

Faculté des sciences

Quel est l'impact d'une fonte soudaine de la glace de mer arctique sur les températures extrêmes aux moyennes latitudes ?

Auteur: **Emile NEIMRY**

Promoteurs: **Prof. Thierry FICHEFET, Prof. François MASSONNET**

Lecteur: **Prof. Bas VAN WESEMAEL**

Année académique: 2020-2021

Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie,
à finalité approfondie

Résumé

L'étendue de la glace de mer arctique diminue considérablement depuis le début des observations satellitaires en 1979. Selon les projections climatiques, de plus en plus de réductions abruptes de glace de mer arctique se produiront dans le futur et la disparition estivale devrait être totale vers la moitié du 21ème siècle. Cette fonte de la glace de mer arctique pourrait influencer le climat des moyennes latitudes de l'hémisphère Nord. Les observations montrent une augmentation de la fréquence des événements extrêmes froids (chauds) en hiver (été) aux moyennes latitudes ces dernières décennies. Néanmoins, la variabilité naturelle interne du climat est trop importante à cette échelle de temps pour que la tendance soit attribuée à un autre facteur tel que la perte de glace de mer arctique. L'objectif de ce mémoire est par conséquent d'isoler l'effet de la fonte soudaine de la glace de mer arctique dans le modèle climatique global ECMWF-IFS-HR, afin d'évaluer les impacts à l'échelle mensuelle à court terme (15 mois) sur les extrêmes de températures aux moyennes latitudes et particulièrement en Europe.

Les résultats montrent qu'une fonte importante de la glace mer arctique entraîne une diminution des fréquences d'extrêmes froids en Europe de mai à novembre. En août, les événements extrêmes de chaleur sont davantage persistants en Europe et particulièrement sur la péninsule ibérique à cause d'une augmentation de pression sur l'Europe occidentale. La Scandinavie montre les changements les plus importants avec une diminution de l'amplitude et de la fréquence des événements extrêmes froids ainsi qu'une augmentation de la fréquence d'événements extrêmes chauds durant une grande partie de l'expérience. Au début de l'hiver, le renforcement de la dépression des Aléoutiennes et de l'anticyclone d'Hawaï est associé à une diminution de l'amplitude et de la fréquence des événements extrêmes froids aux États-Unis. Finalement, la perte de glace dans les mers de Barents-Kara à la fin de l'automne semble jouer un rôle sur l'intensification de l'anticyclone sibérien au milieu de l'hiver, ce qui engendre des événements extrêmes froids plus fréquents et persistants en Asie.

Remerciements

Je profite de ce mémoire de fin d'étude pour remercier toutes les personnes qui ont contribué à ma formation académique et personnelle durant ces cinq dernières années.

Merci à l'équipe encadrante de ce mémoire : le professeur Thierry Fichet pour son suivi et son organisation minutieuse, le professeur François Massonnet pour ses commentaires et ses idées pertinentes, et en particulier le doctorant Steve Delhay pour ses nombreuses lectures, sa disponibilité, son soutien et son aide précieuse.

Merci à tous mes camarades d'auditoires, de classes, de salle de mémorants, de terrain et de travaux de groupe ainsi que les professeurs et les assistants de l'École de Géographie d'avoir rendu cette formation épanouissante.

Kiitos à l'Université d'Helsinki pour cet Erasmus, en particulier le professeur Petteri Uotila pour sa pédagogie inspirante et Apollon de la Plancha pour sa fidèle amitié.

Merci à Camlamente et à Apolline pour le long prêt de leurs ordinateurs.

Merci à mes entourages lignards, gembloutois, louvanistes et finlandais de m'aider à construire mon identité.

Merci à mes amis proches pour leur soutien essentiel.

Merci à Harmony pour son écoute, sa sagesse, sa bienveillance et ce qui a pu aider à mon évolution personnelle.

Merci à ma famille et particulièrement mes parents pour leur confiance, leur soutien et leur amour inconditionnel.

Table des matières

1	Introduction	1
2	Revue de la littérature	4
2.1.	Amplification arctique	4
2.2.	Liens entre amplification arctique et climat des moyennes latitudes	9
2.2.1	Hiver	9
2.2.2	Été	13
2.2.3	Incertitudes	16
3	Méthodologie	18
3.1.	Modèle	18
3.2.	Expériences	19
3.3.	Variables climatiques analysées	19
3.3.1	Glace de mer	19
3.3.2	Géopotential	19
3.3.3	Température moyenne mensuelle	20
3.4.	Indices de températures extrêmes	20
3.5.	Régions analysées	24
3.6.	Significativité statistique	26
3.6.1	Seuil de significativité	26
3.6.2	Intervalle de confiance	27
4	Résultats et discussion	28
4.1.	Interprétation des résultats	28
4.1.1	Réponse de la glace de mer	28
4.1.2	Réponses atmosphériques	31
4.1.2.1	Géopotential	31
4.1.2.2	Température moyenne de l'air en surface	34
4.1.3	Réponses des extrêmes de température	35
4.1.3.1	Etats-Unis	37
4.1.3.2	Asie	40
4.1.3.3	Europe et réponses européennes	41
4.1.3.4	Synthèse des extrêmes de température	42
4.2.	Forces et limites	44
4.2.1	Effet de la perte de glace de mer	44
4.2.2	Variabilité temporelle et spatiale	45
4.2.3	Expérience et indices d'extrêmes de température	46
4.2.4	Significativité statistique	47
4.3.	Suggestions	48

5	Conclusions	49
	Références	59
	Table des figures	62
	Liste des tableaux	63
	Annexes	64

Liste des sigles et des acronymes

AA	Amplification Arctique
AO	<i>Arctic Oscillation</i>
CGWT	<i>CircumGlobal Wave Trains</i>
CSDI	<i>Cold Spell Duration Index</i>
CTRL	Simulation de contrôle
CWDI	<i>Cold Wave Duration Index</i>
DTR	<i>Diurnal Temperature Range</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ENSO	<i>El Niño Southern Oscillation</i>
ETTCDI	<i>Expert Team on Climate Change Detection and Indices</i>
FDR	<i>False Discovery Rate</i>
GCM	<i>Global Climate Model</i>
H-TESSSEL	<i>Hydrology Tiled ECMWF Scheme of Surfaces Exchanges over Land</i>
HR	Haute Résolution
HWDI	<i>Heat Wave Duration Index</i>
IFS	<i>Integrated Forecast System</i>
LIM2	<i>Louvain-la-Neuve Sea-Ice Model</i>
MAUP	<i>Modifiable Area Unit Problem</i>
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i>
NEMO3.4	<i>Nucleus for European Modelling of the Ocean</i>
PERT	Simulation de la perturbation
PRIMAVERA	<i>PRocess-based climate sIMulation : AdVances in high resolution modelling and European climate Risk Assessment</i>
SPV	<i>Stratospheric Polar Vortex</i>
SST	<i>Sea Surface Temperature</i>
SSW	<i>Sudden Stratospheric Warming</i>
TM	Températures moyennes
TN	Température minimale journalière

TN10	<i>Cold Night Frequency</i>
TN90	<i>Warm Night Frequency</i>
TN ₁₀	10ème centile de TN
TN ₉₀	90ème centile de TN
TN _n	<i>Coldest Night</i>
TN _x	<i>Warmest Night</i>
TX	Température maximale journalière
TX10	<i>Cold Day Frequency</i>
TX90	<i>Warm Day Frequency</i>
TX ₁₀	10ème centile de TX
TX ₉₀	90ème centile de TX
TX _n	<i>Coldest Day</i>
TX _x	<i>Warmest Day</i>
VNI	Variabilité Naturelle Interne
WACC	<i>Warm Arctic Cold Continent</i>
WACE	<i>Warm Arctic Cold Eurasia</i>
WSDI	<i>Warm Spell Duration Index</i>

CHAPITRE 1

Introduction

Le climat de la Terre est déterminé par les forçages externes ainsi que par l'ensemble des interactions entre les différentes composantes du système climatique : l'atmosphère, l'hydrosphère, la lithosphère, la biosphère et la cryosphère (Peixoto et Oort, 1992). Cette dernière représente la totalité de l'eau gelée à la surface de la Terre, dont la glace de mer qui se forme par congélation de l'eau de mer. La glace de mer est source de nombreux mécanismes climatiques de rétro-action, ce qui influence le climat de manière conséquente et non-linéaire (Thomas, 2017). Dans l'hémisphère Nord, la glace de mer se trouve dans la région polaire arctique, au niveau de l'océan Arctique et de ses mers environnantes (Annexe 1).

Une fonte de la glace de mer arctique est observée depuis plusieurs décennies, principalement en été lorsque son étendue est minimale. Les scientifiques attribuent cette fonte à la variabilité naturelle interne (VNI) du climat¹ mais également à l'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère (Ding *et al.*, 2017; Cohen *et al.*, 2020). De nombreux modèles climatiques projettent une disparition totale de glace de mer arctique estivale juste avant la moitié de ce siècle (Notz *et al.*, 2020).

La réduction de l'étendue de glace de mer arctique connaît d'importantes conséquences environnementales, économiques et climatiques. D'abord, la diminution de l'étendue et de l'épaisseur de glace de mer arctique augmente la production primaire marine arctique depuis le début du siècle (Arrigo *et al.*, 2008; Ardyna et Arrigo, 2020), ce qui impacte l'entièreté de l'écosystème océanique arctique (SROCC, 2019; George *et al.*, 2020). Néanmoins, les êtres vivants dont la présence de glace de mer leur est nécessaire, tels que les ours polaires, subissent un impact négatif (SROCC, 2019). Ensuite, les vagues de l'océan ont l'occasion d'éroder davantage les côtes sans glace de mer (Stroeve *et al.*, 2012a). Par ailleurs, la diminution de l'étendue et de l'épaisseur de glace de mer arctique mène à des nouvelles voies de transport maritime à travers l'océan Arctique, plus directes pour traverser un continent (Wei *et al.*, 2020). En plus du transport de marchandises, les croisières touristiques en Arctique ont également augmenté. La recherche de pétrole et en gaz naturel en Arctique a explosé depuis l'accélération de la fonte de glace de mer arctique (SROCC, 2019).

1. Variabilité naturelle du système climatique qui se produit en absence de forçage externe, en incluant des processus intrinsèques non-linéaires entre et au sein des différentes composantes du système (Deser *et al.*, 2012).

Le réchauffement climatique est une des causes de la fonte de glace de mer et elle en est également une conséquence. En effet, le réchauffement en Arctique est plus élevé que la moyenne globale à cause d'une multitude de mécanismes (section 2.1.) dont une partie est sensible à la glace de mer (Cohen *et al.*, 2020). Ce réchauffement arctique amplifié, surnommé amplification arctique (AA), connaît également divers conséquences. Bien que la production primaire nette a augmenté en Arctique, la zone endémique arctique des poissons a été réduite pour laisser place à des espèces non-natives, ce qui affecte la pêche locale (SROCC, 2019). Le permafrost et les glaciers polaires sont très sensibles aux changements de température et leur dégel permet de libérer des gaz à effet de serre puissants et d'augmenter le niveau de la mer respectivement (SROCC, 2019).

Un des liens les plus incertains de cette AA, générée en partie par la perte de glace de mer arctique, est une influence sur le climat et la météorologie des moyennes latitudes de l'hémisphère Nord (Cohen *et al.*, 2014 ; Cohen *et al.*, 2018a ; Cohen *et al.*, 2020). A partir de divers mécanismes hypothétiques (section 2.2.), il est possible que les hivers (étés) aux moyennes latitudes deviennent plus froids (chauds) (Francis et Vavrus, 2012 ; Coumou *et al.*, 2018). Par ailleurs, cela expliquerait l'augmentation de la fréquence des extrêmes froids (chauds) de température en hiver (été) ces dernières décennies (Zhang *et al.*, 2012 ; Johnson *et al.*, 2018) bien que la VNI semble y jouer un rôle conséquent (Blackport *et al.*, 2019).

Dès lors, une compréhension de la manière dont la perte de glace de mer arctique, par l'intermédiaire de l'AA, peut affecter les extrêmes de température aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord, où vit la majorité de l'humanité, est d'une importance primordiale du point de vue sociétal (Francis *et al.*, 2017). En effet, la société est plus sensible à un changement des extrêmes climatiques qu'à un changement de la moyenne climatique (Ayarzagüena et Screen, 2016). La mortalité augmente lors d'événements de températures extrêmes, et davantage quand ceux-ci sont chauds (Diaz *et al.*, 2005), en particulier dans les villes à forte densité de population (Medina-Ramon, 2007). Par ailleurs, les événements de températures extrêmes causent des pertes économiques non négligeables liées aux pertes agricoles (UNISDR, 2020). Enfin, si des liens existent entre le climat des hautes latitudes et des moyennes latitudes mais que ceux-ci sont mal compris, comment la société des moyennes latitudes, avec en son sein les plus grandes puissances économiques mondiales, intégrerait une augmentation de vagues de froid dans un contexte de réchauffement climatique ?

C'est pourquoi une question scientifique primordiale se pose et va être étudiée ici : Quel est l'impact d'une fonte soudaine de la glace de mer arctique sur les températures extrêmes aux moyennes latitudes ? Il est possible que la tendance récente observée des extrêmes de température soit fortement influencée par la VNI, que la glace de mer ne soit pas le facteur qui influence ces observations ou bien que la fonte de glace de mer et la modification du climat des moyennes latitudes soient causées par le même facteur. Pour éviter ces incertitudes et répondre au mieux à cette question, une solution appliquée dans ce mémoire est d'isoler l'effet de la fonte soudaine partielle de la glace de mer arctique dans un modèle climatique, celui de l'*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF).

L'objectif est de connaître l'effet à court terme de ces événements étant donné qu'il soit très probable que des réductions abruptes de glace de mer arctique se produisent de plus en plus dans le futur (Holland *et al.*, 2006). Par conséquent, des indices caractérisant l'amplitude, la fréquence et la persistance d'événements extrêmes de température seront traités et analysés quantitativement d'abord à une échelle hémisphérique, puis continentale et finalement régionale pour le cas de l'Europe. De cette façon, les conclusions prendront en considération la variabilité spatiale de la réponse des températures extrêmes, qui est déterminante au niveau sociétal. Pour déterminer les liens entre la perte de glace de mer arctique et les réponses des extrêmes de température aux moyennes latitudes, les réponses atmosphériques générales en Arctique et aux moyennes latitudes seront analysées.

Le chapitre suivant fournit l'état actuel des connaissances scientifiques de l'AA et de ses liens avec le climat des moyennes latitudes. Ensuite, les méthodes expérimentales et analytiques sont décrites afin de répondre à la question scientifique posée. Les résultats obtenus sont présentés et discutés par la suite. Finalement, le dernier chapitre énonce les conclusions de ce mémoire.

CHAPITRE 2

Revue de la littérature

Ce chapitre est divisé en deux sections. En premier lieu, une explication de la nature et des mécanismes de l'AA est décrite (section 2.1.). En deuxième lieu, ses liens potentiels avec le climat des moyennes latitudes en hiver (section 2.2.1) et en été (section 2.2.2) sont expliqués ainsi que les incertitudes qui les limitent (section 2.2.3).

2.1. Amplification arctique

La sensibilité de la température de l'air face à une augmentation de concentration de gaz à effet de serre n'est pas globalement homogène. En effet, dès 1975, Manabe et Wetherald et ensuite Manabe et Stouffer (1980) ont montré une réponse plus importante de la température de l'air dans la zone polaire de l'hémisphère Nord que dans le reste de cet hémisphère. Depuis la fin du vingtième siècle, l'Arctique s'est réchauffé au moins deux fois plus vite que la moyenne globale (Fig. 2.1) (Ding *et al.*, 2017 ; SROCC, 2019). Ce réchauffement est élevé proche de la surface et au voisinage de la tropopause (Cohen *et al.*, 2020). Ce phénomène, brièvement introduit dans le chapitre précédent, est présent toutes les saisons (Francis et Vavrus, 2012) mais son intensité diffère au cours de l'année. En automne et en hiver, l'AA est forte et se situe sur l'océan Arctique. En été, l'AA est moins intense et est déplacée sur le continent (Cohen *et al.*, 2018b).

La décroissance rapide de glace de mer arctique est une conséquence visible de l'AA (Stroeve *et al.*, 2012a ; Cohen *et al.*, 2020) et de l'influence de la VNI (Stroeve *et al.*, 2007 ; Winton, 2011 ; Ding *et al.*, 2017). Effectivement, l'évolution de l'étendue de glace de mer arctique montre une tendance linéaire négative pour tous les mois depuis l'existence de données satellitaires régulières de l'Arctique (1979) (Fig. 2.2) avec une tendance plus négative en septembre, correspondant au minimum d'étendue saisonnier de glace de mer (Stroeve *et al.*, 2012b). Des approximations d'étendue de glace de mer plus anciennes ont montré que cette diminution importante est récente (Meier *et al.*, 2012). Entre 1953 et 1978, la tendance était même à l'augmentation pour certains mois de l'année (Meier *et al.*, 2012). Des preuves géologiques ont montré que la température de surface de l'air a subi des fluctuations de larges amplitudes, avec les fluctuations les plus importantes aux hautes latitudes (Gong *et al.*, 2017). Cela montre la variabilité importante de l'étendue de glace de mer bien que le déclin observé ces dernières décennies n'aurait pas de précédent depuis au moins un millénaire (SROCC, 2019). En plus de la diminution de son étendue, la glace de mer est de plus en plus fine et jeune. En effet, il ne reste que très peu de glace de mer

âgée d'au moins 5 ans alors que cette catégorie représentait environ un tiers de la glace de mer dans les années 1980 (Stroeve *et al.*, 2012b). A cause de l'augmentation prévue de la concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, les modèles s'accordent à conclure que la région arctique sera libre de glace de mer en été d'ici quelques décennies (Wang et Overland, 2009), vers la moitié du 21ème siècle (Massonnet *et al.*, 2012) voire avant d'après certains modèles récents (Notz *et al.*, 2020).

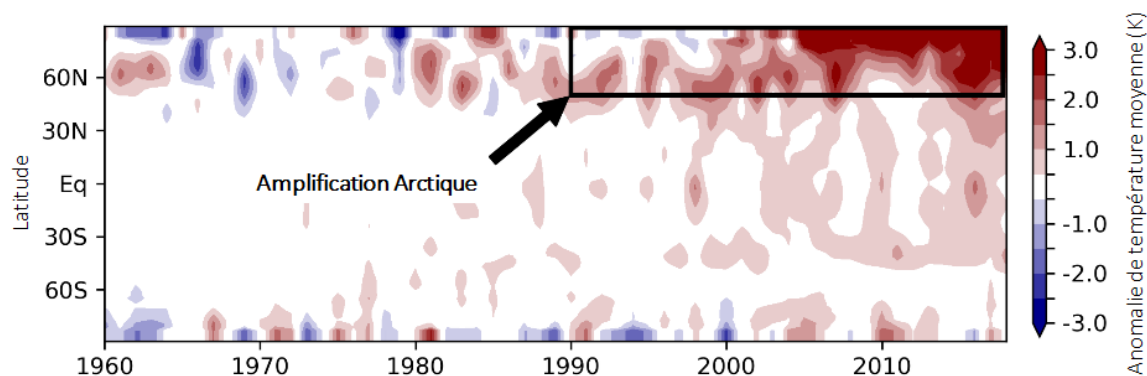


FIGURE 2.1 – Moyenne zonale de l'évolution de l'anomalie de température annuelle moyenne (par rapport à 1951-1980) montrant que l'amplification arctique augmente depuis 1990. Adapté de Wendisch *et al.* (2017).

Le réchauffement en Arctique a été plus rapide que la moyenne globale, et ceci est une caractéristique robuste dans les données observationnelles aussi bien que dans les simulations numériques du climat. Cependant, les causes de cette AA ne sont pas encore claires (Ding *et al.*, 2017; Dai *et al.*, 2019; Cohen *et al.*, 2020). La compréhension de l'AA est incomplète, principalement au niveau des contributions respectives des différents processus thermodynamiques, radiatifs et dynamiques (Stuecker *et al.*, 2018; Cohen *et al.*, 2018a). L'AA est liée à différents mécanismes pouvant être regroupés en deux sous-catégories : les forçages locaux et les forçages à distance (Cohen *et al.*, 2020). Au sein des forçages locaux, il existe les forçages radiatifs liés à la vapeur d'eau et aux nuages, les flux de chaleur turbulents provenant directement de l'océan Arctique ainsi que des forçages amplifiées par différents *feedbacks*. Les forçages à distance proviennent des latitudes plus basses, par exemple par un apport d'humidité des masses atmosphériques provenant de l'Atlantique (Cohen *et al.*, 2018a). Chaque forçage va désormais être décrit.

Une conséquence mais également une cause principale de l'AA est la perte d'étendue de glace de mer (Fig 2.2) (Serreze *et al.*, 2009; Screen et Simmonds, 2010; Dai *et al.*, 2019). La glace de mer joue un rôle isolant entre l'océan et l'atmosphère, et permet des échanges de chaleur dès sa fonte (Serreze *et al.*, 2009). Le retrait de glace de mer étant accéléré par le *feedback* glace de mer-albédo, chauffe davantage la surface des eaux libres que la glace de mer à cause de leur différence d'albédo ($\sim 7\%$ et entre 65% et 85% , respectivement), ce qui tend à réchauffer l'eau de mer et à fondre la glace de mer davantage (Fig. 2.3 (2)) (Perovich *et al.*, 2008). Cependant, ce n'est pas le seul *feedback* positif existant et il est même possible que l'AA se produise sans changement d'étendue de glace de mer ou de neige (Graversen et Wang, 2009; Pithan et Mauritsen, 2014; Previdi *et al.*, 2020).

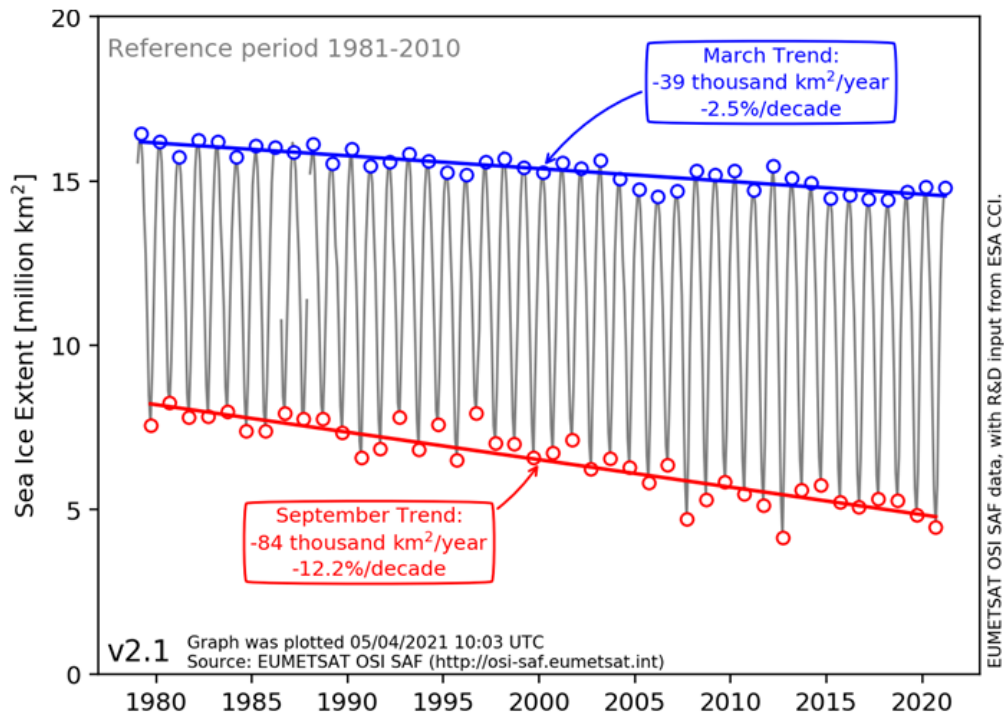


FIGURE 2.2 – Evolution de l’étendue de la glace de mer arctique entre janvier 1979 et mars 2021 à partir des données satellitaires. Proviens de EUMETSTAT OSI SAF (2021).

Une autre cause importante de l’AA proviendrait des *feedbacks* de température (Pithan et Mauritsen, 2014 ; Goosse *et al.*, 2018). Au fur et à mesure que la surface se réchauffe, de plus en plus d’énergie est perdue vers l’espace, et ce phénomène se produit davantage aux basses latitudes qu’aux pôles. En effet, ce mécanisme peut se diviser en deux *feedbacks* connus sous les noms de *lapse-rate feedback* et le *feedback* de Planck. Le premier s’explique par un rayonnement infrarouge vers l’espace réduit par le profil de température polaire beaucoup plus stable qu’aux moyennes latitudes (Dai *et al.*, 2019) (Fig. 2.3 (6)). Le second s’explique par le fait que l’intensité du rayonnement électromagnétique d’un corps noir est proportionnel à T^4 . Pour une même augmentation de température, l’augmentation de radiation émise par la Terre vers l’atmosphère sera beaucoup plus élevée pour une surface initialement plus chaude (Fig. 2.3 (5)). Dès lors, pour une même augmentation de température, les basses latitudes perdent davantage de rayonnement infrarouge qu’aux pôles (Pithan et Mauritsen, 2014).

L’augmentation du rayonnement infrarouge incident est également une cause importante de l’AA (Gong *et al.*, 2017 ; Dai *et al.*, 2019). Ce forçage est local et amplifié par les forçages à distance (Cohen *et al.*, 2018a). L’évaporation, qui génère de la vapeur d’eau, joue un rôle important dans le bilan d’énergie au pôle, dans le *feedback* de vapeur d’eau (Fig. 2.3 (4)) et dans le *feedback* des nuages (Fig. 2.3 (3)). En effet, une augmentation du flux d’humidité correspond à une augmentation du contenu de vapeur d’eau sur la colonne d’air et à davantage de nuages à basse altitude (Boisvert *et al.*, 2015). Bien que l’effet des nuages en Arctique ne fait pas consensus (Fig. 2.4) (Screen et Simmonds, 2010), certaines études montrent qu’une diminution du temps de couverture nuageuse hivernale permet un

retour croissant de la glace de mer durant l'été suivant (Liu et Key, 2014), ce qui pourrait expliquer la grande variation de l'étendue de glace de mer d'une année à une autre (Fig. 2.2).

