les systèmes climatiques de l'Eurasie, il faut introduire l'oscillation nord-atlantique (NAO¹) et l'oscillation arctique (AO²). La NAO/AO est le mode qui explique le plus grand pourcentage de variabilité atmosphérique/climatique de l'Atlantique Nord et des régions continentales adjacentes. La NAO caractérise la trajectoire des vents zonaux entre la dépression d'Islande et l'anti-cyclone des Açores. La AO caractérise, quant à elle, la trajectoire des vents zonaux entre le pôle et les moyennes latitudes (ROBERTSON et VITART, 2019). Ces deux indices, bien que différents, sont souvent confondus dans de nombreux articles scientifiques (NAKAMURA et al., 2015; PETRIE et al., 2015; SCREEN et al., 2018).

La NAO est plus précisément le premier mode de variabilité de la pression atmosphérique de surface de l'Atlantique Nord. Il se mesure comme la différence entre les pressions atmosphériques de surface des Açores (anticyclone des Açores) et de l'Islande (dépression d'Islande). Des anomalies de pression positives (négatives) dans le centre de dépression de l'Islande et/ou des anomalies de pression négatives (positives) dans le centre de l'anticyclone des Açores sont les signes d'une phase négative (positive) de la NAO (Fig.1.3) (ROBERTSON et VITART, 2019).

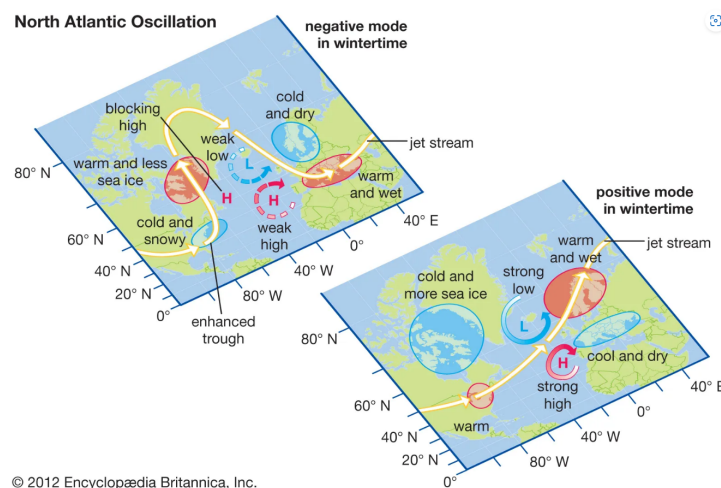


Figure 1.3 – Schéma de la trajectoire des principaux vents d'ouest, courant jet³, pour une phase d'oscillation arctique négative (en haut) et positive (en bas). Proviens de John P. Rafferty pour l'Encyclopédie Britannique (2012).

-
1. North Atlantic Oscillation
 2. Arctic Oscillation
 3. Jet stream

Une phase positive est associée aux renforcements des vents d'ouest indiquant une trajectoire plus rectiligne du courant jet (Fig.1.3). Elle peut provoquer des anomalies de températures positives au nord de l'Eurasie avec un apport d'air chaud et humide venant des vents d'ouest maritimes de l'Atlantique (Fig.1.3) (HURRELL, 2015). Une phase négative est associée à l'affaiblissement des vents d'ouest indiquant une trajectoire plus méridienne de par l'augmentation de l'oscillation du courant jet (Fig.1.3) (KILIFARSKA et al., 2020). Elle peut, quant à elle, provoquer un temps plus froid et plus sec au nord de l'Eurasie ainsi que des hivers plus rigoureux en Europe et sur la côte Est des États-Unis.

La NAO possède des patterns liés à la saisonnalité, mais l'hiver reste la meilleure saison pour l'observer. Finalement, la NAO a plusieurs échelles de variation y compris l'échelle saisonnière, interannuelle et multi-décennale (DING et al., 2023).

1.2.2 Les téléconnexions potentielles en hiver

La première voie de connexion est liée à la réduction du gradient thermique entre l'équateur et les hautes latitudes suite à la fonte de la glace de mer arctique (Fig.1.4). Le réchauffement de la basse troposphère arctique engendre une diminution du gradient de température méridien entre l'équateur et le pôle. Cela est également directement lié à l'augmentation de l'altitude géopotentielle des surfaces isobares de par la dilatation de la colonne d'air. Le terme de baroclinicité d'une masse d'air est employé lorsque la densité d'une masse d'air dépend de la pression et de la température atmosphérique (et non pas uniquement de la pression). La diminution du gradient de température diminue par conséquent la baroclinicité des masses d'air. Or, le vent thermique résulte du cisaillement vertical du vent géostrophique entre deux altitudes et dépend donc de la baroclinicité. La diminution du gradient thermique va par conséquent diminuer les vents d'ouest de la haute troposphère (MARSHALL et PLUMB, 2007 ; OVERLAND et al., 2015 ; SCREEN et al., 2022). La plus forte réduction du vent se situe entre 45°N et 65°N, impliquant l'affaiblissement du courant jet polaire directement lié au vent thermique (WALSH, 2014). Or, la diminution du courant jet impacte la forme des ondes de Rossby qui deviennent alors plus sinueuses (FRANCIS et VAVRUS, 2015). En effet, le ralentissement des vents provoque l'amplification des creux et crêtes des ondes de Rossby avec un déplacement vers le nord des crêtes (FRANCIS et VAVRUS, 2015). La propagation des masses d'air et des systèmes météorologiques est, par conséquent, plus lente et progresse avec une trajectoire devenue méridienne. Or, l'augmentation de la sinuosité et de la diminution de l'intensité des vents d'ouest engendrent des événements de blocages atmosphériques, c'est à dire des événements météorologiques persistants. Cela conduit à une probabilité accrue d'observer des événements météorologiques extrêmes dans le futur tels que des vagues de froid, des vagues de chaleur, des sécheresses ou des pluies continues. Cependant, ce lien dépend des régions étudiées et est encore sujet à de nombreux débats notamment dûs à l'incertitude concernant un changement vers des ondes planétaires plus sinueuses (OVERLAND et al., 2015).

A l'affaiblissement de l'intensité du courant jet, s'ajoute l'hypothèse de son déplacement vers l'équateur lié à l'AA (BARNES et SCREEN, 2015 ; COHEN et al., 2018 ; COUMOU et al., 2018 ; SCREEN et al., 2022). Le courant jet est directement lié au gradient méridien.

dien de température et sa position se trouve à l'endroit où le contraste thermique est le plus important. Habituellement, le passage à la saison hivernale crée un refroidissement généralement plus fort au pôle qu'à l'équateur. Cet important contraste de la distribution de chaleur hivernale renforce et déplace le courant jet vers le pôle contribuant à sa variabilité naturelle (ENGLAND et al., 2018). Cependant, de nombreux modèles ont montré un déplacement du courant jet vers l'équateur en hiver suite à la diminution du gradient thermique entre l'équateur et le pôle provoqué par la réduction de la concentration de glace de mer (ENGLAND et al., 2018; COHEN et al., 2018; COUMOU et al., 2018; SCREEN et al., 2022). En sommes, si le réchauffement local arctique provoque un déplacement vers le sud du courant jet, le réchauffement équatorial provoque lui un déplacement vers le nord du courant jet. Ce phénomène est appelé le 'bras de fer' et est encore fortement débattu (BARNES et SCREEN, 2015). Toutefois, le bras de fer serait dominé par des facteurs climatiques de l'équateur ce qui devrait finir par déplacer le jet de quelques degrés de latitude vers le pôle dans le futur (COUMOU et al., 2018).

La deuxième voie de connexion concerne le vortex polaire stratosphérique (Fig.1.4). Les récents hivers en Eurasie ont connu de fortes anomalies de températures négatives, accompagnées d'anomalies positives de couverture neigeuse (COUMOU et al., 2018). Ces événements anormaux seraient, eux aussi, liés à la fonte de glace de mer arctique (MORI et al., 2014; NAKAMURA et al., 2015; COUMOU et al., 2018). Plusieurs scénarios sont encore débattus, mais le scénario le plus fiable implique un forçage à échelle régionale incluant la région de glace des mers de Barents et de Kara. La région des mers de Barents et de Kara est la région ayant connu une des plus importantes pertes de glace de mer à l'heure actuelle. En été, la perte de glace de mer permet à une importante surface de l'océan d'absorber l'énergie solaire qui, début d'hiver, est évacuée sous forme de flux turbulents de chaleur sensible et latente vers l'atmosphère (COUMOU et al., 2018). La dilatation de l'air suite au réchauffement provoque une importante augmentation de l'altitude géopotentielle des surfaces isobares et l'affaiblissement des vents qui induisent une ascension verticale des ondes de Rossby. L'accumulation de chaleur dans la stratosphère peut ensuite provoquer un affaiblissement du vortex polaire stratosphérique (SPV⁴). Le SPV connaît donc une diminution de l'intensité de ses vents circulant autour du pôle Nord (KRETSCHMER et al., 2016). Or, la perturbation et l'affaiblissement du SPV est généralement accompagnée d'une phase de NAO/AO négative (SMITH et al., 2019; COUMOU et al., 2018; COHEN et al., 2018). De plus, la perturbation du SPV se répercute sur la troposphère. En effet, une fois la ceinture des vents de basse stratosphère affaiblie, l'air froid peut redescendre dans la troposphère (KRETSCHMER et al., 2016). Finalement, grâce à la phase négative de la NAO, l'acheminement de cette masse d'air froid provoque le renforcement et l'extension vers le nord de l'anticyclone Sibérien (COHEN et al., 2014; ZHOU, 2017; OVERLAND et al., 2015). De plus, le ralentissement et l'amplification des ondes de Rossby provoquent un blocage dans la région de l'Oural, qui est également propice à impacter la stratosphère (ZHOU, 2017; COHEN et al., 2018). Tous ces éléments acheminent l'air froid de l'Arctique par un train d'ondes se déplaçant vers le sud-est de l'Asie provoquant des hivers plus froids (ZHOU, 2017). Le train d'ondes est le fait que l'énergie des ondes va se propager par effet de piégeage au lieu de se dissiper. Cela va engendrer des perturbations plus intenses et plus longues que des perturbations synoptiques. Ces perturbations peuvent s'étendre

4. Stratospheric Polar Vortex

sur une échelle de temps allant de plusieurs semaines à plusieurs mois (COUMOU et al., 2018). De plus, l'augmentation de l'humidité spécifique et la phase négative de la NAO sont propices à une augmentation des chutes de neige.

L'hypothèse d'un affaiblissement du SPV est uniquement valable pour la perte de glace de mer de la région des mers de Barents et de Kara. De plus, le phénomène inverse, c'est à dire le renforcement du SPV, a lieu pour une perte de glace de mer dans le secteur Pacifique de l'océan arctique incluant la région des mers de Béring et d'Okhotsk (McKenna et al., 2018). L'affaiblissement ou le renforcement du SPV dépend de l'interférence entre les ondes de Rossby anormales générées par la fonte de glace de mer et les ondes de Rossby climatologiques (McKENNA et al., 2018 ; SCREEN et al., 2018 ; DELHAYE et al., 2023). De fait, une interférence constructive (destructive) produit un affaiblissement (renforcement) accompagné d'une phase négative (positive) de la NAO (McKENNA et al., 2018 ; DELHAYE et al., 2023).

La troisième voie de connexion concerne la diminution de la formation de tempêtes et le changement de leur trajectoire (Fig.1.4). Comme déjà expliqué ci-dessus, la diminution du gradient méridien de température provoque la diminution de la baroclinicité et la diminution de l'intensité du courant jet. Or, la formation des tempêtes dépend de la force de cyclogenèse, elle-même dépendante de la baroclinicité de la basse troposphère et de la force du courant jet (BARNES et SCREEN, 2015). En effet, les tempêtes se forment lorsqu'il y a une variation de température sur les isobares (causant de la baroclinicité) créant alors un mouvement angulaire qui se développe grâce à la force des vents (du courant jet). La diminution du gradient thermique provoque donc une réduction de la force de la cyclogenèse, réduisant ainsi la formation des tempêtes (COUMOU et al., 2018). De plus, à l'échelle régionale, l'expansion des surfaces d'eau libre crée des zones où le gradient horizontal de température est très important. Ces zones, appelées marges de la glace de mer, sont des 'points chauds' pour la cyclogenèse. Cependant, elles bougent constamment avec la fonte de la glace de mer, déplaçant alors les régions de cyclogenèse et influençant par conséquent les trajectoires des tempêtes (BARNES et SCREEN, 2015).

A cela, s'ajoute le changement de la trajectoire des tempêtes. En effet, la trajectoire des tempêtes, les courants jets et les ondes planétaires coexistent ensemble. Par conséquent, l'affaiblissement du courant jet, des ondes planétaires et l'augmentation de l'amplitude des creux et des crêtes vont ralentir et modifier la trajectoire des tempêtes (BARNES et SCREEN, 2015). De plus, comme déjà expliqué ci-dessus, la fonte de glace de mer est souvent associée à une phase négative de la NAO. Or, une phase négative de la NAO signifie que les tempêtes se dirigent vers l'équateur et provoquent des hivers doux en Arctique et des hivers rigoureux dans le nord de l'Eurasie et à l'est de l'Amérique du Nord (COHEN et al., 2014). La modification de la force des tourbillons et de leur trajectoire peut donc engendrer d'importantes conséquences sur le climat local mais aussi à échelle planétaire (SCHLICHTHOLZ, 2018).

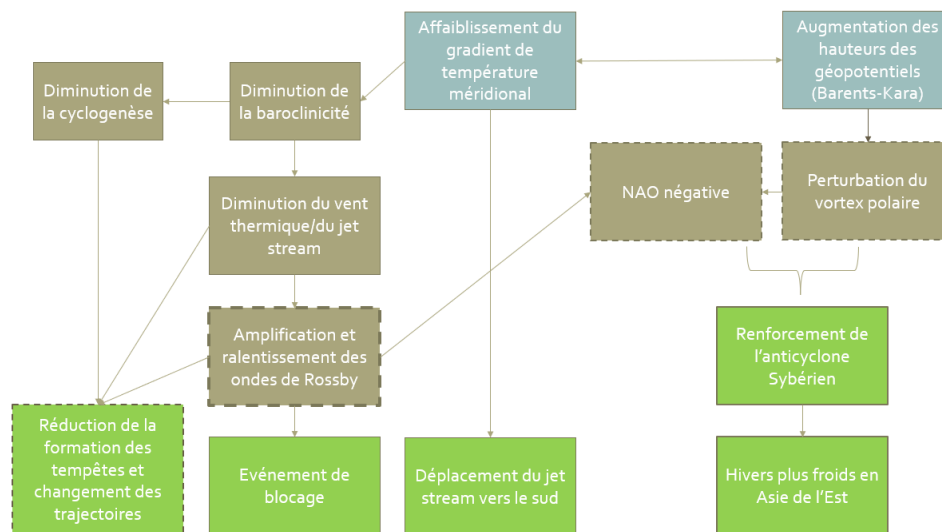


Figure 1.4 – Schéma des différentes voies de connexions entre la fonte de la glace de mer arctique et le climat des moyennes latitudes (principalement pour la période couvrant l’automne et l’hiver). Les flèches indiquent que l’action encadrée "provoque" l’action encadrée qui lui est reliée. Les encadrés bleus sont les premiers impacts de la fonte de la glace de mer. Les encadrés verts sont les impacts finaux à long terme (indirectement causés par les encadrés bruns). Le type d’encadré détermine l’incertitude de nos connaissances théoriques. Les traits pointillés indiquent une certaine incertitude tandis que les traits pleins indiquent une bonne confiance. Au plus, les traits sont épais au plus l’incertitude ou la confiance est forte. Un débat reste présent concernant l’incertitude de l’événement de renforcement des hivers froids (COHEN et al., 2018 ; BLACKPORT et al., 2019).

1.2.3 Les téléconnexions potentielles en été

La circulation atmosphérique estivale est caractérisée par des vents d’une intensité plus faible et un courant jet avec une direction plus zonale par rapport à la circulation atmosphérique hivernale (COUMOU et al., 2018). En effet, le gradient de température entre l’équateur et le pôle est beaucoup plus faible que celui observé en hiver. Cette caractéristique particulière de la circulation estivale indique qu’elle se trouve être plus propice à une phase positive de la NAO. Cela implique une circulation moins sinueuse sur l’Atlantique et l’Eurasie et une circulation décalée vers le nord de l’Europe. De plus, en raison de la plus grande capacité thermique de l’océan par rapport au continent, cette circulation atmosphérique est plus sensible aux interactions terre-atmosphère qu’aux interactions mer-atmosphère. À la différence de l’hiver qui connaît d’importants flux de chaleur de la surface océanique vers l’atmosphère (perturbant fortement la circulation atmosphérique), l’été absorbe l’énergie radiative à la surface de l’océan. L’influence des variations des températures océaniques est donc moins importante pour l’été. Ensuite, il n’y a pas de vortex polaire en été. Cela suggère que la stratosphère n’est également pas impliquée dans les différentes téléconnexions entre l’Arctique et les moyennes latitudes (COUMOU et al., 2018). Finalement, la convection de chaleur depuis l’équateur vers les pôles (via les cellules atmosphériques) est moins prononcée en été qu’en hiver, notamment en raison d’un gradient thermique méridien plus faible durant l’été. C’est d’ailleurs l’une des raisons pour lesquelles l’AA est moins intense en été qu’en hiver (COHEN et al., 2018). La convection plus faible en été est causée par deux phénomènes. Premièrement, l’oscillation australe

El-Niño (ENSO⁵), le mode dominant de variabilité de la température de surface de l’océan, est plus forte en hiver. Deuxièmement, les vents d’est dans la région tropicale, les Alizés, sont plus importants en été ce qui agit comme une barrière face aux ondes se déplaçant de l’équateur vers le pôle (COUMOU et al., 2018; COHEN et al., 2018). Finalement, une autre raison à une AA plus faible en été est le fait que la fonte de la glace de mer nécessite l’absorption d’énergie sous forme de chaleur latente de fusion. Cela peut alors avoir un effet de refroidissement à la surface.

Il existe à nouveau trois téléconnexions entre le système météorologique estival des moyennes latitudes et la fonte de la banquise arctique. La première téléconnexion concerne la diminution de la formation des tempêtes et le changement de leur trajectoire (Fig.1.5). En effet, comme déjà expliqué pour la saison hivernale, la diminution du gradient méridien de température influence la baroclinicité de la basse atmosphère ce qui diminue la cyclogénèse.

Une deuxième téléconnexion concerne le déplacement des courants jet (Fig.1.5). Le phénomène de double jet (jets sub-tropical et polaire) est plus souvent observé en été (COUMOU et al., 2018). Le mouvement du jet sub-tropical est dominé par le réchauffement de l’équateur qui le fait migrer vers le pôle. Cependant, le mouvement du jet polaire est, lui, dominé par le réchauffement de l’Arctique qui le fait migrer vers l’équateur (COUMOU et al., 2018).

La troisième et dernière téléconnexion concerne l’amplification quasi-résonnante (Fig.1.5). Une des caractéristiques importantes à prendre en compte pour la circulation estivale est que la circulation plus étroite du jet offre un pattern circumglobal aux ondes. Ce type de circulation provoque le piégeage d’ondes planétaires dans un guide d’ondes latitudinales. Or, une des conséquences de l’AA est la diminution de la force des vents zonaux, ce qui renforce le phénomène de guide d’ondes et amplifie la stationnarité des ondes. Le maintien de ce guide d’ondes dans le temps peut ensuite être propice au phénomène de quasi-résonance des ondes. La résonance des ondes augmente considérablement leurs amplitudes. Ce phénomène de quasi-résonance peut alors entraîner des événements extrêmes et persistants dans tout l’hémisphère (BARNES et SCREEN, 2015; COUMOU et al., 2018; MANN et al., 2018). Le phénomène de split du jet est également propice au phénomène de quasi-résonance (MANN et al., 2018). Le split du courant jet est la division du courant jet principal (polaire) en deux filaments distincts, l’un situé plus au sud et l’autre plus au nord. Ce phénomène est causé par la réduction du gradient de température et de l’amplification des ondes de Rossby. Ils provoquent également le piégeage des ondes aux moyennes latitudes (BARNES et SCREEN, 2015).

5. El-Niño southern Oscillation

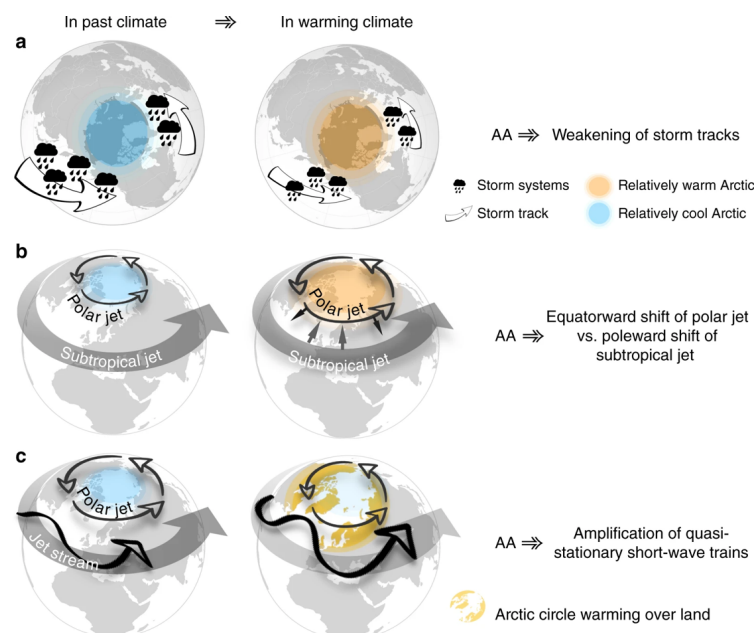


Figure 1.5 – Schéma des différentes voies de connexion entre la fonte de la glace de mer arctique et le climat des moyennes latitudes en été avec la modification de la trajectoire des tempêtes (a), le décalage des jets (b) et la quasi-résonance des ondes planétaires (c). Provient de Coumou et al. (2018).

Bien que le mouvement du jet soit plus zonal en été qu'en hiver, l'amplitude des ondes de Rossby augmente également et n'est pas plus faible qu'en hiver (COUMOU et al., 2018).

1.2.4 Les incertitudes liées aux téléconnexions

Les recherches concernant les voies de connexion entre la fonte de glace de mer arctique et le système climatique des moyennes latitudes font encore l'objet de nombreux débats au sein de la communauté scientifique impliquant la sortie fréquente de nouvelles publications. De nombreuses sources d'incertitudes perturbent les résultats de ces divers études.

En ce qui concerne les téléconnexions entre la fonte de la glace de mer et le système climatique des hautes et moyennes latitudes, plusieurs types d'incertitudes se présentent :

Le premier type d'incertitudes, et le plus prédominant, concerne la variabilité interne du climat. La variabilité interne fait référence à la dynamique chaotique du système climatique. Une dynamique chaotique signifie que de faibles variations dans les conditions initiales du système modélisé peuvent engendrer d'importantes variations à long terme de la réponse atmosphérique. Il peut donc y avoir des réponses atmosphériques du système climatique complètement différentes face à un même forçage. Le système climatique a toujours été exposé à des fluctuations climatiques abruptes, comme des renversements de phases d'oscillation ENSO ou NAO (RIAL et al., 2004). La variabilité interne diffère de la variabilité externe (forçage externe), qui, dans le cadre de cette étude, est représentée par la fonte de la glace de mer arctique. Discerner les impacts induits par le forçage externe de la variabilité interne est une tâche complexe (HYUN et al., 2022).

La principale préoccupation associée à la variabilité interne concerne la téléconnexion par

voie stratosphérique, pour laquelle la modélisation et les observations s'accordent sur un renforcement des hivers froids à l'est de l'Asie (COHEN et al., 2014; COUMOU et al., 2018). En effet, l'accroissement des chutes de neige à l'est de l'Asie depuis les années 2000 est lié à l'intensification de la mousson d'hiver en Asie de l'Est. Toutefois, une couverture neigeuse plus étendue renforce les pressions régionales, influençant à leur tour le vortex polaire (XU et al., 2021; ZHOU, 2017; KRETSCHMER et al., 2016). D'autres cas préoccupent la communauté scientifique tels que l'affaiblissement de la cyclogénèse, le déplacement du courant jet, etc. . .

Les modes de variabilité climatique constituent donc des facteurs clés qui influenceront la réponse climatique à la fonte de la glace de mer arctique. Les modes influençant le plus la variabilité interne du climat des moyennes et hautes latitudes sont la NAO, l'oscillation décennale du Pacifique, 'PDO', l'oscillation multidéennale de l'Atlantique AMO, mais également des modes touchant les basses latitudes telles que ENSO, l'oscillation quasi-biennale, 'QBO' et l'oscillation de Madden-Julian, 'MJO' (ROBERTSON et VITART, 2019).

Le second type d'incertitudes réside dans la modélisation. L'emploi de modèles climatiques offre la possibilité d'établir des liens de causalité purement basés sur la fonte de la glace de mer, sans le recours à des facteurs trompeurs (variables non liées à la fonte de la glace de mer) (SCREEN et al., 2018). Premièrement, il y a une incertitude concernant les données d'entrée des modèles. La collecte d'informations dans l'Arctique est un défi majeur, conduisant souvent à des bases de données partielles (GOOSSE et al., 2018). Cette insuffisance en matière d'observations peut affecter la fidélité avec laquelle le modèle représente l'état actuel, influençant par la suite les simulations. Cela est particulièrement évident lorsque la phase de spin-up du modèle est déphasée par rapport à la réalité. Deuxièmement, un point connexe est la sensibilité des paramètres du modèle. Certains modèles peuvent être particulièrement réactifs à des paramètres spécifiques, engendrant des incertitudes significatives dans les résultats. Un exemple concret se trouve dans la sensibilité des modèles aux aérosols ou encore à la concentration de gaz à effet de serre. Enfin, un troisième enjeu réside dans l'adoption d'une grille spatiale pour la modélisation. Tous les processus physiques à l'échelle locale ne peuvent être représentés par un modèle. L'incertitude face à la modélisation engendre des incertitudes sur la compréhension des mécanismes physiques des différentes téléconnexions. Bien que certains processus des téléconnexions soient de plus en plus acceptés et prouvés par la communauté scientifique, il persiste toujours des doutes (parfois minimes) sur l'entièreté des hypothèses. Globalement, il existe un consensus sur le fait que le réchauffement arctique provoque la diminution du gradient thermique méridien de surface et l'affaiblissement des vents zonaux en altitude. Toutefois, il persiste encore beaucoup de doutes sur le fait que l'affaiblissement des vents zonaux amplifie et/ou ralentisse les ondes de Rossby (Fig.1.4). (COHEN et al., 2014; SCREEN et al., 2018; COHEN et al., 2018). La téléconnexion la plus étudiée et la plus approuvée de la communauté scientifique concerne le lien entre la réduction de l'étendue de la glace de mer arctique régionale et le renforcement des hivers froids en Eurasie (COHEN et al., 2014; BLACKPORT et al., 2019).

Le troisième type d'incertitudes réside dans la comparaison entre différents modèles.

Les divergences inter-modèles peuvent être attribuées à des modélisations imparfaites, la dynamique chaotique du système, ou encore à des coordinations insuffisantes d'expériences (COHEN et al., 2014). L'objectif est de permettre une comparaison facile entre les résultats de différents modèles en harmonisant les scénarios d'émissions, les paramétrisations, les conditions initiales et les forçages. Cette coordination pourrait améliorer la compréhension des mécanismes physiques associés à l'AA explorés à travers différents modèles (COHEN et al., 2014).

Enfin, la quatrième et dernière source d'incertitudes concerne la méthodologie employée pour répondre à la question de recherche. Des approches de recherche divergentes peuvent produire des résultats distincts. Par exemple, une analyse composite permet d'observer les tendances présentes dans les données historiques, mais ne permet pas d'effectuer des simulations comme le ferait un modèle prescrivant une réduction de la glace de mer.

Il faut également garder à l'esprit qu'il persiste des incertitudes concernant la prédiction de la fonte de glace de mer qui est utilisé comme forçage dans les modèles climatiques (SMITH et al., 2019; SHU et al., 2020). C'est principalement l'étude du bilan énergétique net de surface atmosphérique de l'Arctique qui est encore incertain, notamment de par la difficulté à observer les flux de chaleur (SMITH et al., 2019).

Chapitre 2

Méthodologie

2.1 Modèle utilisé

Le programme mondial de recherche sur le climat (WCRP¹) est une initiative scientifique basée sur une coordination importante des communautés scientifiques internationales. Son objectif commun est de mieux comprendre les interactions dynamiques entre les systèmes naturels et les systèmes sociaux, y compris le climat. Actif depuis 1980, le WCRP a permis la création de nombreux projets qui guident les décisions politiques, notamment celles prises dans le cadre de la Convention-cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques et de l'Accord de Paris de 2015 (WCRP, 2022).

Parmi ces projets, le WCRP a supervisé le projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP), qui en est actuellement à sa sixième phase, CMIP6 (« CMIP6/ESGF contributors », 2019). L'objectif principal de CMIP6 est de fournir des projections climatiques fiables pour l'avenir. Les données fournies par le projet CMIP6 ont été utilisées pour les résultats présentés dans ce mémoire. En effet, CMIP6 inclut le projet PAMIP, qui est un projet d'intercomparaison des modèles d'amplification polaire. PAMIP vise à étudier en détail les causes et les conséquences globales et régionales de l'AA.

Les données utilisées dans cette étude sont fournies par le modèle HadGEM3-GC3.1. Il s'agit d'un modèle climatique global (GCM) développé au Royaume-Uni pour contribuer au projet CMIP6 HighResMIP. Le HadGEM3-GC3.1 est le troisième modèle développé par le Centre Hadley dont la recherche porte sur l'environnement mondial. Il possède une configuration globale en trois dimensions et est couplé pour représenter les interactions entre l'atmosphère et l'océan (M. B. ANDREWS et al., 2020 ; ROBERTS et al., 2019). Ce modèle, ainsi que tous les autres participants au projet CMIP6, visent à simuler les réponses climatiques face à une contrainte spécifique, un changement de concentration de gaz à effet de serre lié aux activités humaines. Pour cela, il utilise les équations de la dynamique des fluides afin de reproduire la dynamique de l'atmosphère et des océans.

Le modèle HadGEM3-GC3.1 se compose de modèles de l'océan, de l'atmosphère, du sol et de la glace de mer. La composante atmosphérique du sol est GA7 et utilise le modèle unifié UM. La composante sol est GL7.1 et utilise le 'Joint UK Land Environment

1. World Climate Research Programme

Simulator’ (JULES). La composante océanique du modèle est GO6 et utilise ‘Nucleus for European Modelling of the Ocean’ (NEMO). Finalement, la composante glace de mer est GSI8.1 et utilise CICE. Le couplage GA7-GL7 avec GO6-GSI8 (atmosphère-sol avec océan-glace) est réalisé par la version MCT du coupleur OASIS3 (WILLIAMS et al., 2018). Il existe deux résolutions atmosphère-océan, le GC31-LL (basse résolution) et le GC31-MM (moyenne résolution). La résolution utilisée pour ce mémoire est la GC31-MM. L’atmosphère et les aérosols sont représentés par une grille possédant une discrétisation spatiale N216 (résolution fine). La grille est divisée en 432 x 324 (longitude/latitude) cellules. L’océan possède, lui, une discrétisation spatiale ORCA025 qui divise la grille en 1440 x 1205 (longitude/latitude) cellules. L’atmosphère comprend 85 niveaux verticaux et l’océan comprend 75 niveaux verticaux. La résolution horizontale est de 100 km pour les aérosols, l’atmosphère et le sol, et de 25 km pour la glace de mer et l’océan. De plus, le modèle s’exécute avec un mode couplé synchrone. Cela signifie que le couplage est effectué toutes les heures pour chaque composante climatique (JAHNKE-BORNEMANN, 2022; WILLIAMS et al., 2018). La configuration est donc la combinaison des configurations des 4 modèles composants le GC3.1 ; GA7, GL7.1, GO6 et GSI8.1 (WILLIAMS et al., 2018).

Le modèle HadGEM3-GC3.1-MM a été choisi pour cette étude en raison de sa bonne résolution (résolution moyenne), qui permet de réduire les biais associés à la résolution des modèles climatiques. De plus, ce modèle fournit une riche source de données sur les variables nécessaires à cette recherche.

2.2 Expériences utilisées

L’objectif principal du modèle HadGEM3.1 est de fournir des projections climatiques pour le climat futur de la Terre. Différents types d’expériences ont été réalisées à l’aide de ce modèle, mais pour répondre à l’objectif de ce mémoire, une catégorie spécifique d’expériences a été retenue. Pour rappel, l’objectif principal de ce mémoire est d’analyser la linéarité temporelle des réponses climatiques aux hautes et moyennes latitudes de l’hémisphère Nord à la fonte de la glace de mer arctique. La catégorie d’expériences la plus pertinente pour atteindre cet objectif est celle qui simule, pour une période donnée (passé, présent ou futur), la réponse climatique face à une variation de la concentration de glace de mer arctique. L’effet de la fonte de glace de mer sur les réponses des paramètres climatiques est donc isolé. La linéarité de la réponse du modèle est alors analysée en comparant les réponses climatiques suite à un changement d’état de la concentration de glace de mer entre le passé pré-industriel, le présent et le futur.

Trois expériences différentes ont donc été choisies et étudiées :

La première expérience, appelée ‘pdSST-pdSIC’, simule une température de surface océanique (SST²) mondiale équivalente à celle observée aujourd’hui (pd³) et une concentration de glace de mer (SIC⁴) arctique équivalente à celle observée aujourd’hui (pd) également. La deuxième expérience, appelée ‘pdSST-piArcSIC’, simule une température de surface

2. Sea surface temperature

3. Present day

4. Sea ice concentration

océanique mondiale équivalente à celle observée aujourd’hui (pd) et une concentration de glace de mer arctique correspondant à un scénario du passé pré-industriel (pi⁵). La troisième et dernière expérience, appelée ‘pdSST-futArcSIC’, simule une température de surface océanique mondiale équivalente à celle observée aujourd’hui (pd) et une concentration de glace de mer arctique correspondant à un scénario futur (fut⁶) (SMITH et al., 2019). Ces trois expériences ont été réalisées uniquement avec le modèle atmosphérique de l’HadGEM3-GC3.1-MM, car seule la variation de la concentration de glace de mer est prise en compte.

La construction des simulations du modèle a nécessité une phase d’initialisation appelée ‘spin-up’. Le spin-up est une étape préliminaire visant à obtenir des valeurs de référence des variables climatiques les plus proches de la réalité, afin de réduire au maximum les incertitudes liées aux conditions initiales. Pour ce faire, les données d’observations du HadCRUT4 ont été utilisées pour différentes variables climatiques, couvrant la période allant du passé pré-industriel jusqu’à aujourd’hui SMITH et al., 2019. Les champs moyens des forçages correspondant à la période souhaitée ont ensuite été utilisés comme conditions aux frontières. Ces forçages comprennent les gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 , N_2O , CFCs, HFCs), les aérosols, le cycle solaire et l’ozone (M. B. ANDREWS et al., 2020). Tout d’abord, les champs moyens mensuels des forçages du passé pré-industriel ont été construits en utilisant 31 simulations historiques réalisées vers 1850 (T. ANDREWS et al., 2019). Ensuite, les champs moyens mensuels des forçages du présent ont été obtenus à partir des données d’observations de la glace de mer et des températures océaniques de surface du Centre Hadley, moyennées sur la période de 1979 à 2008. Enfin, les champs moyens mensuels des forçages du futur ont été construits en se basant sur le scénario SSP5-8.5 du GIEC. Selon CMIP6, cela correspond à une augmentation de +2°C de la température atmosphérique de surface moyenne globale par rapport à la période pré-industrielle (1850). Ils ont simulé la concentration de la glace de mer pour trois températures atmosphériques de surface moyennes représentant les trois périodes d’étude : 13.67°C pour le passé pré-industriel, 14.24°C pour le présent et 15.67°C pour le futur (SMITH et al., 2019). Les concentrations de glace de mer obtenues ont ensuite été intégrées dans le modèle afin de mener les expériences. De plus, les simulations ont pris en compte les changements historiques de l’utilisation des terres, en incluant neuf types de surfaces terrestres différentes (M. B. ANDREWS et al., 2020).

Pour chaque expérience, les simulations fournissent une moyenne mensuelle sur une période de 14 mois allant d’avril à juin de l’année suivante. Les simulations sont réalisées à partir des conditions initiales des mois d’avril et de mai. Les deux premiers mois sont ignorés dans les analyses car ils servent à la phase de spin-up. De plus, pour chaque simulation, 150 membres sont produits. Ces différents membres de réponses simulées permettent d’analyser la variabilité interne du climat et d’améliorer la robustesse du modèle. En raison de la nature chaotique du système climatique, de légères variations dans les conditions initiales sont réalisées afin d’explorer différentes trajectoires de la dynamique climatique.

5. Past Preindutrial

6. Future

2.3 Traitement de données et variables climatiques analysées

Pour chaque expérience, les données mensuelles de 6 variables climatiques ont été téléchargées sur l'interface de recherche CMIP6 de l'infrastructure de partage de données mondiale pour les modèles climatiques ESGF⁷. Au total, 6 variables sont analysées : la concentration de la glace de mer (transformée en étendue de glace de mer), la température atmosphérique de surface, les précipitations, la pression atmosphérique de surface, l'altitude géopotentielle de la surface isobare et la vitesse du vent zonal. De plus, deux indices, l'indice de l'AO (oscillation arctique) et l'indice MCI (indice de circulation méridienne), sont également analysés et sont expliqués dans la section suivante. Les données téléchargées ont ensuite été intégrées dans l'outil Mobaxterm avec un terminal à commande Linux. Et c'est grâce au langage informatique Python que les données ont ensuite pu être analysées. Le choix de ces six variables, qui s'avère pertinent pour ce mémoire, est présenté dans la section suivante.

Le chargement des données de format netCDF pour les variables température atmosphérique de surface⁽⁸⁾, précipitation⁽⁹⁾, pression atmosphérique de surface⁽¹⁰⁾ donne lieu à une matrice à 4 dimensions. 150 membres, 14 mois, 432 cellules en longitude et 324 cellules en latitude par expérience et par variable. Ensuite, le chargement des données de format net CDF pour les variables vitesse du vent zonal⁽¹¹⁾ et l'altitude géopotentielle de la surface isobare⁽¹²⁾ a généré une dimension de plus correspondant aux 19 niveaux de l'atmosphère, représentés par des niveaux de pression atmosphérique différents. Le chargement des données de la variable de concentration de glace de mer a lui, donné lieu uniquement à une matrice d'1 membre, 12 mois, 432 cellules en longitude et 324 cellules en latitude par expérience.

Par la suite, une moyenne des 150 membres a été calculée. Des moyennes saisonnières ont finalement été réalisées pour les mois d'été (juin, juillet, août), d'automne (septembre, octobre, novembre) et d'hiver (décembre, janvier, février).

L'analyse principale peut maintenant être effectuée. Pour chaque variable, le processus suivant est réalisé :

Une différence entre l'expérience futur et passée (futur – passé préindustriel) est d'abord réalisée. Cela permet de déterminer les grands changements climatiques provoqués par la fonte de glace de mer causée suite à un réchauffement global de 2°C. Ensuite, la différence entre le présent et le passé (présent – passé préindustriel) et la différence entre le futur et le présent (futur – présent) sont réalisées. Dans cette seconde partie, l'objectif est d'analyser le comportement de la réponse à travers le temps, la linéarité de la réponse. Afin de

7. Earth System Grid Federation

8. TAS

9. PR

10. PSL

11. UA

12. ZG

correctement analyser la linéarité, ces deux différences (présent – passé et futur – passé) sont divisées par la différence de l'étendue de glace de mer (différence de l'aire totale des zones océaniques où la concentration est supérieure à 15%) propre à chaque différence. En effet, la perte de glace de mer est bien plus importante entre les scénarios présent et futur qu'entre les scénarios présent et passé préindustriel (Fig.3.2[cd]). C'est pourquoi il est important de prendre les différences de chaque variable relative à une même perte de glace afin d'évaluer la linéarité ou non de la réponse. Par la suite, une cartographie des réponses est réalisée afin de pouvoir observer les disparités spatiales.

Ce processus est appliqué à toutes les variables. Chacune de ces variables, ainsi que les analyses sous-jacentes, sont présentées dans la section suivante.

2.3.1 Concentration de la glace de mer

À l'aide de la concentration de la glace de mer en %, l'étendue de la glace de mer a pu être estimée. L'étendue se calcule en $10^6 km^2$ et mesure l'aire totale des zones océaniques où la concentration de glace de mer est supérieure à 15%.

2.3.2 Température atmosphérique de surface

Les valeurs obtenues sont sorties en 'K' et ont été transformées en '°C'. Un changement dans les températures peut influencer de nombreux processus climatiques tels que l'AA, le cycle hydrologique ou encore les courants jet (polaire et sub-tropicaux). Le changement de température aux moyennes latitudes pourra également permettre d'effectuer d'importantes téléconnexions telles que la téléconnexion liée au refroidissement des hivers en Asie de l'Est. C'est pourquoi elle sera la première variable analysée.

2.3.3 Précipitations

Les valeurs obtenues sont sorties en ' $kg/m^2.s$ ' et ont été transformées dans un premier temps en ' $mm/jour$ '. Les cartes de l'état initial ont été faites avec cette unité. Cependant, les cartes des différences ont été faites avec une autre unité. En effet, une différence relative a été utilisée. C'est la différence de la quantité de pluie au temps 2 avec la quantité de pluie au temps 1 divisée par la quantité de pluie au temps 1. La carte indique alors le pourcentage de pluie ajoutée au temps 2 par rapport au temps 1. L'analyse des variations de précipitation est également inscrite dans la continuité de l'analyse des augmentations des températures atmosphériques de surface.

2.3.4 Pression atmosphérique de surface

Les pressions atmosphériques de surface sont celles obtenues au niveau de la mer. Les valeurs obtenues sont sorties en 'Pa' et ont été transformées en 'hPa'. L'analyse des pressions atmosphériques de surface est également pertinente, car elles constituent un des principaux moteurs de la circulation atmosphérique. De plus, son analyse permet d'obtenir des informations quant aux blocages atmosphériques et à la persistance des événements météorologiques.

2.3.5 Altitude géopotentielle de la surface isobare

Les valeurs obtenues sont sorties en 'm' et n'ont pas été transformées. L'altitude géopotentielle de la surface isobare peut être analysée pour plusieurs surfaces isobare. Ce mémoire utilise l'altitude géopotentielle de la surface isobare à 500hPa. Il est à noter que les altitudes typiquement observées pour le pic du courant jet se situent aux alentours de 250 hPa (FRANCIS et VAVRUS, 2015). Toutefois, de nombreuses études privilégient le niveau de 500 hPa en raison de sa pertinence climatologique. En effet, cette altitude se trouve au cœur de la troposphère, offrant une perspective complète de la structure verticale de l'atmosphère. Il est aussi à noter que, par moments, l'altitude 500 hPa affiche le gradient de température méridien le plus prononcé (FRANCIS et VAVRUS, 2015). Il permet de représenter la trajectoire du courant-jet polaire. L'indice de la NAO a également été mesuré sur base de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa. L'analyse de l'altitude géopotentielle de la surface isobare permet également d'obtenir des informations sur la circulation atmosphérique, mais elle permet principalement d'obtenir des informations sur le comportement des masses d'air entre la basse troposphère, la haute troposphère et la stratosphère. En effet, pouvoir observer un déplacement des ondes de Rossby de la basse troposphère vers la stratosphère permettrait de dire si le SPV est perturbé ou pas. Pour ce faire, une analyse des variations de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 10hPa est également réalisée. Cette altitude correspond à la basse stratosphère.

2.3.6 Vent zonal

Les valeurs obtenues sont sorties en 'm/s' et n'ont pas été transformées. Une valeur positive (négative) des vents zonaux signifie que les vents se dirigent de l'ouest vers l'est (de l'est vers l'ouest). Habituellement, une augmentation de la vitesse du vent entre la surface et 60km d'altitude est observée suivie d'une diminution pour atteindre un minimum à 70-80km d'altitude (VUITTON, 2021). En effet, dans la haute troposphère se situe les courants jets. Les deux principaux jets de l'hémisphère Nord sont le jet subtropical, situé aux alentours de 30°N, et le jet polaire, situé entre 50°N et 60°N. C'est principalement le jet polaire, le plus puissant, dont il sera question dans l'analyse. Ce jet est une composante très importante pour le climat des moyennes latitudes. Il est généralement observé entre 250hPa et 300hPa à environ 10km d'altitude (US DEPARTMENT OF COMMERCE, s. d.). Une première analyse est réalisée au niveau de pression 250hPa. Cependant, la littérature utilise, également, souvent les vents zonaux à 500hPa (FRANCIS et VAVRUS, 2015). Une seconde analyse est donc réalisée au niveau de pression 500hPa. L'analyse à 500hPa devrait par conséquent avoir plus de pertinence dans le cadre de ce mémoire. L'analyse des vents zonaux permet d'obtenir les principaux impacts de la fonte de glace de mer arctique sur la dynamique atmosphérique. La modification des courants jet permettrait d'obtenir des informations cruciales quant à la trajectoire des tempêtes, aux phénomènes de blocages atmosphériques et au transport d'humidité. Afin d'obtenir des informations sur la perturbation (ou non) du SPV, une analyse des variations des vents zonaux est également réalisée à 10hPa.

2.3.7 NAO

Comme expliqué dans la littérature, la détermination de la phase de la NAO est importante pour analyser les variations des régimes atmosphériques (couplés à l’océan) du secteur nord-atlantique impactant le climat des moyennes latitudes de l’Eurasie. La NAO peut être calculée en effectuant la différence entre la pression atmosphérique de surface (ou l’altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa) des Açores et la pression atmosphérique de surface (ou l’altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa) en Islande. Cependant, ce n’est pas la méthode la plus précise. En effet, la manipulation d’une quantité de données volumineuses dans un système non-linéaire est sujet à différents types de problèmes. Le problème d’autocorrélation spatiale avec une dépendance de la variable aux régions peut notamment y être rencontré. Il peut également y avoir des lacunes dans les données (données manquantes, aberrantes, etc...). Pour pallier ces enjeux, la détermination de la phase de la NAO fait appel à la méthode de l’EOF (Fonction Orthogonale Empirique). Cette technique statistique multivariée réduit la dimensionnalité des données, améliorant ainsi le rapport signal/bruit d’une série chronologique (NEHA et PASARI, 2022). L’EOF identifie les principales composantes des anomalies de la variable en question. Dans le contexte de la NAO, l’analyse EOF s’appuie sur les anomalies de l’altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa, entre 20°-80°N et 90°O-40°E (HURRELL et DESER, 2009).

2.3.8 MCI

Il a été démontré dans la littérature, à maintes reprises, que l’analyse des vents (intensité et direction) est importante pour le contexte de ce mémoire. Dans une étude sur la modification de la trajectoire du courant jet polaire en réponse à la fonte de la glace de mer arctique, J. Francis et S. Vavrus ont proposé un indice de circulation méridienne, le MCI :

$$MCI = \frac{v * |v|}{u^2 + v^2} \quad (2.1)$$

avec v la composante méridienne de la vitesse du vent et u la composante zonale de la vitesse du vent. Au plus le MCI est proche de 1 (ou -1), au plus l’écoulement est méridional et vient du Sud (ou du Nord). Inversement, au plus le MCI est proche de 0, au plus le flux est zonal (FRANCIS et VAVRUS, 2015). Afin d’observer une quelconque variabilité des vents, le MCI est calculé pour les 3 périodes/expériences différentes.

2.4 Significativité statistique

Comme expliqué dans la seconde partie du traitement de données, les différences des valeurs des variables entre les trois expériences sont calculées. Elles sont calculées comme la différence moyenne annuelle pour chaque cellule de la grille. Cependant, avant de moyenner les 150 membres, des tests statistiques sont réalisés afin d’évaluer la significativité de la différence. L’objectif est d’exclure la possibilité que la variabilité interne du climat puisse avoir causé l’effet identifié de la fonte de glace de mer. Une différence significative est une différence suffisamment importante que pour être attribuée à la variabilité interne.

Le premier test statistique est le test Kolmogorov Smirnov, 'KS'. Il permet de comparer la fonction de distribution empirique de deux jeux de données indépendants. Il va donc comparer les 150 membres d'une même variable pour deux simulations/expériences différentes. Son hypothèse nulle, H_0 , est égale à $F(x)=G(x)$ où $F(x)$ et $G(x)$ sont les fonctions de distribution empirique pour les deux expériences différentes (WILCOX, 2022). Un rejet de l'hypothèse nulle signifie donc que la différence entre les deux distributions n'est pas due au hasard et est significative. Le rejet de l'hypothèse nulle se fait lorsque la probabilité de la plus grande différence mesurée entre les deux fonctions de distribution empirique est supérieure au seuil critique, α (RIFFENBURGH, 2006).