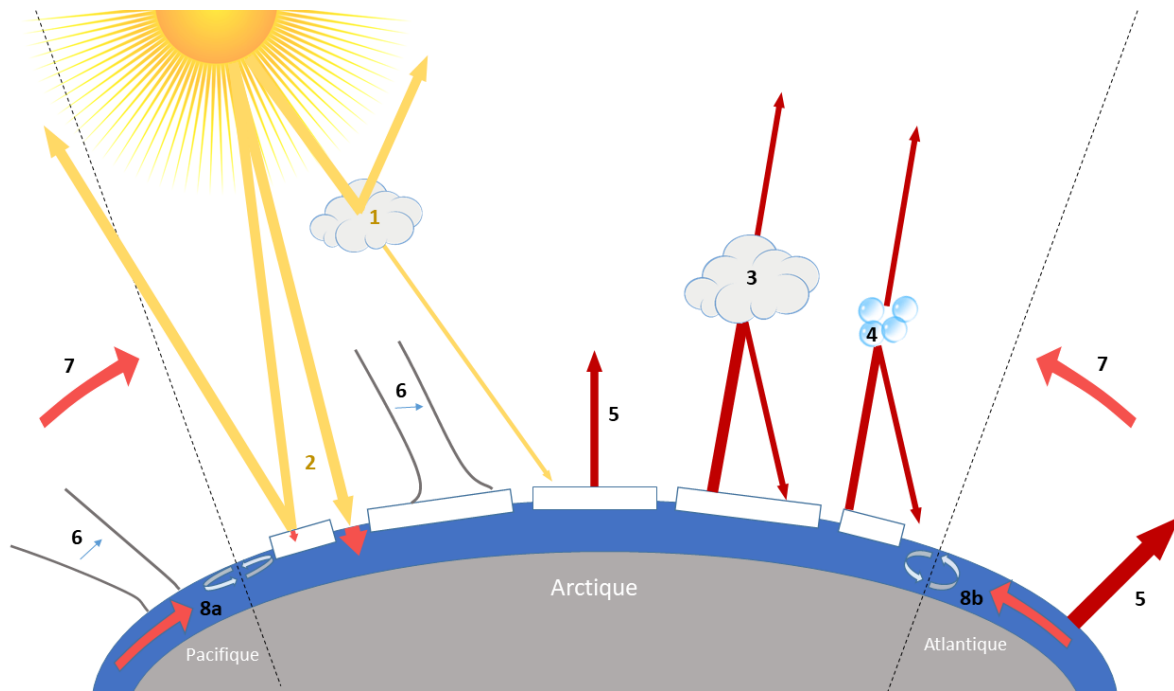


FIGURE 2.3 – Mécanismes de l'amplification arctique. Les chiffres en jaune indiquent des processus qui ne se produisent pas pendant les nuits polaires. 1. Réflexion vers l'espace du rayonnement solaire par les nuages. 2. *Feedback* albedo-surface. 3. Absorption et réémission vers la Terre du rayonnement infrarouge par les nuages. 4. Absorption et réémission vers la Terre du rayonnement infrarouge par la vapeur d'eau. 5. *Feedback* de Planck. 6. Profils de température, *lapse-rate feedback*. 7. Apport atmosphérique d'humidité et de chaleur par les zones non polaires. 8. Apport océanique de chaleur par les zones non polaires : 8a : «*Pacification*» ; 8b : «*Atlantification*». Inspiré de Goosse *et al.* (2018) et de Cohen *et al.* (2020).

L'évaporation qui a lieu à la surface de l'océan Arctique n'est cependant pas la seule source de vapeur d'eau dans l'atmosphère arctique (Boisvert *et al.*, 2015). Lorsque que le Soleil ne se lève plus sur l'Arctique, la source principale d'énergie provient des plus basses latitudes par intrusions d'air chaud et humide (Fig. 2.3 (7)) (Pithan *et al.*, 2018) bien que cette source est importante également en été (Ding *et al.*, 2017). Il existe un flux vers le pôle d'humidité et de chaleur sensible par la propagation d'ondes de Rossby, ce qui augmente la quantité totale d'eau et la température au pôle (Gong *et al.*, 2017). L'augmentation de l'humidité dans les hautes latitudes a d'ailleurs été montrée par l'augmentation du débit des rivières eurasiennes qui s'écoulent dans l'Arctique, à cause de l'intensification des cycles hydrologiques (Zhang *et al.*, 2013).

L'apport de chaleur océanique constitue l'autre élément des forçages à distance (Döscher *et al.*, 2014). Il existe une boréalisation de l'océan Arctique (Polyakov *et al.*, 2020), par l'*Atlantification* du bassin eurasien (Fig. 2.3 (8b)) (Polyakov *et al.*, 2017) et la *Pacification* de la mer des Tchouktches (Fig. 2.3 (8a)) (Woodgate *et al.*, 2012). Les processus qui

transforment les caractéristiques de ces eaux sont pourtant complètement différents et vont tendre à s'amplifier dans le futur (Polyakov *et al.*, 2020). Du côté du bassin eurasien, il y a une perte progressive de la couche halocline froide arctique qui sépare la couche mélangée océanique douce et froide des eaux plus profondes relativement chaudes et salées. L'affaiblissement de la stratification permet par conséquent un flux de chaleur des eaux chaudes arctiques vers la surface (Polyakov *et al.*, 2017). A l'opposé, il y a une augmentation du transport d'eau chaude et fraîche du Pacifique vers l'Arctique à travers le détroit de Béring, en particulier en été. Les eaux chaudes persistent néanmoins à travers l'hiver et décalent la formation de glace de mer (Woodgate *et al.*, 2012), la stratification est augmentée (Polyakov *et al.*, 2020). Finalement, les forçages à distance atmosphérique et océanique ont également contribué pour une grande partie du déclin de l'étendue de la glace de mer (Ding *et al.*, 2017), qui à son tour amplifie le réchauffement.

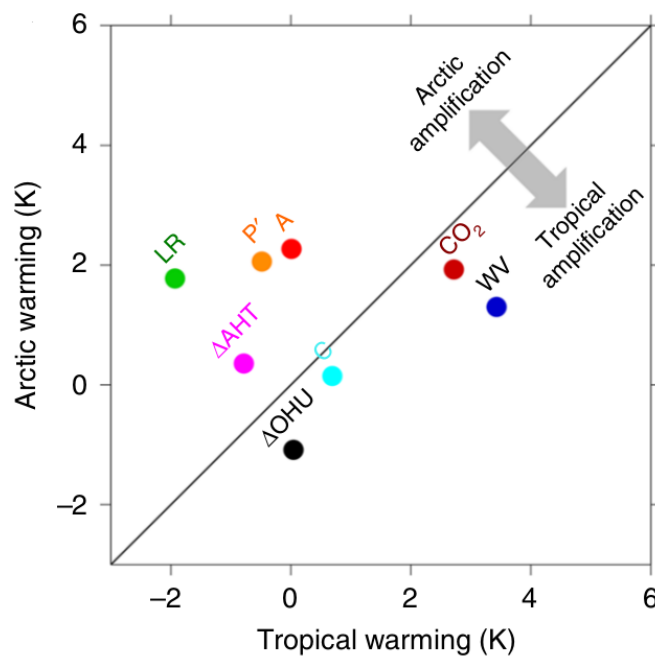


FIGURE 2.4 – Contributions de chaque forçage/*feedback* à l'amplification arctique (60-90°N) comparé aux tropiques (30-60°N). Les différents *feedbacks* sont le *lapse-rate* (LR), l'albedo de surface (A), la vapeur d'eau (WV), les nuages (C) et le *feedback* de Planck (P'). Les apports de chaleur depuis les latitudes plus basses : atmosphériques (ΔAHT) et océaniques (ΔOHU).

Provient de Goosse *et al.* (2018).

Les mécanismes causant l'AA sont variés et complexes. Leurs différents poids (Fig. 2.4) dans ce phénomène sont largement débattus (Stuecker *et al.*, 2018, Cohen *et al.*, 2018a). En plus des mécanismes causant l'AA décrits, d'autres mécanismes continentaux ou d'origine tropicale existent mais sont peu connus et peu quantifiés (Jeong *et al.*, 2014; Overland *et al.*, 2016; Cohen *et al.*, 2020). Les différents *feedbacks* peuvent se dérouler de manière isolée, bien que les forçages à distance amplifient les forçages locaux. L'importance de l'étude des forçages à distance est par conséquent crucial. Il est convenu au sein de la communauté scientifique que la nature de l'AA, son intensité et ses mécanismes, influencent le climat

arctique et très probablement le climat des moyennes latitudes (Cohen *et al.*, 2014; Cohen *et al.*, 2018a; Cohen *et al.*, 2020).

2.2. Liens entre amplification arctique et climat des moyennes latitudes

L'existence de liens entre l'AA et le climat des moyennes latitudes à court terme est fortement controversée (SROCC, 2019). Selon Cohen *et al.* (2018a), un changement rapide du climat arctique influencerait le climat aux moyennes latitudes ainsi que la fréquence de températures extrêmes. A l'opposé, des articles récents ont conclu que cette influence est minime face à la VNI (Blackport *et al.*, 2019). Bien que la tendance générale des articles penchait en la faveur d'une influence significative de l'AA sur la météorologie des moyennes latitudes (Overland et Wang, 2010; Francis et Vavrus, 2012; Zhang *et al.*, 2012), l'incertitude est désormais de plus en plus présente et les consensus scientifiques maintiennent une divergence et une incohérence (Chen *et al.*, 2016; Cohen *et al.*, 2020), que ce soit au niveau des études d'observations (Blackport et Screen, 2020) ou de modèles climatiques (SROCC, 2019; Mori *et al.*, 2019). Les événements froids (chauds) extrêmes aux moyennes latitudes en lien avec l'AA pour les saisons automnale et hivernale (la saison estivale) ont reçu beaucoup (peu) d'attention. Néanmoins, il n'existe pas de consensus, ni pour l'hiver (Blackport et Screen, 2020), ni pour l'été (Coumou *et al.*, 2018).

2.2.1 Hiver

En hiver, l'AA peut influencer le climat des moyennes latitudes par deux voies : la voie troposphérique¹ (Fig. 2.5) et la voie stratosphérique² (Fig. 2.6) agissant toutes deux à des échelles spatiales et temporelles différentes (SROCC, 2019; Overland *et al.*, 2021). La première s'applique principalement de novembre à décembre davantage régionalement alors que la deuxième impacte les moyennes latitudes dans leur ensemble de janvier à mars (SROCC, 2019).

Une conséquence directe de l'AA est que le gradient de température méridional est plus faible étant donné que l'Arctique se réchauffe davantage que les moyennes latitudes. Cette conséquence est renforcée en hiver à cause de l'intensité plus importante de l'AA à cette période (Dai *et al.*, 2019). L'intensité du vent thermique étant proportionnel à ce gradient de température (Triplet et Roche, 1986), les vents zonaux en altitude sont affaiblis (Francis et Vavrus, 2012; Francis et Vavrus, 2015; Screen *et al.*, 2018). Par ailleurs, ce réchauffement différentiel élève davantage les géopotentiels aux hautes latitudes qu'aux moyennes latitudes, ce qui augmente l'amplitude des ondes de Rossby en déplaçant les crêtes vers le nord (Francis et Vavrus, 2012; Di Capua et Coumou, 2016). L'amplitude de l'onde de Rossby est mesurée comme la différence moyenne en latitude entre les crêtes et les

1. La troposphère correspond à la couche atmosphérique située entre la surface terrestre et la tropopause (~ 10 km d'altitude)

2. La stratosphère correspond à la couche atmosphérique située environ entre la tropopause et la stratopause (~ 50 km d'altitude) (Kidston *et al.*, 2015)

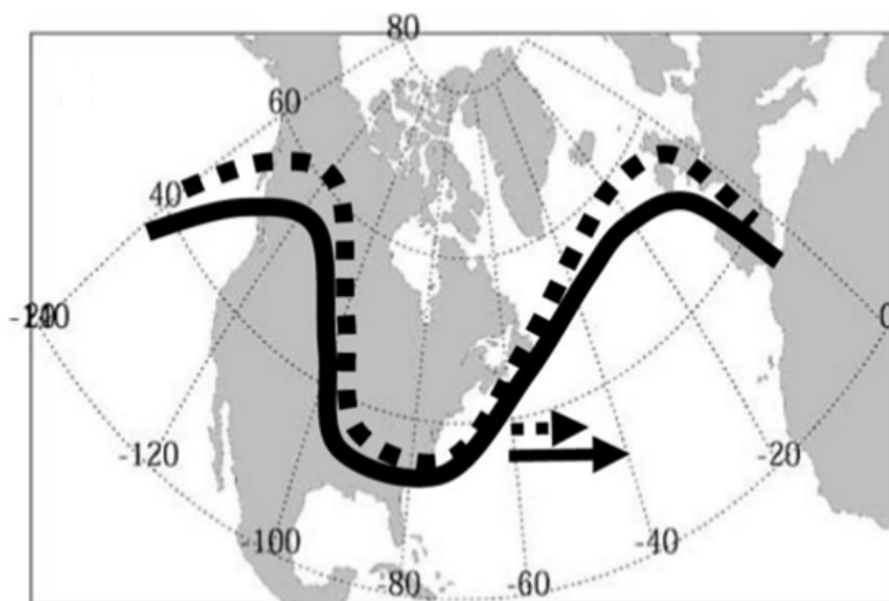


FIGURE 2.5 – Schéma de l'élongation des crêtes causées par l'amplification arctique (AA). Ligné : avant l'AA ; Pointillé : après l'AA. Les ondes plus amplifiées se propagent plus lentement vers l'est, comme indiqué par les flèches. Provient de Francis et Vavrus (2012).

thalwegs pour chaque longitude, l'onde représente alors en moyenne les rails de tempêtes (*storm tracks*) et présente des méandres prononcés (Francis et Vavrus, 2012). D'autre part, l'augmentation des géopotentiels aux hautes latitudes renforce les systèmes d'anticyclones locaux, ce qui peut amener à des comportements de blocage (Overland et Wang, 2010). Les blocages sont associés à une diminution brusque de la vitesse des vents zonaux (Rex, 1950), qui deviennent plus lents et méridionaux (Francis et Vavrus, 2012). Souvent ces comportements de blocage se produisent au Groenland et sur la Sibérie. L'affaiblissement des vents est alors ressenti en amont comme en aval du flux, de manière similaire à des rochers sur une rivière (Cohen *et al.*, 2020). La combinaison de ces trois effets provoque un ralentissement de la propagation des ondes de Rossby, ce qui est associé à un flux plus faible (Francis et Vavrus, 2012 ; Zhang *et al.*, 2012 ; Francis et Vavrus, 2015) et à des conditions météorologiques plus persistantes (Francis et Vavrus, 2012). Par conséquent, cela augmente la probabilité de températures extrêmes, particulièrement en hiver avec des événements extrêmes froids (Fig. 2.7) (Francis *et al.*, 2018).

La réduction de l'étendue de glace de mer en automne et en hiver joue un rôle important dans les changements de circulation atmosphérique hivernale. La perte de glace de mer permet une évaporation de surface supplémentaire, ce qui favorise des précipitations de neige sur les continents aux hautes latitudes. Cela refroidit la surface et déplace le courant-jet vers l'équateur en modifiant le gradient de température méridional (Tang *et al.*, 2013 ; Blackport et Kushner, 2017). Le rôle de la perte de glace de mer à la fin de l'automne a davantage été étudié, car son action a un effet retardataire, d'environ deux-trois mois (Deser *et al.*, 2010), sur le climat des moyennes latitudes par l'intermédiaire de l'affaiblissement du vortex polaire stratosphérique (*Stratospheric Polar Vortex*) (SPV) (Wu et Smith, 2016). Celui-ci se forme durant l'automne et dure jusqu'au début du printemps.

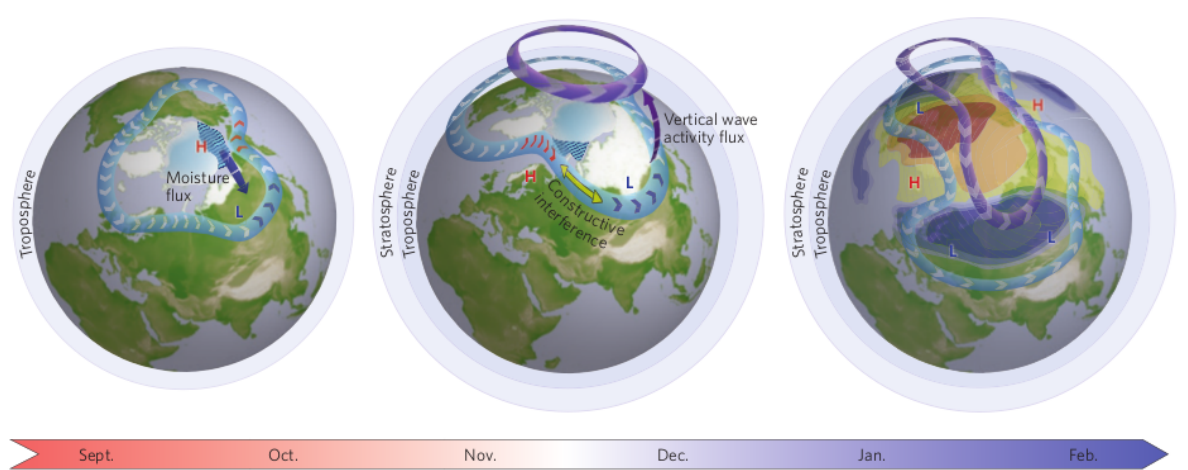


FIGURE 2.6 – Synthèse du processus impliquant la stratosphère. A la fin de l’automne, l’interférence constructive entre la perte de glace de mer arctique et la présence amplifiée de neige eurasienne propage des ondes verticales qui affaiblissent le vortex polaire stratosphérique (SPV). La neige est en blanc. La glace de mer est en blanc teinté de bleu. Les hauts (bas) géopotentiels sont représentés par un H (L). Le courant en bleu est le courant-jet troposphérique et le courant en mauve est le SPV. Sur le globe de droite, les températures élevées (basses) sont représentées en rouge (bleu). Provient de Cohen *et al.* (2014).

Il est caractérisé par des vents très rapides et un cœur très froid (Kidston *et al.*, 2015). En effet, la stratosphère joue un rôle important sur la circulation troposphérique et vice versa (Francis *et al.*, 2017; SROCC, 2019). La perte de glace de mer engendre un flux de chaleur entre l’océan et l’atmosphère, ce qui propage des ondes baroclines et planétaires vers la stratosphère (Jaiser *et al.*, 2012; Kim *et al.*, 2014), pouvant interférer de manière constructive avec la propagation d’ondes verticales liées à l’augmentation de la couverture neigeuse en Eurasie à la fin de l’automne (Fig. 2.6) (Cohen *et al.*, 2007; Cohen *et al.*, 2014). Les comportements de blocage freinent la propagation de l’onde zonale de Rossby, ce qui favorise une propagation des ondes verticales vers la stratosphère (Vallis, 2017; Lee *et al.*, 2019). L’ensemble de ces ondes verticales mène à un affaiblissement du SPV qui peut se manifester par des réchauffements soudains de la stratosphère (*Stratospheric Sudden Warming*) (SSW) (Quiroz, 1986; Kretschmer *et al.*, 2018; Lee *et al.*, 2019). Les SSW représentent un gain de température de la stratosphère allant jusqu’à 40°C en quelques jours (Overland et Wang, 2018). La grande majorité des événements récents observés de SSW sont précédés d’un événement de blocage troposphérique et les déplacements du SPV sont presque toujours précédés par des blocages sur les bassins Atlantique ou Pacifique (Martius *et al.*, 2009; Kretschmer *et al.*, 2018). Avec cet affaiblissement du SPV, la circulation stratosphérique est modifiée, ce qui a pour effet d’affecter la troposphère sous-jacente un à trois mois plus tard en affaiblissant le courant-jet polaire troposphérique et les *storm tracks*, et en les déplaçant vers le sud (Fig. 2.6) (Cohen *et al.*, 2014; Kidston *et al.*, 2015; Blackport et Kushner, 2017; Francis *et al.*, 2017; Screen *et al.*, 2018; Harwood *et al.*, 2021), ce qui promeut des conditions météorologiques persistantes aux moyennes latitudes. La circulation troposphérique hémisphérique est également impactée et a tendance à ressembler à une phase négative de l’Oscillation Arctique (*Arctic Oscillation* (AO)) ou de l’Oscillation

Nord-Atlantique (*Nord Atlantic Oscillation* (NAO)) (Cohen *et al.*, 2007 ; Vihma, 2014 ; Cohen *et al.*, 2014 ; Sun *et al.*, 2015). Cela provoque une augmentation de l'apport de chaleur au pôle depuis les moyennes latitudes (section 2.1.) et d'un flux d'air froid dans le sens inverse (Francis *et al.*, 2017 ; Pithan *et al.*, 2018). Des conditions météorologiques persistantes et un apport d'air froid sur les moyennes latitudes augmentent la probabilité d'événements extrêmes froids et forment le schéma d'un continent froid avec l'Arctique chaud (*Warm Arctic Cold Continent*) (WACC) ou plus spécifiquement le continent eurasien froid (*Warm Arctic Cold Eurasia*) (WACE) en lien avec la perte de glace de mer dans les mers de Barents-Kara (Fig. 2.7) (Petoukhov et Semenov, 2010 ; Johnson *et al.*, 2018).

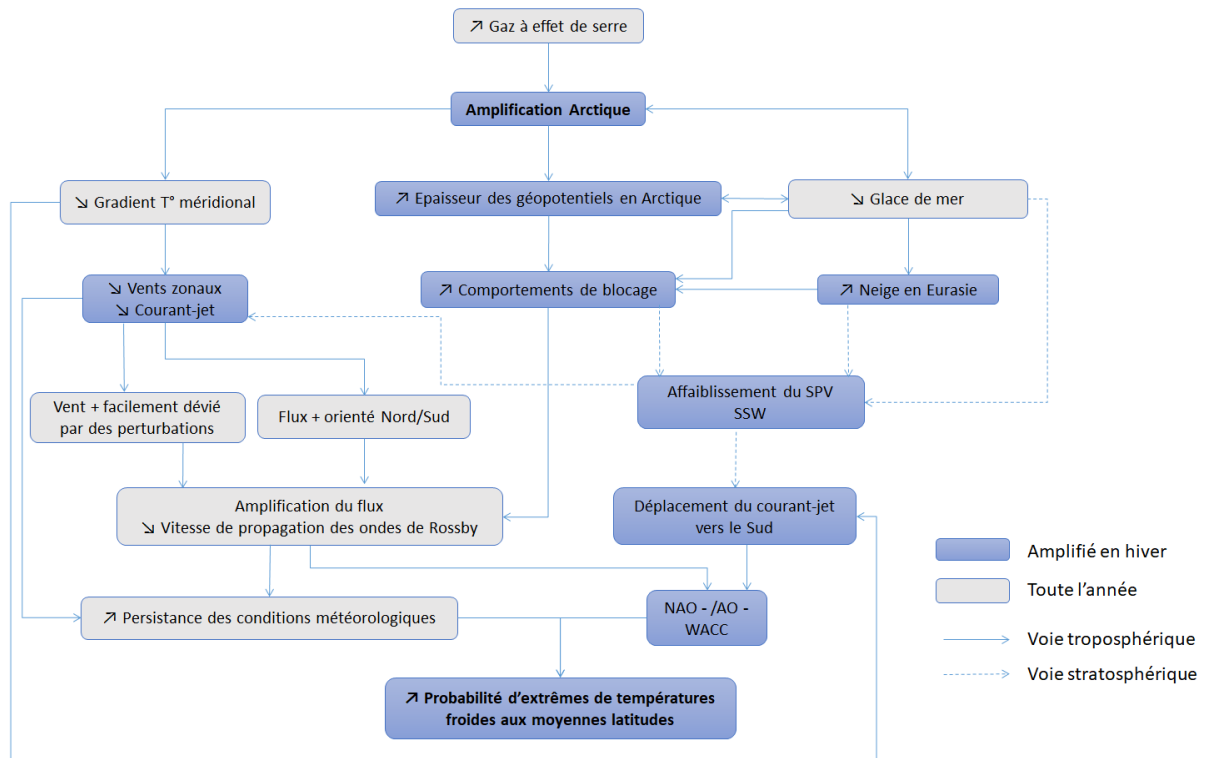


FIGURE 2.7 – Schéma conceptuel des liens entre l'amplification arctique et les extrêmes de basses températures aux moyennes latitudes. Sigles utilisés : *Stratospheric Polar Vortex* (SPV), *Sudden Stratospheric Warming* (SSW), *North Atlantic Oscillation* (NAO), *Arctic Oscillation* (AO), *Warm Arctic Cold Continent* (WACC). Inspiré de Vihma (2014) et Overland *et al.* (2016).

Dans les modèles climatiques, le couplage entre la troposphère et la stratosphère semble alors nécessaire pour pouvoir simuler correctement ces effets en décalage temporel. Sans considérer la stratosphère, le courant-jet ne se déplacerait que de moitié en distance vers le sud (Wu et Smith, 2016). Par ailleurs, les modèles avec une faible (haute) résolution verticale stratosphérique et avec une altitude maximale inférieure (supérieure) à la strato-pause montrent une faible (haute) variabilité journalière et interannuelle de la circulation stratosphérique (Charlton-Perez *et al.*, 2013 ; Manzini *et al.*, 2014). Cette variabilité joue un rôle dans la simulation d'affaiblissement du SPV et dans la variabilité du courant-jet troposphérique des modèles climatiques (Charlton-Perez *et al.*, 2013 ; Manzini *et al.*, 2014). D'autre part, la différence de couplage troposphère-stratosphère entre les modèles pourrait être à l'origine des conclusions divergentes des études de modélisation (Zhang *et al.*, 2018).

En ce qui concerne les réponses du climat des moyennes latitudes, il y aurait une dépendance géographique (Sun *et al.*, 2015; Screen, 2017; McKenna *et al.*, 2018; Screen *et al.*, 2018) et une dépendance à la quantité (McKenna *et al.*, 2018) de la diminution de glace de mer ainsi qu’une sensibilité géographique aux comportements de blocage sur les réponses stratosphériques et par conséquent troposphériques (Nishii *et al.*, 2011). Certains auteurs montrent un affaiblissement du SPV relativement faible à cause d’actions opposées au niveau de la propagation verticale d’ondes planétaires vers la stratosphère provenant de régions géographiques différentes (Sun *et al.*, 2015). Une perte de glace dans les mers de Barents-Kara (Bering-Tchouktches) a tendance à affaiblir (renforcer) le SPV, déplaçant ainsi le courant-jet troposphérique vers le sud (nord) indirectement et posant la circulation troposphérique sous une phase négative (positive) de l’AO (Alexander *et al.*, 2004; Luo *et al.*, 2016; McKenna *et al.*, 2018). Cependant, si la perte de glace de mer est très importante dans n’importe quel secteur arctique, la voie troposphérique l’emporte sur la voie stratosphérique en démontrant une phase négative de l’AO de la circulation atmosphérique (McKenna *et al.*, 2018). De la même manière, les anticyclones de blocage se développant sur l’Atlantique Nord (le Pacifique Nord ou l’extrême orient de l’Asie) ont tendance à augmenter (diminuer) la propagation d’ondes planétaires vers la stratosphère, en affaiblissant (renforçant) le SPV (Nishii *et al.*, 2011). Par conséquent, les anticyclones de blocage qui mènent au refroidissement de la stratosphère pourraient tout simplement annuler statistiquement l’effet de ceux qui mènent à son réchauffement (Nishii *et al.*, 2011).

La réponse en température de chaque région des moyennes latitudes de l’hémisphère Nord peut être considérée comme la combinaison d’un effet général lié à la circulation atmosphérique à grande échelle ainsi qu’un effet régional associé à une perte de glace de mer locale (McKenna *et al.*, 2018). En ce qui concerne tous les liens entre l’AA et le climat des moyennes latitudes, le chemin le plus robuste et le plus admis par l’ensemble des experts est la propagation d’ondes de Rossby excitées par la diminution importante de glace dans les mers de Barents-Kara (Boisvert *et al.*, 2015), provoquant une expansion et une intensification de l’anticyclone sibérien ce qui engendre des hivers asiatiques froids (Honda *et al.*, 2009; Mori *et al.*, 2014; Overland *et al.*, 2021). Le réchauffement très important dans les mers de Barents-Kara est également associé à des hivers froids en Europe, formant le WACE (Outten et Esau, 2012; Luo *et al.*, 2016). Les vagues de froid au centre et à l’est de l’Amérique du Nord seraient causées par une circulation troposphérique constituée de crêtes à l’ouest et de thalwegs à l’est et amplifiée par les déplacements du SPV (Vihma, 2014; Overland *et al.*, 2021). Par ailleurs, des corrélations positives existent entre la perte de glace dans les mers de Bering-Tchouktches et les vagues de froid sur la côte est de l’Amérique du Nord (SROCC, 2019; Cohen *et al.*, 2020).