Le deuxième test statistique est le test False discovery rate, 'FDR'. Il est utilisé sur le premier test de KS. En effet, les résultats des tests d'hypothèses multiples sont sujets à des erreurs telles que des erreurs de type 1. Une erreur de type 1 est la probabilité de rejeter l'hypothèse nulle alors que celle-ci est correcte, ce sont des faux positifs. Le FDR est le rapport entre le nombre d'hypothèses nulles rejetées qui étaient vraies sur le nombre total d'hypothèses nulles réalisées. L'approche du contrôle du FDR est alors la probabilité qu'une hypothèse nulle locale rejetée soit vraie. Le test du FDR utilise la procédure de contrôle de Benjamini–Hochberg sur le test de KS :

$$p_{FDR} = \max[p_{(i)} \leq (i/N)\alpha_{FDR}] \quad (2.2)$$

où p_{FDR} est le seuil de rejet corrigé pour la FDR, $p_{(i)} = p$ -valeur locale, i = le nombre de la p -valeur triée de manière croissante par rapport à la valeur de sa p -valeur, N est le nombre total de p -valeurs (dans notre cas, la grille possède les dimensions de 432 x 324 (longitude/latitude), ce qui procure 139 968 cellules à vérifier correspondant donc à 139 968 p -valeurs) et α est le nouveau seuil critique pour le FDR (on le fixe) (BENJAMINI et HOCHBERG, 1995 ; WILKS, 2016). Cette correction permet donc de diminuer encore plus l'incertitude lié à la variabilité interne du climat.

L'inconvénient de ce test est qu'il ne corrige pas les erreurs de type 2 qui peuvent devenir incontrôlables avec l'augmentation du nombre de p -valeurs N (MAIVÄLI, 2015). Il possède cependant de nombreux avantages, notamment le fait qu'il puisse évaluer des jeux de données ayant de la corrélation entre eux (ce qui est le cas pour des données atmosphériques) et le fait qu'il possède une bonne sensibilité à l'autocorrélation spatiale rencontrée dans les maillages atmosphériques (WILKS, 2016). Selon Wilks, la meilleure façon de faire face à l'autocorrélation spatiale est de choisir un $\alpha_{FDR} = 2 * \alpha$ (traditionnellement choisi). Le seuil α utilisé pour le FDR est alors de $0.05 * 2 = 0.10$.

Chapitre 3

Résultats et discussion

Les résultats ont été répartis en deux catégories : l'automne et l'hiver. Les saisons estivale et printanière n'ont montré aucun résultat significatif et n'ont donc pas été prises en compte dans cette étude. L'évolution des températures atmosphériques de surface avec la latitude et en fonction de chaque expérience confirme cette absence de résultats significatifs (Fig. 3.1). En effet, alors que les saisons automnales et hivernales présentent des écarts importants entre les courbes de température des expériences PR, PI et FUT, les saisons estivales et printanières présentent, de manière générale, une trajectoire similaire pour les trois expériences (Fig. 3.1). La fonte de la glace de mer ne semble donc pas affecter les réponses des variables climatiques pour les futures saisons printanières et automnales.

Il est important de noter que l'amplification du réchauffement arctique suite à la perte de glace de mer future est presque deux fois plus importante en automne qu'en hiver, avec un réchauffement respectif d'environ $+10^{\circ}\text{C}$ et $+5^{\circ}\text{C}$ (Fig. 3.1). Comme mentionné précédemment, l'automne est la saison la plus affectée par l'AA. En effet, après l'important gain de chaleur dans l'océan en été, l'écart de température entre l'océan et l'atmosphère devient maximal en automne. Cet important écart maximise les flux de chaleurs turbulents sortant de l'océan vers l'atmosphère impactant le climat. Toutefois, l'écart entre les courbes des différentes expériences commence à une latitude de 50°N en hiver et de 60°N en automne (Fig. 3.1). Cela implique que les réponses de la température atmosphérique de surface au forçage englobent une plus grande étendue latitudinale en hiver par rapport à l'automne.

Un dernier point important concerne le comportement des trois courbes des températures atmosphériques de surface. Au fur et à mesure qu'on se rapproche du pôle, la saison automnale est marquée par une importante augmentation de température pour l'expérience FUT par rapport aux expériences PI et PR (Fig.3.1). Cependant, cette augmentation n'est pas linéaire avec l'évolution de la latitude (Fig.3.1). Cela peut être expliqué par la disparité spatiale des rétroactions et interactions entre composantes. Il est donc pertinent d'analyser les réponses des variables climatiques à travers les différentes régions de l'hémisphère Nord. L'évolution de la température atmosphérique de surface avec la latitude est cependant un outil d'observation de disparité spatial biaisé par la moyenne zonale.

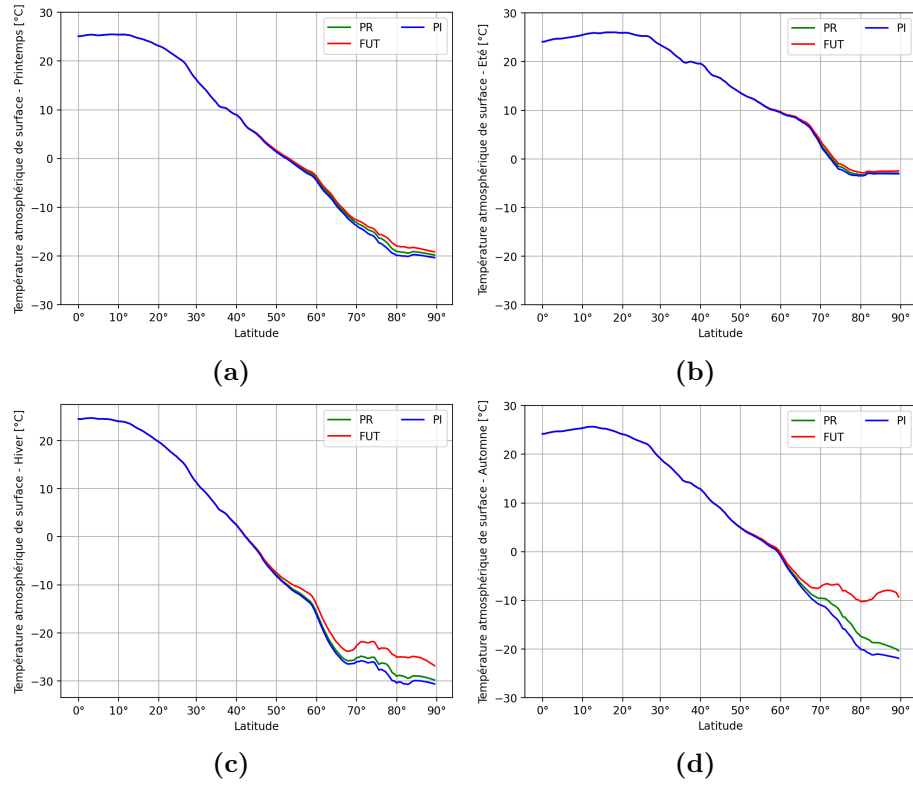


Figure 3.1 – Évolution de la température atmosphérique de surface avec la latitude dans l’hémisphère Nord suite à la perte de glace de mer entre les différentes expériences (PI, PR et FUT) pour le printemps (a), l’été (b), l’automne (c) et l’hiver (d). PI, PR et FUT sont respectivement les simulations pour le passé industriel, le présent et le futur. Toutes les explications supplémentaires se trouvent dans la méthodologie.

3.1 Automne

3.1.1 Concentration de glace de mer

La diminution de la concentration de glace de mer en automne s’est produite dans l’ensemble de la région polaire, avec une fonte plus importante dans la région de la mer des Tchouktches et dans les régions des mers de Barents et de Kara, allant jusqu’à -90% (Fig. 3.2[b]).

Cette fonte n’est toutefois pas linéaire entre les différentes expériences. Dans un premier temps, la différence entre les expériences PR et PI indique une diminution de la concentration de la glace de mer le long de la marge de glace de mer, atteignant jusqu’à -50% (Fig. 3.2[c]). La région la plus touchée par cette fonte est celle des mers de Barents et de Kara. Ensuite, la différence entre les expériences FUT et PR indique une diminution de la concentration de la glace de mer plus importante sur l’ensemble de l’océan Arctique, atteignant jusqu’à -60% (Fig. 3.2[d]). Bien que la fonte touche l’entièreté de la région arctique, il n’y a pas de disparition totale de la glace de mer arctique simulée pour le futur.

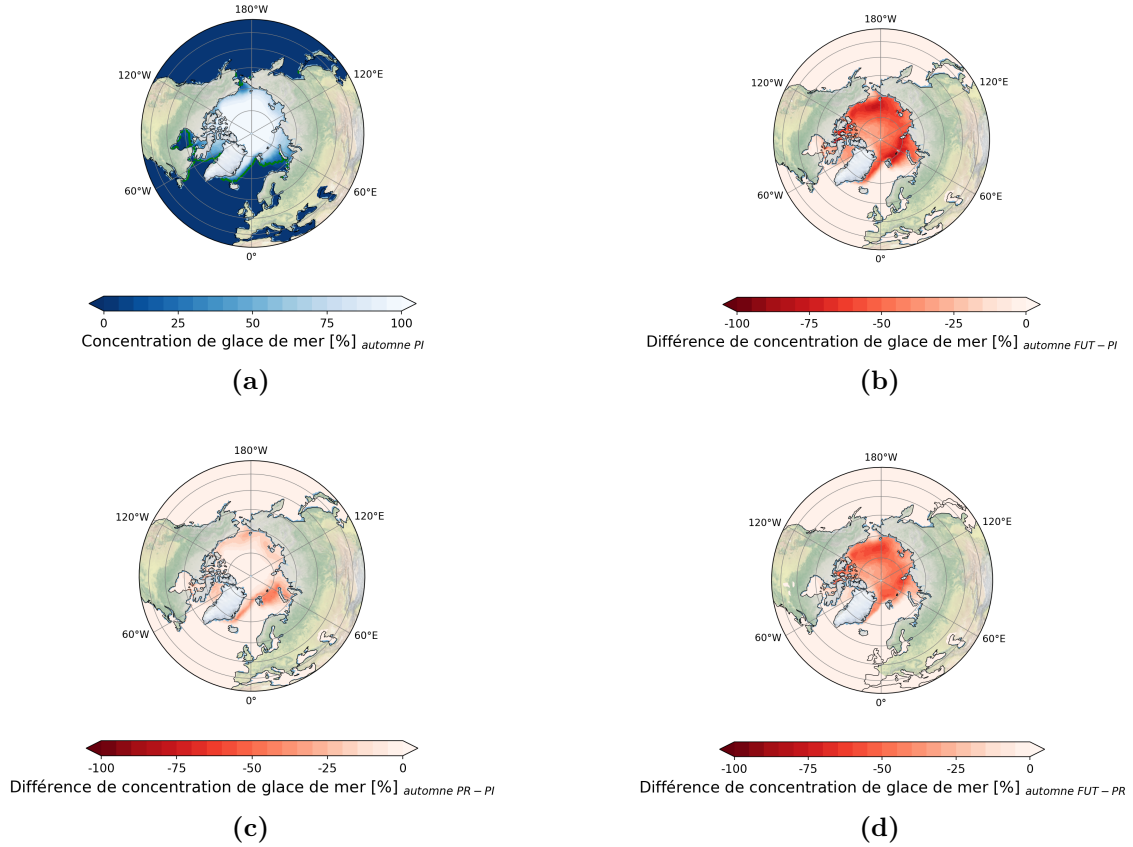


Figure 3.2 — Concentrations de glace de mer pour l'expérience PI (a) en automne. Différence de concentrations de glace de mer entre les expériences FUT et PI (b) en automne. Différence de concentrations de glace de mer entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en automne.

3.1.2 Température atmosphérique de surface

Concernant la simulation initiale, PI, les températures atmosphériques de surface en Arctique varient entre -9°C le long de la marge de glace de mer et -24°C au centre de l'océan Arctique, avec un maximum d'environ -30°C au-dessus du Groenland (Fig. 3.3[a]). Au sujet de l'expérience FUT par rapport à l'expérience PI, le modèle simule principalement une augmentation des températures atmosphériques de surface, variant entre $+6^{\circ}\text{C}$ aux extrémités nord des continents et $+16^{\circ}\text{C}$ au-dessus du centre de l'océan Arctique (Fig. 3.3[b]). Certaines régions se réchauffent davantage que d'autres, notamment la région des mers de Barents et de Kara et la région de la mer de Tchouktches, qui correspondent aux régions touchées par une perte plus importante de glace de mer. L'analyse des températures atmosphériques de surface confirme l'hypothèse d'une diminution du gradient méridien de température.

Les figures des températures atmosphériques de surface issues de l'IPCC pour les scénarios RCP2.6 et RCP8.5 du CMIP6 (avec l'utilisation d'autres modèles) montrent des augmentations de température bien moins importantes que celles observées dans nos résultats (annexe.2) (V. ALEXANDER et K. ALLEN, 2013). La même observation a été réalisée lors de la comparaison avec les figures de température atmosphérique de surface obtenues en utilisant les mêmes expériences, mais cette fois avec deux autres modèles du CMIP6 (annexe.3). Cela indique que la sensibilité de la température atmosphérique de surface à la

fonte de la glace de mer est fortement marquée dans le modèle HadGEM3-GC3.1-MM.

L'évolution des températures atmosphériques de surface à la perte de glace de mer arctique n'est pas linéaire entre les différentes expériences. En effet, dans un premier temps, la différence entre les expériences PR et PI indique une légère augmentation des températures, d'environ $+2^{\circ}\text{C}$ par million de km^2 de glace de mer perdue ($+2^{\circ}\text{C}/10^6\text{km}^2$), le long de la frontière océan-continent, principalement dans la région des mers de Barents et de Kara ainsi que dans la région de la mer de Tchouktches (Fig. 3.3[c]). Ensuite, la différence entre les expériences FUT et PR révèle une augmentation plus prononcée, d'environ $+4^{\circ}\text{C}/10^6\text{km}^2$, sur l'ensemble de la région arctique avec deux maxima au centre de l'océan Arctique (Fig. 3.3[d]).

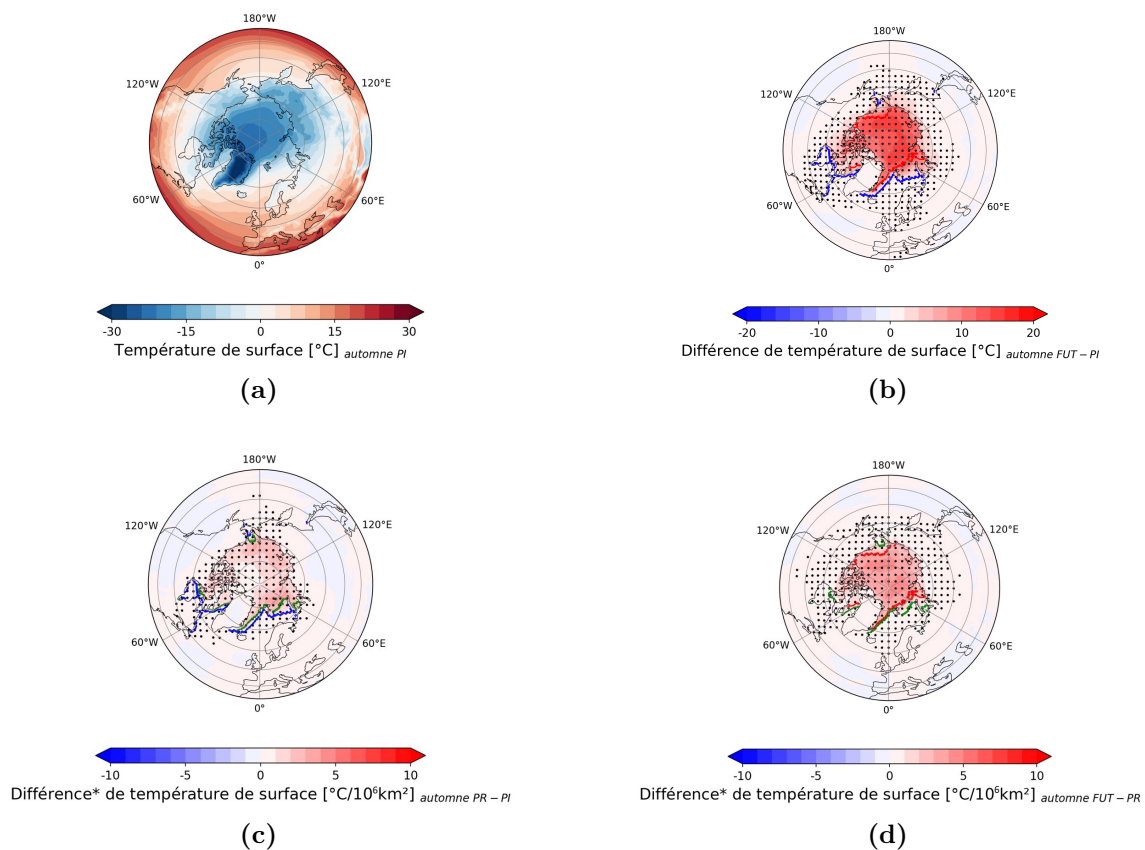


Figure 3.3 – Température atmosphérique de surface pour l'expérience PI (a) en automne. Différence de température atmosphérique de surface entre les expériences FUT et PI (b) en automne. Différence relative de température atmosphérique de surface entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en automne.

Pour toutes les figures de ce mémoire, le "*" signifie que la différence est relative à une perte de glace de mer de 10^6km^2 de superficie. Ensuite, Les points sur la carte symbolisent les cellules où les tests de KS et de FDR ont révélé une différence significative. Enfin, les contours bleus, verts et rouges représentent l'étendue de la glace de mer pour les expériences PI, PR et FUT respectivement.

3.1.3 Précipitations

Concernant l'expérience initiale, PI, les précipitations sont généralement faibles au-dessus des continents et de l'océan Arctique (Fig. 3.4[a]). Elles sont cependant plus abondantes au-dessus de l'océan Pacifique et des régions ouest et nord de l'océan Atlantique. Elles atteignent des valeurs maximales allant jusqu'à 12 mm/jour au-dessus des chaînes de montagnes, telles que l'ouest de l'Amérique du Nord. Ensuite, au sujet de l'expérience FUT par rapport à l'expérience PI, le modèle simule une augmentation significative des précipitations, entre +60% et +100%, au-dessus de l'océan Arctique (Fig. 3.4[b]). Cette observation est cohérente avec la fonte de la glace de mer et l'augmentation des zones dépourvues de glace dans l'océan Arctique. Effectivement, l'augmentation de la surface libre de glace de mer et l'augmentation des températures atmosphériques de surface augmente l'évaporation et par conséquent augmente l'humidité spécifique dans l'atmosphère. De plus, une augmentation plus modérée des précipitations est également observée dans le nord-est de la Sibérie et dans la région des baies d'Hudson et de Baffin.

L'évolution des précipitations n'est à nouveau pas linéaire entre les différentes expériences. La différence entre les expériences PR et PI révèle une légère augmentation des précipitations de l'ordre de $+20\%/10^6 km^2$ dans la région des mers de Tchouktches et de Sibérie orientale, ainsi que dans la région des mers de Barents et de Kara (Fig. 3.4[c]). La différence entre les expériences FUT et PR indique, pour sa part, une légère augmentation des précipitations, mais couvrant cette fois-ci l'ensemble de l'océan Arctique (Fig. 3.4[d]). La non-linéarité s'observe moins que pour les températures atmosphériques de surface.

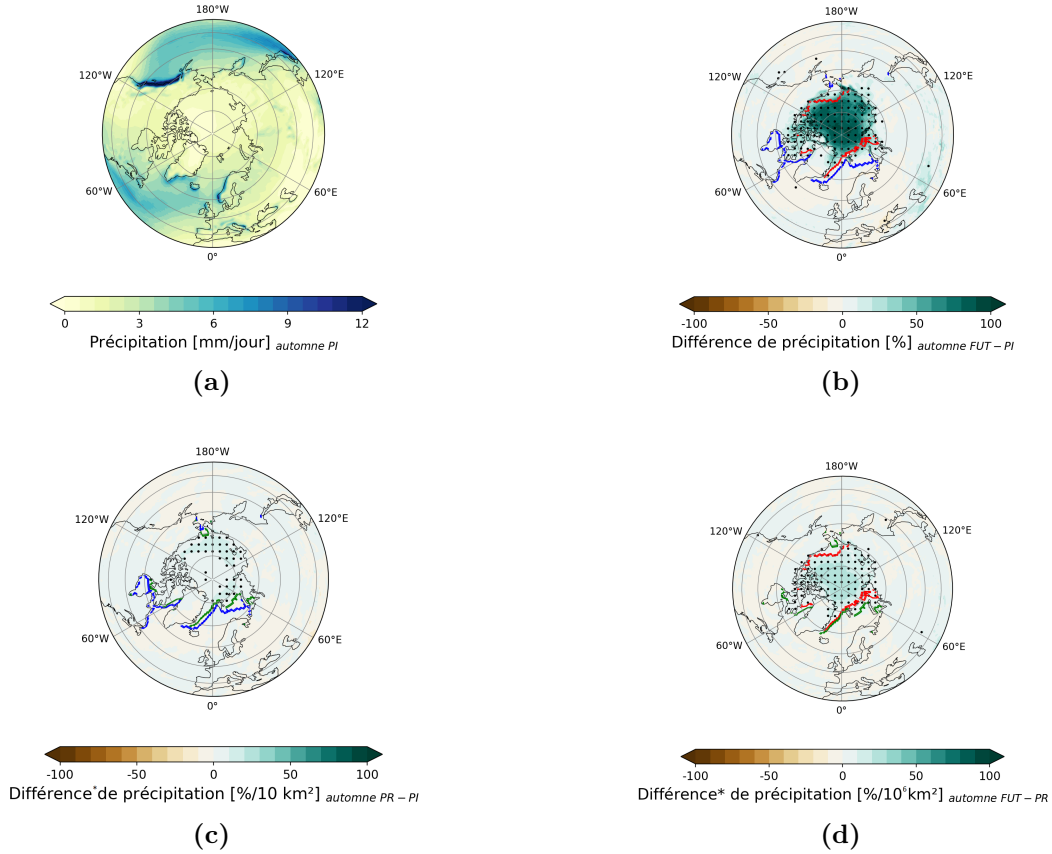


Figure 3.4 – Précipitations pour l’expérience PI (a) en automne. Différence de précipitations entre les expériences FUT et PI (b) en automne. Différence relative de précipitations entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en automne.

3.1.4 Pression atmosphérique de surface

Concernant l’expérience initiale, PI, deux centres de basse pression sont observés, l’un en Islande et l’autre dans le golfe de l’Alaska (dépression des Aléoutiennes), avec une pression d’environ 1000 hPa (Fig. 3.5[a]). De plus, trois principaux centres de haute pression sont observés en Eurasie (anticyclone sibérien), dans le centre du Pacifique Nord (anticyclone d’Hawaï) et au Groenland (anticyclone du Groenland) avec une pression d’environ 1015 hPa. Ensuite, au sujet de l’expérience FUT par rapport à l’expérience PI, le modèle simule une diminution des pressions d’environ -4 hPa au-dessus de l’océan Arctique, s’étendant jusqu’au continent nord-américain (Fig. 3.5[b]). De plus, une augmentation de la pression est observée au centre de l’océan Pacifique et à l’est de l’Asie, renforçant les anticyclones Sibérien et d’Hawaï.

L’évolution des pressions de surface n’est à nouveau pas linéaire entre les différentes expériences. La différence entre les expériences PR et PI n’indique aucun changement significatif de pression (Fig. 3.5[c]). La différence entre les expériences FUT et PR montre, quant à elle, une diminution de la pression atmosphérique de surface d’environ $-1.25 \text{ hPa} / 10^6 \text{ km}^2$ par million de kilomètres carrés au-dessus de l’océan Arctique et du nord du Canada (Fig. 3.5[d]).

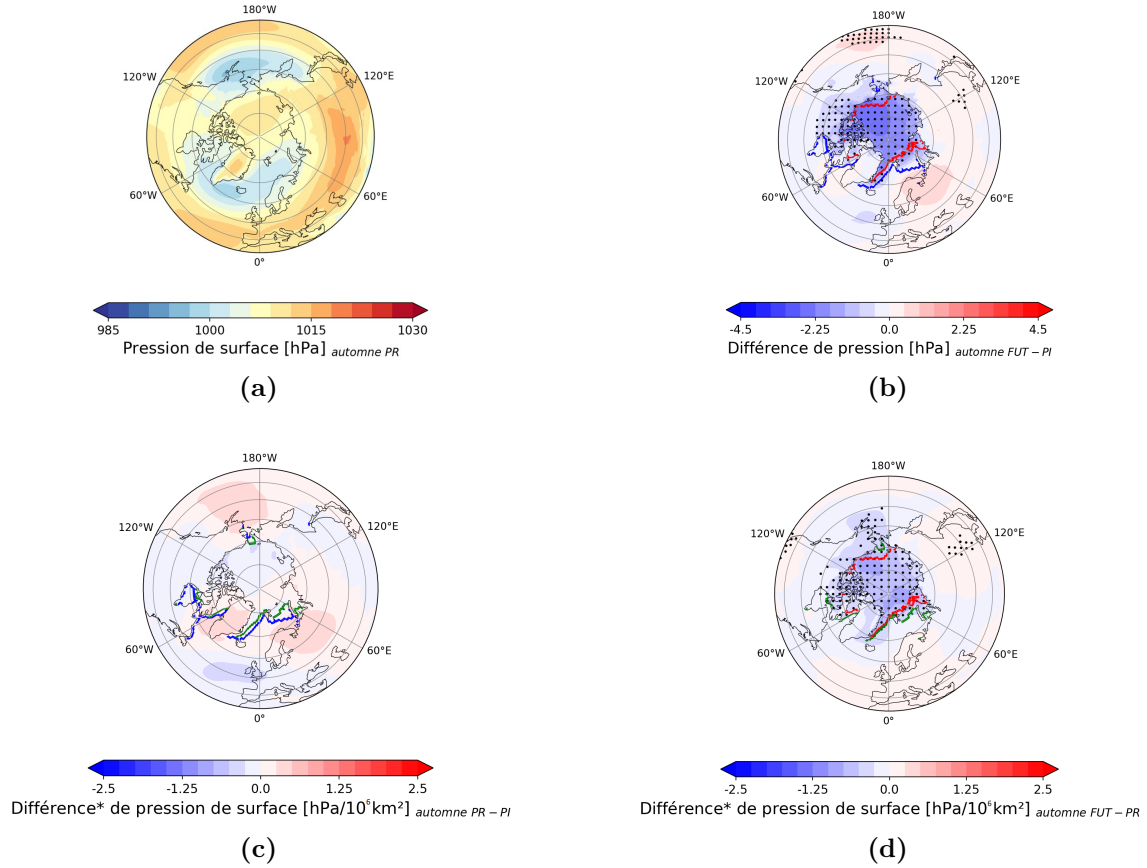


Figure 3.5 – Pression atmosphérique de surface pour l’expérience PI (a) en automne. Différence de pression atmosphérique de surface entre les expériences FUT et PI (b) en automne. Différence relative de pression atmosphérique de surface entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en automne.

3.1.5 Altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa

Concernant l’expérience initiale, PI, l’altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa concorde avec le gradient méridien des températures (les basses latitudes plus chaudes possèdent une dilatation de l’air plus importante). On observe donc un minimum de l’altitude géopotentielle au pôle arctique (Fig. 3.6[a]). Au sujet de l’expérience FUT par rapport à l’expérience PI, le modèle simule une augmentation de l’altitude géopotentielle, variant entre +12m et +20m au-dessus de l’est de l’Amérique du Nord et du nord de l’Eurasie, englobant à la fois les continents et les océans (Fig. 3.6[b]). Finalement, une augmentation plus faible de l’altitude géopotentielle, variant entre +4m et +8m, est également observée dans le centre du Pacifique Nord. Elle concorde avec le renforcement de l’anticyclone d’Hawaï.

L’analyse de linéarité ne fournit pas d’informations significatives pour l’altitude géopotentielle automnale. En effet, aucun point de grille ne possède de variation significative entre les différentes expériences (Fig. 3.6[c][d]).

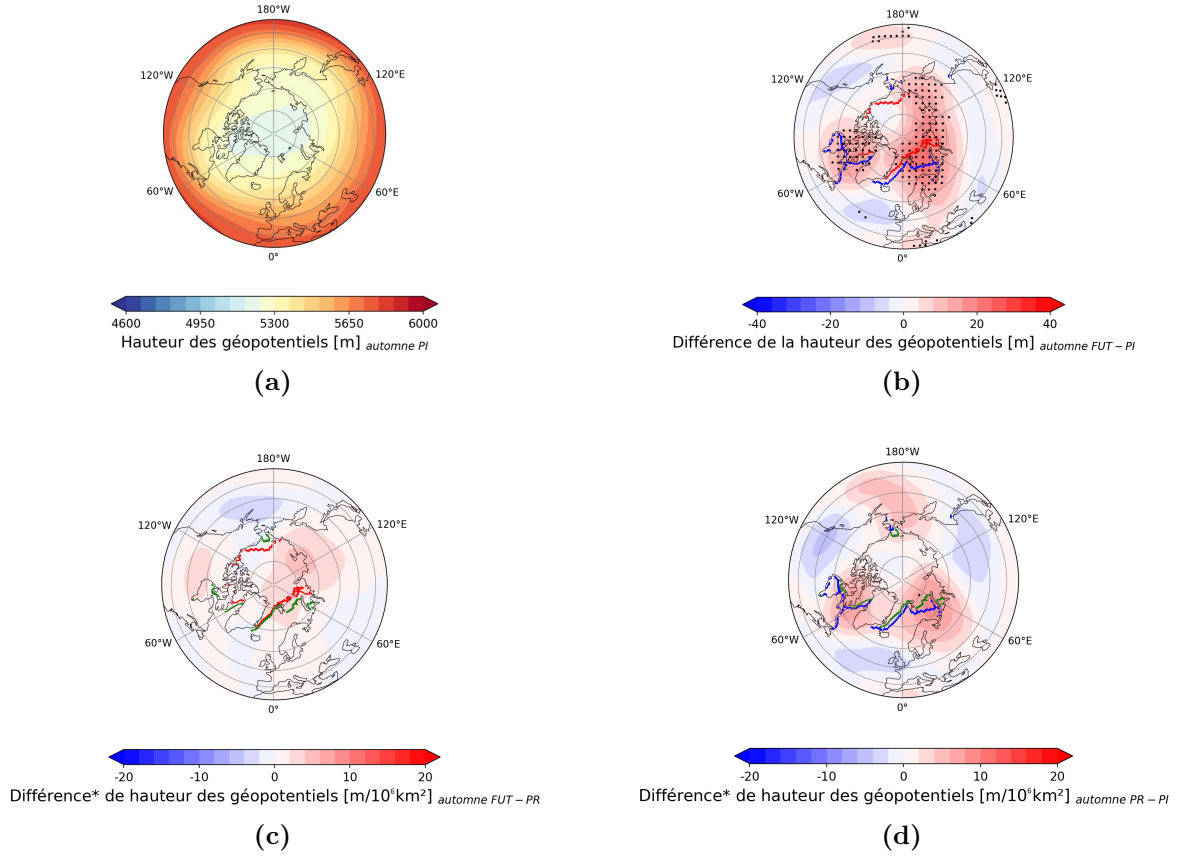


Figure 3.6 – Altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa pour l’expérience PI (a) en automne. Différence de l’altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa entre les expériences FUT et PI (b) en automne. Différence relative de l’altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en automne.

3.1.6 Indice NAO

Dans l’analyse de la variation de l’indice NAO (North Atlantic Oscillation) en automne, aucune différence majeure n’est observée. Les moyennes restent alignées autour de la valeur de 0 pour les trois différences, FUT-PI, FUT-PR et PR-PI. Cependant, on peut noter une légère diminution de l’indice NAO pour la différence PR-PI (Annexe.4).

3.1.7 Composante zonale de la vitesse du vent à 500hPa

L’analyse de la vitesse du vent zonal en automne ne révèle pas de changements significatifs, ou très peu, entre les expériences PI, PR et FUT (Annexe 5[bcd]). Dans l’expérience initiale, PI, les vents d’ouest les plus forts sont observés avec une intensité maximale de 30 m/s oscillant entre 30° et 70° de latitude Nord (Annexe.5[a]).

3.1.8 Indice MCI

L’indice MCI n’a également pas montré de différences significatives (Annexe 6[bcd]). Cela est cohérent, car l’indice MCI est basé sur les composantes zonales et méridionales du vent. Dans l’expérience initiale, PI, l’indice MCI tend généralement vers 0, ce qui indique

une prédominance des vents zonaux. Cependant, il est important de noter la présence de vents à forte composante méridienne provenant du nord, notamment près du Groenland et de l'Alaska (Annexe.6[a]).

3.2 Hiver

3.2.1 Concentration de la glace de mer

La fonte de glace de mer en hiver se produit uniquement dans les régions le long de la marge de la glace de mer (Fig.3.7[b]). Les quatre principales régions touchées par cette fonte sont la région des baies de Hudson et de Baffin, la région de la mer de Tchoukches et la région de la mer d'Okhotsk, toutes avec une diminution variant entre -50% et -80% environ, et la région des mers de Barents et de Kara, avec, quant à elle, une diminution allant jusqu'à -90% environ.

A nouveau, la fonte de glace de mer ne se produit pas de manière linéaire entre les différentes expériences. La différence entre les expériences PR et PI révèle une importante fonte significative dans la région des mers de Barents et de Kara allant jusqu'à -75% environ (Fig.3.7[c]). On observe également une légère fonte ne dépassant pas les -50% dans les trois autres régions, à savoir la région de la baie de Baffin, la région de la mer de Tchoukches et la région de la mer Okhotsk. La baie d'Hudson n'est pas encore touchée par la fonte. La différence entre les expériences FUT et PR montre une intensification de la fonte avec une diminution de -65% environ dans toutes les régions, à l'exception de la région des mers de Barents-Kara qui s'aligne aux autres régions touchées par cette fonte (Fig.3.7[d]). La baie d'Hudson connaît désormais une fonte d'amplitude similaire aux autres régions déjà touchées entre les expériences PR et PI. Il est important de noter que la surface touchée par la fonte est considérablement plus importante entre les expériences FUT et PR (Fig.3.7[cd]).

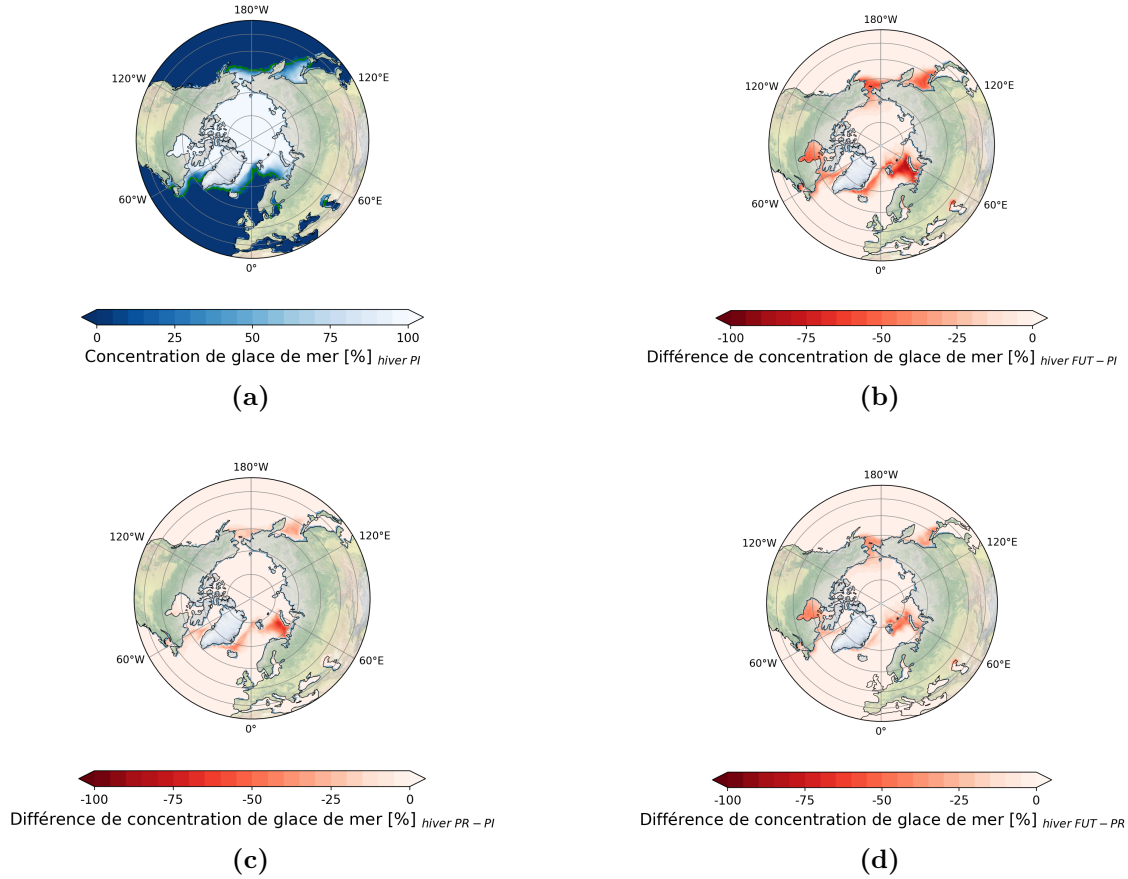


Figure 3.7 – Concentrations de glace de mer pour l’expérience PI (a) en hiver. Différence de concentrations de glace de mer entre les expériences FUT et PI (b) en hiver. Différence de concentrations de glace de mer entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en hiver.

3.2.2 Température atmosphérique de surface

Concernant l’expérience initiale, PI, les températures atmosphériques de surface se situent autour de -30°C pour les régions couvrant tout l’océan Arctique, le Groenland, ainsi que le nord de l’Amérique du Nord et le nord de l’Asie (Fig.3.8[a]). Au sujet de l’expérience FUT par rapport à l’expérience PI, le modèle simule une augmentation des températures au-dessus de l’océan Arctique, avec des maxima variant entre $+15^{\circ}\text{C}$ et $+20^{\circ}\text{C}$ dans la région des mers de Barents-Kara, la région de la mer de Tchouktches et la région de la baie d’Hudson et de Baffin (Fig.3.8[b]). La région de la mer de Okhotsk est quant à elle touchée par un réchauffement plus faible ne dépassant pas $+10^{\circ}\text{C}$. Une fois de plus, ces centres de réchauffement correspondent à ceux de la perte de glace de mer arctique. Il convient de noter que les températures atmosphériques de surface simulées par le modèle HadGEM3-GC3.1-MM sont plus élevées que celles simulées par d’autres modèles du CMIP6 utilisant les mêmes expériences (Annexe 6) et de l’IPCC (Annexe 5). Par ailleurs, un léger refroidissement de -1°C à -2°C est observé à l’est de l’Asie.

L’évolution des températures atmosphériques de surface n’est à nouveau pas linéaire entre les différentes expériences. Dans un premier temps, la différence entre les expériences PR et PI indique une légère augmentation des températures, allant de $+3^{\circ}\text{C}/10^6\text{km}^2$

à $+5^{\circ}\text{C}/10^6\text{km}^2$ pour les mêmes centres de maximum correspondant aux régions avec les plus importantes pertes de glace de mer (Fig.3.8[c]). Ensuite, la différence entre les expériences FUT et PR révèle une augmentation beaucoup plus marquée des températures, variant de $+7^{\circ}\text{C}/10^6\text{km}^2$ à $+10^{\circ}\text{C}/10^6\text{km}^2$ toujours pour les mêmes centres de maximum correspondant aux régions avec les plus importantes pertes de glace de mer (Fig.3.8[d]).

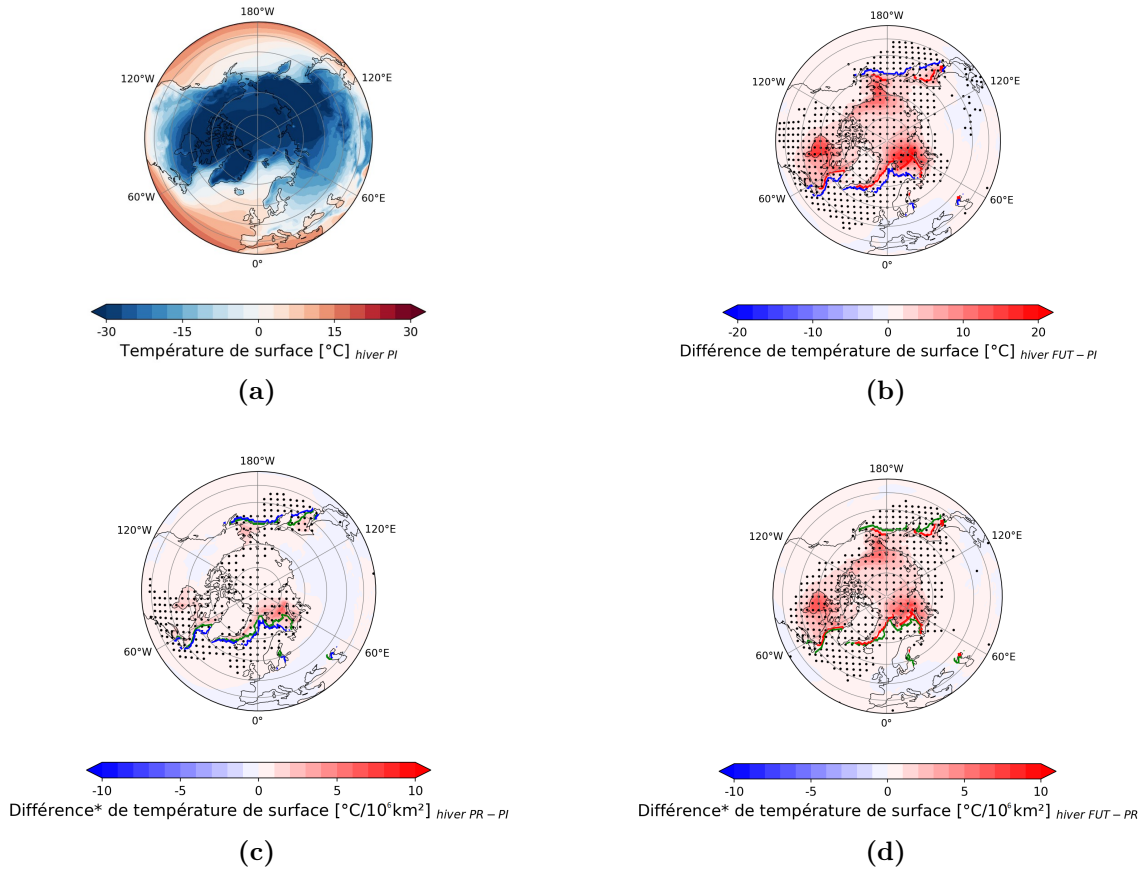


Figure 3.8 – Température atmosphérique de surface pour l’expérience PI (a) en hiver. Différence de température atmosphérique de surface entre les expériences FUT et PI (b) en hiver. Différence relative de température atmosphérique de surface entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en hiver.

3.2.3 Précipitations

Au sujet de l’expérience initiale, PI, les précipitations observées sur les différentes régions possèdent un même schéma que ce qui a été observé en automne. Toutefois, les précipitations sont plus fortes en hiver qu’en été pour certaines régions (Fig.3.9[a]). En effet, les océans Atlantique et Pacifique possèdent plus de précipitations en hiver, tandis que le continent eurasien reste relativement sec. Concernant l’expérience FUT par rapport à l’expérience PI, le modèle simule une augmentation des précipitations d’environ $+100\%$ dans la région arctique, avec des pics dans les quatre principales régions le plus affectées par la fonte de glace de mer (Fig.3.9[b]). De plus, une augmentation plus modérée des précipitations est observée à l’est de l’Amérique du Nord et à l’est de l’Asie.

L'évolution des précipitations n'est à nouveau pas linéaire entre les différentes expériences. Dans un premier temps, la différence entre les expériences PR et PI montre une légère augmentation des précipitations dans les quatre régions les plus touchées par la perte de glace de mer, à l'exception de la région de la mer de Tchouktches, avec un impact plus marqué dans la région de la mer de Barents-Kara (Fig.3.9[c]). Ensuite, la différence entre les expériences FUT et PR indique une augmentation plus importante des précipitations, variant entre $50\%/10^6\text{km}^2$ et $100\%/10^6\text{km}^2$, également dans les quatre régions les plus touchées par la perte de glace de mer (Fig.3.9[d]). Cette augmentation des précipitations est en accord avec l'augmentation des températures et la diminution de la concentration de glace de mer observée dans les mêmes zones.

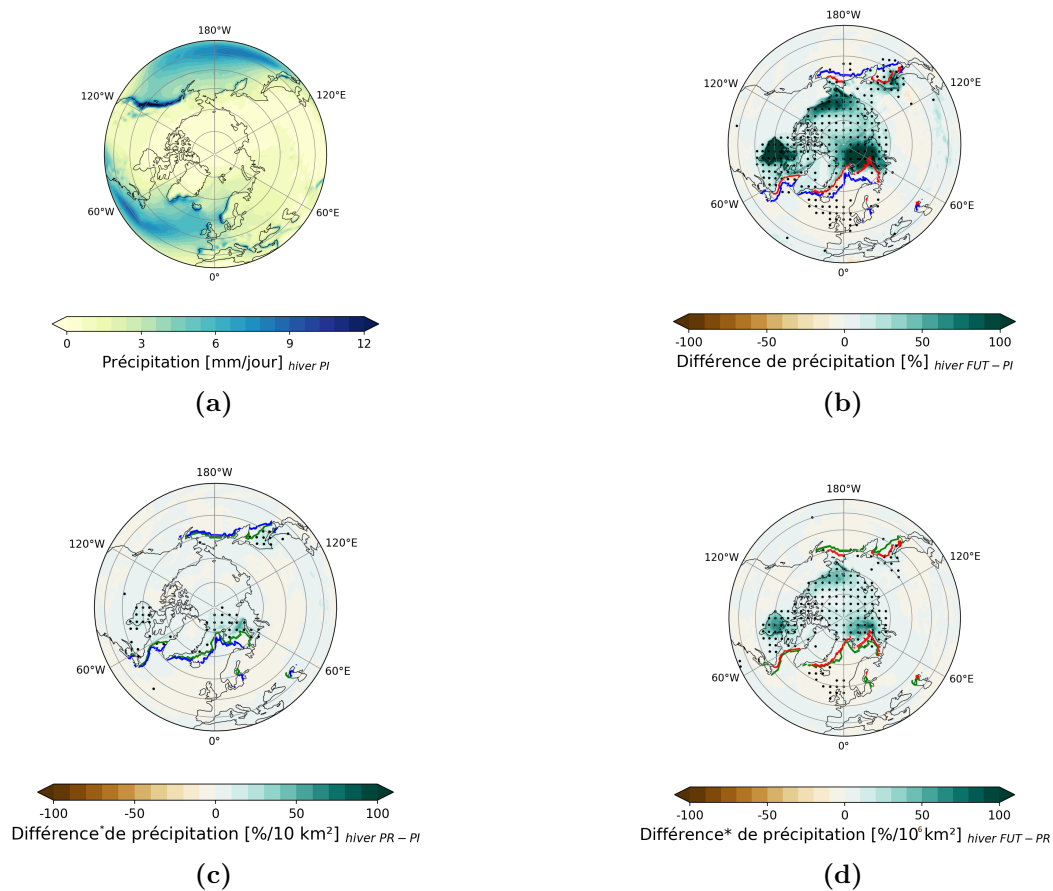


Figure 3.9 – Précipitations pour l'expérience PI (a) en hiver. Différence de précipitations entre les expériences FUT et PI (b) en hiver. Différence relative de précipitations entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en hiver.

3.2.4 Pression atmosphérique de surface

À propos de l'expérience initiale, PI, le schéma est assez similaire à celui de l'automne, mais cette fois, avec les dépressions d'Islande et des Aléoutiennes, et les anticyclones de Sibérie et d'Hawaï plus marqués (Fig.3.10[a]). Un centre de haute pression près des Açores est également observé. Au sujet de l'expérience FUT par rapport à l'expérience PI, le modèle simule une diminution de la pression atmosphérique, variant entre -3hPa et -4hPa, dans les quatre régions les plus touchées par la perte de glace de mer (Fig.3.10[b]). Le

modèle simule également une augmentation de la pression dans la région des mers du Groenland et de Norvège, ainsi qu'en Sibérie touchant le nord de l'Europe. L'augmentation de pression en Sibérie confirme le renforcement de l'anticyclone sibérien, qui serait provoqué par la perturbation de la SPV.