2.2.2 Été

Le climat des moyennes latitudes en lien avec l’AA a peu été étudié en été comparé à l’hiver, ce qui n’empêche pas que des preuves indéniables existent néanmoins (Coumou *et al.*, 2018, Cohen *et al.*, 2020). Bien que l’AA est plus importante en hiver qu’en été (Dai *et al.*, 2019), pourquoi les mécanismes et les réponses seraient-ils différents ?

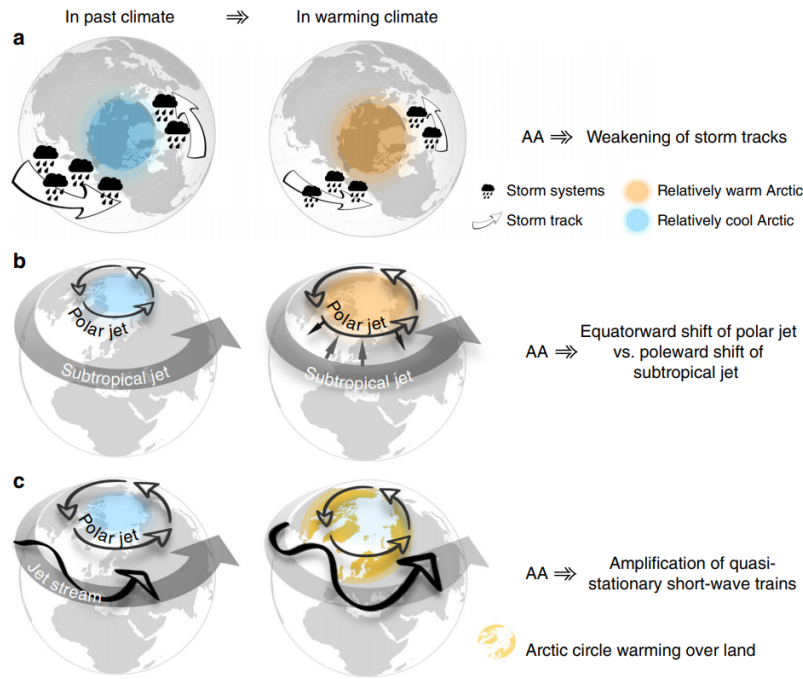


FIGURE 2.8 – Schéma des différents mécanismes proposés à la suite de l’AA en été : a : affaiblissement des *storm tracks*; b : affaiblissement et déplacement des courants-jets; c : amplification des ondes quasi-stationnaires de Rossby par résonance. Provient de Coumou *et al.* (2018).

Tout d’abord, le contraste de température entre le continent et l’océan Arctique est inversé en été comparé à l’hiver. En effet, la partie continentale arctique subit une grande perte de neige tôt dans l’année, ce qui diminue son albédo de surface et réduit l’évaporation, réchauffant l’air en surface beaucoup plus que l’océan Arctique. Les régions avec la plus grande anomalie de géopotentiels sont d’ailleurs ces régions continentales (Coumou *et al.*, 2018; Cohen *et al.*, 2020). Ce contraste forme un système de double-jets avec un courant-jet sub-polaire et un courant-jet sub-tropical (Kornhuber *et al.*, 2017). Par ailleurs, la circulation estivale aux moyennes latitudes est plus faible et plus barotrope comparé à l’hiver. De plus, les courants-jets sont orientés davantage zonalement, ce qui peut former des ondes circumglobales (*CircumGlobal Wave Trains* (CGWT)). Ensuite, la circulation estivale est moins sensible à l’influence tropicale car les alizés tropicaux renforcés en été freinent les ondes planétaires se dirigeant vers les pôles et parce que l’ENSO (*El Niño Southern Oscillation*) est plus faible pendant l’été boréal (Coumou *et al.*, 2018). Finalement, en été, l’AA influence le climat des moyennes latitudes uniquement par une voie troposphérique, étant donné que le SPV y est absent (Kidston *et al.*, 2015).

Trois mécanismes ont pu être détectés pour l’affaiblissement de la circulation atmosphérique estivale qui engendrerait des conditions météorologiques persistantes : l’affaiblissement des *storm tracks*, l’affaiblissement et le déplacement des courants-jets, et une amplification des ondes quasi-stationnaires de Rossby par résonance (Fig. 2.8) (Coumou *et al.*, 2015; Coumou *et al.*, 2017; Coumou *et al.*, 2018).

L’affaiblissement des *storm tracks* se fait par une réduction de l’énergie cinétique

des tourbillons. L'énergie cinétique associée à des tourbillons synoptiques transitoires est directement liée à des événements extrêmes, car elle définit la variabilité de la météorologie à l'échelle mensuelle. La réduction de l'énergie cinétique des tourbillons est causée par la diminution du cisaillement vertical du vent associée à l'affaiblissement du vent zonal, en altitude principalement. En effet, le vent thermique est affaibli par la diminution du gradient de température (Coumou *et al.*, 2015; Coumou *et al.*, 2017; Coumou *et al.*, 2018).

L'affaiblissement et le déplacement des courants-jets se produisent parce que l'Arctique se réchauffe plus rapidement que les moyennes latitudes. Les courants-jets se forment aux endroits où la différence de température est la plus importante. Le courant-jet sub-polaire est dès lors déplacé vers le sud, d'autant plus que les zones les plus chaudes sont sur la partie continentales en été. L'affaiblissement des courants-jets est simplement causée par la réduction du gradient de température méridional sur l'hémisphère, ce qui affecte le vent thermique. L'affaiblissement du courant-jet permet des conditions météorologiques plus persistantes. Le déplacement du courant-jet sub-polaire vers le sud favorise une interaction entre les deux courants-jets, ce qui peut amener à une résonance d'ondes et former des ondes atmosphériques de grandes amplitudes, en intensifiant les crêtes et thalwegs (Kornhuber *et al.*, 2017; Coumou *et al.*, 2018; Cohen *et al.*, 2020).

L'amplification des ondes quasi-stationnaires de Rossby est également associée à des conditions météorologiques plus persistantes. Il y aurait une augmentation dans le nombre de résonances de ces ondes avec l'AA, amplifiant ces ondes par interférence constructive (Coumou *et al.*, 2015). La résonance se produirait entre des ondes libres et forcées dans les courants-jets des moyennes latitudes (Coumou *et al.*, 2014). D'autre part, le système de double-jets rapproché permet une interaction supplémentaire. En effet, le courant-jet sub-polaire en été est plus zonal mais peut générer des sévères vagues de chaleur à cause de son temps de vie plus long que les perturbations synoptiques (Coumou *et al.*, 2018). A une échelle synoptique, les ondes rapides, quant à elles, diminuent d'amplitude, ce qui permettrait également des conditions météorologiques plus persistantes (Coumou *et al.*, 2017).

Les effets des mécanismes à la suite de l'AA peuvent interagir et s'amplifier (Coumou *et al.*, 2018). Par exemple, la diminution de cyclones peut causer une diminution de la couverture nuageuse et ainsi à de plus hautes températures maximales (Chang *et al.*, 2016). Cela peut produire un îlot de chaleur local qui génère des ondes de longueur d'onde similaire à celle du CGWT, ce qui a pour effet d'interférer de manière constructive avec le CGWT (Coumou *et al.*, 2018).

La réponse estivale à l'AA ne fait également pas consensus. Bien qu'il soit complexe d'en connaître les causes, de plus en plus de vagues de chaleur se produisent sur l'ensemble des moyennes latitudes (Coumou *et al.*, 2018; Cohen *et al.*, 2020). Néanmoins, les récentes vagues de chaleur en Europe, en Russie ou aux Etats-Unis ont été liées à des ondes de grandes amplitudes (Di Capua et Coumou, 2016). De plus, l'activité extra-tropicale estivale des cyclones a diminué les 35 dernières années, en particulier sur le nord-est des États-Unis (Chang *et al.*, 2016), où la fréquence d'extrêmes de chaleur ont augmenté (Fig. 2.9) (Coumou

et al., 2018). Par ailleurs, sur la plupart des régions des moyennes latitudes, la variabilité des températures a augmenté en été. En effet, les températures maximales ont davantage augmenté que les températures minimales, principalement en Eurasie (Fig. 2.9) (Coumou *et al.*, 2018).

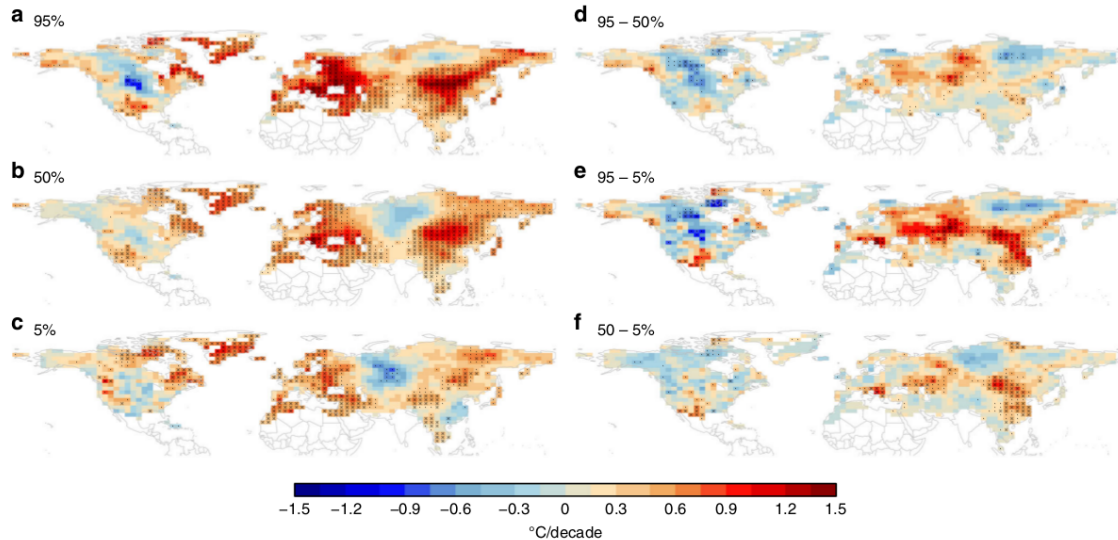


FIGURE 2.9 – Tendence estivale de la température pour la période 1980-2011 au 95ème centile (a), 50ème centile (b), 5ème centile (c) ; d-f montrent les différences au sein de la distribution. Provient de Coumou *et al.* (2018).

2.2.3 Incertitudes

L'AA ayant commencé à se manifester il y a seulement une trentaine d'années, les études utilisant des simulations de modèles climatiques sont nécessaires pour détacher l'effet de la VNI potentiellement présent dans les tendances observées (Vihma, 2014 ; Overland *et al.*, 2016). Ce qui a été cité jusqu'ici montrait les liens potentiels entre l'AA et le climat des moyennes latitudes. Désormais, les incertitudes associées aux divergences des études (Cohen *et al.*, 2020 ; Blackport et Screen, 2020) vont être mis en évidence.

La VNI est la cause la plus importante d'incertitudes, que ce soit au niveau des mécanismes ou de la réponse atmosphérique en tant que telle. Les basses températures eurasiennes pourraient provenir de la VNI des températures de surface de l'océan (*Sea Surface Temperature* (SST)) des mers de Barents-Kara (Wang et Chen, 2021) ou bien de la VNI de la circulation atmosphérique (Ogawa *et al.*, 2018), et seraient par conséquent indépendantes de la perte de glace de mer (McCusker *et al.*, 2016). La tendance du refroidissement hivernal dans l'est de l'Amérique du Nord (Cohen et al, 2020), l'affaiblissement épisodique du SPV (SROCC, 2019 ; Kretschmer *et al.*, 2020) ainsi que les prédictions pour une AO de plus en plus négative et un courant-jet plus sinueux ne sont pas assez importants pour se détacher de la VNI (Overland et Wang, 2018 ; Blackport et Screen, 2020). Finalement, il est important de différencier la VNI de la variabilité forcée par l'AA (Screen *et al.*, 2014 ; Overland *et al.*, 2021) pour pouvoir comprendre la nature de l'influence.

Une autre limite importante est que la perte de glace de mer n'est qu'un facteur parmi d'autres sur l'influence du climat aux moyennes latitudes (Vihma, 2014). Il est alors complexe de déterminer la nature et l'intensité des autres influences (Overland *et al.*, 2016). La variabilité tropicale telles que la Madden-Julian Oscillation, la Quasi-Biennial Oscillation et l'ENSO peuvent influencer l'étendue de glace de mer arctique, la NAO et le SPV (Overland *et al.*, 2021). De plus, une influence de l'Atlantic Multidecadal Oscillation sur le blocage de la Sibérie (Overland *et al.*, 2016 ; Lee *et al.*, 2018) et sur l'augmentation d'événements chauds en été est possible (Johnson *et al.*, 2018). Les moyennes latitudes exercent également une influence sur l'Arctique. Par conséquent, si des liens existent dans les deux sens, il est possible qu'une augmentation de la probabilité d'extrêmes de température aux moyennes latitudes soit causé par le climat des moyennes latitudes lui-même (Overland *et al.*, 2016).

Ensuite, il existe des incertitudes sur la connaissance des mécanismes physiques liant l'AA au climat des moyennes latitudes. En effet, une incertitude réside dans les conséquences de l'affaiblissement des vents zonaux et des *storm tracks* sur la fréquence et persistance des événements extrêmes (Coumou *et al.*, 2018 ; Cohen *et al.*, 2020). Par ailleurs, la façon dont la troposphère est physiquement couplée à la stratosphère n'est pas encore bien connue (Overland *et al.*, 2016). De plus, il n'est pas encore clair et il reste incertain s'il existe réellement un changement dans l'amplitude et la vitesse de ondes de Rossby en hiver, comme en été (Barnes, 2013 ; Di Capua et Coumou, 2016). D'autre part, la fréquence d'événements de blocage n'augmenterait pas significativement dans aucune des saisons (Barnes, 2013), bien que certains auteurs confirment une intensification de l'activité des anticyclones depuis le début du millénaire au niveau de l'Eurasie et de l'Arctique (Zhang *et al.*, 2012 ; Blackport et Kushner, 2017 ; Screen *et al.*, 2018). Enfin, bien que la théorie derrière la résonance des ondes quasi-stationnaires de Rossby est bien fondée, son sens dans le monde réel est toujours débattu (Kornhuber *et al.*, 2017) et son importance comparée à d'autres mécanismes est peu connue (Coumou *et al.*, 2018).

Finalement, les limites auxquelles toutes les études sont confrontées sont liées à la réponse chaotique des moyennes latitudes face à l'AA (Overland *et al.*, 2016). Une partie du désaccord scientifique provient des connections irrégulières et variables dans le temps et l'espace (SROCC, 2019). Par exemple, les changements de circulation atmosphérique aux moyennes latitudes ne réagissent pas linéairement avec les pertes de glace de mer et ne sont pas à chaque fois présents. Par ailleurs, les liens ne peuvent s'établir que sous certaines conditions et sont dépendants de l'état atmosphérique initial, par exemple celui du SPV (Chen *et al.*, 2016 ; Overland *et al.*, 2016). Effectivement, les différences et dépendances géographiques dans les mécanismes et les réponses complexifient les liens (Nishii *et al.*, 2011 ; McKenna *et al.*, 2018). De plus, des connectivités régionales existent mais sont épisodiques (Overland *et al.*, 2016 ; Cohen *et al.*, 2018a). En conséquence de l'ensemble de ces incertitudes, isoler l'effet seul de la perte de glace de mer arctique sur le climat des moyennes latitudes reste encore un défi à relever.

CHAPITRE 3

Méthodologie

Ce chapitre décrit le modèle climatique utilisé (section 3.1.) ainsi que les expériences réalisées à partir de celui-ci (section 3.2.). Afin de comprendre les conséquences de la perte de glace de mer, des variables climatiques (section 3.3.) et des indices d'extrêmes de température (section 3.4.) ont été traités sous le langage informatique Python. Finalement, les différentes échelles spatiales d'analyse (section 3.5.) et la façon dont a été posée la significativité statistique (section 3.6.) sont explicités.

3.1. Modèle

Le modèle climatique global (*global climate model* (GCM)) utilisé est le modèle Integrated Forecasting System (IFS) de l'ECMWF (ECMWF-IFS), basé sur le cycle 43r1 de l'IFS. L'atmosphère, l'océan, la lithosphère et la cryosphère sont couplés. La composante atmosphérique de l'IFS utilise un schéma numérique semi-implicite, semi-Lagrangien (Ritchie *et al.*, 1995), comme de plus en plus de modèles atmosphériques (ECMWF, 2016). Le système continental se base sur l'Hydrology Tiled ECMWF Scheme of Surfaces Exchanges over Land (H-TESSSEL) (Balsamo *et al.*, 2009). La composante océanique est la version 3.4 du Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO3.4). NEMO3.4 est couplé à la deuxième version du Louvain-la-Neuve Sea-Ice Model (LIM2), qui intègre un modèle à trois couches pour la conduction verticale de chaleur au sein de la glace de mer (Fichefet et Morales Maqueda, 1997). Le couplage se déroule toutes les heures entre les différents systèmes.

La configuration de haute résolution du modèle (ECMWF-IFS-HR) a été employée, utilisant la grille Tco399 qui présente une résolution horizontale d'environ 25 km pour l'atmosphère et la grille ORCA025 pour l'océan, d'une résolution de 0.25° . L'atmosphère est divisée en 91 niveaux verticaux, avec un niveau de pression maximale à 0.01 hPa (ECMWF, 2016), ce qui fait de lui un modèle de type *high-top* selon la méthodologie de Charlton-Perez *et al.* (2013). L'océan est divisé en 75 niveaux verticaux. Les résultats analysés sont agrégés, et montrent une résolution de 0.5° de latitude et de longitude. Il existe par conséquent $720 * 180$ cellules dans la grille des résultats de l'hémisphère Nord uniquement, c'est-à-dire 129 600 cellules.

3.2. Expériences

Ce mémoire repose sur deux expériences réalisées selon le protocole défini par le projet européen PRIMAVERA (*PRocess-based climate sIMulation : AdVances in high resolution modelling and European climate Risk Assessment*). La première expérience consiste en une simulation contrôle (CTRL) de 40 années, avec un forçage constant correspondant à l'année 1950. La deuxième expérience, surnommée expérience de perturbation (PERT), utilise le même forçage que celui du CTRL mais avec un albédo de la glace de mer (ainsi que de la neige présente sur la glace) réduit à la valeur de l'océan (0.066) durant l'entièreté de la simulation afin de pouvoir produire une forte réduction de l'étendue de la glace de mer arctique en été. La PERT est réalisée 40 fois, avec les données initiales du début de chaque nouvelle année du CTRL. La durée de la PERT est de 15 mois, soit du 1er janvier jusqu'au 31 mars de l'année suivante (455 jours au total). Ainsi, il existe 40 membres de la PERT avec des données initiales différentes entre elles mais similaires à chaque début d'année du CTRL. Chaque membre de la PERT n'est par conséquent comparé qu'à l'année du CTRL correspondante. 40 membres ont été produits pour prendre en compte la variabilité climatique interne et ceux-ci ne durent que 15 mois pour analyser la réponse à court terme aux moyennes latitudes d'une diminution de glace de mer arctique.

3.3. Variables climatiques analysées

Chaque variable climatique analysée est moyennée par mois et pour tous les membres. Par ailleurs, chaque indice de températures extrêmes est analysé à l'échelle mensuelle sur toute la durée de la simulation (15 mois), afin de détecter la variabilité au sein des saisons, car les voies troposphérique et stratosphérique des mécanismes liant l'AA au climat des moyennes latitudes se font à des échelles de temps différentes en hiver, de quelques jours à 3 mois (Overland *et al.*, 2016).

3.3.1 Glace de mer

L'étendue de la glace de mer est définie telle que la somme des surfaces des cellules de la grille dépassant le seuil de 15% de concentration de glace de mer. Ce seuil de 15% n'affecte quasi pas les résultats comparé à une prise en compte de toutes les surfaces de glace de mer (seuil à 0%) (Annexe 2). A l'échelle géographique, c'est la concentration qui est analysée entre la PERT et le CTRL, afin de pouvoir déterminer une dépendance géographique possible de la réponse climatique.

3.3.2 Géopotential

Pour analyser la réponse de la circulation troposphérique (stratosphérique), la hauteur du géopotential à 500 hPa (10 hPa) a été utilisée. Le géopotential correspond à la variation d'énergie potentielle d'une masse unitaire quand elle passe du niveau de la mer à son niveau d'altitude (Triplet et Roche, 1986). Par extension, cela correspond à l'épaisseur [dm] d'une couche atmosphérique définie par la différence entre un niveau de pression constant et

la surface terrestre. Plus la température moyenne d'une couche est élevée (faible), moins (plus) cette couche est dense, plus (moins) elle s'étend, plus la différence de géopotentiel des extrémités de la couche est élevée (faible) (Triplet et Roche, 1986). De par la force fictive de Coriolis et du gradient de température, les vents auront tendance à s'écouler le long des isohypses¹ en laissant les hauts (bas) géopotentiels sur leur droite (gauche) dans l'hémisphère Nord. C'est pourquoi, étant donné le gradient méridional de température, les vents proviennent généralement de l'ouest aux moyennes latitudes. Des cartes à l'échelle mensuelle pour la moyenne des 40 années du CTRL, de la PERT et de PERT-CTRL ont été produites pour détecter les réponses locales de la circulation atmosphérique.

3.3.3 Température moyenne mensuelle

Avant d'analyser les extrêmes de température, il est important d'analyser la tendance des températures moyennes (TM), afin d'établir si des changements dans les événements extrêmes sont uniquement liés à un simple déplacement de la distribution des fréquences observées, ou au contraire, à un changement de la distribution des fréquences observées.

3.4. Indices de températures extrêmes

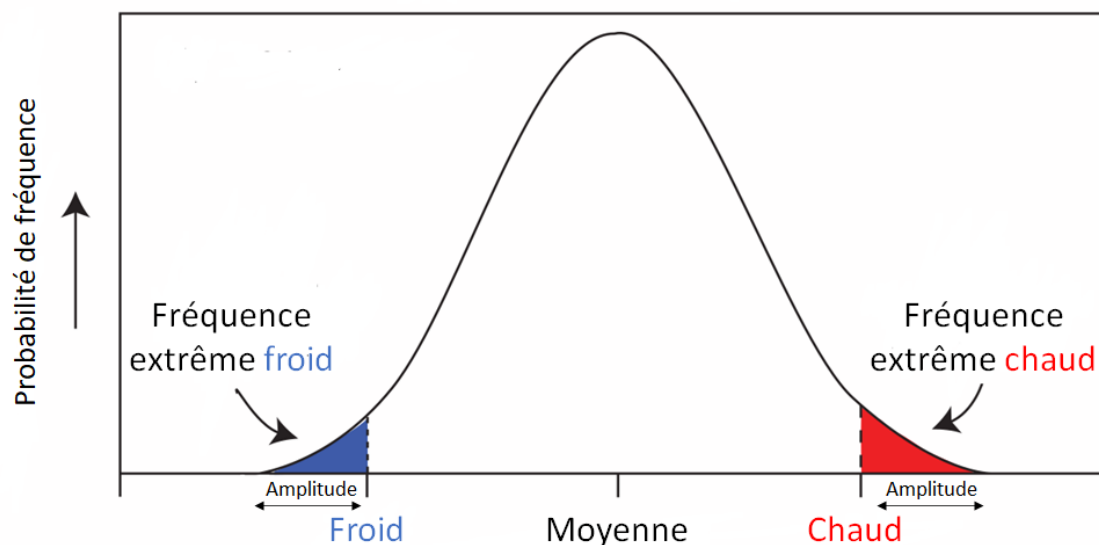


FIGURE 3.1 – Qu'est-ce qu'un extrême de température ? Distribution de la probabilité de la température journalière. Modifié de Zhang *et al.* (2011).

Dans la littérature, les indices d'extrêmes les plus utilisés sont les 27 indices proposés par l'*Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (ETCCDI) (WMO, 2009). Parmi ceux-ci, 16 indices d'extrêmes concernent la température. Ces indices caractérisent la fréquence, l'amplitude et la persistance des extrêmes de température. La fréquence représente le nombre de fois qu'un extrême de température se produit, ou graphiquement la surface colorée sur la figure 3.1. L'amplitude représente la gamme d'extrêmes entre le seuil

1. Courbe d'égal géopotentiel des surfaces isobares

TABLE 3.1 – Définitions des indices d’extrêmes de température traités, **en grisé** analysés.

Type	Indice	Description	Définition	Unité
Variabilité journalière	DTR	Diurnal Temperature Range	Différence moyenne entre TX et TN	°C
Amplitude	TXn	Coldest Day	Valeur mensuelle minimale de TX	°C
	TNx	Warmest Night	Valeur mensuelle maximale de TN	°C
	TXx	Warmest Day	Valeur mensuelle maximale de TX	°C
	TNn	Coldest Night	Valeur mensuelle minimale de TN	°C
Fréquence	TX10	Cold Day Frequency	Pourcentage de jours quand $TX < TX_{10}$	%
	TN90	Warm Night Frequency	Pourcentage de jours quand $TN > TN_{90}$	%
	TX90	Warm Day Frequency	Pourcentage de jours quand $TX > TX_{90}$	%
	TN10	Cold Night Frequency	Pourcentage de jours quand $TN < TN_{10}$	%
Persistance	HWDI	Heat Wave Duration Index	Pourcentage de jours consécutifs d’au moins 6 jours quand $TN < \overline{TN} - 5^{\circ}\text{C}$	%
	CWDI	Cold Wave Duration Index	Pourcentage de jours consécutifs d’au moins 6 jours quand $TX > \overline{TX} + 5^{\circ}\text{C}$	%
	WSDI	Warm Spell Duration Index	Pourcentage de jours consécutifs d’au moins 6 jours quand $TX > TX_{90}$	%
	CSDI	Cold Spell Duration Index	Pourcentage de jours consécutifs d’au moins 6 jours quand $TN < TN_{10}$	%

Note : TN (TX) est la température minimale (maximale) journalière. TN_{10} (TX_{10}) représente le 10ème centile de TN (TX), TN_{90} (TX_{90}) représente le 90ème centile de TN (TX). Ceux-ci sont calculés pour chaque jour du calendrier des 40 années du CTRL utilisant une fenêtre de 5 jours. $\overline{TN}$ ($\overline{TX}$) représente la moyenne de TN (TX) calculée pour chaque jour du calendrier des 40 années du CTRL utilisant une fenêtre de 5 jours. Les 7 indices analysés en français : DTR - Étendue journalière de température ; TXx - Jour le plus chaud ; TNn - Jour le plus froid ; TX90 - Fréquence de jours chauds ; TN10 - Fréquence de jours froids ; WSDI - Indice de durée de vague de chaleur ; CSDI - Indice de durée de vague de froid.

défini en tant qu’extrême et la valeur la plus extrême. Plus un événement de température est extrême, plus son amplitude est élevée (Fig. 3.1). La persistance caractérise la durée des événements extrêmes. Sa nature est temporelle. Ces 16 indices sont les plus communs bien que d’autres types d’indices d’extrêmes de température existent également (Gleason *et al.*, 2007 ; Nairn et Fawcett, 2015) et que la forme de la distribution des températures (variance, coefficients d’aplatissement et d’assymétrie) a été analysée à plusieurs reprises dans le passé (Simolo *et al.*, 2010 ; Simolo *et al.*, 2011 ; McKinnon *et al.*, 2016). La plupart des études utilisant ces extrêmes sont des études d’observation ayant besoin de correction pour éviter les problèmes de frontières (Zhang *et al.*, 2005). Aucune méthode de correction est utilisée ici car les périodes de la PERT et du CTRL sont identiques.