L'évolution des pressions atmosphériques de surface n'est à nouveau pas linéaire entre les différentes expériences. La différence entre les expériences PR et PI ne montre aucun changement statistiquement significatif (Fig.3.10[c]). Ensuite, la différence entre les expériences FUT et PR indique une diminution de la pression atmosphérique, variant entre $-1.5\text{hPa}/10^6\text{km}^2$ et $-2.5\text{hPa}/10^6\text{km}^2$, dans les quatre régions les plus touchées par la perte de glace de mer (Fig.3.10[d]). Dans ces figures de pressions atmosphériques de surface relative, le nord de l'Europe n'est pas touché par une différence significative. Cela indique que c'est la réponse face à la perte totale de glace de mer (et non par million de km^2 de perte de glace de mer) qui procure d'importants changements dans le nord de l'Europe.

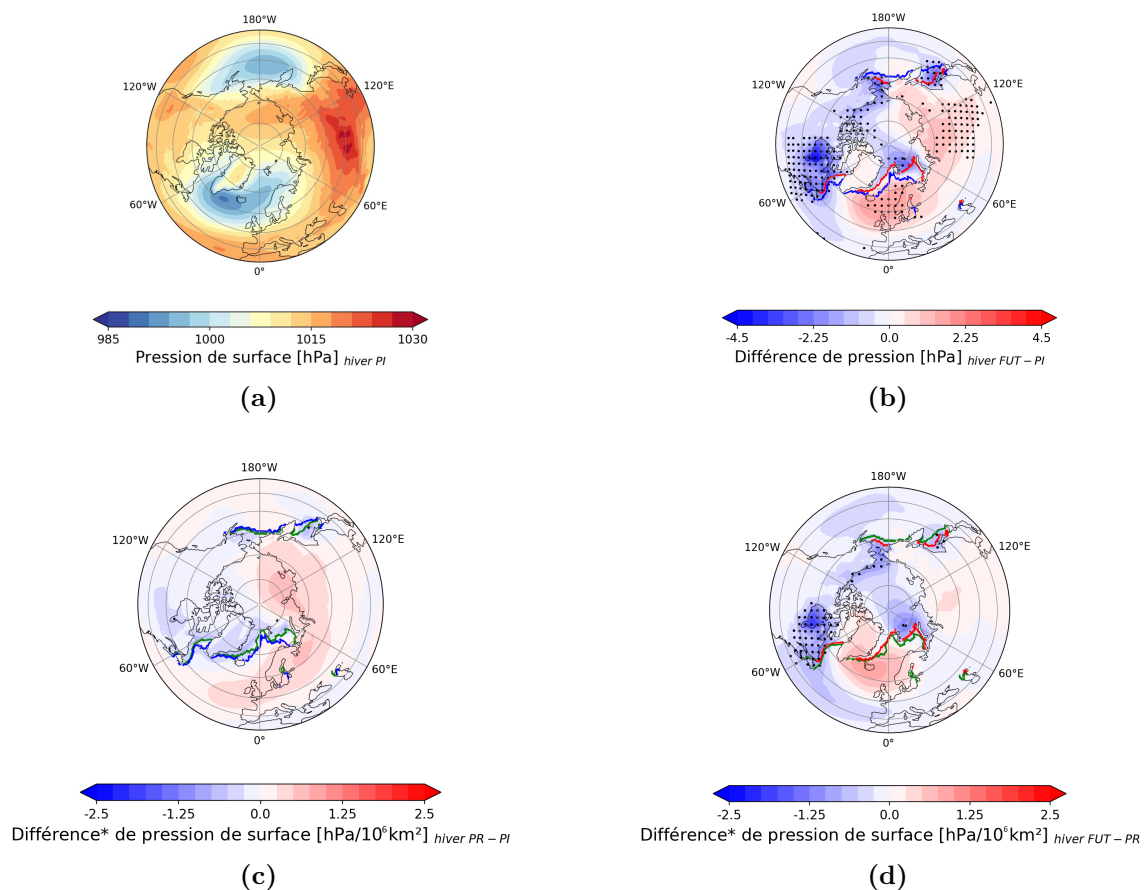


Figure 3.10 – Pression atmosphérique de surface pour l'expérience PI (a) en hiver. Différence de pression atmosphérique de surface entre les expériences FUT et PI (b) en hiver. Différence relative de pression atmosphérique de surface entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en hiver.

3.2.5 Altitude géopotentielle des surfaces isobares 10hPa et 500hPa

Au sujet de l'expérience initiale (PI), une plus faible altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa est observée sur l'ensemble de la région arctique en hiver (Fig.3.11[a]). Cela est cohérent avec des températures atmosphériques plus basses en hiver. Concernant l'expérience FUT par rapport à l'expérience PI, le modèle simule une forte augmentation de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa, variant entre +20m et +40m, sur l'ensemble de la région située au-dessus de 50° de latitude Nord (à l'exception de l'ouest de l'Amérique du Nord) (Fig.3.11[b]). Une légère diminution de -12m est observée au sud de l'Europe. La région des mers de Barents-Kara semble présenter la plus forte augmentation de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa dépassant les +40m.

L'évolution de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa n'est à nouveau, pas linéaire entre les différentes expériences. Dans un premier temps, la différence entre les expériences PR et PI indique une faible augmentation autour de +12m/10⁶km², exclusivement dans la région des mers de Barents-Kara (Fig.3.11[c]). Ensuite, la différence entre les expériences FUT et PR indique une importante augmentation variant entre +12m/10⁶km² dans la région du nord de l'Eurasie et +18m/10⁶km² dans la région recouvrant l'est du Canada et le nord de l'Atlantique nord (Fig.3.11[d]). Cette répartition spatiale est cohérente avec l'augmentation des températures observée en premier lieu dans la région des mers de Barents-Kara. De plus, une légère diminution de -12m/10⁶km² environ est observée au nord-est de l'Atlantique et à l'est des Etats-Unis. Cette diminution n'est cependant pas observée pour la différence effectuée entre les expériences FUT et PI (Fig.3.11[b]). Cela pourrait indiquer que la somme des différences entre les expériences PR-PI et FUT-PR annule cette réponse significative des moyennes latitudes.

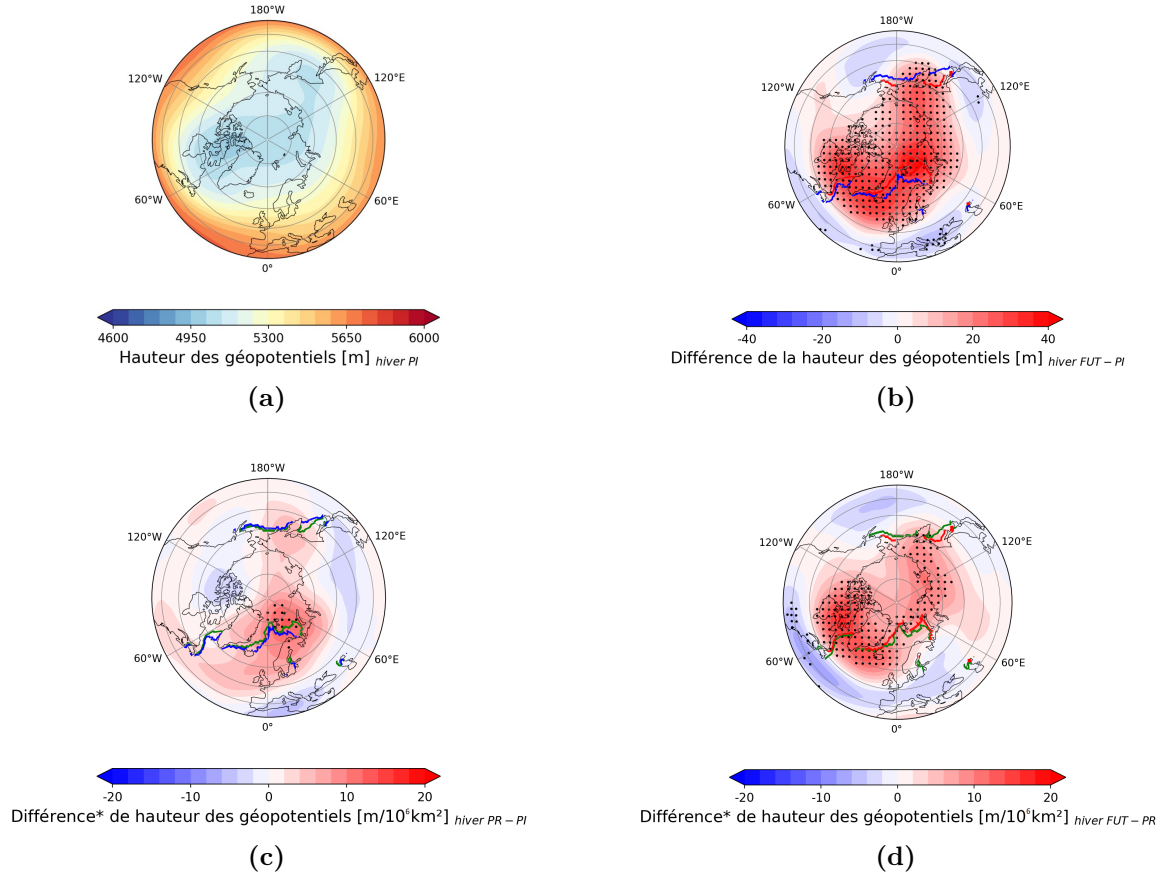


Figure 3.11 – Altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa pour l’expérience PI (a) en hiver. Différence de l’altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa entre les expériences FUT et PI (b) en hiver. Différence relative de l’altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en hiver.

Pour rappel, selon l’hypothèse de la téléconnexion par voie stratosphérique, l’important réchauffement dans la région des mers de Barents et de Kara devrait refroidir les hivers de l’Asie de l’Est en impactant le SPV. Afin de comprendre ce qu’il se passe dans le SPV, l’altitude géopotentielle de la surface isobare 10hPa est également analysée. Une augmentation de l’altitude géopotentielle de la surface isobare 10hPa aux alentours de +60m longeant le continent asiatique entre 40°N et 65°N est observée entre les expériences PI et FUT. Il y a donc bien une perturbation se propageant de la basse troposphère vers la basse stratosphère pour cette région. Le cœur du SPV ne semble cependant pas être directement impacté par la fonte de la glace de mer arctique.

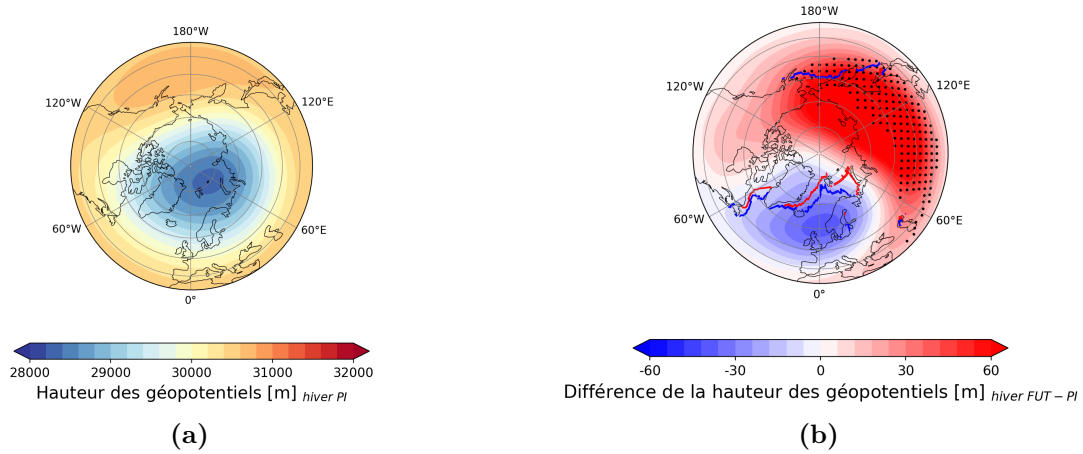


Figure 3.12 – Altitude géopotentielle de la surface isobare 10hPa pour l'expérience PI (a) en hiver. Différence de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 10hPa entre les expériences FUT et PI (b) en hiver.

3.2.6 Indice NAO

En ce qui concerne la variation de l'indice NAO en hiver, des différences significatives sont observées (Fig.3.12). Les médianes des trois scores calculés pour chacune des différences d'expérience (entre FUT-PI, PR-PI et FUT-PR) indiquent partout une diminution de l'indice NAO. Cela implique une augmentation de la probabilité de fréquence de phases négatives de la NAO. La plus grande différence est proche de -0.5 et est obtenue entre les expériences FUT et PI. L'analyse de la linéarité suggère que la diminution du score NAO s'est principalement produite entre les expériences PR et FUT. La différence entre les expériences PR et PI est, quant à elle, presque nulle.

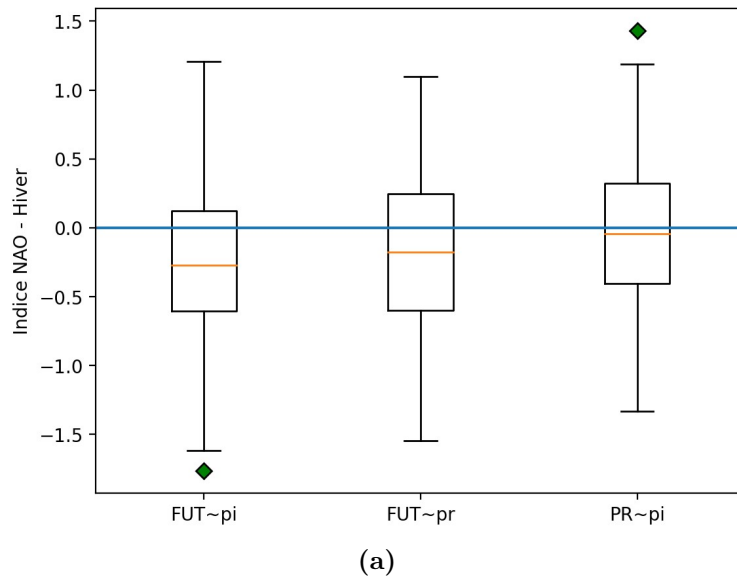


Figure 3.13 – Boxplot des différences entre l'indice de la NAO calculée pour FUT et PI (FUT pi), pour FUT et PR (FUT pr) et pour PR et PI (PR pi). Toutes ces différences sont calculées en hiver.

3.2.7 Composante zonale de la vitesse du vent à 10hPa et 500hPa

A propos de l'expérience initiale (PI), le schéma ressemble fortement à celui observé en automne (Fig. 3.13[a]). Cependant, les courants jets observés aux moyennes latitudes sont plus puissants en hiver, atteignant environ 35m/s.

Ensuite, concernant l'expérience FUT par rapport à l'expérience PI, le modèle simule une diminution de la composante zonale de la vitesse du vent allant jusqu'à -2.5m/s entre 45°N et 75°N, à l'exception de la région du Pacifique Nord et de l'est de l'Amérique du Nord (Fig. 3.13[b]). Cette diminution, qui s'étend sur l'Atlantique Nord et sur l'Eurasie, est en accord avec l'augmentation de l'occurrence des phases négatives de la NAO. Une augmentation d'environ +1 m/s est ensuite observée dans la zone située entre 20°N et 45°N, ce qui peut signifier qu'il y a un décalage des courants jets de l'hémisphère Nord vers l'équateur.

L'évolution de la composante zonale de la vitesse du vent n'est à nouveau pas linéaire entre les différentes expériences. Dans un premier temps, la différence entre les expériences PR et PI n'indique aucune variation statistiquement significative bien qu'une diminution non négligeable se produise de l'Atlantique Nord au centre de l'Eurasie (Fig.3.13[c]). Ensuite, la différence entre les expériences FUT et PR indique une diminution de la composante zonale de la vitesse du vent allant jusqu'à -1.5m/s/10⁶km² à l'est de l'Amérique du Nord (Fig.3.11[d]).

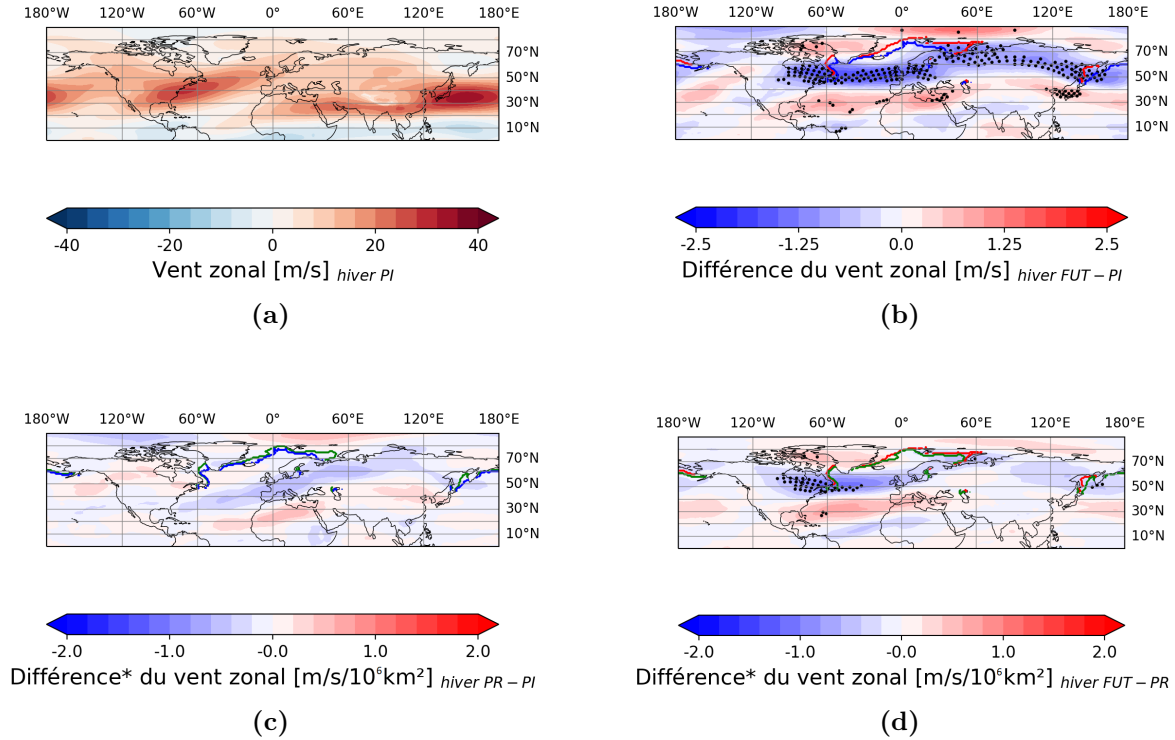


Figure 3.14 – Composante zonale de la vitesse du vent à 500hPa pour l'expérience PI (a) en hiver. Différence de la composante zonale de la vitesse du vent entre les expériences FUT et PI (b) en hiver. Différence relative de la composante zonale de la vitesse du vent entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en hiver.

A nouveau, afin de poursuivre l'examen de ce qu'il se déroule dans le SPV, une analyse des vents zonaux à 10hPa a également été réalisée. Bien qu'un affaiblissement des vents zonaux soit observé au-dessus de la région des mers de Barents et de Kara, il est probablement dû à la variabilité interne étant donné qu'il ne soit pas ressorti significatif des tests statistiques. De plus, il y a un renforcement ou un affaiblissement significatif des vents zonaux aux alentours de -3m/s en Asie de l'Est est à l'ouest de l'océan Pacifique. Il est difficile de conclure à un renforcement ou à un affaiblissement des vents zonaux dans la stratosphère étant donné que les effets significatifs se situent à la frontière entre les vents d'ouest et les vents d'est.

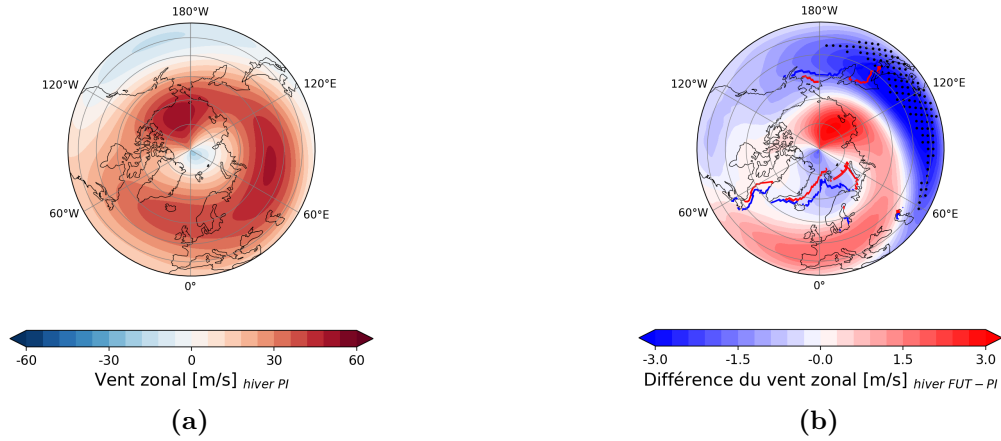


Figure 3.15 – Composante zonale de la vitesse du vent à 10hPa pour l’expérience PI (a) en hiver. Différence de la composante zonale de la vitesse du vent à 10hPa entre les expériences FUT et PI (b) en hiver.

3.2.8 Indice MCI

Au sujet de l’expérience initiale (PI), le schéma ressemble à celui de l’automne avec un renforcement global de l’indice MCI (négatif ou positif), contribuant à des vents méridiens plus forts (Fig. 3.14[a]). Le MCI positif informe de vents soufflant du sud en direction du nord du Groenland. Le MCI négatif informe de vents soufflant du nord en direction de l’est de l’Amérique du Nord. Concernant l’expérience FUT par rapport à l’expérience PI, le modèle simule une augmentation de l’indice MCI d’environ +0.2 dans la baie d’Hudson et au sud du Groenland dans l’Atlantique Nord (Fig. 3.14[b]). Pour l’Atlantique Nord, l’augmentation de l’indice se déroule dans une zone avec un MCI déjà positif. Cela indique un renforcement des vents méridiens venant du sud pour cette région. Pour la baie d’Hudson, l’augmentation se produit dans une zone où l’indice MCI dans l’expérience PI se situe entre -0.2 et +0.2. Il est difficile de déterminer s’il s’agit d’un déplacement vers des vents plus méridiens ou vers des vents plus zonaux. Si l’indice MCI pour l’expérience PI est considéré comme nul, alors l’augmentation de l’indice MCI indique un changement vers des vents plus méridiens, ce qui concorde avec l’affaiblissement des vents zonaux. Ensuite, le modèle simule une diminution de l’indice d’environ -0.12 pour le nord de l’Europe de l’Ouest. L’indice MCI du Nord de l’Europe de l’Ouest dans l’expérience PI est proche de 0, ce qui indique un passage vers des vents plus méridiens dans cette région.

L’analyse de la linéarité ne révèle aucune variation statistiquement significative de l’indice (Fig. 3.14[cd]). Cela signifie à nouveau que c’est la réponse face à la fonte totale de glace de mer (et non face à la perte de $10^6 km^2$ de glace de mer) qui induit un changement de l’indice MCI.