Parmi les 16 indices d’extrêmes de température proposées par l’ETCCDI, des seuils de température sont utilisés, de manière absolue ou relative. La manière absolue utilise un seuil numérique fixe, par exemple l’indice des nuits tropicales considère le nombre de jours dont la température minimale dépasse le seuil de 20°C. En moyennant les différences entre la PERT et le CTRL, il pourrait y avoir une différence de nombres de jours, ce qui peut être intéressant au niveau sociétal et environnemental. Par exemple, si le risque de décès humain ou d’une espèce du monde vivant est connu lors de nuits tropicales, connaître la différence entre la PERT et le CTRL est une information primordiale de prévention. Cependant, ces seuils basés sur des seuils physiques, hydrologiques ou biologiques ne prennent pas en considération la forme de la distribution des températures et n’ont pas

la même pertinence en fonction de la région géographique analysée. En effet, l'indice des nuits tropicales pourrait être pertinent en été à Marseille mais insignifiant à Helsinki, par exemple. Dès lors, dans le but d'analyser et de comparer ces indices dans l'espace, la manière absolue n'est pas analysée. Le seuil posé de manière relative à la distribution des températures est par conséquent préféré ici, par exemple en considérant le 90ème centile de la distribution des températures maximales journalières. Bien que ce seuil ne permet pas de visualiser des barrières physiques, hydrologiques ou biologiques, il en prend en considération les variabilités locales. Par ailleurs, la niche des êtres vivants dépend du climat et ceux-ci sont dès lors adaptés au climat local (WMO, 2009).

Parmi les 16 indices, les 11 indices de type relatif ont été gardés et 2 autres indices d'extrêmes de température (HWDI et CWDI) caractérisant la persistance ont été ajoutés à cette liste (You *et al.*, 2013; Li *et al.*, 2018) (Table 3.1).

Voici plus de précision en ce qui concerne la façon dont sont calculés les indices utilisant des seuils. La valeur de chaque jour du calendrier est comparée au seuil du 10/90ème centile basé sur une distribution de 5 jours encadrant le jour du calendrier pour chacune des 40 années, c'est-à-dire au total 200 jours (40 années x 5 jours). Le 10ème (90ème) centile signifie qu'au sein de cette distribution, 10% (90%) des 200 jours, c'est-à-dire 20 jours (180 jours), ont cette valeur ou moins. Une fenêtre de 5 jours est considérée afin d'avoir une meilleure représentation de la variabilité de la température pour la période donnée et pour avoir un échantillon suffisamment important pour calculer le seuil. Une fenêtre trop grande montrerait une variabilité trop importante, ne correspondrait pas aux températures habituelles du jour donné et provoquerait une dépendance trop importante des données entre elles. L'extrême est donc bien relatif au climat de la période de l'année et non relatif à l'année dans son entièreté (Zhang *et al.*, 2011). Les indices relatifs prennent alors en considération la variabilité locale et temporelle.

Voici un exemple pour le calcul du seuil le 17 février pour TN_{10} . Le 10ème centile est calculé sur base de la température minimale (TN) des 15, 16, 17, 18 et 19 février de chacune des 40 années du CTRL (Fig. 3.2). Ensuite, pour déterminer le TN_{10} du 17 février de la première année de la PERT, la TN du 17 février de la première année de la PERT est comparée au seuil préalablement calculé dans le CTRL (TN_{10}). Si elle est inférieure au seuil, elle est comptabilisée; si elle est supérieure au seuil, elle ne l'est pas (Fig. 3.2). Ceci peut être fait pour chaque jour du mois de février, avec un seuil différent pour chaque jour calculé en fonction du jour correspondant. Le nombre de jours, au sein du mois de février pour la première année de la PERT, dont chaque TN est inférieure au seuil (TN_{10}) spécifique de chaque jour, est totalisé et divisé par le nombre total de jours en février (28 unités car les 29 février n'ont pas été considéré). TN_{10} en février de la première année du CTRL peut également être calculé en se référant aux mêmes seuils. Par la suite, le TN_{10} du mois de février de la première année du CTRL peut être soustrait au TN_{10} du mois de février du premier membre de la PERT pour pouvoir détecter les différences entre la PERT et le CTRL. Enfin, pour prendre en compte la VNI, ceci est réalisé pour les 40 membres du CTRL et de la PERT. La moyenne des 40 résultats met alors en évidence l'effet de la fonte de glace de mer arctique sur la fréquence de nuits froides en février pour un endroit donné.

Par exemple, si la différence moyenne entre la PERT et le CTRL est de 3.57% pour le mois de février pour TN10 à l'endroit donné, cela signifie qu'il y a 3.57% de nuits froides en plus en février (une nuit), en réponse à la perte de glace de mer arctique.

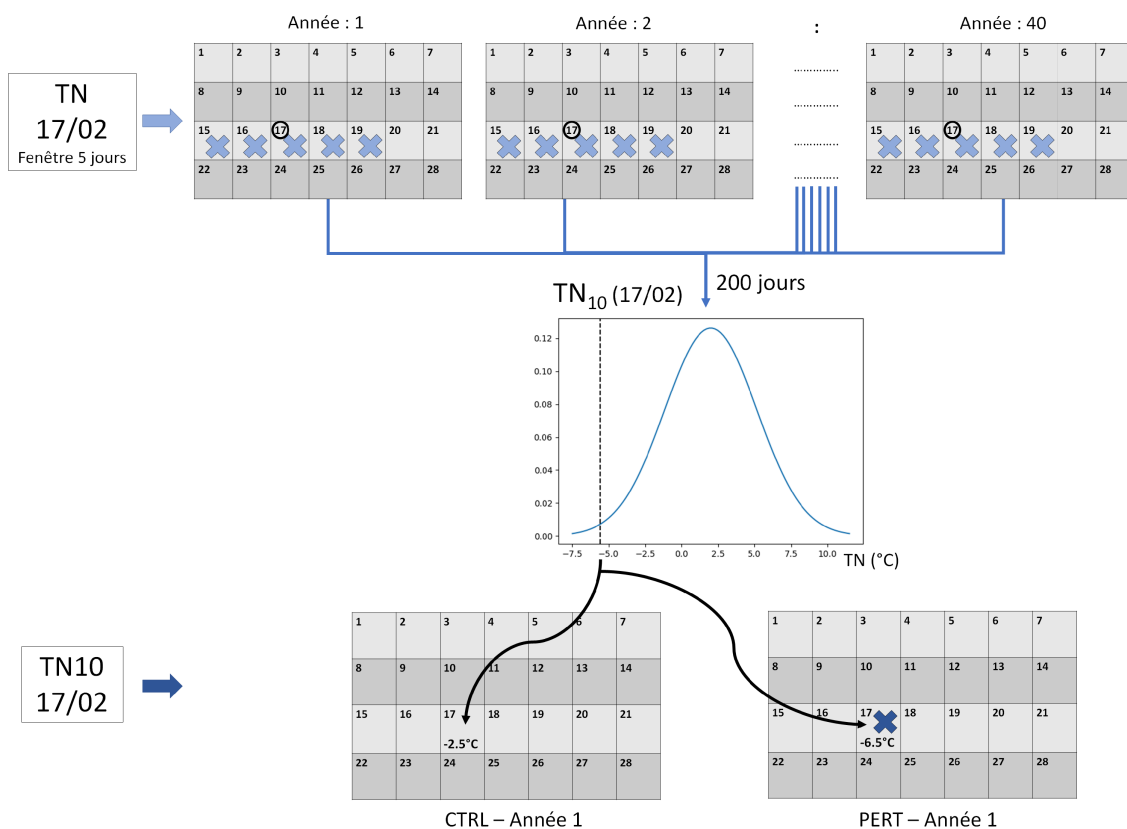
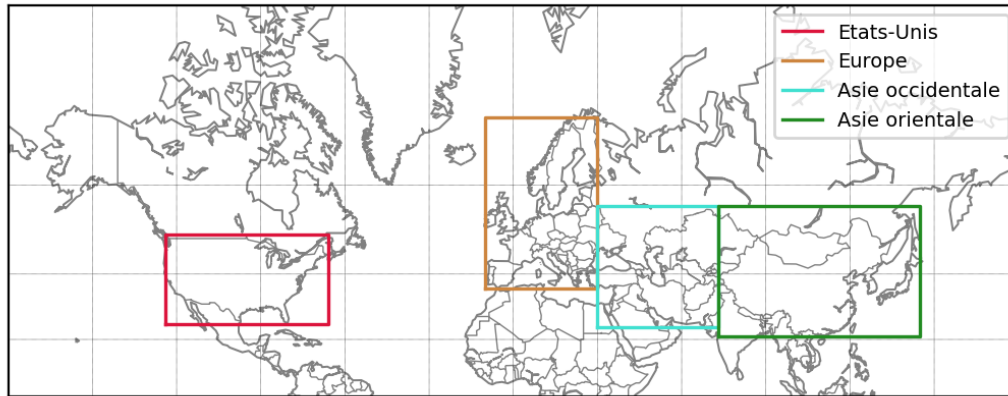


FIGURE 3.2 – Schéma explicatif du traitement de TN10 pour le 17 février.

Les indices de persistance se basent sur les mêmes seuils que les indices de fréquence en ajoutant l'effet de durée de l'extrême. Dès qu'au minimum six jours consécutifs observent des valeurs qui dépassent les seuils, ces jours peuvent être comptabilisés et ensuite divisés par le nombre de jours du mois, comme pour les indices de fréquence. Si un événement extrême se produit en couvrant deux mois et qu'il dure au moins 6 jours, le nombre de jours comptabilisé pour un mois ne prend en compte que les jours au sein du mois. Il est donc possible qu'il y ait moins de 6 jours comptabilisés pour un même mois. Ces indices de seuil ne sont pas en nombre de jours mais bien en pourcentage car l'analyse des indices est mensuelle, ce qui implique que le nombre de jours varie en fonction des mois. Dès lors, les pourcentages permettent une comparaison directe entre les mois. Les indices HWDI/CWDI n'ont pas été analysés en profondeur car le seuil d'extrême dépend de la différence de 5°C établie arbitrairement, avec la moyenne de TX/TN (Table 3.1), alors que l'extrême défini précédemment dépend de la distribution (Fig. 3.1). En effet, ces indices n'ont pas du tout la même pertinence en fonction du mois et de la région géographique analysée. En ce qui concerne les indices d'amplitude, aucun seuil n'est établi. Il est juste question de connaître les valeurs les plus extrêmes à l'échelle mensuelle. Cela ne permet pas de mesurer l'intensité des événements extrêmes du mois mais plutôt de mesurer l'intensité des événements les plus extrêmes du mois. Grâce à l'analyse de la variabilité journalière,

TABLE 3.2 – Régions mondiales.

Régions	Latitude inférieure	Latitude supérieure	Longitude inférieure	Longitude supérieure
Etats-Unis	25°N	50°N	124°O	66°O
Europe	36°N	70°N	10°O	30°E
Asie occidentale	24°N	56°N	30°E	73°E
Asie orientale	21°N	53°N	73°E	145°E



seulement 2 indices d’amplitude et 2 indices de fréquence sont finalement analysés. En effet, étant donné que la variabilité journalière moyennée sur le mois est faible pour la plupart des mois (section 4.1.3), les comportements de TX_n (TX_x) et TN_n (TN_x) sont similaires. De la même manière, les TX_{10} (TX_{90}) et TN_{10} (TN_{90}) donnent une information semblable pour la plupart des mois (Annexes 3 et 4). Par conséquent, les extrêmes froids (chauds) de températures basses (élevées) ont été préférés aux extrêmes chauds (froids) de températures basses (élevées) car la société est davantage impactée par ceux-là (Ayarzagüena et Screen, 2016).

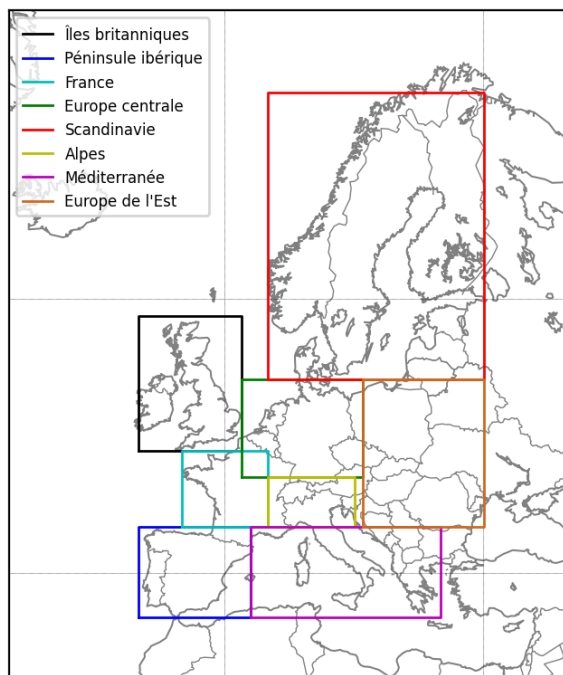
3.5. Régions analysées

L’analyse réalisée se fait du plus général au plus particulier, en agrandissant l’échelle à chaque étape. La première analyse se base sur des cartes de l’hémisphère Nord, avec une résolution de 0.50° en latitude et longitude, afin d’observer les résultats au niveau de l’Arctique mais également au niveau de l’ensemble des moyennes latitudes. L’analyse est alors relativement descriptive en permettant de détecter les tendances spatiales ainsi que les *hot/cold spots* de certaines variables ou indices.

Ensuite, l’analyse devient davantage quantitative avec une échelle régionale continentale (Table 3.2). Cela permet de comparer les résultats des différentes régions du monde et de comparer les résultats avec la littérature qui se base généralement sur l’Amérique du Nord, l’Europe et l’Asie orientale, bien que certains ne considèrent pas une délimitation précise de ces régions (Screen et Simmonds, 2014). Ici, les boîtes ont été définies en fonction de la densité de population des zones. C’est pourquoi la Sibérie n’est pas analysée par exemple car très peu de personnes y vivent. Bien que le climat affecte l’environnement dans ces régions, l’influence sur l’être humain a été préférée pour l’analyse. L’Amérique du Nord est ainsi limitée aux Etats-Unis, en prenant également en compte les villes fortement peuplées

TABLE 3.3 – Régions européennes selon Christensen et Christensen (2007).

Régions	Latitude inférieure	Latitude supérieure	Longitude inférieure	Longitude supérieure
Îles britanniques	50°N	59°N	10°O	2°E
Péninsule ibérique	36°N	44°N	10°O	3°E
France	44°N	50°N	5°O	5°E
Europe centrale	48°N	55°N	2°E	16°E
Scandinavie	55°N	70°N	5°E	30°E
Alpes	44°N	48°N	5°E	15°E
Méditerranée	36°N	44°N	3°E	25°E
Europe de l'Est	44°N	55°N	16°E	30°E



du Canada comme Vancouver et Montréal, et la partie nord du Mexique. L'Asie occidentale inclut le Pakistan, l'Afghanistan, l'Iran ou encore des régions densément peuplées du sud-ouest de la Russie. L'Asie orientale comprend les régions les plus peuplées du monde telles que la Chine, une partie de l'Inde et également le Japon. L'Europe se base sur les limites extérieures des régions géographiques de l'Europe de Christensen et Christensen (2007), c'est pourquoi elle comprend des régions peu peuplées comme la Laponie dans le nord des pays nordiques.

Enfin, une attention particulière est donnée aux régions géographiques de l'Europe. Celles-ci sont à des échelles nationales et multinationales (Table 3.3) et se basent sur la typologie de Christensen et Christensen (2007), dont le climat est relativement homogène au sein de chaque région.

A l'intérieur de ces différentes régions continentales et multinationales, les parties océaniques ne sont pas considérées dans l'analyse quantitative des variables et des indices d'extrêmes de température afin de mettre davantage l'attention sur les parties continentales où vit la population. Pour chaque indice, les valeurs des variables ou indices des cellules continentales de la région ont été moyennées en prenant en compte la distorsion spatiale de

cette grille. En effet, les cellules de la grille du modèle étant plus petites proche du pôle que proche de l'équateur, une correction par rapport à la latitude a été prise en compte.

3.6. Significativité statistique

Afin de savoir s'il existe des réponses significatives dues à la perte de glace de mer, un test statistique (le test de Kolmogorov-Smirnov) a été appliqué à la PERT et le CTRL. Ce test se base sur la distribution des 40 valeurs de la PERT et des 40 valeurs du CTRL pour chaque mois pour une variable ou un indice donné. L'hypothèse nulle du test stipule que les deux échantillons proviennent de la même distribution continue (Hodges, 1958). Les 40 membres sont un échantillon de la population qui représente toutes les conditions initiales possibles du modèle. Si l'hypothèse nulle est rejetée à cause d'une p-valeur inférieure au seuil de significativité (α), communément posé à 5%, il est déclaré que les deux échantillons ne suivent pas exactement la même loi statistique continue et que les deux échantillons sont significativement différents. Une inférence peut alors être produite pour la population. En bref, le test analyse à quel point la réponse de la PERT est différente du CTRL. Quand la p-valeur est sous le seuil de significativité, cela signifie que la réponse de la PERT est suffisamment différente du CTRL pour que cela ne soit pas arrivé par chance. Les deux simulations sont dès lors significativement différentes l'une de l'autre et la différence n'est pas causée par la VNI mais probablement par la fonte de glace de mer arctique.

3.6.1 Seuil de significativité

Cependant, la probabilité pour que les deux échantillons proviennent de la même distribution, même si elle est très faible et en dessous du seuil de significativité, existe. Plus le nombre de tests statistiques augmente, plus il est probable de commettre l'erreur de rejeter l'hypothèse nulle alors que celle-ci est vraie. Pour 100 tests appliqués de manière indépendante, la probabilité pour qu'au moins 1 test rejette de manière erronée l'hypothèse nulle est de 99,4% (Wilks, 2016). Etant donné que ce test statistique est appliqué en chaque cellule de la grille de l'hémisphère Nord, qui pour rappel comporte 129 600 cellules, il est dès lors certain de commettre de nombreuses erreurs en appliquant simplement un seuil de significativité de 5%.

Des solutions existent prenant en compte le nombre de tests appliqués, telles que le critère de Walker (équation 3.1), mais qui n'auraient pas de sens ici étant donné qu'elles diminuerait le seuil de significativité de manière trop excessive pour l'ensemble des tests d'hypothèses. L'hypothèse nulle ne serait pas rejetée de nombreuses fois alors qu'elle le devrait.

$$\alpha_{walker} = 1 - (1 - 0.05)^{1/129600} = 0.00000035 \quad (3.1)$$

La solution la plus communément utilisée pour appliquer un test statistique un grand nombre de fois est la méthode False Discovery Rate (FDR) développée par Benjamini et Hochberg (1995) (équation 3.2) :

$$p_{FDR} = \max_{i=1,\dots,N} [p_i : p_i \leq (\frac{i}{N})\alpha_{FDR}], \quad (3.2)$$

où p_{FDR} est le seuil de significativité du test d'hypothèse local, p_i est la p-valeur du test d'hypothèse local, i est la place du test d'hypothèse local qui s'étend de 1 à N (ici : 129 600), α_{FDR} est le seuil de contrôle pour le FDR. Préalablement, toutes les p-valeurs des tests d'hypothèses sont ordonnées de manière croissante, ce qui leur donne chacune une place i pour le calcul de p_{FDR} . L'avantage de cette méthode est que le seuil de significativité final varie en fonction de la distribution des p-valeurs et est propre à chaque test d'hypothèse local. Un autre avantage est que la méthode FDR est robuste face à une autocorrélation spatiale importante. Etant donné que les résultats montrent une autocorrélation spatiale élevée, les tests statistiques ne sont pas du tout indépendants entre eux. En appliquant l'équation 3.3, le risque de surinterprétation des résultats est réduit.

$$\alpha_{FDR} = 2\alpha_{global} = 0.10 \quad (3.3)$$

3.6.2 Intervalle de confiance

La méthode FDR n'a pas été appliquée pour l'analyse régionale car les valeurs des cellules d'une région ont été moyennées pour le calcul des indices. Dès lors, un test de Kolmogorov-Smirnov avec un simple seuil de significativité à 5% aurait pu être suffisant. Cependant, afin de comparer visuellement les différentes régions entre elles, des intervalles de confiance sur base d'un seuil à 5% selon la méthode de Monte-Carlo ont été réalisés. L'intervalle de confiance est dès lors identique pour un même mois pour toutes les régions de la même classe (continentales/européennes). Pour appliquer cette méthode, il faut poser l'hypothèse que les distributions des 40 valeurs d'indices de la PERT et du CTRL suivent une distribution normale. La grande majorité des variables climatiques suivent généralement une telle loi statistique (John *et al.*, 2006), les indices de températures extrêmes qui en découlent ont par conséquent été supposés comme suivant cette distribution gaussienne. La méthode de Monte-Carlo se base sur l'équation 3.4 (Robert et Casella, 2013) :

$$-z_{1-\alpha/2} \frac{\sigma}{\sqrt{N}} \leq I \leq z_{1-\alpha/2} \frac{\sigma}{\sqrt{N}}, \quad (3.4)$$

où I représente l'intervalle de confiance, $z_{1-\alpha/2}$ est le quantile de la loi normale réduite équivalant à 1.96 lorsque α vaut 5% et σ et N représentent la variance de l'échantillon et le nombre d'observations de l'échantillon respectivement. La variance de l'échantillon est estimée en moyennant les variances des indices de chaque région, qui sont chacune calculées sur base des 40 (N) valeurs du CTRL. Ainsi, toutes les valeurs des indices (PERT-CTRL) des régions pour un mois donné seront significativement différentes de zéro si elles se situent en dehors de l'intervalle de confiance.

CHAPITRE 4

Résultats et discussion

Ce chapitre montre et discute les résultats en ayant pour but de comprendre ce qu'ils signifient et impliquent (section 4.1.), de définir les forces et les limites de l'étude (section 4.2.) et de proposer des suggestions qui amélioreraient la façon de répondre à la question de recherche (section 4.3.).

4.1. Interprétation des résultats

4.1.1 Réponse de la glace de mer

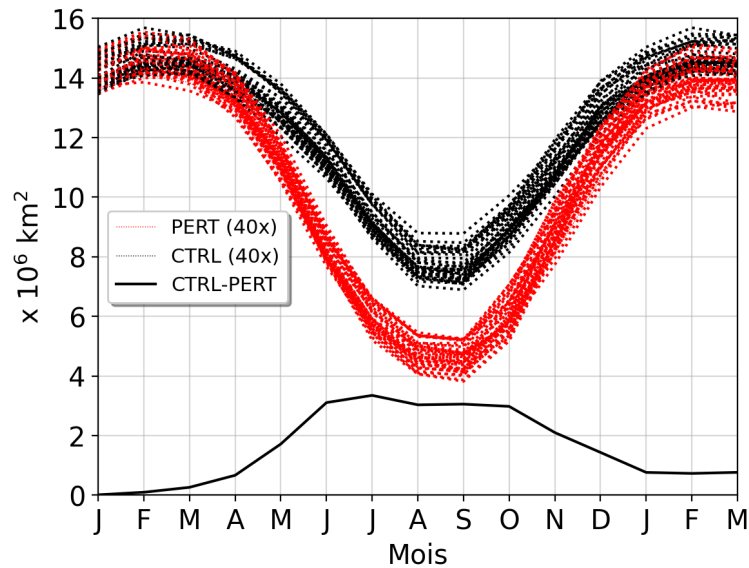


FIGURE 4.1 – Évolution de l'étendue de glace de mer arctique des 40 membres de la PERT et du CTRL. CTRL-PERT se réfère à la différence entre la moyenne des 40 membres du CTRL et la moyenne des 40 membres de la PERT.

En ce qui concerne l'étendue de glace de mer arctique, la moyenne des 40 membres du CTRL est supérieure à la moyenne des 40 membres de la PERT pour tous les mois, excepté le premier mois de la simulation (Fig. 4.1). La perte de glace de mer est plus importante entre juin et octobre, avec une perte moyenne dépassant les 3 millions de km², soit une surface comparable à l'Inde. La diminution d'étendue de glace de mer moyenne la plus importante se situe en juillet, avec une perte approchant les 4 millions de km². Le

minimum d'étendue de glace de mer se situe en septembre, avec une moyenne proche de 8 (4.5) millions de km² pour le CTRL (la PERT). Les années récentes, quand une fonte importante de glace de mer a été observée (comme en 2007, 2015 ou 2020 (Fig. 2.2)), sont comparables à la tendance générale des membres de la PERT. Néanmoins, la variabilité annuelle est plus élevée pour tous les membres de la PERT. La différence de perte de glace de mer s'accélère au printemps et ralentit en automne. L'accélération au printemps est plus rapide que le ralentissement en automne.

L'augmentation (diminution) de perte de glace de mer au printemps (en automne) entre PERT et CTRL peut s'expliquer par l'augmentation (diminution) de l'énergie solaire incidente pour cette saison. Le *feedback* d'albédo-glace (Fig. 2.3) joue un rôle de plus en plus important (secondaire) jusqu'au solstice d'été (d'hiver). C'est pourquoi, en été, l'étendue de glace de mer atteint son minimum. La PERT ayant un albedo de glace de mer plus faible, le *feedback* est d'autant plus puissant pour la PERT, ce qui explique sa sensibilité importante à la perte de glace de mer en été. De plus, le cycle saisonnier est amplifié à cause de la dynamique de la glace de mer (Fichefet et Morales Maqueda, 1997). En effet, la fonte de glace basale étant intensifiée en été, la convection de l'eau de fonte associée provoque de la divergence en surface. La température de surface dans l'hémisphère Nord étant plus importante en été boréal, des morceaux de glace de mer qui dérivent vers l'extérieur de l'Arctique ont davantage tendance à fondre qu'en hiver. Ensuite, que ce soit pour la PERT ou le CTRL, le minimum (maximum) est atteint en septembre (mars), alors que cela ne correspond pas au maximum (minimum) d'énergie solaire. L'inertie thermique de l'océan joue par conséquent un rôle important dans le cycle de l'évolution de l'étendue de la glace de mer ainsi que la durée durant laquelle le flux net en surface est positif, contrôlée par l'insolation.

La perte d'étendue de glace de mer arctique entre le CTRL et la PERT n'est pas homogène spatialement (Fig. 4.2). Le premier mois des simulations montre de faibles différences positives et négatives de façon peu corrélées spatialement. Aucune de ces différences n'est significative. Effectivement, l'albédo modifié dans l'expérience ne peut pas jouer directement un rôle sur la diminution de glace de mer si la région arctique ne reçoit pas ou très peu d'énergie solaire nécessaire à son action.

En février et mars, il existe quelques faibles différences négatives (< 10%) significatives dans la baie d'Hudson. Ensuite, une perte plus importante bien que relativement faible apparaît dans la mer d'Okhotsk en avril. Cette différence est renforcée en mai dans cette mer où la glace devient absente jusqu'en décembre pour la PERT. En mai, les différences entre PERT et CTRL augmentent avec une diminution de l'étendue de glace de mer plus importante en périphérie de l'Arctique central. Du côté eurasien, cette perte de glace de mer s'étend vers le pôle jusqu'en août où elle entoure l'Arctique central et retourne ensuite vers les continents. La contraction et l'extension de la forme spatiale de la perte de glace de mer pourraient être liées à la variation d'énergie solaire reçue. Dès que la nuit polaire est finie, les latitudes proches du cercle polaire reçoivent beaucoup plus d'énergie que celles proches du pôle. Cette différence diminue au fur et à mesure de l'inclinaison de la Terre par rapport au Soleil, ce qui expliquerait l'extension vers le pôle de la perte de glace de mer

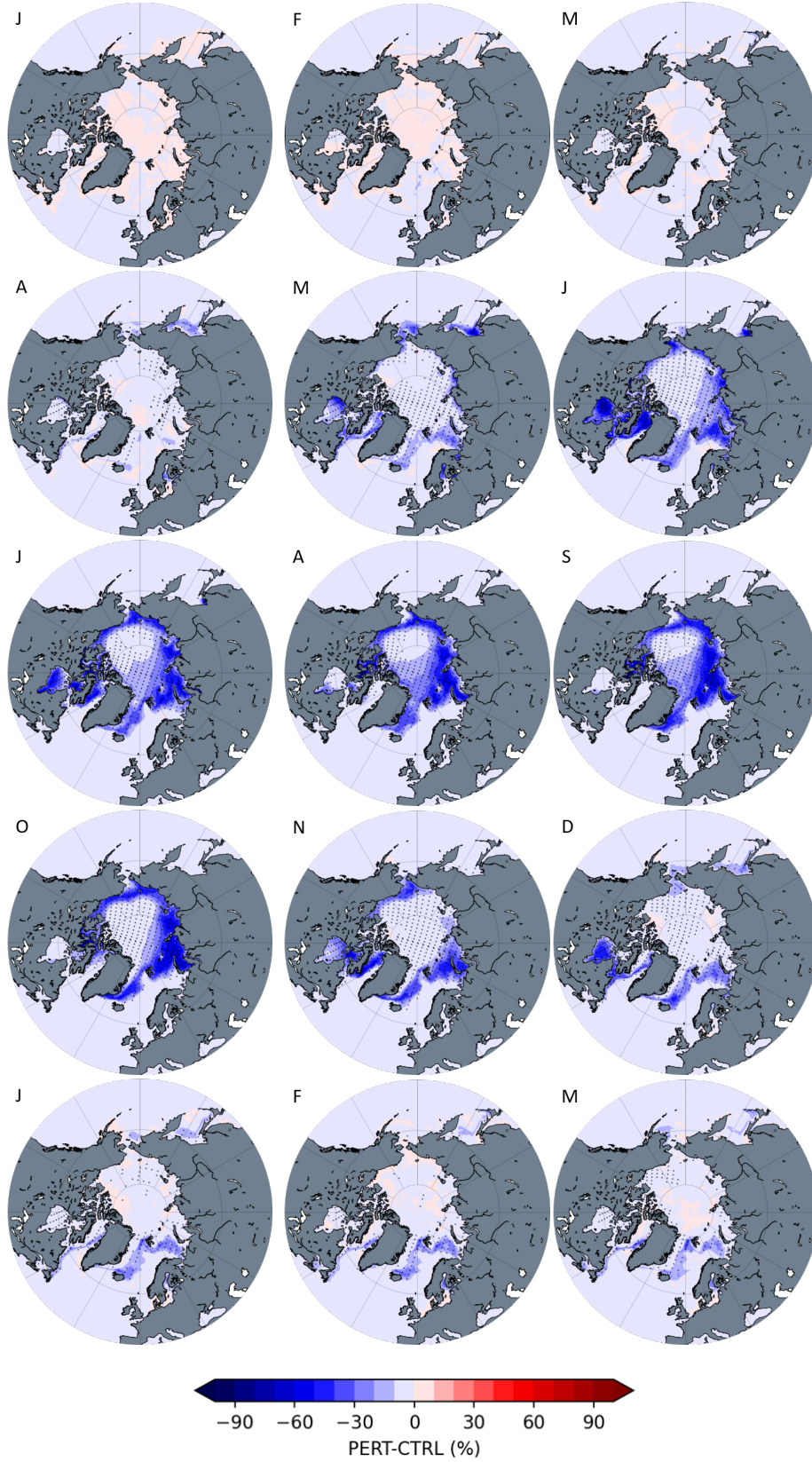


FIGURE 4.2 – Différence moyenne de concentration de glace de mer (%) entre PERT et CTRL pour les 15 mois des simulations, en se référant au total du CTRL. Les croix noires représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative ($\alpha_{\text{général}} = 0.05$, $\alpha_{FDR} = 0.1$).

décrite dans les résultats, puis la contraction lorsque l'inclinaison tend à diminuer. Cette variation de la perte de glace de mer se produit davantage du côté eurasien. Il est possible que cette différence soit causée par le fait que les latitudes des mers côtières eurasiennes sont plus basses que celles des mers côtières américaines. La variation de l'inclinaison solaire aurait par conséquent moins rapidement d'effet.

Du côté américain, les diminutions spatiales restent relativement homogènes de juin à octobre, bien que cela varie dans les baies de Baffin et d'Hudson ainsi que dans la mer de Labrador. Les différences dans la mer de Béring sont relativement faibles durant l'entièreté des simulations. En octobre et novembre, les réductions élevées de glace de mer se produisent de manière dense, au niveau des mers de Barents, de Kara et des Tchouktches. Les différences les plus importantes et les plus régulières se produisent dans les mers du Groenland et de Barents. Ensuite, les pertes dans les mers des Tchouktches, de Kara, de Beaufort et de Laptev sont également importantes mais moins régulières. A la fin des simulations, les différences négatives sont relativement faibles, densément localisées dans la mer du Groenland et dans la mer de Barents.

Les mers de Barents et de Kara sont particulièrement touchées par la diminution de glace de mer tout au long de l'expérience et ceci est également vérifié pour les observations. La littérature tente de l'expliquer par différents mécanismes : une réduction de glace en pré-saison, un export de glace de mer, une augmentation de flux d'eau chaude entrant (Park *et al.*, 2015b), une augmentation du rayonnement infrarouge incident à cause de forçages atmosphériques à distance (Park *et al.*, 2015a) et également l'évaporation même de la surface de ces mers (Boisvert *et al.*, 2015). La réduction importante de glace de mer en pré-saison serait par conséquent le rôle majeur dans cette expérience, étant donné que les autres mécanismes ne sont pas simulés volontairement. L'export de glace de mer pourrait être une explication plausible. Néanmoins, il n'existe pas d'augmentation d'étendue de glace autour de ces mers qui pourrait justifier cette hypothèse à moins que cette glace de mer exportée fonde directement à cause de la température plus importante vers les moyennes latitudes.

4.1.2 Réponses atmosphériques

Durant les trois premiers mois, il n'existe pas ou très peu de pertes de glace de mer significatives (Fig. 4.2). Par conséquent, les réponses atmosphériques générales de ces mois ne sont pas considérées dans l'interprétation.

4.1.2.1 Géopotentiel

La réponse des géopotentiels à 500 hPa (Fig. 4.3) est déterminante pour détecter les changements de circulation troposphérique grâce aux déplacements des centres d'action. Des changements significatifs ne sont présents qu'en mai, avec une diminution des géopotentiels de l'ordre de 5 dam au centre de l'arctique. Les réponses varient fortement entre les différents mois des simulations. En janvier, juillet, décembre, et janvier (13ème mois), il existe un renforcement de la dépression islandaise et de l'anticyclone des Açores, intense pendant les deux mois de janvier. Cela correspond à un régime de NAO+. A l'opposé, en février de

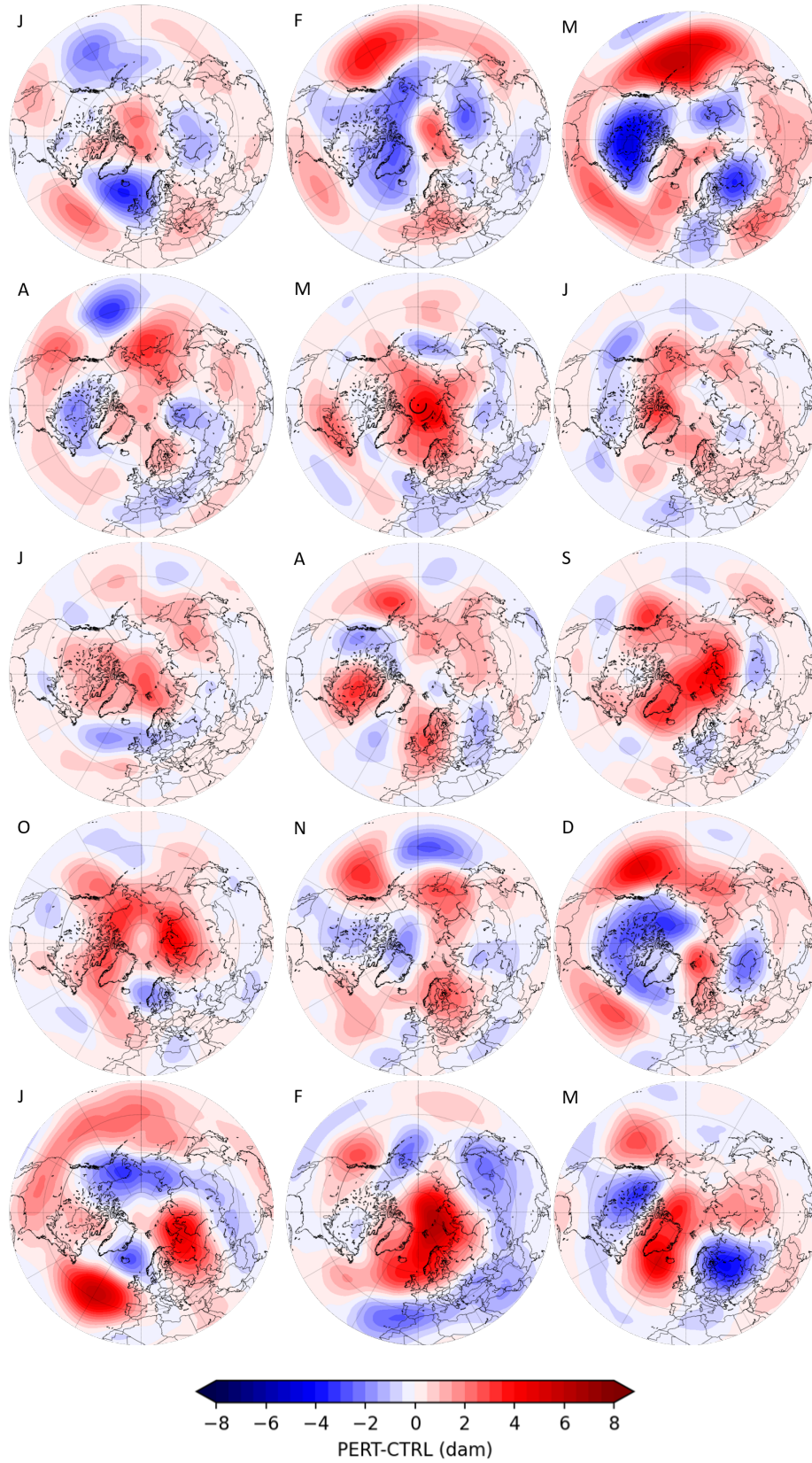


FIGURE 4.3 – Différence moyenne de géopotentiel (dam) à 500 hPa entre PERT et CTRL pour les 15 mois des simulations. Les croix noires représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative ($\alpha_{\text{général}} = 0.05$, $\alpha_{FDR} = 0.1$).

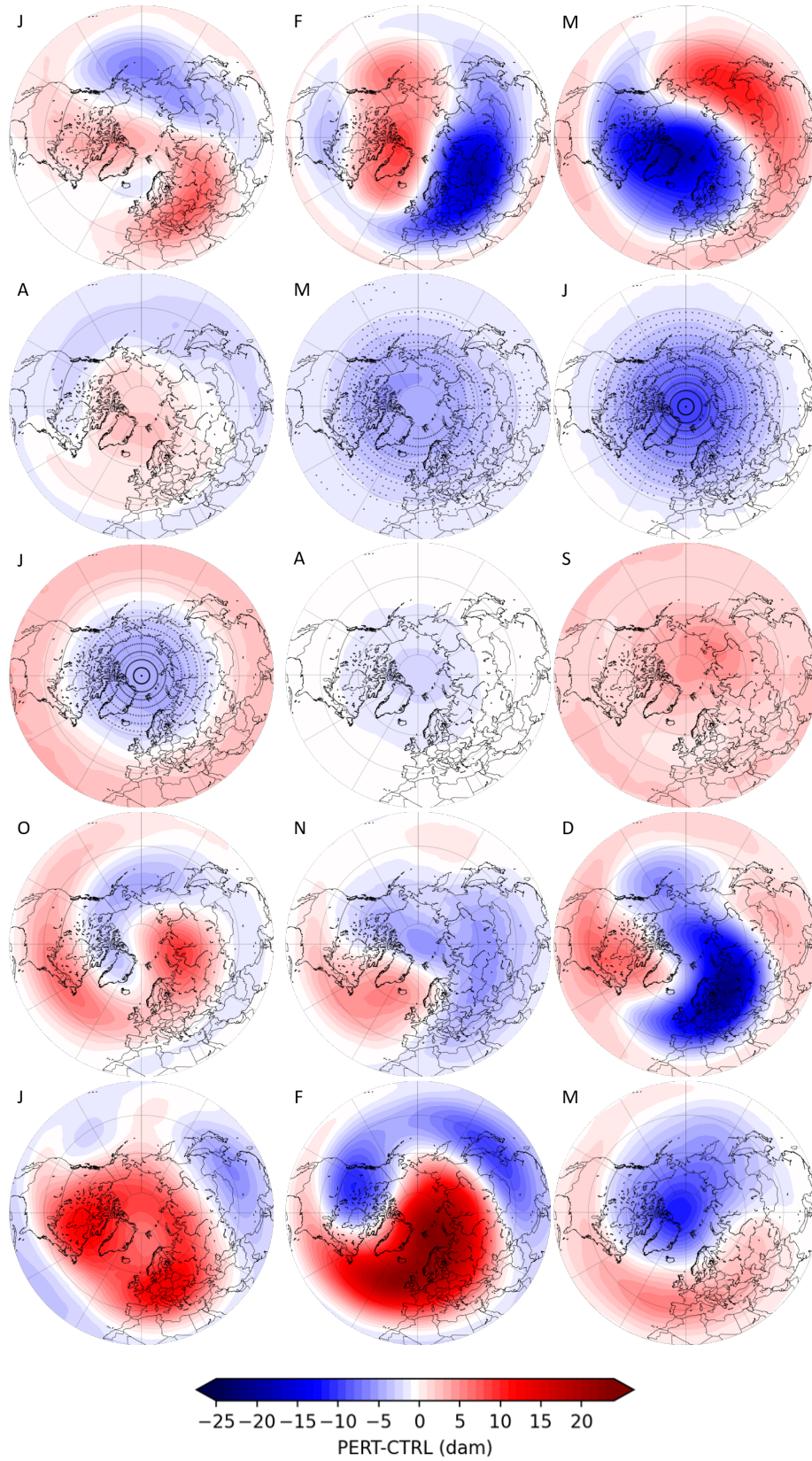


FIGURE 4.4 – Différence moyenne de géopotential à 10 hPA entre PERT et CTRL pour les 15 mois des simulations. Les croix noires représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative ($\alpha_{\text{général}} = 0.05$, $\alpha_{FDR} = 0.1$).

la seconde année (14ème mois), la dépression islandaise et l’anticyclone des Açores sont fortement affaiblis. Pour ce 14ème mois, l’Arctique voit augmenter ses géopotentiels alors que les moyennes latitudes observent le contraire. Ce schéma est observé également en mai, septembre et octobre mais de manière moins intense. Cela correspond à un régime de NAO-/AO-. L’anticyclone sibérien se renforce pendant les mois de mai, septembre, octobre, décembre, janvier (13ème mois) et février (14ème mois). Ce renforcement avec l’augmentation des géopotentiels sur l’Europe du Nord crée un blocage durant les mois de mai, décembre et particulièrement en février (14ème mois). Du côté pacifique, la dépression des Aléoutiennes, se renforce pendant les mois de janvier et février (13ème et 14ème mois), mais s’affaiblit régulièrement : pendant les mois de mars des deux années, de mai, juin, août, septembre, octobre, novembre et décembre. L’anticyclone canadien s’affaiblit en avril, novembre, décembre et mars (15ème mois), alors qu’il se renforce en mai, juin, juillet, septembre et octobre.

En ce qui concerne la stratosphère (Fig. 4.4), les réponses des géopotentiels à 10 hPa les plus intéressantes se produisent pendant les mois hivernaux, quand le SPV est présent, bien que les réponses significatives s’opèrent de mai à juillet uniquement. En février, l’Arctique gagne en géopotentiel contrairement à l’Eurasie. En mars, les géopotentiels sur l’Arctique (le nord-est de l’Asie) sont plus faibles (élevés) dans la PERT que dans le CTRL. En octobre, la Sibérie observe une diminution du géopotentiel pour la PERT contrairement à l’Amérique du Nord. En novembre et décembre, le SPV se renforce. En janvier (13ème mois) et février (14ème mois), le SPV est affaiblit sur le nord-est de l’Amérique du Nord et sur l’Europe. Enfin en mars (15ème mois), le SPV se renforce à nouveau.

4.1.2.2 Température moyenne de l’air en surface

De manière générale, un réchauffement apparaît aux endroits de pertes de glace de mer (Fig. 4.5). Une AA est bien présente durant les simulations. L’Arctique se réchauffe d’avril jusqu’à la fin des simulations. En été, les réponses de glace de mer sont importantes. Pourtant, les réponses en température le sont moins en été, ce qui est également vérifié au niveau des observations réelles (Dai *et al.*, 2019). Cela peut s’expliquer par un effet différentiel de la perte de glace de mer (Serreze *et al.*, 2009). Plus le climat se réchauffe, plus la fonte estivale commence tôt, se prolonge tard et s’intensifie. En été (hiver), les flux de chaleur de l’atmosphère vers l’océan sont plus (moins) importants que les pertes de chaleur de l’océan (Lebrun *et al.*, 2019). Ainsi, en été, c’est l’atmosphère qui réchauffe l’océan ; en hiver, c’est l’océan qui réchauffe l’atmosphère (Cohen *et al.*, 2020). Ce mécanisme est d’autant plus important lorsque la perte d’étendue de glace de mer est élevée, étant donné que la glace de mer joue un rôle d’isolant entre l’atmosphère et l’océan.

L’Arctique se réchauffe avec une intensité prononcée au printemps (avril, mai et mars 15ème mois) et en automne (octobre et novembre). Cela pourrait s’expliquer par la combinaison des effets de l’étendue plus importante d’eaux libres de glace, et du forçage de l’océan vers l’atmosphère. L’énergie solaire serait utilisée pour fondre la glace mais le flux de chaleur serait vers l’atmosphère et celui-ci serait plus important qu’en hiver étant donné que les espaces libres de glace seraient plus importants, en particulier en automne. L’effet

serait davantage important en automne étant donné que l'énergie stockée dans l'océan durant l'été permet de fondre de la glace de mer supplémentaire. Cette hypothèse n'est pas rejetée par les observations étant donné que les réponses importantes de températures arctiques des mois d'automne correspondent aux zones de pertes importantes de glace de mer de ces mêmes mois.

La température de l'air en surface ne varie pas significativement entre les deux simulations sur les continents, à part sur le nord de la Sibérie à la fin du printemps et au début de l'automne. Les réponses continentales observées proches de l'Arctique sont en grande majorité un réchauffement bien qu'elles ne soient pas toujours significatives. Cela pourrait s'expliquer par un transport d'air atmosphérique chaud depuis l'atmosphère arctique qui se réchauffe intensément, en particulier au printemps et en automne. Les refroidissements en mars du Canada sont similaires à Semmler *et al.* (2016) et pourraient être causés par l'affaiblissement important de l'anticyclone canadien. Cependant, ceci est trop tôt pour être relié à la perte de glace de mer.

En octobre, novembre et mars (15ème mois), il existe un refroidissement et un réchauffement sur l'ouest et l'est des États-Unis respectivement. Un refroidissement se produit sur l'entièreté de l'Eurasie, excepté la Scandinavie, et sur l'Europe en février (14ème mois) et en mars (15ème mois) respectivement. La réponse froide eurasienne de février (14ème mois) paraît cohérente avec le blocage sur la Scandinavie et le nord de la Sibérie, ainsi qu'avec la diminution des géopotentiels sur le sud de l'Eurasie menant à une phase négative de la NAO/AO. Effectivement, ce blocage augmente l'amplitude de l'onde du flux et réduit sa vitesse de propagation en permettant des conditions météorologiques plus persistantes. Dès lors, si l'air transporté est froid et lent, le mois eurasien montre une moyenne de température relativement froide. Le mois de février (14ème) est le seul mois cohérent avec la réponse de l'Eurasie proposée dans la littérature, par les voies troposphérique et stratosphérique. En effet, en janvier (13ème mois) et février (14ème mois), le SPV s'affaiblit, interagit avec la troposphère et diminue l'intensité du courant-jet troposphérique et le déplace vers le sud, ce qui a pour effet de poser des conditions météorologiques plus persistantes au niveau de l'Eurasie dans ce cas-ci. La perte de glace dans les mers de Barents-Kara à la fin de l'automne a des effets sur l'Eurasie deux à trois mois après, ce qui correspond au temps du couplage, c'est-à-dire de la propagation de l'information entre la troposphère et la stratosphère et vice versa. Deser *et al.* (2010) remarquent également une NAO- liée à la stratosphère uniquement en février. Ces réponses stratosphériques ne sont pas significatives. Ceci semble être une conséquence de la variabilité stratosphérique plutôt qu'une cause. Aucune conclusion ne peut par conséquent s'établir. Pourtant, le SPV montre une réponse habituellement significative dans les modèles de haute résolution stratosphérique, bien que la réponse soit autant un renforcement qu'un affaiblissement du SPV (Manzini *et al.*, 2014).

4.1.3 Réponses des extrêmes de température

Les réponses statistiquement significatives uniquement sont décrites et analysées ici (Fig. 4.6). Il existe des réponses statistiquement significatives en janvier (1er mois) de certaines régions pour certains indices alors que la quantité totale de glace de mer n'est pas

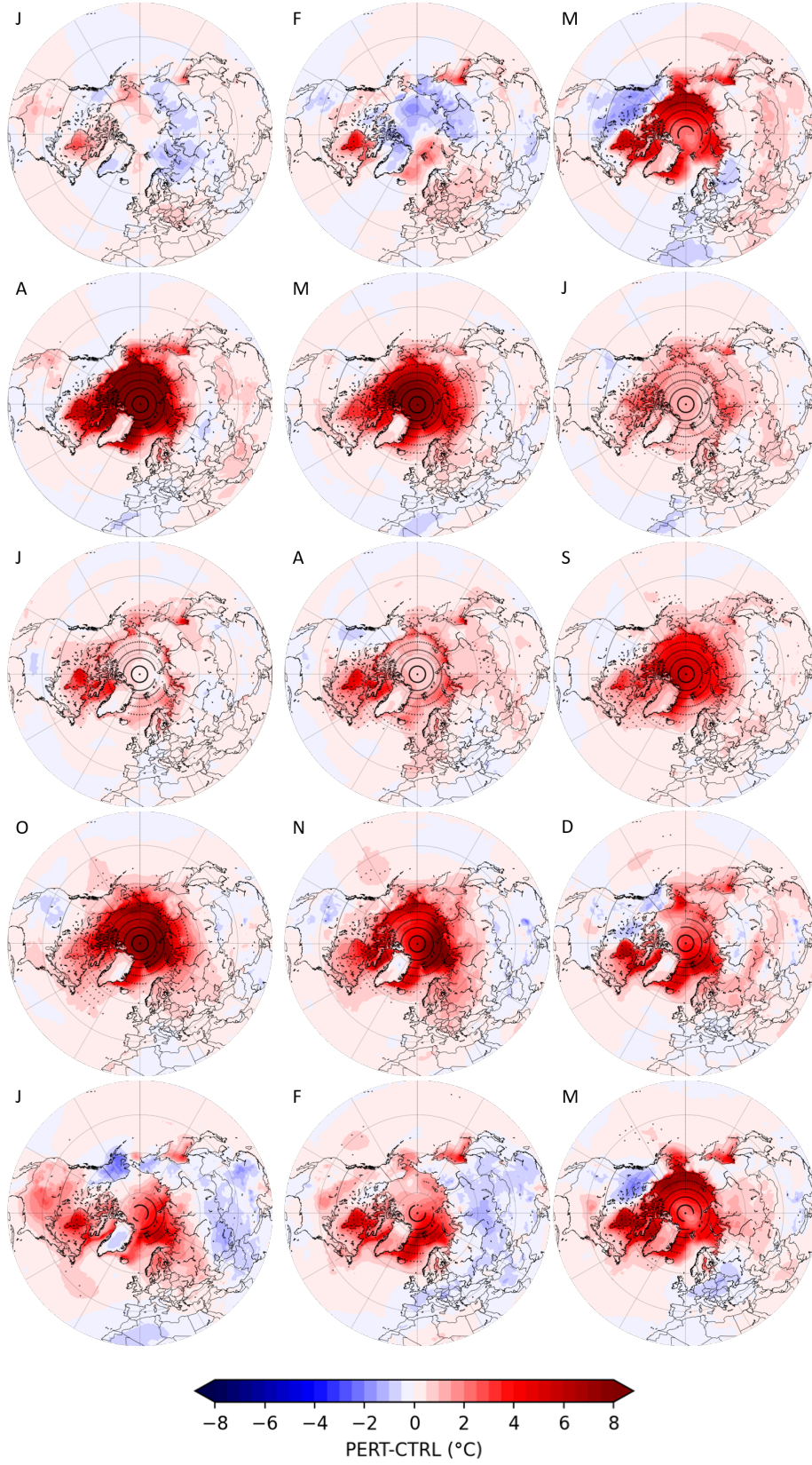


FIGURE 4.5 – Différence moyenne de température de l'air (°C) à 2 *m* entre PERT et CTRL pour les 15 mois des simulations. Les croix noires représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative ($\alpha_{\text{général}} = 0.05$, $\alpha_{\text{FDR}} = 0.1$).

différente entre la PERT et le CTRL (Fig. 4.1). Cela montre que même sans effet de perte nette de glace de mer, la VNI peut impacter les résultats suffisamment pour qu'ils soient significatifs. Cependant, il est possible que des effets locaux de gain ou de perte de glace de mer aient de l'influence sur les résultats, bien qu'ils soient compensés par d'autres régions au niveau de la quantité totale de glace de mer mais cette hypothèse est peu plausible au vu des différences très faibles non significatives de changement d'étendue de glace de mer pour le premier mois (Fig. 4.2)

Pour interpréter les réponses statistiquement significatives des extrêmes de température, les réponses de l'étendue de glace de mer arctique et des géopotentiels à 500 et 10 hPa ainsi que les explications proposées dans la littérature sont utiles. En effet, la réponse de chaque région des moyennes latitudes de l'hémisphère Nord peut être considérée comme la combinaison d'un effet général lié à la circulation atmosphérique à grande échelle ainsi qu'à un effet régional associé à une perte de glace de mer locale (Screen, 2017; McKenna *et al.*, 2018). Cependant, les réponses des géopotentiels à 500 hPa et à 10 hPa sont rarement significatives dans les résultats proposés. Dès lors, elles serviront uniquement d'hypothèses pour tenter d'expliquer les extrêmes de température.

Les influences les plus fortes proviennent des mers de Barents-Kara. Cependant, la réponse à la perte de glace de mer ne peut pas être la simple addition linéaire des différentes pertes régionales. L'atmosphère répond en fonction de la réponse de glace de mer. Les pertes régionales ont tendance à causer un refroidissement tandis qu'une perte sur tout l'Arctique cause un réchauffement (Screen, 2017), bien que certaines régions pourraient induire un réchauffement également (McKenna *et al.*, 2018). Il s'avère également que certains résultats sont difficilement interprétables à cause d'un manque de liens avec le géopotentiel, l'étendue de glace de mer ou la température moyenne de l'air en surface. Ces résultats pourraient alors s'expliquer par un autre facteur inconnu ou bien par la VNI (voir section 4.2.).