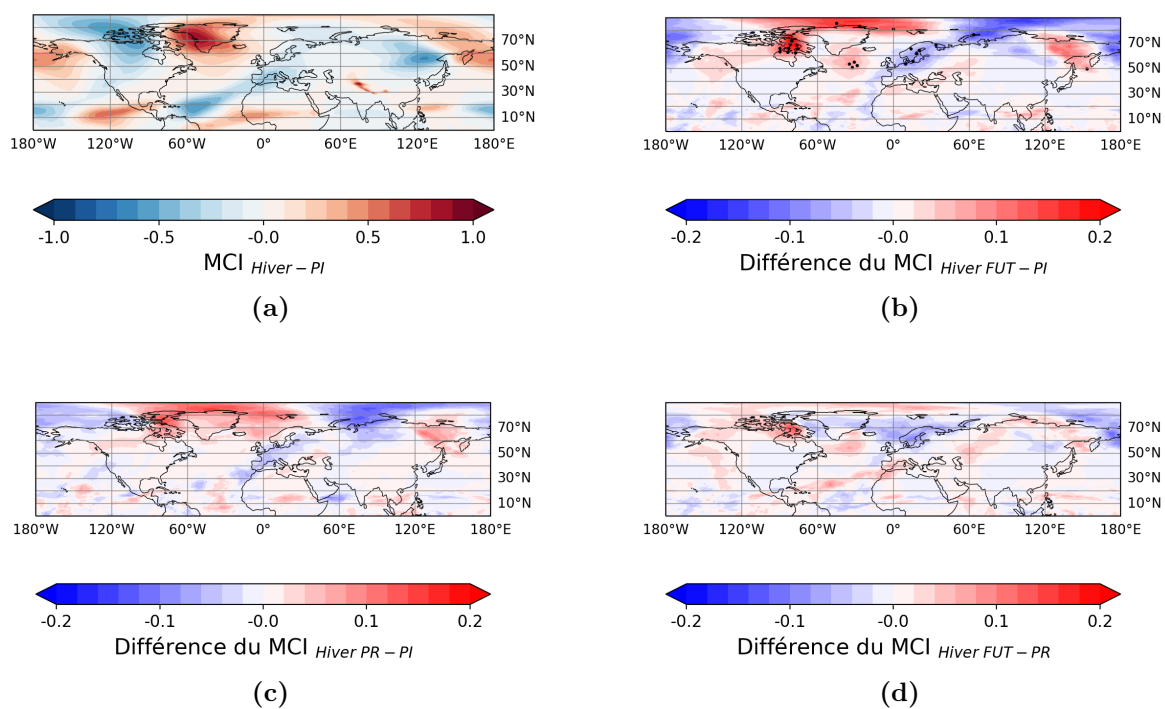


Figure 3.16 – Indice MCI pour l'expérience PI (a) en hiver. Différence l'indice MCI entre les expériences FUT et PI (b), entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en hiver.

3.2.9 Synthèse des réponses

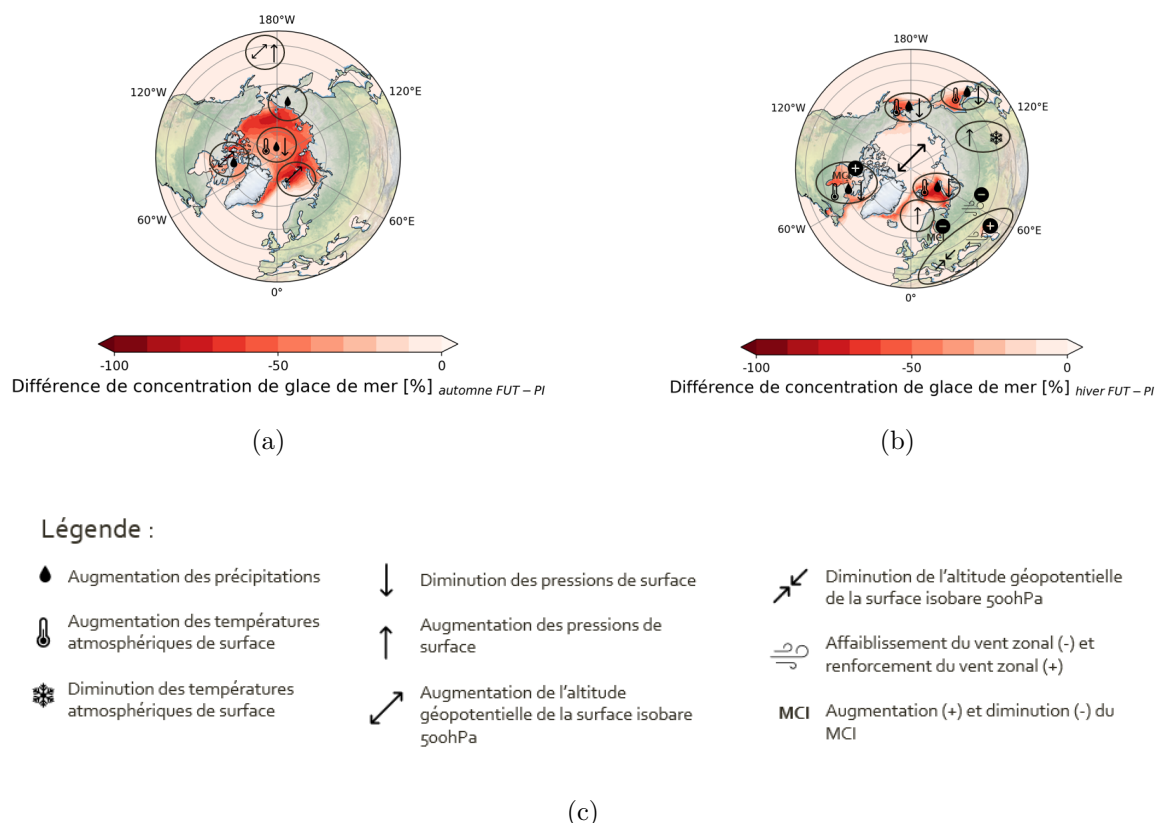


Figure 3.17 – Synthèse des résultats des différentes variables sur la carte de la différence de concentration de glace de mer entre les expériences FUT et PI en automne (a) et en hiver (b). Les variations de variables qui ne sont pas entourées indiquent qu'elles touchent une plus large étendue spatiale.

La synthèse des résultats pour la saison hivernale indique une disparité spatiale des réponses des différentes variables (Fig. 3.15[b]). Quatre régions se distinguent par des changements significatifs tels qu'une augmentation des précipitations, une augmentation des températures atmosphériques de surface, une diminution des pressions de surface et une augmentation de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa. Ces régions sont la région des mers de Barents et de Kara, la région de la mer de Tchouktches, la région de la baie d'Hudson et de Baffin et la région de la mer d'Okhotsk. Elles correspondent aux zones où les plus importantes réductions de la concentration de glace de mer sont observées (Fig.3.7[b]).

Derrière les réponses de chaque variable face à l'importante fonte de glace de mer des quatre régions mentionnées se trouve une suite logique d'événements causée par une modification de transfert de flux de chaleur. En hiver, la différence de température entre l'océan et l'atmosphère est importante étant donné la couche isolante de la glace de mer. L'augmentation des températures atmosphériques et la fonte de la glace de mer influencent alors les flux turbulents de chaleur entre ces deux composantes climatiques, avec une augmentation de ces flux turbulents de chaleur de l'océan vers l'atmosphère. L'évaporation accompagnant ces flux augmente pour sa part, l'humidité de l'atmosphère, ce qui se traduit

par des précipitations accrues. De plus, l'augmentation des températures atmosphériques augmente également l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa. Finalement, le réchauffement de l'atmosphère à la surface de l'eau diminue la pression, étant donné que l'air froid et dense est remplacé par de l'air chaud et léger.

La synthèse des résultats pour la saison hivernale informe également de variations climatiques en dehors des régions de fonte de glace de mer, s'étendant de l'ouest de l'Europe à l'est de l'Asie. Premièrement, la Sibérie connaît un renforcement de son anticyclone accompagné d'un refroidissement à l'est de l'Asie. Ce phénomène est directement lié à l'augmentation de l'occurrence des phases négatives de la NAO. En effet, l'affaiblissement des vents zonaux entre 50°N et 80°N en Eurasie permet le renforcement de l'anticyclone de Sibérie grâce à l'apport d'air froid de l'Arctique. D'autres phénomènes corroborent l'hypothèse de l'augmentation de l'occurrence des phases négatives de la NAO, tels que la diminution de la pression atmosphérique de surface de la région de la baie d'Hudson ou l'affaiblissement de la dépression d'Islande. Ensuite, le nord de l'Europe de l'Ouest connaît également des réponses climatiques importantes, telles qu'une augmentation de pression, une augmentation de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa, un affaiblissement des vents zonaux à 500hPa (également liée à la phase négative de la NAO) et une réduction de l'indice MCI. Le MCI négatif indique que la diminution du vent zonal permet l'apport de vents plus froids et plus denses venant du Nord, ce qui expliquerait l'augmentation de la pression atmosphérique de surface dans cette région. Finalement, le sud de l'Europe connaît également des changements climatiques tels qu'une intensification des vents zonaux et la diminution de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa. L'hypothèse du déplacement du courant-jet polaire vers l'équateur est donc soutenue. La diminution de l'altitude géopotentielle pourrait être expliquée par l'apport d'air froid bloqué au sud de l'Europe. Il y a bien une diminution de température au sud de l'Europe, mais elle n'est pas significative et peut donc être expliquée par la variabilité interne du climat (Fig.3.8[b]).

Un dernier point important de la synthèse hivernale concerne le blocage au-dessus de l'est de l'Amérique du Nord. Plusieurs études soutiennent l'hypothèse de l'amplification d'un creux au-dessus de l'est de l'Amérique du Nord, en lien avec la perturbation du vortex polaire stratosphérique (SPV) et la fonte de la glace de mer dans la région de la mer de Tchouktsches (COHEN et al., 2018; COUMOU et al., 2018; OVERLAND et al., 2021). Une diminution des pressions est bien observée dans les résultats, mais n'est cependant pas accompagnée d'une diminution des températures, comme c'est souvent le cas pour la formation de creux de Rossby. Cela pourrait être expliqué par l'importante augmentation des températures atmosphériques de surface suite à la perte de glace de mer arctique, qui viendrait diminuer le refroidissement.

La synthèse des résultats pour la saison automnale indique principalement des changements au-dessus de l'océan Arctique (en particulier dans les mers de Barents et de Kara), région directement touchée par la perte de glace de mer (Fig.3.15[a]). Cette région présente une augmentation des précipitations, une augmentation des températures atmosphériques de surface, une diminution des pressions atmosphériques de surface et une augmentation des altitudes géopotentielles de la surface isobare 500hPa. Comme

pour la saison hivernale, toutes ces réponses sont liées à la variation des flux de chaleur entre l’océan et l’atmosphère. L’explication donnée pour la synthèse hivernale des quatre régions affectées par la perte de glace de mer s’applique également ici. Toutefois, les réponses des diverses variables climatiques observées en automne sont plus faibles que celles observées en hiver. Une explication pourrait résider dans le fait que l’automne ne possède pas une différence de température entre l’océan et l’atmosphère aussi forte que celle constatée en hiver. Lors de la fonte de glace de mer, les flux turbulents de chaleur automnaux sont donc probablement moins forts, ne contribuant par conséquent pas à des réponses aussi fortes qu’en hiver. Il est également important de noter qu’aucun résultat en automne ne montre d’augmentation de la fréquence des phases négatives de la NAO. La réponse de ce mode de variabilité atmosphérique est plus prononcée en hiver.

Toutefois, un point spécifique à souligner pour l’automne est le renforcement de l’anticyclone d’Hawaï dans la région centrale du Pacifique Nord. Les variations de pression de l’anticyclone d’Hawaï et de la dépression des Aléoutiennes peuvent influencer le mode de variabilité Pacifique/Amérique du Nord (PNA)¹. Cependant, il convient de noter que le PNA est principalement influencé par les variations des températures océaniques de surface, qui ne sont pas incluses dans les analyses de ce mémoire (YU et LIN, 2019).

Aussi bien pour la synthèse hivernale que pour la synthèse automnale, la région des mers de Barents et de Kara connaît une fonte de glace de mer précoce et, par conséquent, connaît des réponses climatiques plus fortes que les autres régions touchées. Cela est notamment dû à sa position géographique. En effet, cette région est affectée par l’apport de flux de chaleur du courant nord-atlantique, ce qui entraîne un réchauffement plus important par rapport aux autres régions (YAMAGAMI et al., 2022). La fonte de glace de mer qui a lieu dans les régions pan-arctiques, en particulier la région des mers de Barents et de Kara et les régions de l’Atlantique Nord, est considérée comme étant principalement responsable des impacts de la fonte de la glace de mer. Elle impacterait principalement le déplacement du courant jet polaire vers l’équateur et/ou l’apparition d’hivers froids à l’est de l’Asie (SCREEN et al., 2018).

Les résultats obtenus, principalement pour l’hiver, corroborent (pour la plupart) les hypothèses des différentes téléconnexions. Premièrement, l’affaiblissement des vents zonaux accompagné de l’augmentation de la fréquence des phases négatives de la NAO confirme la probabilité accrue d’événements de blocage. Ces deux variations, associées à la réduction de la baroclinicité de la basse troposphère (déduite de l’observation de la diminution du gradient méridien de température), confirment l’hypothèse de l’affaiblissement de la formation des tempêtes. Ensuite, la diminution de la composante zonale de la vitesse du vent aux hautes latitudes et l’augmentation de cette composante à des latitudes inférieures (accompagnée d’une diminution de l’altitude géopotentielle) renforcent l’hypothèse d’un décalage du courant-jet polaire vers l’équateur. Toutefois, le déplacement du courant jet vers le pôle, provoqué par l’augmentation des températures océaniques de surface de l’équateur (bras de fer), doit être pris en compte dans l’étude de la réponse du climat aux forçages globaux. Finalement, le renforcement de l’anticyclone Sibérien par la perturbation du SPV dans la région des mers de Barents et de Kara n’est pas confirmé d’après les

1. Pacific/North American teleconnection pattern

observations des résultats. Bien que le refroidissement de l'Asie de l'Est en hiver soit observé, la perturbation du SPV au-dessus de la région des mers de Barents et de Kara n'est pas observé (en accord avec l'hypothèse de cette téléconnexion). En effet, bien que l'est de l'Asie et l'ouest de l'océan Pacifique soient concernés par un affaiblissement des vents zonaux et une augmentation de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 10hPa, aucun effet significatif n'est observé aux alentours du vortex polaire. Le manque de variations significatives à cet endroit peut être causé par la variabilité interne. Étant donné que le modèle HadGEM3-GC3.1-MM est un modèle de assez haut niveau, il devrait correctement représenter les interactions entre les différentes couches de l'atmosphère et donc inclure correctement les perturbations du vortex polaire (l'incertitude face au modèle doit donc être minime face aux autres) (CHARLTON-PEREZ et al., 2013; COHEN et al., 2020). Comme mentionné précédemment, l'analyse des impacts de la fonte de glace de mer sur les vents zonaux de la stratosphère asiatique est complexe. Toutefois, cela indique que cette fonte peut bel et bien influencer la stratosphère.

3.2.10 Linéarité

L'attribution du terme de non-linéarité à la réponse d'une variable face à un forçage se produit si cette réponse n'est pas proportionnelle (amplification ou atténuation) à la fonte de glace de mer dans le temps. Ce comportement non linéaire a été constaté pour toutes les variables en automne et en hiver. Toutefois, en automne, l'altitude géopotentielle et le vent zonal présentent un rapport signal/bruit trop faible, ce qui complique l'analyse de la linéarité. L'hiver présente généralement une non-linéarité globale plus prononcée que l'automne. L'augmentation de l'intensité des réponses varie selon les régions et les variables. En hiver, ce sont la température de surface atmosphérique, les précipitations et de l'altitude géopotentielle des surfaces isobares 500hPa qui présentent les non-linéarités les plus notables en termes d'intensité et d'étendue des impacts. Leur intensité est souvent doublée entre les différences des expériences FUT-PR et PR-PI. De plus, de nouvelles régions affichent des variations significatives entre les expériences FUT-PR, alors qu'elles n'en affichaient pas entre les expériences PR-PI.

En ce qui concerne les disparités spatiales, c'est la région des baies de Hudson et de Baffin qui connaît les amplifications de réponse au forçage les plus importantes pour la période entre les expériences FUT-PR. Contrairement à ce que l'on pourrait penser, ce n'est pas la région des mers de Barents et de Kara qui connaît la plus forte amplification de réponse, bien que cette région subisse la perte de glace de mer bien avant toutes les autres régions. Cela suggérerait donc que d'autres facteurs liés à la fonte de glace de mer agissent sur l'amplification des réponses. Il est d'ailleurs important de préciser que les effets cumulatifs de la fonte de glace de mer n'ont pas été pris en compte dans cette analyse. Les différences ont été calculées par rapport à une même perte d'étendue de glace de mer. Par conséquent, la non-linéarité observée dans les résultats indique à nouveau que d'autres facteurs, en plus de la diminution de l'étendue de glace de mer arctique, influencent les réponses des variables climatiques à la perte de glace de mer. Tout cela reflète bien la complexité du système climatique.

La non-linéarité des réponses climatiques face à la perte de glace de mer peut s'ex-

pliquer par divers facteurs. Il s'agit notamment des rétroactions, des relations complexes entre les composantes climatiques, de l'inertie du système, de la dépendance de certaines variables à l'état initial, mais aussi de la variabilité interne du système climatique. Cependant, la variabilité interne du climat sera moins détaillée dans le cadre de l'étude des causes de non-linéarité, étant donné que les tests de significativité ont réduit l'incertitude à son sujet. Toutefois, il faut garder à l'esprit que l'incertitude face à la variabilité interne n'est pas complètement supprimée et pourrait donc influencer la non-linéarité. Quatre types de causes peuvent alors entrer en compte dans l'explication de la non-linéarité.

Tout d'abord, comme cela a été abordé dans le premier chapitre, de nombreuses rétroactions peuvent amplifier (rétroaction positive) ou réduire (rétroaction négative) la fonte de la glace de mer. Ces rétroactions sont générées par les relations et les interactions entre les différentes composantes climatiques, ce qui rend le système climatique complexe. Certaines rétroactions peuvent alors présenter une non-linéarité, c'est-à-dire une réponse qui n'est pas proportionnelle à la perturbation à laquelle elles répondent (la fonte de glace de mer) (RIAL et al., 2004; GOOSSE et al., 2018). Les rétroactions et la complexité des relations entre les composantes climatiques sont donc deux facteurs contribuant à la non-linéarité du système climatique. Cependant, le modèle employé est strictement atmosphérique, et ne considère donc pas les interactions océan-atmosphère, qui introduiraient d'autres dynamiques complexes au sein du système climatique.

Un autre facteur important, lié aux interactions et aux rétroactions complexes, est l'inertie du système climatique. Le système climatique peut présenter des délais de réponse spécifiques aux forçages. En effet, lorsque la fonte de glace de mer se produit, elle engendre des changements du système climatique qui ne se produisent pas instantanément mais parfois, sur de longues périodes. Un exemple se trouve dans le mécanisme des trains d'ondes reliant la région des mers de Barents et de Kara à l'est de l'Asie, provoquant des hivers particulièrement froids. Ce train d'ondes peut s'étendre sur quelques jours à quelques mois (OVERLAND et al., 2015). Ce temps correspond au temps nécessaire pour que le système retrouve un nouvel état d'équilibre après le forçage de la fonte de glace de mer. En outre, avec la fonte accélérée de l'Arctique, un nouveau problème a lieu. Le système n'a plus le temps de retrouver un nouvel état d'équilibre. Par exemple, si la fonte s'accélère et s'intensifie, la rétroaction de l'albédo-glace sera plus intense, contribuant à une absorption plus importante et plus rapide de la chaleur dans l'océan. Cela conduira par la suite à une intensification des flux turbulents vers l'atmosphère, perturbant les processus en cours dans l'atmosphère. Cela pourrait alors permettre la création de nouvelles interactions entre les différentes composantes climatiques qui n'auraient pas eu lieu si le système avait eu le temps de retrouver un état d'équilibre. L'inertie du système climatique et l'accélération de la fonte peuvent donc également apporter de la complexité entre les différentes composantes climatiques et de la non-linéarité dans les réponses.

Enfin, une dernière explication, et probablement l'élément clé, résiderait dans le fait qu'il y ait une dépendance à l'état de fond du système climatique. Une dépendance à l'état de fond signifie que les réponses climatiques peuvent avoir une sensibilité différente pour un même forçage lorsque l'état de fond du système climatique change (OVERLAND et al., 2016). Un exemple concret concerne la position du courant-jet polaire. Une étude a

démontré que les réponses climatiques à la fonte de la glace de mer arctique dépendaient de la position climatologique du courant-jet polaire de par son influence sur le déplacement des ondes de Rossby (SMITH et al., 2017). La dépendance à l'état de fond peut, par conséquent, perturber les interactions entre les composantes et provoquer la création ou la suppression de diverses rétroactions. La dépendance à l'état de fond peut donc générer une non-linéarité des réponses climatiques face à la fonte de la glace de mer en modifiant la sensibilité des réponses et en interagissant avec les interactions complexes et les rétroactions entre les composantes climatiques.

3.2.11 Incertitudes

Il est essentiel de prendre en compte les nombreuses incertitudes associées à l'utilisation des modèles climatiques tels que ceux utilisés dans le cadre de CMIP6 (COHEN et al., 2018; M. B. ANDREWS et al., 2020; HARDIMAN et al., 2022; JOHN et al., 2022). Comme discuté dans le premier chapitre, plusieurs sources d'incertitude liées à la modélisation existent, y compris des incertitudes concernant les conditions initiales et la paramétrisation, ainsi que le fait que les modèles ne sont que des représentations simplifiées de la réalité.

Une étude récente a confronté les résultats des simulations du modèle HadGEM3-GC3.1-MM aux observations de température atmosphérique de surface issues du HadCRUT4 pour une période s'étendant du passé (1880-1919) au présent (2000-2014) (M. B. ANDREWS et al., 2020). Les chercheurs ont constaté que le modèle HadGEM3-GC3.1-MM génère des biais significatifs dans l'évolution des températures atmosphériques de surface. En premier lieu, une combinaison de plusieurs facteurs fait en sorte que le modèle simule un réchauffement trop faible entre le passé (1880-1919) et le présent (2000-2014) par rapport aux observations. Les facteurs pour la période avant 1950 sont la combinaison d'une efficacité excessive du forçage radiatif résultant de l'éruption de nombreux volcans et de la variabilité interne. Après 1950, le facteur principal serait le forçage excessif des aérosols anthropiques appliqué au modèle. Tout cela contribuerait donc à un refroidissement excessif pendant cette période. En second lieu, une combinaison de deux facteurs fait en sorte que le modèle simule un réchauffement trop fort après 1991 par rapport aux observations. En effet, la surestimation du refroidissement après l'éruption du volcan Pinatubo en 1991 aurait été suivie d'une augmentation trop rapide des températures atmosphériques. De plus, à partir de 1980, certaines estimations des paramètres de rétroaction pourraient être erronées, ce qui contribuerait à une sensibilité climatique élevée du modèle. Toutes ces théories restent, cependant, des hypothèses et des suggestions (T. ANDREWS et al., 2019; M. B. ANDREWS et al., 2020). L'implication de ces théories dans l'analyse des résultats de ce mémoire pourrait expliquer l'importante différence de température entre les expériences FUT et PI, qui semble être surestimée par rapport aux observations.

De plus, il est signalé que les modèles du CMIP6 sous-estiment les rétroactions des tourbillons², ce qui influence les résultats concernant le déplacement des courants-jet. La rétroaction des tourbillons est liée aux effets des tourbillons océaniques sur le climat (HARDIMAN et al., 2022). Cette rétroaction positive est définie comme le phénomène selon lequel les interactions des tourbillons océaniques à petite échelle peuvent amplifier, par

2. Eddy-feedback en anglais

le biais de perturbations de la circulation océanique, les anomalies climatiques à grande échelle aux latitudes moyennes. La résolution spatiale insuffisante des modèles est associée à la sous-estimation de cette rétroaction des tourbillons (HARDIMAN et al., 2022). Cette lacune pourrait biaiser l’analyse des téléconnexions, en particulier en ce qui concerne le déplacement du jet stream vers l’équateur. En effet, les tourbillons ont la capacité de transporter de la chaleur et d’influencer l’intensité et la position du jet stream. Au plus la rétroaction des tourbillons est forte, au plus le déplacement du courant-jet vers l’équateur est prononcé. Par conséquent, la sous-estimation de l’intensité de la rétroaction des tourbillons dans les modèles climatiques engendre une sous-estimation du déplacement du courant-jet vers l’équateur (HARDIMAN et al., 2022 ; SCREEN et al., 2022). Toutefois, le modèle HadGEM3-GC3.1-MM possède un paramètre de la rétroaction des tourbillons assez proche de la réalité en comparaisont avec les autres modèles du CMIP6 (SMITH et al., 2022).

Conclusion

Depuis le début des mesures satellitaires en 1979, l'étendue de la glace de mer a fortement diminué, principalement en raison des émissions croissantes de gaz à effet de serre d'origine anthropique. Cette perte importante de glace de mer a des répercussions non négligeables sur le climat de l'hémisphère Nord. Le but de ce mémoire était d'analyser la perturbation des conditions climatiques des hautes et moyennes latitudes boréales en réponse à la fonte de glace de mer arctique. Deux questions étaient initialement posées : Quels sont les impacts de la fonte de la glace de mer arctique sur le climat futur des moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord ? Est-ce que les réponses atmosphériques sont linéaires face à l'intensité de perte de glace de mer arctique au fil du temps ? Si de nombreuses études ont déjà tenté de répondre à la première question, très peu se sont penchées sur l'étude de la linéarité de la réponse climatique dans le temps.

Dans un premier temps, l'examen des variations des variables climatiques grâce au modèle HadGEM3-GC3.1-MM de PAMIP a permis de répondre partiellement à la première question concernant les téléconnexions. Les réponses observées peuvent être différenciées en fonction de leur localisation. La première catégorie de réponses concerne les régions qui subissent les plus importantes fontes de glace de mer. La fonte de la glace de mer provoque une augmentation des flux turbulents de chaleur de l'océan vers l'atmosphère, engendrant de nombreuses perturbations atmosphériques. L'hiver et l'automne connaissent tous deux les mêmes perturbations : hausse des températures atmosphériques de surface, diminution de la pression atmosphérique de surface, augmentation des précipitations et l'augmentation de l'altitude géopotentielle des surfaces isobares. Cependant, l'hiver connaît des perturbations plus prononcées, en raison de flux turbulents de chaleur plus forts qu'en automne. La deuxième catégorie de réponses concerne les régions éloignées de la perte de glace de mer, situées aux latitudes moyennes. Pour l'automne, c'est principalement le renforcement de l'anticyclone d'Hawaï au centre du nord de l'océan Pacifique qui a été observé. Pour l'hiver, plusieurs réponses climatiques ont été notées. Tout d'abord, une diminution de la composante zonale de la vitesse du vent entre 40°N et 80°N, de l'est des États-Unis à l'est de l'Asie, et une augmentation de l'occurrence des phases négatives de la NAO ont été identifiées. Cela s'accompagne du renforcement de l'anticyclone de Sibérie et d'un refroidissement de l'est de l'Asie, suggérant une première téléconnexion. Bien qu'une perturbation des vents zonaux ait été identifiée dans la stratosphère, elle se situe aux moyennes latitudes, au-dessus de l'Asie de l'Est et au-dessus de l'ouest de l'océan Pacifique. Les observations ne confirment donc pas que c'est la perturbation du SPV qui est à l'origine du renforcement de l'anticyclone de Sibérie. Ensuite, le déplacement des courants-jet de l'hémisphère Nord vers l'équateur a également été constaté, suggérant une deuxième téléconnexion. En effet, le sud de l'Europe connaît une intensification des

vents zonaux et une diminution de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa. Cependant, il faut prendre en compte la compétition entre le pôle et l'équateur dans l'étude de la réponse totale au réchauffement climatique. Par ailleurs, dans les résultats de ce mémoire, le nord de l'Europe de l'Ouest connaît également des réponses climatiques, notamment une augmentation de la pression et un déplacement vers un MCI négatif. Cela suggère l'intrusion de vents méridiens du nord sur la région, contribuant à l'augmentation de la pression. Enfin, plusieurs observations suggèrent qu'il y a une amplification d'une dépression au-dessus de l'est de l'Amérique du Nord, indiquant un blocage et une troisième téléconnexion. Seule la téléconnexion sur l'affaiblissement de la formation des tempêtes ne peut pas être vérifiée. De plus, la téléconnexion impliquant le SPV et les blocages pourrait être davantage approfondie.

Dans un deuxième temps, l'analyse des différences des variables climatiques a permis de répondre partiellement à la deuxième question de recherche concernant la linéarité. Une non linéarité de la réponse à l'intensité de la perte de glace de mer est observée pour toutes les variables climatiques analysées. Une amplification des réponses climatiques face à une même perte de glace de mer a eu lieu dans le temps. Les variables les plus impactées sont les températures atmosphériques de surface, les précipitations et les altitudes géopotentielles, avec une augmentation (relative à une perte de $10^6 km^2$ de glace de mer) d'environ deux fois la différence observée entre les expériences FUT-PR et PR-PI. La région la plus fortement affectée par cette amplification est celle des baies de Baffin et de Hudson. La non-linéarité observée peut être attribuée à plusieurs mécanismes, notamment les nombreuses interactions entre les différentes composantes du système climatique, la dépendance de la réponse climatique à l'état de fond, les rétroactions et l'inertie du système climatique. Cependant, les analyses effectuées dans ce mémoire ne permettent pas de déterminer les causes spécifiques de cette non-linéarité. Il est important de noter que cette non-linéarité souligne la complexité des interactions au sein du système climatique. Les résultats mettent en évidence la nécessité de prendre en compte ces effets non linéaires lors de la modélisation des changements climatiques futurs. Cette complexité rend les projections climatiques plus incertaines, car de nombreux facteurs interagissent ensemble et peuvent amplifier les effets des perturbations.

Il est cependant important de prendre conscience de l'incertitude associée aux résultats. En effet, l'utilisation de modèles climatiques est une représentation de la réalité, ce qui introduit différents types d'incertitudes pouvant influencer les résultats. Ces incertitudes peuvent être liées aux conditions initiales, à la variabilité interne, aux équations physiques utilisées, etc. Bien que le modèle HadGEM3-GC3.1-MM ait une résolution moyenne, il présente néanmoins certaines limites. Un des biais les plus pertinents dans ce mémoire concerne la simulation des températures atmosphériques de surface qui varient dans le temps. En effet, il y aurait une sous-estimation des températures pour la période correspondant au passé industriel et une surestimation pour la période correspondant au présent et au futur. La sous-estimation pourrait être liée à une efficacité excessive du forçage radiatif lié aux éruptions volcaniques de l'époque ou à la variabilité interne et finalement à un forçage d'aérosols anthropiques trop fort. La surestimation pourrait, elle, être due à une sensibilité trop importante du modèle et à la trop grande augmentation des températures après l'éruption d'un important volcan en 1991 dans le modèle (M. B.

ANDREWS et al., 2020). Enfin, un dernier biais, qui concerne de nombreux modèles du CMIP6, concerne la sous-estimation des rétroactions des tourbillons, ce qui entraînerait une sous-estimation du déplacement des courants jet vers l'équateur (HARDIMAN et al., 2022).

En plus des incertitudes liées au modèle, il convient de noter que le réchauffement de la surface de l'océan n'est pas pris en compte dans la simulation. Or, la fonte de la glace de mer arctique entraîne l'ouverture de nouvelles surfaces d'eau qui se réchauffent, ce qui impacte le couplage entre l'océan et l'atmosphère. Les processus physiques liés au réchauffement de l'océan sont donc également pertinents pour l'étude des téléconnexions entre la perte de glace de mer arctique et les conditions climatiques des moyennes et hautes latitudes.

Afin d'améliorer la réponse aux questions de recherche de ce mémoire, plusieurs pistes peuvent être envisagées. Tout d'abord, pour réduire l'incertitude liée au modèle HadGEM3-GC3.1-MM, une analyse multi-modèles serait pertinente. De plus, l'étude de la stratosphère aurait été un aspect très intéressant pour comprendre la téléconnexion entre la perte de glace de mer dans les mers de Barents et de Kara, et les événements hivernaux plus froids en Sibérie. Par ailleurs, afin de poursuivre l'analyse de la non-linéarité, il serait pertinent d'effectuer une analyse de sensibilité des paramètres du modèle. Cela permettrait d'évaluer l'importance de chaque paramètre, tel que la température atmosphérique de surface initiale. Cette analyse aurait comme objectif de mieux comprendre et d'évaluer la contribution spécifique des paramètres à l'amplification des réponses face à la fonte de glace de mer et éventuellement d'améliorer la compréhension des relations entre variables climatiques. En combinant ces différentes approches, il serait possible d'améliorer la compréhension des impacts de la fonte de glace de mer arctique sur le climat des moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord, ainsi que d'affiner les prédictions et les scénarios futurs.

Références

- ANDERSSON, T. R., HOSKING, J. S., PÉREZ-ORTIZ, M., PAIGE, B., ELLIOTT, A., RUSSELL, C., LAW, S., JONES, D. C., WILKINSON, J., PHILLIPS, T., BYRNE, J., TIETSCHKE, S., SAROJINI, B. B., BLANCHARD-WRIGGLESWORTH, E., AKSENOV, Y., DOWNIE, R., & SHUCKBURGH, E. (2021). Seasonal Arctic sea ice forecasting with probabilistic deep learning [Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group]. *Nature Communications*, 12(1), 5124. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-25257-4>
- ANDREWS, M. B., RIDLEY, J. K., WOOD, R. A., ANDREWS, T., BLOCKLEY, E. W., BOOTH, B., BURKE, E., DITTUS, A. J., FLOREK, P., GRAY, L. J., HADDAD, S., HARDIMAN, S. C., HERMANSON, L., HODSON, D., HOGAN, E., JONES, G. S., KNIGHT, J. R., KUHLBRODT, T., MISIOS, S., ... SUTTON, R. T. (2020). Historical Simulations With HadGEM3-GC3.1 for CMIP6 [_eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019MS001995>]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(6), e2019MS001995. <https://doi.org/10.1029/2019MS001995>
- ANDREWS, T., ANDREWS, M. B., BODAS-SALCEDO, A., JONES, G. S., KUHLBRODT, T., MANNERS, J., MENARY, M. B., RIDLEY, J., RINGER, M. A., SELLAR, A. A., SENIOR, C. A., & TANG, Y. (2019). Forcings, Feedbacks, and Climate Sensitivity in HadGEM3-GC3.1 and UKESM1 [_eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2019MS001866>]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(12), 4377-4394. <https://doi.org/10.1029/2019MS001866>
- BARNES, E. A., & SCREEN, J. A. (2015). The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream : Can it ? Has it ? Will it ? [_eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/wcc.337>]. *WIREs Climate Change*, 6(3), 277-286. <https://doi.org/10.1002/wcc.337>
- BENJAMINI, Y., & HOCHBERG, Y. (1995). Controlling the False Discovery Rate : A Practical and Powerful Approach to Multiple Testing [Publisher : [Royal Statistical Society, Wiley]]. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)*, 57(1), 289-300. Récupérée 26 mars 2023, à partir de <https://www.jstor.org/proxy.bib.uclouvain.be/stable/2346101>
- 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 [Number : 9 Publisher : Nature Publishing Group]. *Nature Climate Change*, 9(9), 697-704. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0551-4>
- CHARLTON-PEREZ, A. J., BALDWIN, M. P., BIRNER, T., BLACK, R. X., BUTLER, A. H., CALVO, N., DAVIS, N. A., GERBER, E. P., GILLET, N., HARDIMAN, S., KIM, J., KRÜGER, K., LEE, Y.-Y., MANZINI, E., MCDANIEL, B. A., POLVANI, L., REICHLER, T., SHAW, T. A., SIGMOND, M., ... WATANABE, S. (2013). On the lack of stratospheric dynamical variability in low-top versions of the CMIP5 models

- [_eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/jgrd.50125>]. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(6), 2494-2505. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50125>
- CMIP6/ESGF contributors. (2019). Récupérée 16 février 2023, à partir de <https://www.google.com/maps/d/viewer?mid=1cPCfAqvlJTcYPmuOfWju-WMnRZOC14wx>
- COHEN, J., ZHANG, X., FRANCIS, J., JUNG, T., KWOK, R., OVERLAND, J., BALLINGER, T., BLACKPORT, R., BHATT, U., CHEN, H., COUMOU, D., FELDSTEIN, S., HANDORF, D., HELL, M., HENDERSON, G., IONITA, M., KRETSCHMER, M., LALIBERTE, F., LEE, S., ... YOON, J. (2018). Arctic change and possible influence on mid-latitude climate and weather. *US CLIVAR reports*, N/A, 10.5065/D6TH8KGW. <https://doi.org/10.5065/D6TH8KGW>
- COHEN, J., SCREEN, J., FURTADO, J., BARLOW, M., WHITTLESTON, D., COUMOU, D., FRANCIS, J., DETHLOFF, K., ENTEKHABI, D., OVERLAND, J., & JONES, J. (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geoscience*, 7, 627-637. <https://doi.org/10.1038/ngeo2234>
- COHEN, J., ZHANG, X., & FRANCIS, J. (2020). Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Nature Climate Change*, 10, 20-29.
- COUMOU, D., DI CAPUA, G., VAVRUS, S., WANG, L., & WANG, S. (2018). The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation [Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group]. *Nature Communications*, 9(1), 2959. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05256-8>
- CREVITS, R. (2023). *Impact d'une fonte de la banquise arctique sur les extrêmes climatiques des hautes et moyennes latitudes de l'hémisphère Nord* (thèse de doct.) [Prom. : Fichet, Thierry.]. Université catholique de Louvain. Faculté des sciences. <http://hdl.handle.net/2078.1/thesis:41797>
- DELHAYE, S., MASSONNET, F., FICHEFET, T., MSADEK, R., TERRAY, L., & SCREEN, J. (2023). Dominant role of early winter Barents-Kara sea ice extent anomalies in subsequent atmospheric circulation changes in CMIP6 models. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2617079/v1>
- DING, R., NNAMCHI, H. C., YU, J.-Y., LI, T., SUN, C., LI, J., TSENG, Y.-H., LI, X., XIE, F., FENG, J., JI, K., & LI, X. (2023). North Atlantic oscillation controls multidecadal changes in the North Tropical Atlantic–Pacific connection [Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group]. *Nature Communications*, 14(1), 862. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-36564-3>
- ENGLAND, M., POLVANI, L., & SUN, L. (2018). Contrasting the Antarctic and Arctic Atmospheric Responses to Projected Sea Ice Loss in the Late Twenty-First Century [Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate]. *Journal of Climate*, 31(16), 6353-6370. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0666.1>
- FRANCIS, J. A., & VAVRUS, S. J. (2015). Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming [Publisher : IOP Publishing]. *Environmental Research Letters*, 10(1), 014005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/1/014005>
- GARRETT, T. J., & ZHAO, C. (2006). Increased Arctic cloud longwave emissivity associated with pollution from mid-latitudes [Number : 7085 Publisher : Nature Publishing Group]. *Nature*, 440(7085), 787-789. <https://doi.org/10.1038/nature04636>

- 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 [Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group]. *Nature Communications*, 9(1), 1919. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04173-0>
- GUEMAS, V., BLANCHARD [U+2010] WRIGGLESWORTH, E., CHEVALLIER, M., DAY, J., DÉQUÉ, M., DOBLAS [U+2010] REYES, F., FUCKAR, N., GERME, A., HAWKINS, E., KEELEY, S., KOENIGK, T., SALAS Y MELIA, D., & TIETSCH, S. (2014). A review on Arctic sea ice predictability and prediction on seasonal-to-decadal timescales. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142. <https://doi.org/10.1002/qj.2401>
- 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 [Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group]. *npj Climate and Atmospheric Science*, 5(1), 1-8. <https://doi.org/10.1038/s41612-022-00280-4>
- HURRELL, J. W. (2015). CLIMATE AND CLIMATE CHANGE | Climate Variability : North Atlantic and Arctic Oscillation. In G. R. NORTH, J. PYLE & F. ZHANG (Éd.), *Encyclopedia of Atmospheric Sciences (Second Edition)* (p. 47-60). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-382225-3.00109-2>
- HURRELL, J. W., & DESER, C. (2009). North Atlantic climate variability : The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, 78(1), 28-41. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.026>
- HYUN, S.-H., YEH, S.-W., KIRTMAN, B. P., & AN, S.-I. (2022). Internal Climate Variability in the Present Climate and the Change in ENSO Amplitude in Future Climate Simulations. *Frontiers in Climate*, 4. Récupérée 10 juin 2023, à partir de <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fclim.2022.932978>
- IPCC. (2013). Summary for Policymakers : Climate change. Récupérée 11 août 2023, à partir de http://ar5-syr.ipcc.ch/topic_futurechanges.php
- IPCC. (2019). Chapitre 3 : Régions polaires — Rapport spécial sur l’océan et la cryosphère dans un contexte de changement climatique. Récupérée 3 avril 2023, à partir de <https://www.ipcc.ch/srocc/chapter/chapter-3-2/>
- IPCC. (2022). Climate Change 2022. Mitigation of Climate Change. Summary for Policymakers. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg3/downloads/report/IPCC_AR6_WGIII_SPM.pdf
- JAHNKE-BORNEMANN, A. (2022). HadGEM3. Récupérée 11 avril 2023, à partir de <https://www.cen.uni-hamburg.de/en/icdc/data/cryosphere/cmip6-sea-ice-area/hadgem3.html>
- JOHN, A., DOUVILLE, H., RIBES, A., & YIOU, P. (2022). Quantifying CMIP6 model uncertainties in extreme precipitation projections. *Weather and Climate Extremes*, 36, 100435. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2022.100435>
- JUNG, E., JEONG, J.-H., WOO, S.-H., KIM, B.-M., YOON, J.-H., & LIM, G.-H. (2020). Impacts of the Arctic-midlatitude teleconnection on wintertime seasonal climate forecasts [Publisher : IOP Publishing]. *Environmental Research Letters*, 15(9), 094045. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aba3a3>
- KILIFARSKA, N. A., BAKHMUTOV, V. G., & MELNYK, G. V. (2020). Chapter 8 - Geomagnetic field and internal climate modes. In N. A. KILIFARSKA, V. G. BAKHMUTOV &

- G. V. MELNYK (Éd.), *The Hidden Link between Earth's Magnetic Field and Climate* (p. 199-210). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-819346-4.00008-5>
- KINGSTON, R. H. (1995). Chapter 1 - Blackbody Radiation, Image Plane Intensity, and Units. In R. H. KINGSTON (Éd.), *Optical Sources, Detectors, and Systems* (p. 1-32). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-012408655-5/50002-0>
- KRETSCHMER, M., COUMOU, D., DONGES, J. F., & RUNGE, J. (2016). Using Causal Effect Networks to Analyze Different Arctic Drivers of Midlatitude Winter Circulation [Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate]. *Journal of Climate*, 29(11), 4069-4081. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0654.1>
- LDT, S. T. (s. d.). Arctic Maps, Landmarks & Regions | Swoop Arctic | Swoop Arctic. Récupérée 27 mai 2023, à partir de <https://www.swoop-arctic.com/travel/map>
- LIANG, Y.-C., POLVANI, L. M., & MITEVSKI, I. (2022). Arctic amplification, and its seasonal migration, over a wide range of abrupt CO2 forcing [Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group]. *npj Climate and Atmospheric Science*, 5(1), 1-9. <https://doi.org/10.1038/s41612-022-00228-8>
- MAIVÄLI, Ü. (2015). Chapter 4 - Data and Evidence. In Ü. MAIVÄLI (Éd.), *Interpreting Biomedical Science* (p. 159-221). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-418689-7.00004-1>
- MANN, M. E., RAHMSTORF, S., KORNHUBER, K., STEINMAN, B. A., MEUNIER, S. K., PETRI, S., & COUMOU, D. (2018). Projected changes in persistent extreme summer weather events : The role of quasi-resonant amplification [Publisher : American Association for the Advancement of Science]. *Science Advances*, 4(10), eaat3272. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aat3272>
- MARSHALL, J., & PLUMB, R. (2007). *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics*. Récupérée 2 mars 2023, à partir de <https://shop.elsevier.com/books/atmosphere-ocean-and-climate-dynamics/marshall/978-0-08-055670-3>
- MCKENNA, C. M., BRACEGIRDLE, T. J., SHUCKBURGH, E. F., HAYNES, P. H., & JOSHI, M. M. (2018). Arctic Sea Ice Loss in Different Regions Leads to Contrasting Northern Hemisphere Impacts [_eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2017GL076433>]. *Geophysical Research Letters*, 45(2), 945-954. <https://doi.org/10.1002/2017GL076433>
- MORI, M., WATANABE, M., & SHIOGAMA, H. (2014). Robust Arctic sea-ice in [U+FB02] uence on the frequent Eurasian cold winters in past decade. *Nature Geoscience*, 7(10.1038).
- NAKAMURA, T., YAMAZAKI, K., IWAMOTO, K., HONDA, M., MIYOSHI, Y., OGAWA, Y., & UKITA, J. (2015). A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea-ice reduction in late autumn [_eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2014JD022848>]. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(8), 3209-3227. <https://doi.org/10.1002/2014JD022848>
- NEHA & PASARI, S. (2022). A review of empirical orthogonal function (EOF) with an emphasis on the co-seismic crustal deformation analysis. *Natural Hazards*, 110(1), 29-56. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04967-4>
- 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? [Publisher : IOP Publishing]. *Environmental Research Letters*, 16(4), 043002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abdb5d>

- 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 [Number : 11 Publisher : Nature Publishing Group]. *Nature Climate Change*, 6(11), 992-999. <https://doi.org/10.1038/nclimate3121>
- OVERLAND, J. E., FRANCIS, J. A., HALL, R., HANNA, E., KIM, S.-J., & VIHMA, T. (2015). The Melting Arctic and Midlatitude Weather Patterns : Are They Connected ? [Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate]. *Journal of Climate*, 28(20), 7917-7932. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00822.1>
- PETRIE, R. E., SHAFFREY, L. C., & SUTTON, R. T. (2015). Atmospheric response in summer linked to recent Arctic sea ice loss [eprint : [https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society](https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/Quarterly%20Journal%20of%20the%20Royal%20Meteorological%20Society), 141(691), 2070-2076. <https://doi.org/10.1002/qj.2502>
- PITHAN, F., & MAURITSEN, T. (2014). Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models [Number : 3 Publisher : Nature Publishing Group]. *Nature Geoscience*, 7(3), 181-184. <https://doi.org/10.1038/ngeo2071>
- PREVIDI, M., SMITH, K. L., & POLVANI, L. M. (2021). Arctic amplification of climate change : a review of underlying mechanisms [Publisher : IOP Publishing]. *Environmental Research Letters*, 16(9), 093003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac1c29>
- RANTANEN, M., KARPECHKO, A. Y., LIPPONEN, A., NORDLING, K., HYVÄRINEN, O., RUOSTEENOJA, K., VIHMA, T., & LAAKSONEN, A. (2022). The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979 [Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group]. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 1-10. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3>
- RIAL, J., PIELKE SR, R., BENISTON, M., CLAUSSEN, M., CANADELL, J., COX, P., HELD, H., de NOBLET, N., PRINN, R., REYNOLDS, J., & SALAS, J. (2004). Nonlinearities, Feedbacks and Critical Thresholds within the Earth's Climate System. *Climatic Change*, 65. <https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000037493.89489.3f>
- RIFFENBURGH, R. H. (2006). Chapter 20 - Tests on the Distribution Shape of Continuous Data. In R. H. RIFFENBURGH (Éd.), *Statistics in Medicine (Second Edition)* (p. 369-386). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-012088770-5/50060-5>
- ROBERTS, M. J., BAKER, A., BLOCKLEY, E. W., CALVERT, D., COWARD, A., HEWITT, H. T., JACKSON, L. C., KUHNBRODT, T., MATHIOT, P., ROBERTS, C. D., SCHIEMANN, R., SEDDON, J., VANNIÈRE, B., & VIDALE, P. L. (2019). Description of the resolution hierarchy of the global coupled HadGEM3-GC3.1 model as used in CMIP6 HighResMIP experiments [Publisher : Copernicus GmbH]. *Geoscientific Model Development*, 12(12), 4999-5028. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-4999-2019>
- ROBERTSON, A. W., & VITART, F. (2019). *Sub-Seasonal to Seasonal Prediction : The Gap between Weather and Climate Forecasting*. (Elsevier).
- SCHLICHTHOLZ, P. (2018). Climate impacts and Arctic precursors of changing storm track activity in the Atlantic-Eurasian region [Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group]. *Scientific Reports*, 8(1), 17786. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-35900-8>
- 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 [Number : 3