4.1.3.1 Etats-Unis

En janvier (13ème mois), une phase positive de l'AO (Fig. 4.3) , avec en particulier un renforcement de la dépression des Aléoutiennes et de l'anticyclone d'Hawaï, pourrait expliquer une anomalie de température positive aux États-Unis (Fig. 4.6). En effet, si l'AO est positive, il y a moins de transport d'air arctique sur les continents ce qui les rend relativement chauds. L'amplitude et la fréquence des événements extrêmes froids diminuent pour ce mois aux États-Unis (Fig. 4.6), ce qui paraît cohérent avec cette phase positive de l'AO. Étant donné que le DTR (l'étendue journalière de température) n'est pas significativement différent de zéro et que l'amplitude et la fréquence des températures extrêmes élevées augmentent pendant le même mois de janvier (13ème mois), la distribution des températures journalières paraît être décalée vers les températures plus élevées. La persistance des événements chauds en janvier aux États-Unis est par ailleurs augmentée (Fig. 4.6). En septembre, la persistance des événements chauds augmente bien qu'aucun autre indice de fréquence et d'amplitude ne soit significatif (Fig. 4.6). Cela est difficilement explicable mais montre que l'augmentation de persistance n'implique pas forcément une augmentation de fréquence.

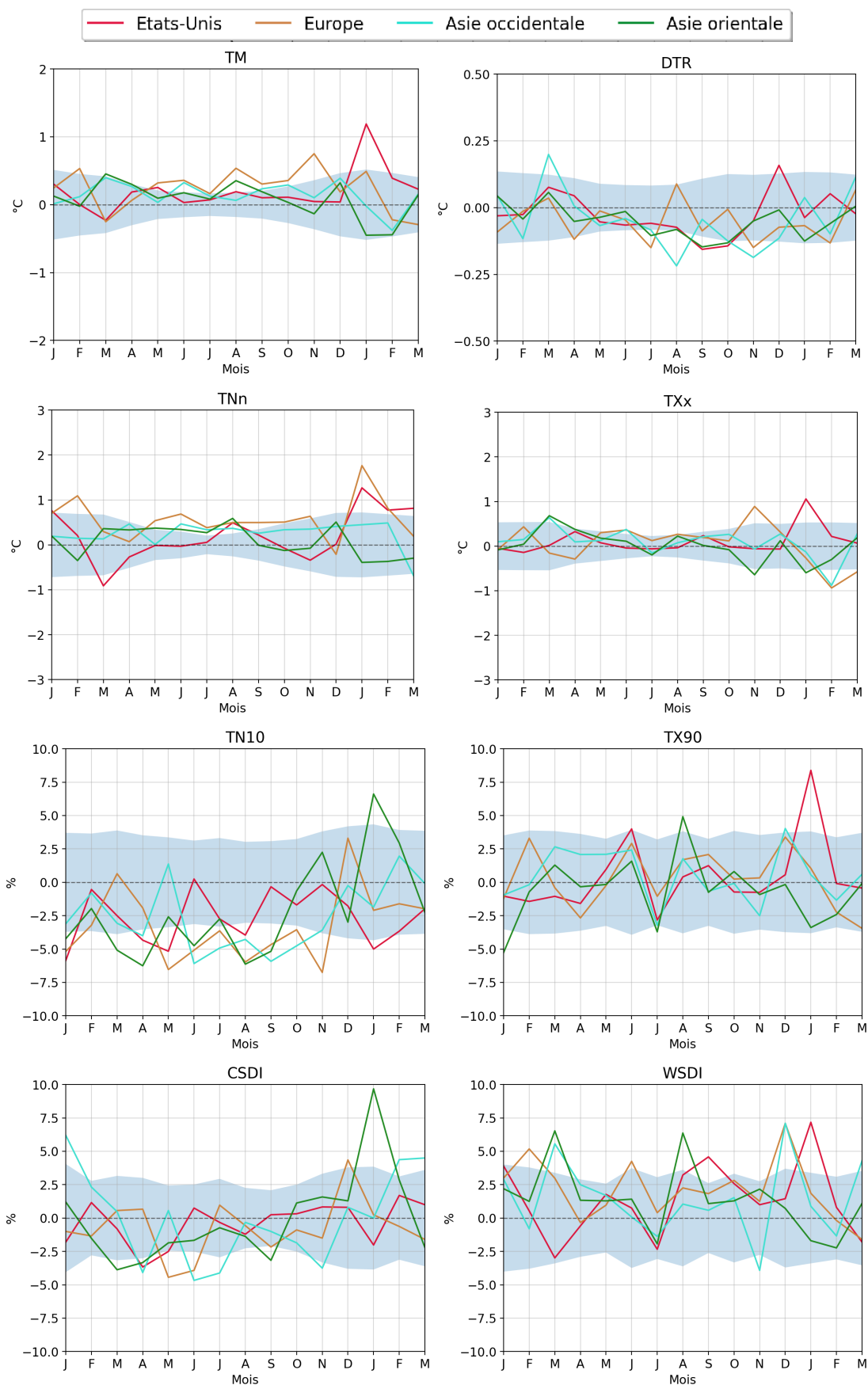


FIGURE 4.6 – PERT-CTRL de la température moyenne (TM) et des sept indices de température extrême analysés (Table 3.1) pour les régions continentales (Table 3.2). La bande bleutée représente l'intervalle de confiance à 95% des 4 régions.

Les résultats ne reproduisent pas les réponses générales proposées dans la littérature. La fréquence d'événements froids extrêmes en Amérique du Nord a significativement été liée aux anomalies de températures et de géopotentiels en Arctique, en particulier au centre et à l'est de l'Amérique du Nord (Cohen *et al.*, 2018a ; Overland *et al.*, 2021). Au contraire, les vagues de chaleur affecteraient davantage l'ouest de l'Amérique du Nord (Screen et Simmonds, 2014). Il est alors possible que l'effet se compense en analysant les États-Unis dans leur ensemble.

Les vagues de froid au centre et à l'est de l'Amérique du Nord seraient causées par une circulation troposphérique constituée de crêtes à l'ouest et de thalwegs à l'est et amplifiée par les déplacements du SPV (Vihma, 2014 ; Overland *et al.*, 2021). Des corrélations existent entre la perte de glace dans la mer des Tchouktches et les vagues de froid sur la côte est de l'Amérique du Nord (SROCC, 2019 ; Cohen *et al.*, 2020). Les résultats ici montrent une perte de glace relativement importante dans la mer des Tchouktches de juillet à décembre (Fig. 4.2), pourtant aucune augmentation de l'amplitude, fréquence ou persistance d'extrêmes de basse température n'est perçue (Fig. 4.6). Une diminution de la glace dans les mers des Tchouktches-Béring peut amplifier les hautes pressions proche de l'Alaska, et affecter la météorologie qui en découle à travers l'Amérique du Nord (Overland *et al.*, 2021). L'amplification des hautes pressions proche de l'Alaska intensifierait les conditions chaudes (froides) à l'ouest (au centre et à l'est) de l'Amérique du Nord, et permettrait une propagation du courant-jet vers l'est plus lente engendrant des conditions météorologiques plus persistantes (Overland *et al.*, 2021). En été, cela correspondrait par conséquent à plus d'événements extrêmes chauds et, en hiver, à plus d'événements extrêmes froids. Les anomalies de pression positives sur l'Alaska sont en effet observées pour les mois de mai, juillet, septembre, octobre, novembre et mars (15ème mois) (Fig. 4.3) mais il n'existe pas de modifications dans les événements extrêmes associés à ces mois excepté pour le mois de mai quand la fréquence et la persistance d'événements froids sont affaiblies (Fig. 4.6). Il y aurait également un rôle du blocage du Groenland se déplaçant vers l'ouest causé par la perte de glace de mer dans la baie de Baffin et la mer de Labrador (Chen et Luo, 2017) et une augmentation de l'amplitude des extrêmes sur l'est de l'Amérique du Nord corrélée à la perte de glace de mer dans la baie d'Hudson et Beaufort-Tchouktches (Screen, 2017). Les pertes de glace dans ces mers citées ne montrent pas d'influence directe sur la présence d'événements extrêmes dans les résultats (Fig 4.6).

L'affaiblissement et le déplacement du SPV joue également un rôle dans les vagues de froid nord-américaines (Cohen *et al.*, 2020 ; Overland *et al.*, 2021). Par exemple, l'épisode *Beast from the East* du mois de février 2018 a fortement affecté les températures du centre de l'Amérique du Nord à cause d'un déplacement du SPV du pôle vers le Nord de l'Amérique, ce qui a causé de l'advection d'air froid arctique (Overland *et al.*, 2020). La réponse du SPV n'étant pas significative (Fig. 4.4), aucun effet additionnel concernant les extrêmes de température n'est attendu.

Finalement, d'autres auteurs ont trouvé des résultats similaires aux résultats présentés ici, tels que Screen *et al.* (2015) qui décrivent une diminution de la fréquence et la persistance des extrêmes froids au niveau de l'Amérique du Nord centrale et orientale. Cependant,

l'étendue des régions n'est pas identique aux résultats ici (Table 3.2), ce qui rend la comparaison approximative.

4.1.3.2 Asie

De juin à septembre, la fréquence d'événements extrêmes froids diminue en Asie orientale (Fig. 4.6), lorsque la perte de glace de mer est la plus importante (Fig. 4.2), mais lorsque l'AA est la moins prononcée (Fig. 4.5). En avril, juin, juillet et novembre, la fréquence et la persistance d'événements extrêmes froids diminue en Asie occidentale (Fig. 4.6). Il est complexe d'expliquer cette réponse grâce à la circulation de l'atmosphère. Janvier (13ème mois) et février (14ème mois) montrent une augmentation importante de la fréquence et de la persistance des événements extrêmes froids en Asie orientale et occidentale respectivement (Fig. 4.6), ce qui paraît être cohérent avec l'intensification de l'anticyclone sibérien (Fig. 4.3). En effet, dans la littérature, le lien entre l'AA et le climat des moyennes latitudes le plus robuste et le plus admis par les experts est la propagation d'ondes de Rossby excitées par la diminution de glace dans les mers de Barents et de Kara, provoquant indirectement une expansion et une intensification de l'anticyclone sibérien, ce qui engendre des hivers asiatiques froids (Honda *et al.*, 2009 ; Mori *et al.*, 2014 ; Overland *et al.*, 2021). La perte de glace dans les mers de Barents-Kara est effectivement importante, et en particulier en octobre et novembre, en comparaison à d'autres régions arctiques. Le refroidissement eurasien est systématiquement sous-estimé par les modèles. Environ la moitié du refroidissement eurasien peut être relié à la diminution de l'étendue de glace dans les mers de Barents-Kara selon Mori *et al.* (2019). La perte de glace dans les mers de Barents-Kara et la couverture de neige extensive sur l'Eurasie en automne ont tendance à engendrer un blocage sur la Sibérie et des dépressions importantes sur l'Asie orientale par l'intermédiaire de l'affaiblissement du SPV, ce qui peut durer jusqu'à 3 mois (Kim *et al.*, 2014 ; Kretschmer *et al.*, 2020). La réponse de la stratosphère est alors primordiale pour observer des températures extrêmement basses sur l'Eurasie (Harwood *et al.*, 2021), bien que celle-ci n'est pas significative ici (Fig. 4.4). Cette configuration amène un dipôle de pression entre le Groenland et la Scandinavie, ce qui freine la propagation de l'onde zonale de Rossby et engendre une propagation verticale plus importante également (Francis *et al.*, 2017 ; Kretschmer *et al.*, 2018 ; Lee *et al.*, 2019). Ceci est observé dans les géopotentiels à 500 hPa en décembre et janvier (Fig. 4.3).

Screen *et al.* (2015) montrent à nouveau des résultats similaires pour une région proche de l'Asie orientale définie dans cette étude (Table 3.2). Cependant, ces auteurs lient la perte de glace dans les mers de Laptev et de la Sibérie orientale à une diminution de la persistance. Cette dernière est observée ici mais les diminutions en glace dans ces mers ne sont pas particulièrement fortes de novembre à mars (15ème mois) laissant supposer que l'impact de la perte de glace dans les mers de Barents-Kara est la cause la plus importante de ces événements froids (Fig. 4.2).

De novembre à décembre, la persistance des événements extrêmes froids et chauds diminuent d'abord et la persistance des événements chauds augmentent ensuite en Asie occidentale (Fig. 4.6). Peu de changements dans les géopotentiels à 500 hPa se produisent pourtant entre ces deux mois (Fig. 4.3). Ces comportements en novembre ne pourraient

s'expliquer que par une forte variation de ceux-ci au sein même du mois qui ne pourrait pas être détectés ici. Celle-ci augmenterait la variabilité intra-saisonnière de la température pour le cas de l'Asie occidentale en hiver, ce qui va à l'encontre des résultats de Screen (2014).

4.1.3.3 Europe et réponses européennes

De mai à novembre, la température moyenne augmente en Europe (Fig. 4.6), la Scandinavie semble être l'élément qui influence le plus cette tendance étant donné que sa température moyenne augmente fortement à partir d'avril (Fig. 4.7). Ce réchauffement pourrait expliquer la diminution de la fréquence d'extrêmes froids pour ces mêmes mois en Europe et dans de nombreuses régions européennes. Cela pourrait s'expliquer par le fait que de mai à novembre, la différence de géopotentiels à 500 hPa est globalement plus élevée en Arctique qu'aux moyennes latitudes, particulièrement en Europe (Fig. 4.3). La Scandinavie est la région européenne qui montre le plus de résultats significatifs (Fig. 4.7). Sa température moyenne augmente durant la plupart des mois de la simulation et sa variabilité journalière est légèrement réduite de novembre à janvier (13ème mois). Ses événements extrêmes les plus froids deviennent plus chauds d'avril à mars (15ème mois), tandis que ses événements les plus chauds varient à peine en amplitude. Sa fréquence d'événements froids diminue au printemps et sa fréquence d'événements chauds augmente légèrement en mai, juin, octobre et novembre (Fig. 4.7). Des résultats similaires sont rapportés par Screen *et al.* (2015) (diminution de CSDI et de TN10). Par ailleurs, Screen (2017) montre des liens entre la diminution de l'amplitude des extrêmes froids en Scandinavie et la perte de glace en mer du Groenland, dans la baie de Baffin, et dans les mers de Sibérie orientale et de Laptev. Ce lien pourrait également être fait ici entre juin et novembre (Fig. 4.2). L'amplitude des événements extrêmes froids méditerranéens est également en lien avec les pertes de glace dans ces mers (Screen, 2017). Cependant, aucune réponse significative dans cet indice pour la Méditerranée n'est observé ici (Fig. 4.7). D'autre part, le réchauffement de la Scandinavie pourrait être expliqué par l'effet thermodynamique de la perte de glace de mer arctique qui joue un rôle à cause de sa proximité avec la Scandinavie. En effet, les pertes de glace de mer dans les mers de Barents et du Groenland sont importantes tout au long de l'expérience, et il existe également une réduction de la concentration de la glace dans la mer Baltique en avril, mai, janvier, février et mars (13-15ème mois) (Fig. 4.2).

En août, pour de nombreuses régions européennes, la température moyenne est supérieure, les événements les plus froids sont légèrement plus chauds, les fréquences d'événements froids sont réduites et les vagues de chaleur sont plus persistantes (Fig. 4.7). Les événements extrêmes chauds sont particulièrement plus fréquents sur la péninsule ibérique. Ce comportement pourrait être expliqué par une anomalie positive de géopotentiel sur l'Europe occidentale et centrale (Fig. 4.3). Ainsi, cela favorise un courant chaud vers le sud sur une grande partie occidentale de l'Europe et en particulier la péninsule ibérique.

La littérature s'est un peu plus penchée sur le cas de la Grande-Bretagne et il s'avère que certains événements de froid extrêmes en hiver en Grande-Bretagne pourraient être liés à une diminution d'étendue de la glace dans la mer du Groenland, bien qu'il est possible que

l'influence soit tropicale (Hanna *et al.*, 2018). Ce lien est complexe à déterminer ici, d'autant plus qu'à l'échelle de la Grande-Bretagne, la température est grandement influencée par la VNI (Osborn *et al.*, 2017). En ce qui concerne les résultats à une échelle aussi fine, des résultats avec une résolution spatiale et temporelle plus fine permettrait davantage de les comprendre.

Il existe une corrélation entre la présence de vagues de froid (chaleur) en Europe et des conditions chaudes (froides) en Arctique, en lien avec la mode négatif (positif) de la NAO/AO (Vihma *et al.*, 2020). Ce lien paraît existant mais de manière irrégulière en estimant grossièrement la valeur de la NAO/AO (Fig. 4.3). La variabilité de la météorologie en Europe dépend principalement du mode de la NAO ainsi que des hautes pressions froides à l'est (Overland *et al.*, 2021). En décembre, la persistance des événements extrêmes chauds et froids augmente pour l'Europe en général (Fig. 4.6), ce qui pourrait être expliqué par une potentielle variation importante du géopotentiel au sein même du mois, non détectable avec ces résultats. En janvier (13ème mois), les événements froids les plus extrêmes sont plus chauds dans l'Europe centrale, l'Europe de l'Est et la Scandinavie (Fig. 4.7), ce qui est cohérent avec la phase positive de la NAO (Fig. 4.3). En février (14ème mois), les événements chauds les plus extrêmes sont moins chauds pour de nombreuses régions (Fig. 4.7), ce qui est cohérent avec la phase négative de la NAO (Fig. 4.3). Finalement, l'élément le plus important pour les extrêmes de température basse sur l'Europe reste l'affaiblissement et le déplacement du SPV (Overland *et al.*, 2021). L'affaiblissement est observé en janvier et février (13ème et 14ème mois) mais les réponses ne sont pas statistiquement significatives ici (Fig. 4.4).

4.1.3.4 Synthèse des extrêmes de température

De mai à novembre, les résultats montrent une augmentation de la température moyenne et une diminution des fréquences d'extrêmes froids pour l'Europe et de nombreuses régions européennes, ainsi que pour les autres régions continentales mais de manière plus épisodiques. Cela pourrait être expliqué par une phase généralement négative de l'AO qui aurait tendance à augmenter la persistance des conditions météorologiques, dont la température qui est relativement chaude pour cette période de l'année. La Scandinavie montre le plus de résultats significatifs avec une diminution de l'amplitude et de la fréquence des événements extrêmes froids ainsi qu'une augmentation de la fréquence d'événements chauds durant une grande partie de l'expérience. Cette réponse pourrait être expliquée par des connexions avec des pertes de glace de mers régionales ou par l'effet thermodynamique de la perte de glace dans les mers environnantes. Ensuite, durant le mois d'août, plusieurs régions européennes montrent une température moyenne supérieure, des amplitudes et fréquences d'événements extrêmes froids plus faibles et des vagues de chaleur plus persistantes, particulièrement pour la péninsule ibérique. Ce changement proviendrait d'une augmentation de pression sur l'Europe occidentale et centrale favorisant un transport d'air chaud vers le sud de l'Europe. En janvier (13ème mois), le renforcement important de la dépression des Aléoutiennes et de l'anticyclone d'Hawaï en plus d'une phase positive de l'AO pourrait expliquer un réchauffement de l'air en surface et une diminution de l'amplitude et de la fréquence des événements extrêmes froids aux États-Unis. Janvier (13ème mois) et février (14ème mois)

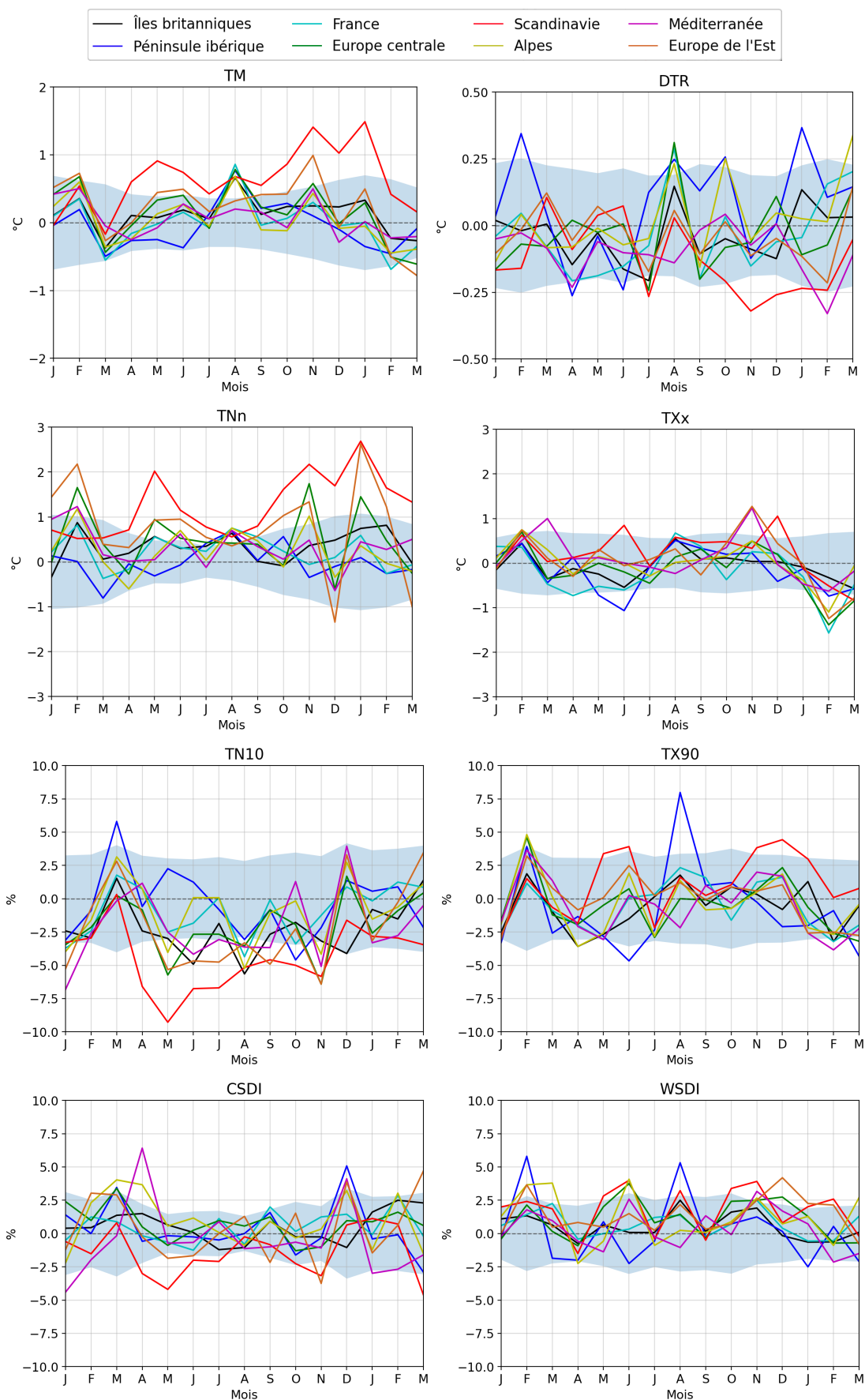


FIGURE 4.7 – PERT-CTRL de la température moyenne (TM) et des sept indices de température extrême analysés (Table 3.1) pour les régions continentales (Table 3.3). La bande bleutée représente l'intervalle de confiance à 95% des 8 régions.

montrent une augmentation importante de la fréquence et de la persistance des événements extrêmes froids en Asie orientale et occidentale respectivement, ce qui paraît être cohérent avec l'intensification de l'anticyclone sibérien causé probablement par la perte de glace dans les mers de Barents-Kara à la fin de l'automne, par l'intermédiaire de l'affaiblissement du SPV.

4.2. Forces et limites

Étant donné la méthodologie employée et le comportement des différents résultats, il est nécessaire de définir la portée de ceux-ci, avec leurs avantages et inconvénients. C'est pourquoi dans cette section, les diverses forces et limites de ces résultats vont être discutées, plus particulièrement l'effet de la perte de la glace de mer seule, la variabilité temporelle et spatiale des résultats, l'expérience et les indices d'extrêmes utilisés ainsi que la méthode de significativité statistique.

4.2.1 Effet de la perte de glace de mer

Bien que la glace de mer est une des causes et conséquences de l'AA, l'expérience menée ici ne considère que la perte de glace de mer et non les autres mécanismes de l'AA. Il s'avère que la réponse aux moyennes latitudes est faible dans les expériences simulant l'effet de la perte de glace de mer uniquement, avec une quantité de membres conséquente (100) (Peings *et al.*, 2021), comparée aux expériences simulant l'AA dans son ensemble (Labe *et al.*, 2020). Plus la quantité de membres utilisée est importante, plus la VNI est bien représentée (Deser *et al.*, 2012). Dès lors, si une tendance se détache des résultats, elle a plus de chance d'être liée à un forçage externe si le nombre de membres est conséquent. Par ailleurs, pour connaître précisément l'évolution future du climat des moyennes latitudes, la considération des forçages tropicaux paraît nécessaire. En effet, les variations au niveau des moyennes latitudes ne peuvent pas se résumer à la perte de glace de mer isolée, car les processus déterminants le climat des moyennes latitudes sont complexes (Barnes, 2013). Par exemple, les réponses de l'affaiblissement des vents et du déplacement du courant-jet vers le sud sont amoindries si le réchauffement tropical n'est pas considéré (Peings *et al.*, 2019).

Une des forces et des limites centrales de cette étude est que la fonte de la glace de mer est soudaine. Cela permet de détecter des réponses directes à la perte importante de glace de mer, ce qui arrivera de plus en plus dans le futur (Holland *et al.*, 2006). Néanmoins, cela ne permet pas de détecter des changements et adaptations progressives que le climat pourrait suivre. La diminution de glace de mer réelle est en partie progressive. Il est possible que pour une faible perte de glace de mer, les réponses ne soient pas significatives dans un modèle. Cela met en cause également la question de la linéarité. Par exemple, si la quantité de perte de glace de mer est totale en été, comme projeté vers la moitié du 21ème siècle, il n'est pas possible à partir de cette étude de déterminer la réponse des variables atmosphériques. En effet, aucune relation quantitative entre la perte de glace de mer et n'importe quelle réponse atmosphérique n'a été évaluée car la sensibilité à la

quantité de glace de mer perdue n'a pas été analysée. L'expérience n'est pas adéquate pour représenter la réalité climatique, les résultats ne doivent pas être pris comme des projections étant donné que seule la perte de glace de mer a été prise en compte. Cependant, elle est intéressante pour déterminer les effets isolés de la perte de glace de mer arctique. En prenant en compte d'autres changements que la perte de glace de mer, il n'aurait pas été possible de connaître l'affectation de chaque mécanisme de chaque réponse. A cause de la dépendance quantitative géographique des réponses atmosphériques face aux zones de perte de glace de mer et à cause de l'hétérogénéité spatiale de la perte de glace de mer arctique, il est néanmoins complexe d'isoler totalement l'effet de la glace de mer arctique dans son ensemble dans cette étude. En effet, il n'est pas possible de déterminer la nature précise de la cause des réponses aux moyennes latitudes. Par exemple, comment savoir si une réponse est causée par la perte de glace dans les mers de Barents-Kara, dans les mers des Tchoukches-Bering ou par l'ensemble de la perte de glace de mer arctique ? Des corrélations pourraient être faites entre la perte de glace de mer dans les régions arctiques et la réponse dans les régions des moyennes latitudes pour tenter de différencier chaque impact, mais cela n'isolerait pas exclusivement chaque effet.