- Publisher : Nature Publishing Group]. *Nature Geoscience*, 11(3), 155-163. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0059-y>
- SCREEN, J. A., EADE, R., SMITH, D. M., THOMSON, S., & YU, H. (2022). Net Equatorward Shift of the Jet Streams When the Contribution From Sea-Ice Loss Is Constrained by Observed Eddy Feedback [eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2022GL100523>]. *Geophysical Research Letters*, 49(23), e2022GL100523. <https://doi.org/10.1029/2022GL100523>
- SHU, Q., WANG, Q., SONG, Z., QIAO, F., ZHAO, J., CHU, M., & LI, X. (2020). Assessment of Sea Ice Extent in CMIP6 With Comparison to Observations and CMIP5 [eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2020GL087965>]. *Geophysical Research Letters*, 47(9), e2020GL087965. <https://doi.org/10.1029/2020GL087965>
- SMITH, D. M., EADE, R., ANDREWS, M. B., AYRES, H., CLARK, A., CHRIPKO, S., DESER, C., DUNSTONE, N. J., GARCÍA-SERRANO, J., GASTINEAU, G., GRAFF, L. S., HARDIMAN, S. C., HE, B., HERMANSON, L., JUNG, T., KNIGHT, J., LEVINE, X., MAGNUSDOTTIR, G., MANZINI, E., ... WALSH, A. (2022). Robust but weak winter atmospheric circulation response to future Arctic sea ice loss [Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group]. *Nature Communications*, 13(1), 727. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28283-y>
- SMITH, D. M., DUNSTONE, N. J., SCAIFE, A. A., FIEDLER, E. K., COPSEY, D., & HARDIMAN, S. C. (2017). Atmospheric Response to Arctic and Antarctic Sea Ice : The Importance of Ocean–Atmosphere Coupling and the Background State [Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate]. *Journal of Climate*, 30(12), 4547-4565. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0564.1>
- SMITH, D. M., SCREEN, J. A., DESER, C., COHEN, J., FYFE, J. C., GARCÍA-SERRANO, J., JUNG, T., KATTSOV, V., MATEI, D., MSADEK, R., PEINGS, Y., SIGMOND, M., UKITA, J., YOON, J.-H., & ZHANG, X. (2019). The Polar Amplification Model Intercomparison Project (PAMIP) contribution to CMIP6 : investigating the causes and consequences of polar amplification [Publisher : Copernicus GmbH]. *Geoscientific Model Development*, 12(3), 1139-1164. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-1139-2019>
- STUECKER, M. F., BITZ, C. M., ARMOUR, K. C., PROISTOESCU, C., KANG, S. M., XIE, S.-P., KIM, D., MCGREGOR, S., ZHANG, W., ZHAO, S., CAI, W., DONG, Y., & JIN, F.-F. (2018). Polar amplification dominated by local forcing and feedbacks [Number : 12 Publisher : Nature Publishing Group]. *Nature Climate Change*, 8(12), 1076-1081. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0339-y>
- US DEPARTMENT OF COMMERCE, N. (s. d.). NWS JetStream - The Jet Stream [Publisher : NOAA's National Weather Service]. Récupérée 13 mai 2023, à partir de <https://www.weather.gov/jetstream/jet>
- V. ALEXANDER, L., & K. ALLEN, S. (2013). Topic 2 : Future changes, risks and impacts. Récupérée 1 juin 2023, à partir de http://ar5-syr.ipcc.ch/topic_futurechanges.php
- VAVRUS, S. (2004). The Impact of Cloud Feedbacks on Arctic Climate under Greenhouse Forcing [Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Climate]. *Journal of Climate*, 17(3), 603-615. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0603:TIOCFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0603:TIOCFO>2.0.CO;2)

- VUITTON, V. (2021). Composition of Titan’s Atmosphere. In D. ALDERTON & S. A. ELIAS (Éd.), *Encyclopedia of Geology (Second Edition)* (p. 217-230). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00064-3>
- WALSH, J. (2014). Intensified warming of the Arctic : Causes and impacts on middle latitudes. *Global and Planetary Change*, 117, 52-63.
- WCRP. (2022). Qui sommes-nous. Récupérée 16 février 2023, à partir de <https://www.wcrp-climate.org/about-wcrp/wcrp-overview>
- WILCOX, R. R. (2022). Chapter 5 - Comparing Two Groups. In R. R. WILCOX (Éd.), *Introduction to Robust Estimation and Hypothesis Testing (Fifth Edition)* (p. 153-251). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-820098-8.00011-7>
- WILKS, D. S. (2016). “The Stippling Shows Statistically Significant Grid Points” : How Research Results are Routinely Overstated and Overinterpreted, and What to Do about It [Publisher : American Meteorological Society Section : Bulletin of the American Meteorological Society]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(12), 2263-2273. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00267.1>
- WILLIAMS, K. D., COPSEY, D., BLOCKLEY, E. W., BODAS-SALCEDO, A., CALVERT, D., COMER, R., DAVIS, P., GRAHAM, T., HEWITT, H. T., HILL, R., HYDER, P., INESON, S., JOHNS, T. C., KEEN, A. B., LEE, R. W., MEGANN, A., MILTON, S. F., RAE, J. G. L., ROBERTS, M. J., ... XAVIER, P. K. (2018). The Met Office Global Coupled Model 3.0 and 3.1 (GC3.0 and GC3.1) Configurations [_eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2017MS001115>]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(2), 357-380. <https://doi.org/10.1002/2017MS001115>
- XU, X., HE, S., GAO, Y., ZHOU, B., & WANG, H. (2021). Contributors to linkage between Arctic warming and East Asian winter climate. *Climate Dynamics*, 57(9), 2543-2555. <https://doi.org/10.1007/s00382-021-05820-x>
- YAMAGAMI, Y., WATANABE, M., MORI, M., & ONO, J. (2022). Barents-Kara sea-ice decline attributed to surface warming in the Gulf Stream [Number : 1 Publisher : Nature Publishing Group]. *Nature Communications*, 13(1), 3767. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-31117-6>
- YOU, Q., CAI, Z., PEPIN, N., CHEN, D., AHRENS, B., JIANG, Z., WU, F., KANG, S., ZHANG, R., WU, T., WANG, P., LI, M., ZUO, Z., GAO, Y., ZHAI, P., & ZHANG, Y. (2021). Warming amplification over the Arctic Pole and Third Pole : Trends, mechanisms and consequences. *Earth-Science Reviews*, 217, 103625. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103625>
- YU, B., & LIN, H. (2019). Modification of the wintertime Pacific–North American pattern related North American climate anomalies by the Asian–Bering–North American teleconnection. *Climate Dynamics*, 53(1), 313-328. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4586-4>
- ZHOU, W. (2017). Impact of Arctic amplification on East Asian winter climate [Publisher : Taylor & Francis _eprint : <https://doi.org/10.1080/16742834.2017.1350093>]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 10(5), 385-388. <https://doi.org/10.1080/16742834.2017.1350093>

Table des figures

1.1	Augmentation des températures atmosphériques de surface (a) et de leur moyenne zonale (b) sur base des observations moyennées de la période 2010-2020 par rapport aux observations moyennées de la période 1980-1990 (a). Provient de Casagrande et al. (2021).	7
1.2	Schéma des rétroactions radiatives et non radiatives dans les régions polaires. Le signe + signifie que les rétroactions sont positives et le signe - signifie que les rétroactions sont négatives. La ligne TAO correspond au sommet de l'atmosphère. De plus, les flèches jaunes correspondent aux courtes longueurs d'ondes et les flèches rouges aux longues longueurs d'ondes. Provient de Goosse (2018).	10
1.3	Schéma de la trajectoire des principaux vents d'ouest, courant jet ³ , pour une phase d'oscillation arctique négative (en haut) et positive (en bas). Provient de John P. Rafferty pour l'Encyclopédie Britannique (2012). . . .	11
1.4	Schéma des différentes voies de connexions entre la fonte de la glace de mer arctique et le climat des moyennes latitudes (principalement pour la période couvrant l'automne et l'hiver). Les flèches indiquent que l'action encadrée "provoque" l'action encadrée qui lui est reliée. Les encadrés bleus sont les premiers impacts de la fonte de la glace de mer. Les encadrés verts sont les impacts finaux à long terme (indirectement causés par les encadrés bruns). Le type d'encadré détermine l'incertitude de nos connaissances théoriques. Les traits pointillés indiquent une certaine incertitude tandis que les traits pleins indiquent une bonne confiance. Au plus, les traits sont épais au plus l'incertitude ou la confiance est forte. Un débat reste présent concernant l'incertitude de l'événement de renforcement des hivers froids (COHEN et al., 2018; BLACKPORT et al., 2019).	15
1.5	Schéma des différentes voies de connexion entre la fonte de la glace de mer arctique et le climat des moyennes latitudes en été avec la modification de la trajectoire des tempêtes (a), le décalage des jets (b) et la quasi-résonnance des ondes planétaires (c). Provient de Coumou et al. (2018).	17
3.1	Évolution de la température atmosphérique de surface avec la latitude dans l'hémisphère Nord suite à la perte de glace de mer entre les différentes expériences (PI, PR et FUT) pour le printemps (a), l'été (b), l'automne (c) et l'hiver (d). PI, PR et FUT sont respectivement les simulations pour le passé industriel, le présent et le futur. Toutes les explications supplémentaires se trouvent dans la méthodologie.	29

3.2	Concentrations de glace de mer pour l'expérience PI (a) en automne. Différence de concentrations de glace de mer entre les expériences FUT et PI (b) en automne. Différence de concentrations de glace de mer entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en automne.	30
3.3	Température atmosphérique de surface pour l'expérience PI (a) en automne. Différence de température atmosphérique de surface entre les expériences FUT et PI (b) en automne. Différence relative de température atmosphérique de surface entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en automne. Pour toutes les figures de ce mémoire, le "*" signifie que la différence est relative à une perte de glace de mer de $10^6 km^2$ de superficie. Ensuite, Les points sur la carte symbolisent les cellules où les tests de KS et de FDR ont révélé une différence significative. Enfin, les contours bleus, verts et rouges représentent l'étendue de la glace de mer pour les expériences PI, PR et FUT respectivement.	31
3.4	Précipitations pour l'expérience PI (a) en automne. Différence de précipitations entre les expériences FUT et PI (b) en automne. Différence relative de précipitations entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en automne.	33
3.5	Pression atmosphérique de surface pour l'expérience PI (a) en automne. Différence de pression atmosphérique de surface entre les expériences FUT et PI (b) en automne. Différence relative de pression atmosphérique de surface entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en automne.	34
3.6	Altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa pour l'expérience PI (a) en automne. Différence de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa entre les expériences FUT et PI (b) en automne. Différence relative de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en automne.	35
3.7	Concentrations de glace de mer pour l'expérience PI (a) en hiver. Différence de concentrations de glace de mer entre les expériences FUT et PI (b) en hiver. Différence de concentrations de glace de mer entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en hiver.	37
3.8	Température atmosphérique de surface pour l'expérience PI (a) en hiver. Différence de température atmosphérique de surface entre les expériences FUT et PI (b) en hiver. Différence relative de température atmosphérique de surface entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en hiver.	38
3.9	Précipitations pour l'expérience PI (a) en hiver. Différence de précipitations entre les expériences FUT et PI (b) en hiver. Différence relative de précipitations entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en hiver.	39
3.10	Pression atmosphérique de surface pour l'expérience PI (a) en hiver. Différence de pression atmosphérique de surface entre les expériences FUT et PI (b) en hiver. Différence relative de pression atmosphérique de surface entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en hiver.	40

3.11	Altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa pour l'expérience PI (a) en hiver. Différence de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa entre les expériences FUT et PI (b) en hiver. Différence relative de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 500hPa entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en hiver.	42
3.12	Altitude géopotentielle de la surface isobare 10hPa pour l'expérience PI (a) en hiver. Différence de l'altitude géopotentielle de la surface isobare 10hPa entre les expériences FUT et PI (b) en hiver.	43
3.13	Boxplot des différences entre l'indice de la NAO calculée pour FUT et PI (FUT pi), pour FUT et PR (FUT pr) et pour PR et PI (PR pi). Toutes ces différences sont calculées en hiver.	43
3.14	Composante zonale de la vitesse du vent à 500hPa pour l'expérience PI (a) en hiver. Différence de la composante zonale de la vitesse du vent entre les expériences FUT et PI (b) en hiver. Différence relative de la composante zonale de la vitesse du vent entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en hiver.	45
3.15	Composante zonale de la vitesse du vent à 10hPa pour l'expérience PI (a) en hiver. Différence de la composante zonale de la vitesse du vent à 10hPa entre les expériences FUT et PI (b) en hiver.	46
3.16	Indice MCI pour l'expérience PI (a) en hiver. Différence l'indice MCI entre les expériences FUT et PI (b), entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en hiver.	47
3.17	Synthèse des résultats des différentes variables sur la carte de la différence de concentration de glace de mer entre les expériences FUT et PI en automne (a) et en hiver (b). Les variations de variables qui ne sont pas entourées indiquent qu'elles touchent une plus large étendue spatiale.	48
1	Carte des régions et des mers arctiques. Provient de Swoop Travel LDT (s.d.).	68
2	Cartes des variations de températures atmosphérique de surface et des précipitations pour les deux scénarios RCP2.6 et RCP8.5 entre la période 1986-2005 et la période 2081-2100. Provient du rapport de l'IPCC (2013) .	69
3	Différence des températures atmosphériques de surface entre l'expérience FUT et PI pour le modèle MIROC6. Provient de Crevits (2023)	69
4	Boxplot des différences entre l'indice de la NAO calculée pour FUT et PI (FUT pi), pour FUT et PR (FUT pr) et pour PR et PI (PR pi). Toutes ces différences sont calculées en automne.	70
5	Composante zonale de la vitesse du vent à 500hPa pour l'expérience PI (a) en automne. Différence de la composante zonale de la vitesse du vent entre les expériences FUT et PI (b) en automne. Différence relative de la composante zonale de la vitesse du vent entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en automne.	70
6	Indice MCI pour l'expérience PI (a) en automne. Différence l'indice MCI entre les expériences FUT et PI (b), entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en automne.	71

Annexe



Figure 1 – Carte des régions et des mers arctiques. Provient de Swoop Travel LDT (s.d.).

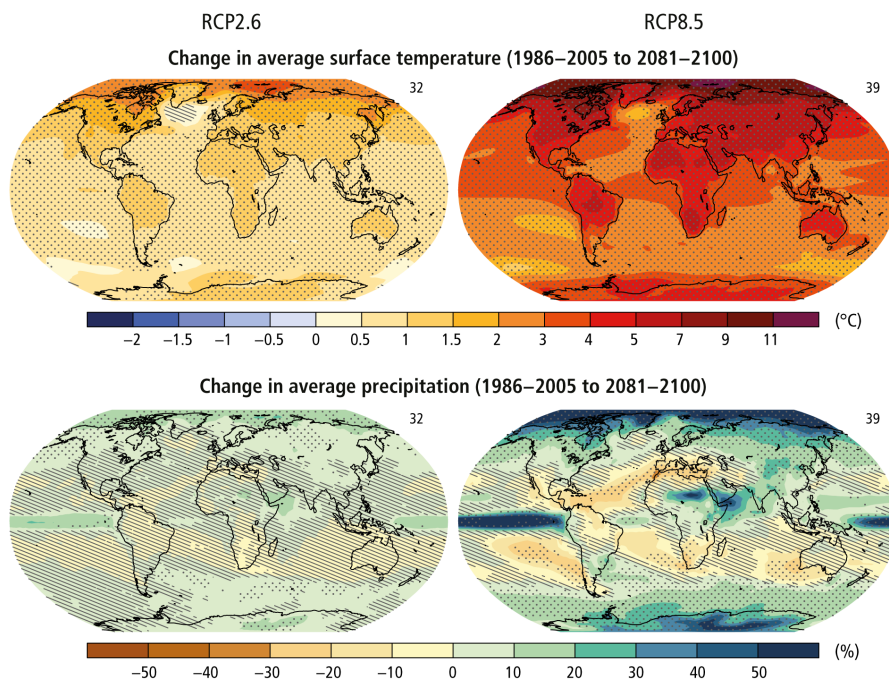


Figure 2 – Cartes des variations de températures atmosphérique de surface et des précipitations pour les deux scénarios RCP2.6 et RCP8.5 entre la période 1986-2005 et la période 2081-2100. Provient du rapport de l’IPCC (2013) .

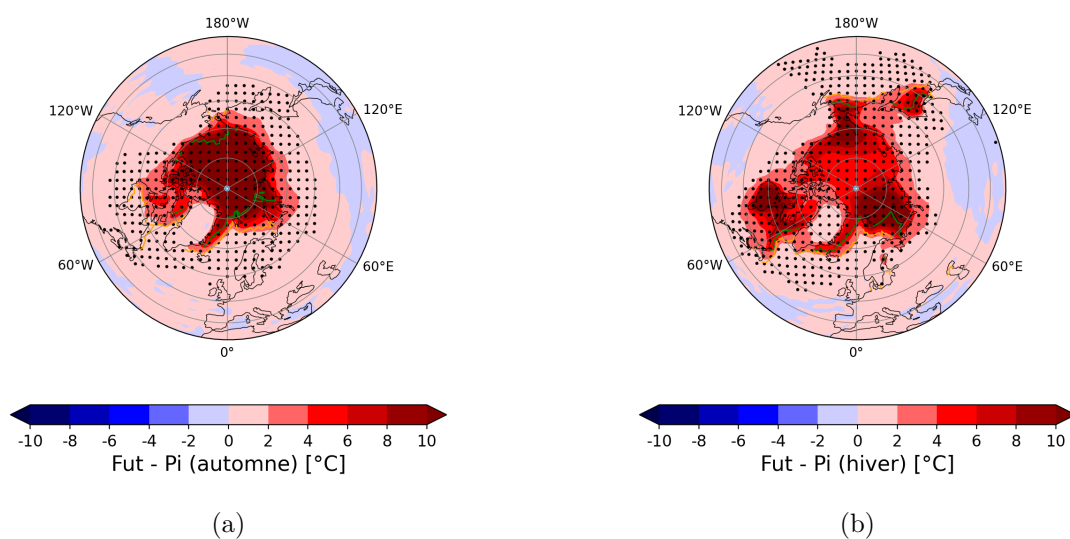


Figure 3 – Différence des températures atmosphériques de surface entre l’expérience FUT et PI pour le modèle MIROC6. Provient de Crevits (2023) .

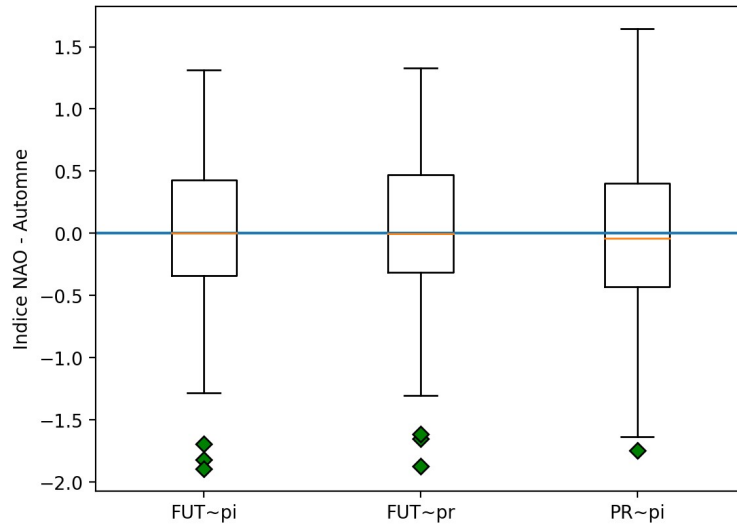


Figure 4 – Boxplot des différences entre l'indice de la NAO calculée pour FUT et PI (FUT pi), pour FUT et PR (FUT pr) et pour PR et PI (PR pi). Toutes ces différences sont calculées en automne.

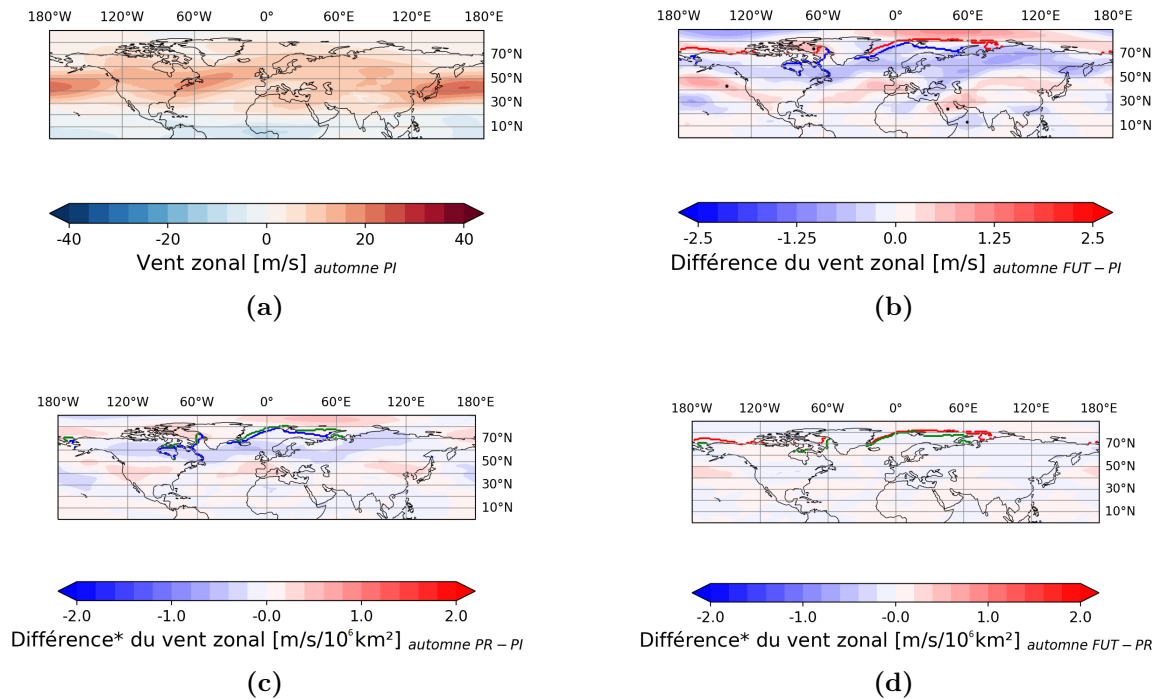


Figure 5 – Composante zonale de la vitesse du vent à 500hPa pour l'expérience PI (a) en automne. Différence de la composante zonale de la vitesse du vent entre les expériences FUT et PI (b) en automne. Différence relative de la composante zonale de la vitesse du vent entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en automne.

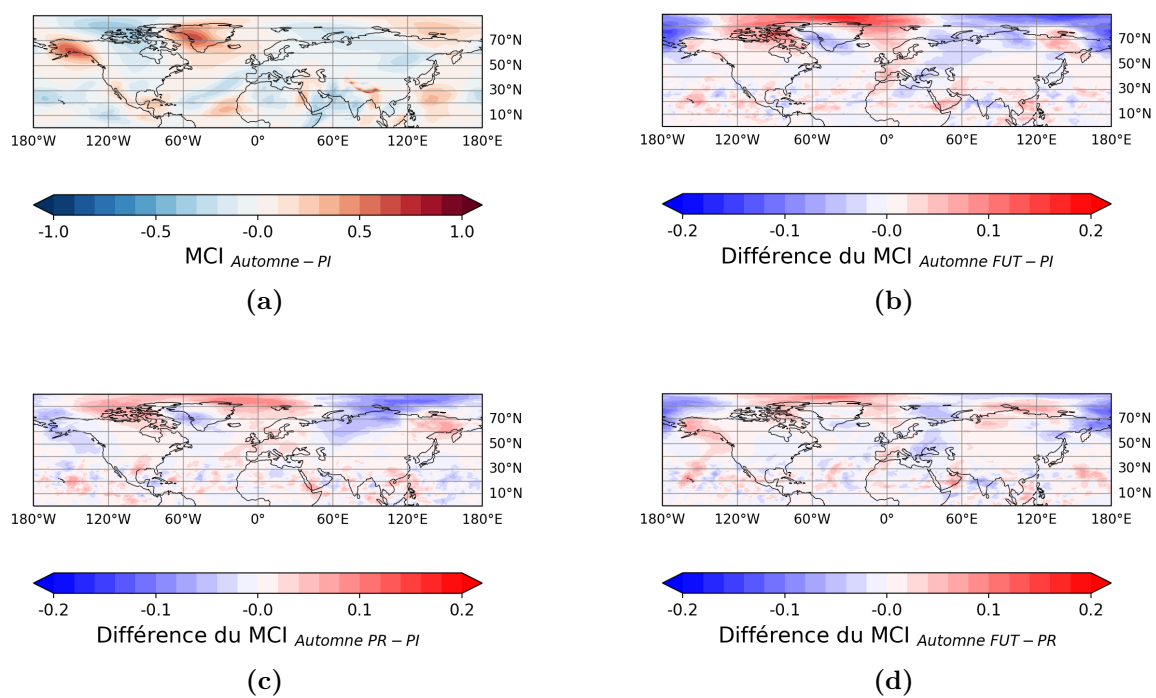


Figure 6 – Indice MCI pour l'expérience PI (a) en automne. Différence l'indice MCI entre les expériences FUT et PI (b), entre les expériences PR et PI (c) et entre les expériences FUT et PR (d) en automne.

Biographie

Coordonnées

Tamburro Juliette
06/07/2000

Avenue des Pins, 9
6001 Marcinelle

Tamburro-juliette@outlook.com
+32471220779

Formation académique

2012-2018 : Secondaires à l'institut Notre-Dame de Loverval.

2018-2021 : 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.