4.2.2 Variabilité temporelle et spatiale

Alors que la plupart des études analysent la réponse saisonnière, l'analyse dans ce mémoire a été effectuée à l'échelle mensuelle. Cela permet de détecter des variations particulières au sein des saisons telles qu'au niveau de la stratosphère. Cependant, les événements extrêmes de température peuvent se dérouler sur des échelles de temps très courtes, inférieures à l'échelle mensuelle. Une analyse à une échelle mensuelle permet de garder un équilibre relativement bon entre une information concise et une information qui considère la variabilité temporelle. Néanmoins, cela augmente la variabilité des données et nécessite par conséquent plus de membres pour un même pouvoir statistique. En effet, l'incertitude augmente plus la variabilité augmente. C'est une des raisons pour lesquelles peu de résultats sont significatifs, bien qu'il soit possible que même en augmentant le pouvoir statistique, les résultats ne soient pas toujours significatifs, ce qui pousserait à conclure que les changements d'extrêmes de température aux moyennes latitudes sont faibles en réponse à la perte de glace de mer arctique.

L'échelle d'analyse constitue également une force et une limite de l'étude. Pouvoir détecter les différences spatiales peut éclairer la manière dont la glace de mer influence les moyennes latitudes mais également la réponse brute de la glace de mer. Si une région connaît une réponse accrue face à une perte de glace de mer arctique, cela pourrait mettre en évidence un mécanisme et sa nature. Par ailleurs, l'impact sociétal est différent si le nord de la Sibérie subit plus fréquemment des extrêmes de température basse que l'est de la Chine.

Par contre, il existe des problèmes de comparaison entre ces régions. En effet, celles-ci n'ont pas la même superficie continentale et le climat varie différemment au sein de chaque région. Plus la superficie est faible, plus la VNI de la moyenne d'un indice est élevée car des effets locaux peuvent influencer largement les résultats. Dans le cas d'une superficie élevée,

ces effets locaux se compensent davantage entre eux et réduisent la VNI de la moyenne d'un indice. Par ailleurs, les différentes régions ne montrent pas la même étendue au niveau des longitudes/latitudes. Par simple influence géographique, il paraît évident que le nord de la Scandinavie soit plus influencé par la perte de glace de mer arctique que le sud de la Chine. Plus la zone analysée s'éloigne de l'Arctique, plus il est probable que d'autres forçages influencent davantage son climat.

Par ailleurs, plus la surface est élevée, plus il est probable que le climat et les réponses varient au sein de la région. La moyenne calculée masque alors cette variabilité spatiale. Par exemple, les États-Unis montrent des comportements différents à l'ouest et à l'est selon la littérature. Cependant, l'analyse régionale établie ne peut pas détecter les changements au sein même de la région, uniquement l'effet moyen est détecté. Si deux effets s'opposent complètement, la variabilité interne régionale est masquée. Dès lors, il est important de limiter les conclusions de ces résultats à l'échelle définie de ceux-ci. Ceci correspond à une problématique géographique systématique : le *Modifiable Area Unit Problem* (MAUP) (Johnston *et al.*, 2018). Si les États-Unis montrent une tendance, cela ne vaut que pour les États-Unis dans leur globalité et en aucun cas pour n'importe quel élément plus fin au sein des États-Unis. Étant donné que des cartes des indices ont également été réalisées mais que le type de significativité utilisé n'est pas le même, la correspondance (*downscaling*) ne peut pas s'établir directement entre les différentes échelles d'analyses spatiales. La correspondance peut servir cependant à détecter les raisons d'une non-significativité.

Pour chaque indice, la moyenne des 40 membres a été réalisée. Cela permet de comprendre la tendance générale de la réponse, mais une partie de l'information est perdue. En effet, quelques membres isolés pourraient montrer une réponse extraordinaire sans affecter considérablement la moyenne, d'autant plus si des effets isolés se compensent.

4.2.3 Expérience et indices d'extrêmes de température

Si les résultats divergent par rapport à d'autres études, c'est également parce que l'expérimentation n'est pas la même, ou que les techniques de détection des changements diffèrent (Francis *et al.*, 2017). Ensuite, il existe des incertitudes et des biais du modèles par rapport à son approximation de la réalité physique. Roberts *et al.* (2018) ont évalué les biais du modèle utilisé (ECMWF-IFS-HR) par rapport à la réalité. La sensibilité de l'océan prend plusieurs années d'intégration pour se manifester, par conséquent cela ne joue pas un rôle important dans cette expérience. La température de surface continentale de l'air est généralement plus froides que dans la réalité, en particulier sur les régions de hautes élévations, ce qui se répercute également sur la température de la basse stratosphère. À l'inverse, sur l'est de la Sibérie, la tendance est à une sur-estimation de la température de surface de l'air. Dès lors il existe deux possibilités : soit cela n'affecte pas les résultats étant donné que les biais s'annuleraient en observant la différence des variables entre la PERT et le CTRL ; soit le biais s'amplifie ou s'amoindrit dans la PERT à cause de la modification de l'albédo de la glace de mer et par conséquent cela rajoute de l'incertitude sur les extrêmes de température aux moyennes latitudes. Enfin, l'albédo de la glace de mer est sur-évalué, en particulier en été à cause de l'absence du processus de mares de fonte dans LIM2. Par

conséquent, les différences saisonnières d'étendue de glace de mer sont sur-estimées pour le CTRL. Dès lors, cela affecte la variabilité saisonnière de la perte de glace de mer dans l'expérience. Néanmoins, l'objectif est d'observer une fonte soudaine de la glace de mer arctique, ce qui est bien observé dans l'expérience.

En ce qui concerne les indices de températures extrêmes, l'amplitude mesurée ici ne montre que l'amplitude de l'événement le plus extrême qui pourrait être un *outlier*. Dès lors, il est possible que la plupart des événements extrêmes n'aient pas une grande amplitude. Les indices d'amplitude ne prenant en compte qu'un événement sont moins robustes que les indices de fréquence et de persistance (Andrade *et al.*, 2012). Une meilleure mesure serait de traiter l'amplitude moyenne des événements extrêmes. Pour définir le seuil d'extrêmes, certains auteurs (Moberg *et al.*, 2006 ; Simolo *et al.*, 2011) utilisent différents centiles : 1er (99ème), 2ème (98ème), 5ème (95ème). Cependant les résultats semblent similaires sans ajouter réellement de l'information. Par ailleurs, à une échelle de temps mensuelle, il est préférable d'utiliser des seuils d'extrêmes modérés afin d'avoir une fréquence de retour relativement faible pour détecter une quantité suffisante d'événements extrêmes (Zhang *et al.*, 2011).

4.2.4 Significativité statistique

La méthode scientifique utilisée ici se base sur le rejet *statistiquement significatif* des tests d'hypothèses appliqués aux variables et indices calculés. Il existe de nombreux travers au rejet par la p-valeur. Tout d'abord l'étude focalise son intérêt sur l'existence d'un effet. Celui-ci pourrait être statistiquement significatif mais tellement infime qu'il pourrait être négligeable. Par ailleurs, toutes les théories ne se valent pas a priori, c'est-à-dire qu'une théorie extraordinaire nécessite plus de preuves qu'une théorie non surprenante pour convaincre la communauté scientifique. Les conclusions dans la littérature en ce qui concerne les liens entre l'AA et le climat des moyennes latitudes divergent fortement. Dès lors, des preuves importantes sont nécessaires pour démontrer ce lien d'une crédibilité relativement faible. D'autre part, dans la revue de la littérature, un biais de sélection et de publication existe parce que les publications ayant des résultats spectaculaires ont plus de chance d'être citées que d'autres, ce qui ne signifie pas que les résultats moins spectaculaires et moins lus sont moins vrais. Ensuite, le *p-hacking* consiste à effectuer un grand nombre de p-valeurs dans le but d'obtenir au moins un test significatif. Cela n'a pas été commis ici grâce à la méthode FDR. Le nombre important de tests a été pris en compte pour renforcer la significativité en plus de considérer l'autocorrélation spatiale. Bien que cette méthode est robuste et sévère en montrant peu de significativité, il est préférable de ne pas forcer les tests à être moins robustes par objectif d'obtenir des résultats significatifs.

Une limite importante des résultats est que la méthode de significativité n'est pas la même pour les cartes et pour les régions. La méthode FDR est robuste et sévère tandis que la méthode de Monte-Carlo utilisée pour les régions est plus souple. En effet, pour cette dernière, une hypothèse préliminaire est que les membres de la PERT et du CTRL suivent une distribution gaussienne, ce qui n'est pas toujours vérifié. Par ailleurs, par souci de visualisation, l'intervalle de confiance a été calculé pour l'ensemble des mêmes types

de régions, il ne correspond pas à chaque région spécifique et dépend alors des autres régions de la même classe. La méthode de Monte-Carlo permettra par conséquent de rejeter davantage l'hypothèse nulle de façon erronée que la méthode FDR. C'est pourquoi une correspondance entre les deux échelles d'analyse ne peut pas se réaliser car leur pouvoir statistique diffère.

4.3. Suggestions

Différentes propositions pourraient être suggérées pour percevoir davantage l'effet de la perte de glace de mer arctique sur les extrêmes de température aux moyennes latitudes. Pour comprendre la dépendance géographique quantitative, des corrélations en décalage temporel entre la perte de glace dans des régions arctiques et les extrêmes de température dans des régions des moyennes latitudes pourraient être réalisées. Ces pertes de glace de mer régionales pourraient être réalisées de manière isolée, ou de manière limitée dans le temps afin de détecter les mécanismes spécifiques de chaque région arctique. Ces pertes de glace de mer pourraient varier en quantité pour analyser la nature (linéaire, quadratique, ...) de la réponse des extrêmes de température. En ce qui concerne la façon de détecter les extrêmes de température, des indices caractérisant la variance et la forme de la distribution des membres pourraient ajouter de l'information sur la variabilité de ceux-ci. Des indices d'amplitude caractérisant la distribution des événements extrêmes en plus de l'événement le plus extrême permettrait de diminuer l'influence d'un *outlier*. Afin de comprendre davantage les réponses intra-continentales, d'augmenter le pouvoir statistique et de mieux représenter la VNI, le nombre de membres pourrait être augmenté. L'évaluation de son ensemble en plus de sa moyenne permettrait d'élargir l'information. Par ailleurs, sachant que chaque modèle représente différemment les processus physiques, une analyse multi-modèles de cette expérience pourrait être réalisée pour mieux comprendre et représenter l'impact de la fonte de glace de mer sur les extrêmes de température aux moyennes latitudes. Une autre suggestion pourrait être d'étudier la réponse sur une période plus longue que 15 mois, car les réductions soudaines de glace de mer arctique se produiraient de plus en plus dans le futur sous forme de pulsation, pas de manière continue d'année en année (Holland *et al.*, 2006). Finalement, pour analyser l'impact sociétal en particulier, l'effet local sur les grandes densités de population pourrait être analysé.

CHAPITRE 5

Conclusions

L'étendue de glace de mer arctique diminue considérablement depuis la fin du 20ème siècle, en particulier en été lorsqu'elle est minimale. De nombreux modèles projettent une disparition totale de glace de mer arctique estivale vers la moitié du 21ème siècle (Notz *et al.*, 2020). Par ailleurs, il est très probable que des réductions soudaines de glace de mer arctique se produisent de plus en plus dans le futur (Holland *et al.*, 2006). La fonte de glace de mer arctique connaîtrait d'importantes conséquences climatiques aux moyennes latitudes par l'intermédiaire d'une amplification arctique. Les liens proposés dans la littérature entre le climat arctique et le climat des moyennes latitudes sont complexes et variés. Les réponses attendues aux moyennes latitudes face à une perte de glace de mer arctique sont une augmentation de la fréquence des événements extrêmes froids en hiver et chauds en été, bien qu'aucun consensus existe.

Effectivement, les observations montrent une augmentation de la fréquence d'événements de températures extrêmes chauds en été et froids en hiver aux moyennes latitudes mais il est possible que celle-ci soit fortement influencée par la variabilité naturelle interne, que la glace de mer ne soit pas le facteur qui l'influence ou bien que la fonte de glace de mer et la modification du climat des moyennes latitudes soit causées par le même facteur. L'objectif principal de ce mémoire a été alors d'isoler l'effet à court terme de la fonte soudaine de glace de mer arctique sur les extrêmes de températures aux moyennes latitudes dans un modèle climatique (ECMWF-IFS-HR), en prenant en considération leurs variations spatiales et temporelles dans l'analyse grâce au traitement d'indices à une échelle mensuelle pendant 15 mois à différentes échelles spatiales.

Dans l'expérience menée, une amplification arctique s'est avérée, comme dans les observations réelles, suite à la perte de glace de mer importante. Cette amplification arctique est prononcée au printemps et en automne quand le *feedback* albédo-glace joue un rôle grâce à l'énergie solaire et pendant que l'océan réchauffe l'atmosphère (contrairement à l'été). La perte de glace de mer arctique se produit de manière hétérogène spatialement avec une intensité prononcée dans les mers de Barents, de Groenland, de Kara, des Tchouktches, de Beaufort et de Laptev.

En janvier (13ème mois) de l'expérience, les États-Unis montre un réchauffement de l'air en surface et une diminution de l'amplitude et de la fréquence des événements extrêmes froids. Ce résultat provient probablement d'une phase positive de l'AO qui est déterminante

pour le climat des moyennes latitudes en hiver, et plus particulièrement d'un renforcement de la dépression des Aléoutiennes et de l'anticyclone d'Hawaï.

La perte de glace dans les mers de Barents-Kara à la fin de l'automne est probablement la cause de l'intensification de l'anticyclone sibérien en janvier (13ème mois) et février (14ème mois) par l'intermédiaire de l'affaiblissement du vortex polaire stratosphérique (bien que ce dernier ne soit pas significatif dans les résultats). Cette intensification expliquerait l'augmentation importante de la fréquence et de la persistance des événements extrêmes froids en Asie orientale et occidentale respectivement.

Au sein de l'Europe, des régions analysées montrent des résultats remarquables. La Scandinavie montrent le plus de résultats significatifs avec une diminution de l'amplitude et de la fréquence des événements extrêmes froids ainsi qu'une augmentation de la fréquence d'événements chauds durant une grande partie de l'expérience. Cette réponse pourrait être expliquée par des connexions avec des pertes de glace de mer régionales ou par l'effet thermodynamique de la perte de glace dans les mers environnantes. Par ailleurs, durant le mois d'août, plusieurs régions européennes montrent une température moyenne supérieure, une amplitude et une fréquence d'événements extrêmes froids plus faibles et des vagues de chaleur plus persistantes, particulièrement pour la péninsule ibérique. Ce changement proviendrait d'une augmentation de pression sur l'Europe occidentale et centrale favorisant un transport d'air chaud vers le sud de l'Europe.

L'ancrage géographique de ces résultats a par conséquent permis de différencier les différentes réponses à travers les moyennes latitudes. Néanmoins, la méthodologie étant différente entre les échelles d'analyses, la significativité statistique est plus ou moins souple en fonction de sa résolution. De plus, relativement peu de résultats se détachent de la variabilité naturelle interne et il est complexe de déterminer la perte géographique précise en tant que cause. Par conséquent, une augmentation du nombre de membres et une analyse de dépendance géographique quantitative aux pertes de glace de mer pourraient contribuer à comprendre davantage l'impact d'une fonte soudaine de la glace de mer arctique sur les températures extrêmes aux moyennes latitudes.

Finalement, les résultats ne doivent pas être considérés comme des projections étant donné que seule la perte de glace de mer a été prise en compte dans l'expérience. L'analyse à court terme ici met en évidence des réponses possibles de fontes soudaines de la glace de mer arctique qui seront de plus en plus probables dans les années à venir (Holland *et al.*, 2006). Étant donné que la société est plus sensible à un changement des extrêmes climatiques qu'à un changement de la moyenne climatique (Ayarzagüena et Screen, 2016), il est désormais légitime de se questionner à propos de la réaction de la société face à un changement de l'amplitude, de la fréquence ou de la persistance d'événements extrêmes, froids ou chauds, dans un contexte de changement climatique global.

Références

- Alexander, M. A., Bhatt, U. S., Walsh, J. E., Timlin, M. S., Miller, J. S., & Scott, J. D. (2004). The atmospheric response to realistic arctic sea ice anomalies in an agcm during winter. *Journal of climate*, 17(5), 890–905.
- Ardyna, M., & Arrigo, K. R. (2020). Phytoplankton dynamics in a changing arctic ocean. *Nature Climate Change*, 10(10), 892–903.
- Ayarzagüena, B., & Screen, J. A. (2016). Future arctic sea ice loss reduces severity of cold air outbreaks in midlatitudes. *Geophysical Research Letters*, 43(6), 2801–2809.
- Balsamo, G., Beljaars, A., Scipal, K., Viterbo, P., van den Hurk, B., Hirschi, M., & Betts, A. K. (2009). A revised hydrology for the ecmwf model : Verification from field site to terrestrial water storage and impact in the integrated forecast system. *Journal of hydrometeorology*, 10(3), 623–643.
- Barnes, E. A. (2013). Revisiting the evidence linking arctic amplification to extreme weather in midlatitudes. *Geophysical research letters*, 40(17), 4734–4739.
- Benjamini, Y., & Hochberg, Y. (1995). Controlling the false discovery rate : a practical and powerful approach to multiple testing. *Journal of the Royal statistical society : series B (Methodological)*, 57(1), 289–300.
- Blackport, R., & Kushner, P. J. (2017). Isolating the atmospheric circulation response to arctic sea ice loss in the coupled climate system. *Journal of Climate*, 30(6), 2163–2185.
- Blackport, R., & Screen, J. A. (2020). Insignificant effect of arctic amplification on the amplitude of midlatitude atmospheric waves. *Science advances*, 6(8), eaay2880.
- Blackport, R., Screen, J. A., van der Wiel, K., & Bintanja, R. (2019). Minimal influence of reduced arctic sea ice on coincident cold winters in mid-latitudes. *Nature Climate Change*, 9(9), 697–704.
- Boisvert, L., Wu, D., & Shie, C.-L. (2015). Increasing evaporation amounts seen in the arctic between 2003 and 2013 from airs data. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(14), 6865–6881.
- Bushuk, M., Msadek, R., Winton, M., Vecchi, G. A., Gudgel, R., Rosati, A., & Yang, X. (2017). Skillful regional prediction of arctic sea ice on seasonal timescales. *Geophysical Research Letters*, 44(10), 4953–4964.
- Chang, E. K., Ma, C.-G., Zheng, C., & Yau, A. M. (2016). Observed and projected decrease in northern hemisphere extratropical cyclone activity in summer and its impacts on maximum temperature. *Geophysical Research Letters*, 43(5), 2200–2208.
- Charlton-Perez, A. J., Baldwin, M. P., Birner, T., Black, R. X., Butler, A. H., Calvo, N., ... others (2013). On the lack of stratospheric dynamical variability in low-top versions of the cmip5 models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(6), 2494–2505.
- Chen, H. W., Zhang, F., & Alley, R. B. (2016). The robustness of midlatitude weather pattern changes due to arctic sea ice loss. *Journal of Climate*, 29(21), 7831–7849.

- Chen, X., & Luo, D. (2017). Arctic sea ice decline and continental cold anomalies : Upstream and downstream effects of greenland blocking. *Geophysical Research Letters*, 44(7), 3411–3419.
- Cohen, J., Barlow, M., Kushner, P. J., & Saito, K. (2007). Stratosphere–troposphere coupling and links with eurasian land surface variability. *Journal of Climate*, 20(21), 5335–5343.
- Cohen, J., Pfeiffer, K., & Francis, J. A. (2018b). Warm arctic episodes linked with increased frequency of extreme winter weather in the united states. *Nature communications*, 9(1), 1–12.
- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., ... others (2014). Recent arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature geoscience*, 7(9), 627–637.
- Cohen, J., Zhang, X., Francis, J., Jung, T., Kwok, R., Overland, J., ... others (2018a). Arctic change and possible influence on mid-latitude climate and weather : a us clivar white paper. *US CLIVAR reports*.
- Cohen, J., Zhang, X., Francis, J., Jung, T., Kwok, R., Overland, J., ... others (2020). Divergent consensuses on arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Nature Climate Change*, 10(1), 20–29.
- Coumou, D., Di Capua, G., Vavrus, S., Wang, L., & Wang, S. (2018). The influence of arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nature Communications*, 9(1), 1–12.
- Coumou, D., Kornhuber, K., Lehmann, J., & Petoukhov, V. (2017). Weakened flow, persistent circulation, and prolonged weather extremes in boreal summer. *Clim. Extremes*, 226, 61–73.
- Coumou, D., Lehmann, J., & Beckmann, J. (2015). The weakening summer circulation in the northern hemisphere mid-latitudes. *Science*, 348(6232), 324–327.
- Coumou, D., Petoukhov, V., Rahmstorf, S., Petri, S., & Schellnhuber, H. J. (2014). Quasi-resonant circulation regimes and hemispheric synchronization of extreme weather in boreal summer. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(34), 12331–12336.
- Dai, A., Luo, D., Song, M., & Liu, J. (2019). Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing co 2. *Nature communications*, 10(1), 1–13.
- Deser, C., Phillips, A., Bourdette, V., & Teng, H. (2012). Uncertainty in climate change projections : the role of internal variability. *Climate dynamics*, 38(3), 527–546.
- Deser, C., Tomas, R., Alexander, M., & Lawrence, D. (2010). The seasonal atmospheric response to projected arctic sea ice loss in the late twenty-first century. *Journal of Climate*, 23(2), 333–351.
- Díaz, J., García, R., López, C., Linares, C., Tobías, A., & Prieto, L. (2005). Mortality impact of extreme winter temperatures. *International Journal of Biometeorology*, 49(3), 179–183.
- Di Capua, G., & Coumou, D. (2016). Changes in meandering of the northern hemisphere circulation. *Environmental Research Letters*, 11(9), 094028.
- Döscher, R., Vihma, T., & Maksimovich, E. (2014). Recent advances in understanding the arctic climate system state and change from a sea ice perspective : a review.

- Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(24), 13571–13600.
- ECMWF. (2016). Documentation–cy40r1, i. f. s. part iii : Dynamics and numerical procedures.
- EUMETSTAT OSI SAF. (s. d.). *Daily updated sea ice extent time series plots*. (<http://www.osi-saf.org/?q=content/daily-updated-sea-ice-extent-time-series-plots>)
- Fichefet, T., & Maqueda, M. M. (1997). Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 102(C6), 12609–12646.
- Francis, J., Skific, N., & Vavrus, S. (2018). North american weather regimes are becoming more persistent : Is arctic amplification a factor? *Geophysical Research Letters*, 45(20), 11–414.
- Francis, J. A., & Vavrus, S. J. (2012). Evidence linking arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophysical research letters*, 39(6).
- Francis, J. A., & Vavrus, S. J. (2015). Evidence for a wavier jet stream in response to rapid arctic warming. *Environmental Research Letters*, 10(1), 014005.
- Francis, J. A., Vavrus, S. J., & Cohen, J. (2017). Amplified arctic warming and mid-latitude weather : new perspectives on emerging connections. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 8(5), e474.
- George, J., Moore, S., & Thewissen, J. (2020). Arctic report card 2020 : Bowhead whales : recent insights into their biology, status and resilience.
- Gong, T., Feldstein, S., & Lee, S. (2017). The role of downward infrared radiation in the recent arctic winter warming trend. *Journal of Climate*, 30(13), 4937–4949.
- Goosse, H., Kay, J. E., Armour, K. C., Bodas-Salcedo, A., Chepfer, H., Docquier, D., . . . others (2018). Quantifying climate feedbacks in polar regions. *Nature communications*, 9(1), 1–13.
- Graversen, R. G., & Wang, M. (2009). Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo. *Climate Dynamics*, 33(5), 629–643.
- Hanna, E., Hall, R. J., Cropper, T. E., Ballinger, T. J., Wake, L., Mote, T., & Cappelen, J. (2018). Greenland blocking index daily series 1851–2015 : Analysis of changes in extremes and links with north atlantic and uk climate variability and change. *International Journal of Climatology*, 38(9), 3546–3564.
- Harwood, N., Hall, R., Di Capua, G., Russell, A., & Tucker, A. (2021). Using bayesian networks to investigate the influence of subseasonal arctic variability on midlatitude north atlantic circulation. *Journal of Climate*, 34(6), 2319–2335.
- Hodges, J. L. (1958). The significance probability of the smirnov two-sample test. *Arkiv för Matematik*, 3(5), 469–486.
- Holland, M. M., Bitz, C. M., & Tremblay, B. (2006). Future abrupt reductions in the summer arctic sea ice. *Geophysical research letters*, 33(23).
- Honda, M., Inoue, J., & Yamane, S. (2009). Influence of low arctic sea-ice minima on anomalously cold eurasian winters. *Geophysical Research Letters*, 36(8).
- Jaiser, R., Dethloff, K., Handorf, D., Rinke, A., & Cohen, J. (2012). Impact of sea ice cover changes on the northern hemisphere atmospheric winter circulation. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64(1), 11595.

- Jeong, J.-H., Kug, J.-S., Linderholm, H. W., Chen, D., Kim, B.-M., & Jun, S.-Y. (2014). Intensified arctic warming under greenhouse warming by vegetation–atmosphere–sea ice interaction. *Environmental Research Letters*, 9(9), 094007.
- John, V. O., Buehler, S. A., & Courcoux, N. (2006). A cautionary note on the use of gaussian statistics in satellite-based uth climatologies. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 3(1), 130–134.
- Johnson, N. C., Xie, S.-P., Kosaka, Y., & Li, X. (2018). Increasing occurrence of cold and warm extremes during the recent global warming slowdown. *Nature communications*, 9(1), 1–12.
- Kidston, J., Scaife, A. A., Hardiman, S. C., Mitchell, D. M., Butchart, N., Baldwin, M. P., & Gray, L. J. (2015). Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nature Geoscience*, 8(6), 433–440.
- Kim, B.-M., Son, S.-W., Min, S.-K., Jeong, J.-H., Kim, S.-J., Zhang, X., . . . Yoon, J.-H. (2014). Weakening of the stratospheric polar vortex by arctic sea-ice loss. *Nature communications*, 5(1), 1–8.
- Kornhuber, K., Petoukhov, V., Petri, S., Rahmstorf, S., & Coumou, D. (2017). Evidence for wave resonance as a key mechanism for generating high-amplitude quasi-stationary waves in boreal summer. *Climate Dynamics*, 49(5), 1961–1979.
- Kretschmer, M., Coumou, D., Agel, L., Barlow, M., Tziperman, E., & Cohen, J. (2018). More-persistent weak stratospheric polar vortex states linked to cold extremes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(1), 49–60.
- Kretschmer, M., Zappa, G., & Shepherd, T. G. (2020). The role of barents–kara sea ice loss in projected polar vortex changes. *Weather and Climate Dynamics*, 1(2), 715–730.
- Labe, Z., Peings, Y., & Magnusdottir, G. (2020). Warm arctic, cold siberia pattern : Role of full arctic amplification versus sea ice loss alone. *Geophysical Research Letters*, 47(17), e2020GL088583.
- Lebrun, M., Vancoppenolle, M., Madec, G., & Massonnet, F. (2019). Arctic sea-ice-free season projected to extend into autumn. *The Cryosphere*, 13(1), 79–96.
- Lee, S. H., Charlton-Perez, A., Furtado, J., & Woolnough, S. (2019). Abrupt stratospheric vortex weakening associated with north atlantic anticyclonic wave breaking. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 124(15), 8563–8575.
- Li, F., Orsolini, Y. J., Wang, H., Gao, Y., & He, S. (2018). Atlantic multidecadal oscillation modulates the impacts of arctic sea ice decline. *Geophysical Research Letters*, 45(5), 2497–2506.
- Liu, Y., & Key, J. R. (2014). Less winter cloud aids summer 2013 arctic sea ice return from 2012 minimum. *Environmental Research Letters*, 9(4), 044002.
- Luo, D., Xiao, Y., Yao, Y., Dai, A., Simmonds, I., & Franzke, C. L. (2016). Impact of ural blocking on winter warm arctic–cold eurasian anomalies. part i : Blocking-induced amplification. *Journal of Climate*, 29(11), 3925–3947.
- Manabe, S., & Stouffer, R. J. (1980). Sensitivity of a global climate model to an increase of co2 concentration in the atmosphere. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 85(C10), 5529–5554.
- Manabe, S., & Wetherald, R. T. (1975). The effects of doubling the co2 concentration on the climate of a general circulation model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 32(1),

- Manzini, E., Karpechko, A. Y., Anstey, J., Baldwin, M., Black, R., Cagnazzo, C., ... others (2014). Northern winter climate change : Assessment of uncertainty in cmip5 projections related to stratosphere-troposphere coupling. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(13), 7979–7998.
- Martius, O., Polvani, L., & Davies, H. (2009). Blocking precursors to stratospheric sudden warming events. *Geophysical Research Letters*, 36(14).
- Massonnet, F., Fichefet, T., Goosse, H., Bitz, C. M., Philippon-Berthier, G., Holland, M. M., & Barriat, P.-Y. (2012). Constraining projections of summer arctic sea ice. *The Cryosphere*, 6(6), 1383–1394.
- McCusker, K. E., Fyfe, J. C., & Sigmond, M. (2016). Twenty-five winters of unexpected eurasian cooling unlikely due to arctic sea-ice loss. *Nature Geoscience*, 9(11), 838–842.
- McKenna, C. M., Bracegirdle, T. J., Shuckburgh, E. F., Haynes, P. H., & Joshi, M. M. (2018). Arctic sea ice loss in different regions leads to contrasting northern hemisphere impacts. *Geophysical Research Letters*, 45(2), 945–954.
- Medina-Ramon, M., & Schwartz, J. (2007). Temperature, temperature extremes, and mortality : a study of acclimatisation and effect modification in 50 us cities. *Occupational and environmental medicine*, 64(12), 827–833.
- Meier, W. N., Stroeve, J., Barrett, A., & Fetterer, F. (2012). A simple approach to providing a more consistent arctic sea ice extent time series from the 1950s to present. *The Cryosphere*, 6(6), 1359–1368.
- Meredith, M., Sommerkorn, M., Cassotta, S., Derksen, C., Ekaykin, A., Hollowed, A., ... others (2019). Polar regions. chapter 3, ipcc special report on the ocean and cryosphere in a changing climate.
- Mori, M., Kosaka, Y., Watanabe, M., Nakamura, H., & Kimoto, M. (2019). A reconciled estimate of the influence of arctic sea-ice loss on recent eurasian cooling. *Nature Climate Change*, 9(2), 123–129.
- Mori, M., Watanabe, M., Shiogama, H., Inoue, J., & Kimoto, M. (2014). Robust arctic sea-ice influence on the frequent eurasian cold winters in past decades. *Nature Geoscience*, 7(12), 869–873.
- Nishii, K., Nakamura, H., & Orsolini, Y. J. (2011). Geographical dependence observed in blocking high influence on the stratospheric variability through enhancement and suppression of upward planetary-wave propagation. *Journal of Climate*, 24(24), 6408–6423.
- Notz, D., & Community, S. (2020). Arctic sea ice in cmip6. *Geophysical Research Letters*, 47(10), e2019GL086749.
- Ogawa, F., Keenlyside, N., Gao, Y., Koenigk, T., Yang, S., Suo, L., ... others (2018). Evaluating impacts of recent arctic sea ice loss on the northern hemisphere winter climate change. *Geophysical Research Letters*, 45(7), 3255–3263.
- Osborn, T. J., Jones, P. D., & Joshi, M. (2017). Recent united kingdom and global temperature variations. *Weather*, 72(11), 323–329.
- Outten, S., & Esau, I. (2012). A link between arctic sea ice and recent cooling trends over eurasia. *Climatic Change*, 110(3), 1069–1075.
- Overland, J., Hall, R., Hanna, E., Karpechko, A., Vihma, T., Wang, M., & Zhang, X.

- (2020). The polar vortex and extreme weather : The beast from the east in winter 2018. *Atmosphere*, 11(6), 664.
- Overland, J. E., Ballinger, T. J., Cohen, J., Francis, J. A., Hanna, E., Jaiser, R., ... others (2021). How do intermittency and simultaneous processes obfuscate the arctic influence on midlatitude winter extreme weather events? *Environmental Research Letters*, 16(4), 043002.
- Overland, J. E., Dethloff, K., Francis, J. A., Hall, R. J., Hanna, E., Kim, S.-J., ... Vihma, T. (2016). Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing arctic. *Nature Climate Change*, 6(11), 992–999.
- Overland, J. E., & Wang, M. (2010). Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of arctic sea ice. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 62(1), 1–9.
- Overland, J. E., & Wang, M. (2018). Resolving future arctic/midlatitude weather connections. *Earth's Future*, 6(8), 1146–1152.
- Park, D.-S. R., Lee, S., & Feldstein, S. B. (2015b). Attribution of the recent winter sea ice decline over the atlantic sector of the arctic ocean. *Journal of climate*, 28(10), 4027–4033.
- Park, H.-S., Lee, S., Kosaka, Y., Son, S.-W., & Kim, S.-W. (2015a). The impact of arctic winter infrared radiation on early summer sea ice. *Journal of Climate*, 28(15), 6281–6296.
- Peings, Y., Cattiaux, J., & Magnusdottir, G. (2019). The polar stratosphere as an arbiter of the projected tropical versus polar tug of war. *Geophysical Research Letters*, 46(15), 9261–9270.
- Peings, Y., Labe, Z. M., & Magnusdottir, G. (2021). Are 100 ensemble members enough to capture the remote atmospheric response to+ 2° c arctic sea ice loss? *Journal of Climate*, 34(10), 3751–3769.
- Peixoto, J. P., & Oort, A. H. (1992). Physics of climate.
- Perovich, D. K., Richter-Menge, J. A., Jones, K. F., & Light, B. (2008). Sunlight, water, and ice : Extreme arctic sea ice melt during the summer of 2007. *Geophysical Research Letters*, 35(11).
- Petoukhov, V., & Semenov, V. A. (2010). A link between reduced barents-kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D21).
- Pithan, F., & Mauritsen, T. (2014). Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience*, 7(3), 181–184.
- Pithan, F., Svensson, G., Caballero, R., Chechin, D., Cronin, T. W., Ekman, A. M., ... others (2018). Role of air-mass transformations in exchange between the arctic and mid-latitudes. *Nature Geoscience*, 11(11), 805–812.
- Polyakov, I. V., Alkire, M., Bluhm, B., Brown, K., Carmack, E. C., Chierici, M., ... others (2020). Borealization of the arctic ocean in response to anomalous advection from sub-arctic seas.
- Polyakov, I. V., Pnyushkov, A. V., Alkire, M. B., Ashik, I. M., Baumann, T. M., Carmack, E. C., ... others (2017). Greater role for atlantic inflows on sea-ice loss in the eurasian basin of the arctic ocean. *Science*, 356(6335), 285–291.

- Previdi, M., Janoski, T. P., Chiodo, G., Smith, K. L., & Polvani, L. M. (2020). Arctic amplification : A rapid response to radiative forcing. *Geophysical Research Letters*, 47(17), e2020GL089933.
- Quiroz, R. S. (1986). The association of stratospheric warmings with tropospheric blocking. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 91(D4), 5277–5285.
- Rex, D. (1950). Blocking action in the middle troposphere and its effects on regional climate, i : an aerological study of blocking. *Tellus*, 2, 196–211.
- Ritchie, H., Temperton, C., Simmons, A., Hortal, M., Davies, T., Dent, D., & Hamrud, M. (1995). Implementation of the semi-lagrangian method in a high-resolution version of the ecmwf forecast model. *Monthly Weather Review*, 123(2), 489–514.
- Robert, C., & Casella, G. (2013). *Monte carlo statistical methods*. Springer Science & Business Media.
- Roberts, C. D., Senan, R., Molteni, F., Boussetta, S., Mayer, M., & Keeley, S. P. (2018). Climate model configurations of the ecmwf integrated forecasting system (ecmwf-ifs cycle 43r1) for highresmip. *Geoscientific model development*, 11(9), 3681–3712.
- Screen, J. A. (2014). Arctic amplification decreases temperature variance in northern mid-to high-latitudes. *Nature Climate Change*, 4(7), 577–582.
- Screen, J. A. (2017). Simulated atmospheric response to regional and pan-arctic sea ice loss. *Journal of Climate*, 30(11), 3945–3962.
- Screen, J. A., Deser, C., Simmonds, I., & Tomas, R. (2014). Atmospheric impacts of arctic sea-ice loss, 1979–2009 : Separating forced change from atmospheric internal variability. *Climate dynamics*, 43(1-2), 333–344.
- Screen, J. A., Deser, C., Smith, D. M., Zhang, X., Blackport, R., Kushner, P. J., ... Sun, L. (2018). Consistency and discrepancy in the atmospheric response to arctic sea-ice loss across climate models. *Nature Geoscience*, 11(3), 155–163.
- Screen, J. A., Deser, C., & Sun, L. (2015). Projected changes in regional climate extremes arising from arctic sea ice loss. *Environmental Research Letters*, 10(8), 084006.
- Screen, J. A., & Simmonds, I. (2010). The central role of diminishing sea ice in recent arctic temperature amplification. *Nature*, 464(7293), 1334–1337.
- Screen, J. A., & Simmonds, I. (2014). Amplified mid-latitude planetary waves favour particular regional weather extremes. *Nature Climate Change*, 4(8), 704–709.
- Semmler, T., Stulic, L., Jung, T., Tilinina, N., Campos, C., Gulev, S., & Koracin, D. (2016). Seasonal atmospheric responses to reduced arctic sea ice in an ensemble of coupled model simulations. *Journal of Climate*, 29(16), 5893–5913.
- Serreze, M., Barrett, A., Stroeve, J., Kindig, D., & Holland, M. (2009). The emergence of surface-based arctic amplification. *The Cryosphere*, 3(1), 11–19.
- Stroeve, J., Holland, M. M., Meier, W., Scambos, T., & Serreze, M. (2007). Arctic sea ice decline : Faster than forecast. *Geophysical research letters*, 34(9).
- Stroeve, J. C., Kattsov, V., Barrett, A., Serreze, M., Pavlova, T., Holland, M., & Meier, W. N. (2012b). Trends in arctic sea ice extent from cmip5, cmip3 and observations. *Geophysical Research Letters*, 39(16).
- Stroeve, J. C., Serreze, M. C., Holland, M. M., Kay, J. E., Malanik, J., & Barrett, A. P. (2012a). The arctic’s rapidly shrinking sea ice cover : a research synthesis. *Climatic change*, 110(3), 1005–1027.

- Stuecker, M. F., Bitz, C. M., Armour, K. C., Proistosescu, C., Kang, S. M., Xie, S.-P., ... others (2018). Polar amplification dominated by local forcing and feedbacks. *Nature Climate Change*, 8(12), 1076–1081.
- Sun, L., Deser, C., & Tomas, R. A. (2015). Mechanisms of stratospheric and tropospheric circulation response to projected arctic sea ice loss. *Journal of Climate*, 28(19), 7824–7845.
- Tang, Q., Zhang, X., Yang, X., & Francis, J. A. (2013). Cold winter extremes in northern continents linked to arctic sea ice loss. *Environmental research letters*, 8(1), 014036.
- Thomas, D. N. (2017). *Sea ice*. John Wiley & Sons.
- Triplet, J.-P., & Roche, G. (1986). *Météorologie générale*. Paris : Ecole Nationale de la *Meteorologie*.
- UNISDR. (2020). The human cost of natural disasters : An overview of the last 20 years 2000-2019.
- Vallis, G. K. (2017). *Atmospheric and oceanic fluid dynamics*. Cambridge University Press.
- Vihma, T. (2014). Effects of arctic sea ice decline on weather and climate : A review. *Surveys in Geophysics*, 35(5), 1175–1214.
- Vihma, T., Graversen, R., Chen, L., Handorf, D., Skific, N., Francis, J. A., ... others (2020). Effects of the tropospheric large-scale circulation on european winter temperatures during the period of amplified arctic warming. *International Journal of Climatology*, 40(1), 509–529.
- Wang, M., & Overland, J. E. (2009). A sea ice free summer arctic within 30 years? *Geophysical research letters*, 36(7).
- Wang, S., & Chen, W. (2021). Impact of internal variability on recent opposite trends in wintertime temperature over the barents–kara seas and central eurasia.
- Wei, T., Yan, Q., Qi, W., Ding, M., & Wang, C. (2020). Projections of arctic sea ice conditions and shipping routes in the twenty-first century using cmip6 forcing scenarios. *Environmental Research Letters*, 15(10), 104079.
- Wendisch, M., Macke, A., Ehrlich, A., Lüpkes, C., Mech, M., Chechin, D., ... others (2019). The arctic cloud puzzle : Using acloud/pascal multiplatform observations to unravel the role of clouds and aerosol particles in arctic amplification. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(5), 841–871.
- Wilks, D. (2016). “the stippling shows statistically significant grid points” : How research results are routinely overstated and overinterpreted, and what to do about it. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(12), 2263–2273.
- Winton, M. (2011). Do climate models underestimate the sensitivity of northern hemisphere sea ice cover? *Journal of Climate*, 24(15), 3924–3934.
- Woodgate, R. A., Weingartner, T. J., & Lindsay, R. (2012). Observed increases in bering strait oceanic fluxes from the pacific to the arctic from 2001 to 2011 and their impacts on the arctic ocean water column. *Geophysical Research Letters*, 39(24).
- Wu, Y., & Smith, K. L. (2016). Response of northern hemisphere midlatitude circulation to arctic amplification in a simple atmospheric general circulation model. *Journal of Climate*, 29(6), 2041–2058.
- Zhang, P., Wu, Y., Simpson, I. R., Smith, K. L., Zhang, X., De, B., & Callaghan, P. (2018). A stratospheric pathway linking a colder siberia to barents-kara sea sea ice loss.

Science advances, 4(7), eaat6025.

Zhang, X., He, J., Zhang, J., Polyakov, I., Gerdes, R., Inoue, J., & Wu, P. (2013). Enhanced poleward moisture transport and amplified northern high-latitude wetting trend. *Nature Climate Change*, 3(1), 47–51.

Zhang, X., Lu, C., & Guan, Z. (2012). Weakened cyclones, intensified anticyclones and recent extreme cold winter weather events in eurasia. *Environmental Research Letters*, 7(4), 044044.

Table des figures

2.1	Moyenne zonale de l'évolution de l'anomalie de température annuelle moyenne (par rapport à 1951-1980) montrant que l'amplification arctique augmente depuis 1990. Adapté de Wendisch <i>et al.</i> (2017).	5
2.2	Evolution de l'étendue de la glace de mer arctique entre janvier 1979 et mars 2021 à partir des données satellitaires. Provient de EUMETSTAT OSI SAF (2021).	6
2.3	Mécanismes de l'amplification arctique. Les chiffres en jaune indiquent des processus qui ne se produisent pas pendant les nuits polaires. 1. Réflexion vers l'espace du rayonnement solaire par les nuages. 2. <i>Feedback</i> albedo-surface. 3. Absorption et réémission vers la Terre du rayonnement infrarouge par les nuages. 4. Absorption et réémission vers la Terre du rayonnement infrarouge par la vapeur d'eau. 5. <i>Feedback</i> de Planck. 6. Profils de température, <i>lapse-rate feedback</i> . 7. Apport atmosphérique d'humidité et de chaleur par les zones non polaires. 8. Apport océanique de chaleur par les zones non polaires : 8a : « <i>Pacification</i> » ; 8b : « <i>Atlantification</i> ». Inspiré de Goosse <i>et al.</i> (2018) et de Cohen <i>et al.</i> (2020).	7
2.4	Contributions de chaque forçage/ <i>feedback</i> à l'amplification arctique (60-90°N) comparé aux tropiques (30-60°N). Les différents <i>feedbacks</i> sont le <i>lapse-rate</i> (LR), l'albedo de surface (A), la vapeur d'eau (WV), les nuages (C) et le <i>feedback</i> de Planck (P'). Les apports de chaleur depuis les latitudes plus basses : atmosphériques (ΔAHT) et océaniques (ΔOHU). Provient de Goosse <i>et al.</i> (2018).	8
2.5	Schéma de l'élongation des crêtes causées par l'amplification arctique (AA). Ligné : avant l'AA ; Pointillé : après l'AA. Les ondes plus amplifiées se propagent plus lentement vers l'est, comme indiqué par les flèches. Provient de Francis et Vavrus (2012).	10
2.6	Synthèse du processus impliquant la stratosphère. A la fin de l'automne, l'interférence constructive entre la perte de glace de mer arctique et la présence amplifiée de neige eurasiennne propage des ondes verticales qui affaiblissent le vortex polaire stratosphérique (SPV). La neige est en blanc. La glace de mer est en blanc teinté de bleu. Les hauts (bas) géopotentiels sont représentés par un H (L). Le courant en bleu est le courant-jet troposphérique et le courant en mauve est le SPV. Sur le globe de droite, les températures élevées (basses) sont représentées en rouge (bleu). Provient de Cohen <i>et al.</i> (2014).	11

2.7	Schéma conceptuel des liens entre l'amplification arctique et les extrêmes de basses températures aux moyennes latitudes. Sigles utilisés : <i>Stratospheric Polar Vortex</i> (SPV), <i>Sudden Stratospheric Warming</i> (SSW), <i>North Atlantic Oscillation</i> (NAO), <i>Arctic Oscillation</i> (AO), <i>Warm Arctic Cold Continent</i> (WACC). Inspiré de Vihma (2014) et Overland <i>et al.</i> (2016).	12
2.8	Schéma des différents mécanismes proposés à la suite de l'AA en été : a : affaiblissement des <i>storm tracks</i> ; b : affaiblissement et déplacement des courants-jets; c : amplification des ondes quasi-stationnaires de Rossby par résonance. Provient de Coumou <i>et al.</i> (2018).	14
2.9	Tendance estivale de la température pour la période 1980-2011 au 95ème centile (a), 50 ème centile (b), 5ème centile (c); d-f montrent les différences au sein de la distribution. Provient de Coumou <i>et al.</i> (2018).	16
3.1	Qu'est-ce qu'un extrême de température? Distribution de la probabilité de la température journalière. Modifié de Zhang <i>et al.</i> (2011).	20
3.2	Schéma explicatif du traitement de TN10 pour le 17 février.	23
4.1	Évolution de l'étendue de glace de mer arctique des 40 membres de la PERT et du CTRL. CTRL-PERT se réfère à la différence entre la moyenne des 40 membres du CTRL et la moyenne des 40 membres de la PERT.	28
4.2	Différence moyenne de concentration de glace de mer (%) entre PERT et CTRL pour les 15 mois des simulations, en se référant au total du CTRL. Les croix noires représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative ($\alpha_{général} = 0.05$, $\alpha_{FDR} = 0.1$).	30
4.3	Différence moyenne de géopotential (dam) à 500 hPA entre PERT et CTRL pour les 15 mois des simulations. Les croix noires représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative ($\alpha_{général} = 0.05$, $\alpha_{FDR} = 0.1$).	32
4.4	Différence moyenne de géopotential à 10 hPA entre PERT et CTRL pour les 15 mois des simulations. Les croix noires représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative ($\alpha_{général} = 0.05$, $\alpha_{FDR} = 0.1$).	33
4.5	Différence moyenne de température de l'air (°C) à 2 m entre PERT et CTRL pour les 15 mois des simulations. Les croix noires représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative ($\alpha_{général} = 0.05$, $\alpha_{FDR} = 0.1$).	36
4.6	PERT-CTRL de la température moyenne (TM) et des sept indices de température extrême analysés (Table 3.1) pour les régions continentales (Table 3.2). La bande bleutée représente l'intervalle de confiance à 95% des 4 régions.	38
4.7	PERT-CTRL de la température moyenne (TM) et des sept indices de température extrême analysés (Table 3.1) pour les régions continentales (Table 3.3). La bande bleutée représente l'intervalle de confiance à 95% des 8 régions.	43
1	Les mers de la région polaire arctique. Provient de Bushuk <i>et al.</i> (2017). . .	65

2	Différence entre l'étendue de glace de mer (>15% de concentration de glace de mer) et l'aire de glace de mer (>0% de glace de mer) pour PERT et CTRL.	65
3	PERT-CTRL de TXn, TNx, TX10 et TN90 (Table 3.1) pour les régions continentales (Table 3.2). La bande bleutée représente l'intervalle de confiance à 95% des 4 régions.	66
4	PERT-CTRL de TXn, TNx, TX10 et TN90 (Table 3.1) pour les régions européennes (Table 3.3). La bande bleutée représente l'intervalle de confiance à 95% des 8 régions.	67

Liste des tableaux

3.1	Définitions des indices d'extrêmes de température traités, en grisé analysés.	21
3.2	Régions mondiales.	24
3.3	Régions européennes selon Christensen et Christensen (2007).	25

Annexes

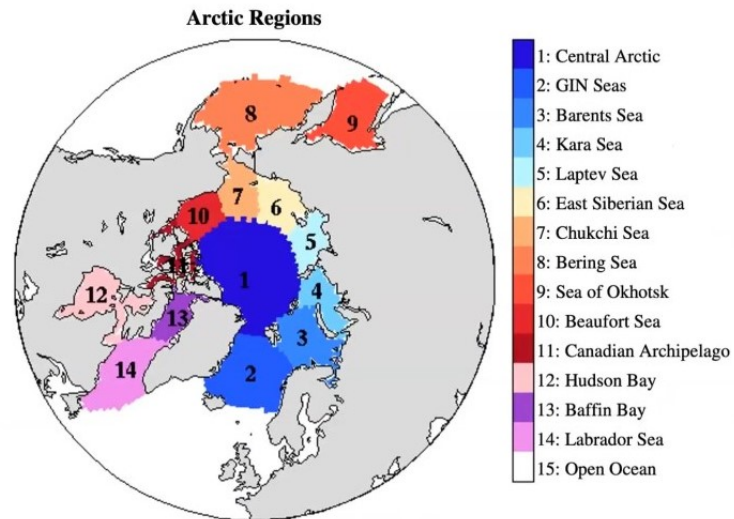


FIGURE 1 – Les mers de la région polaire arctique. Provient de Bushuk *et al.* (2017).

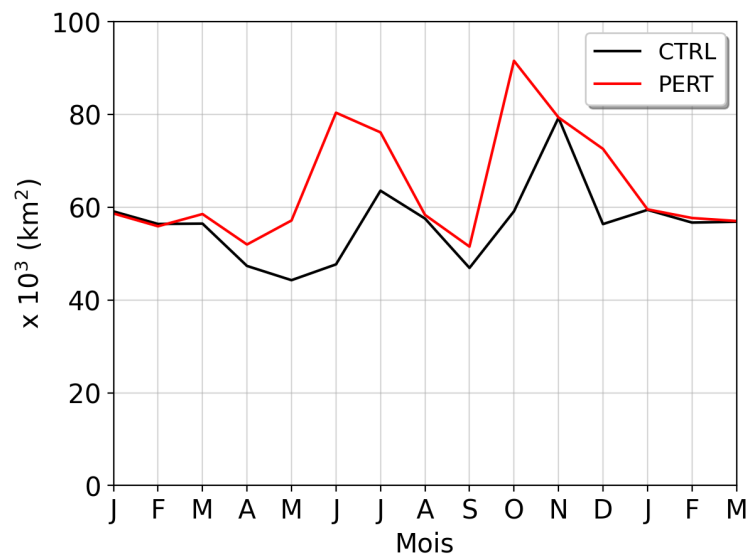


FIGURE 2 – Différence entre l'étendue de glace de mer ($>15\%$ de concentration de glace de mer) et l'aire de glace de mer ($>0\%$ de glace de mer) pour PERT et CTRL.

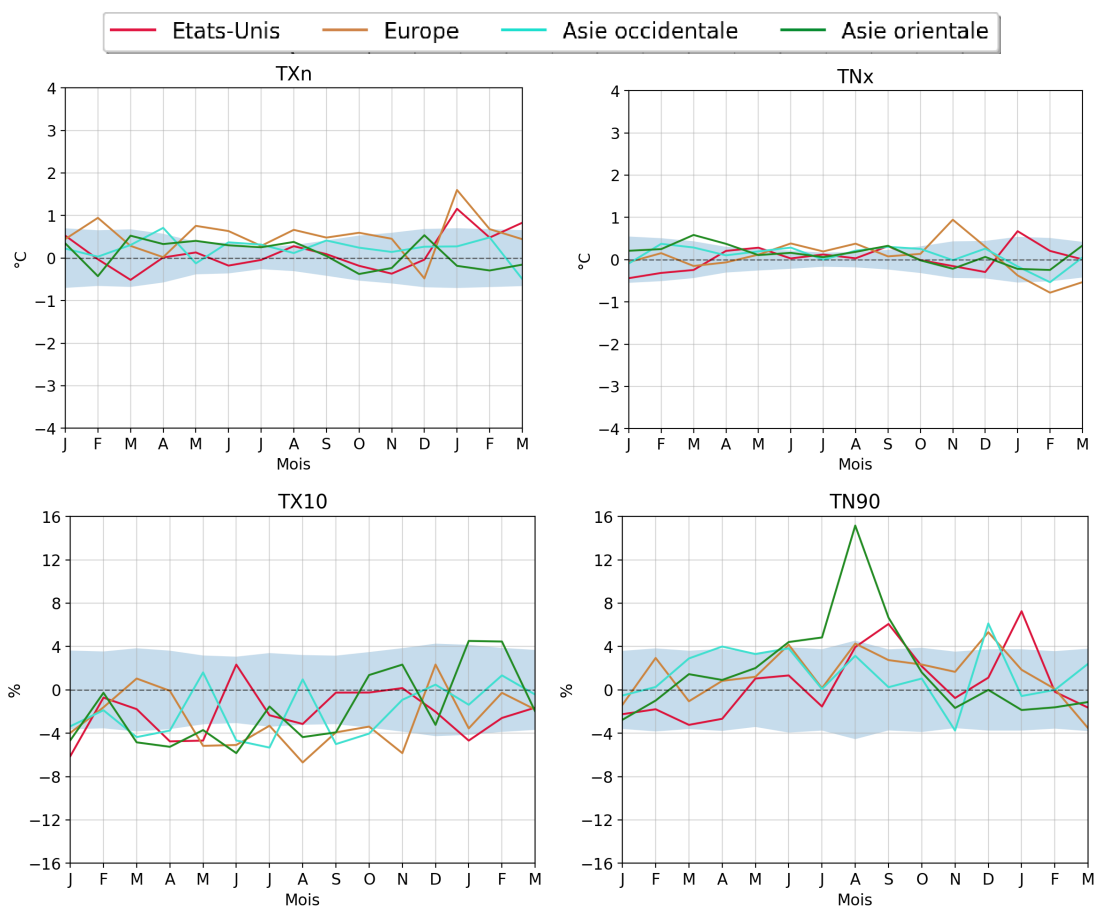


FIGURE 3 – PERT-CTRL de TXn, TNx, TX10 et TN90 (Table 3.1) pour les régions continentales (Table 3.2). La bande bleutée représente l'intervalle de confiance à 95% des 4 régions.

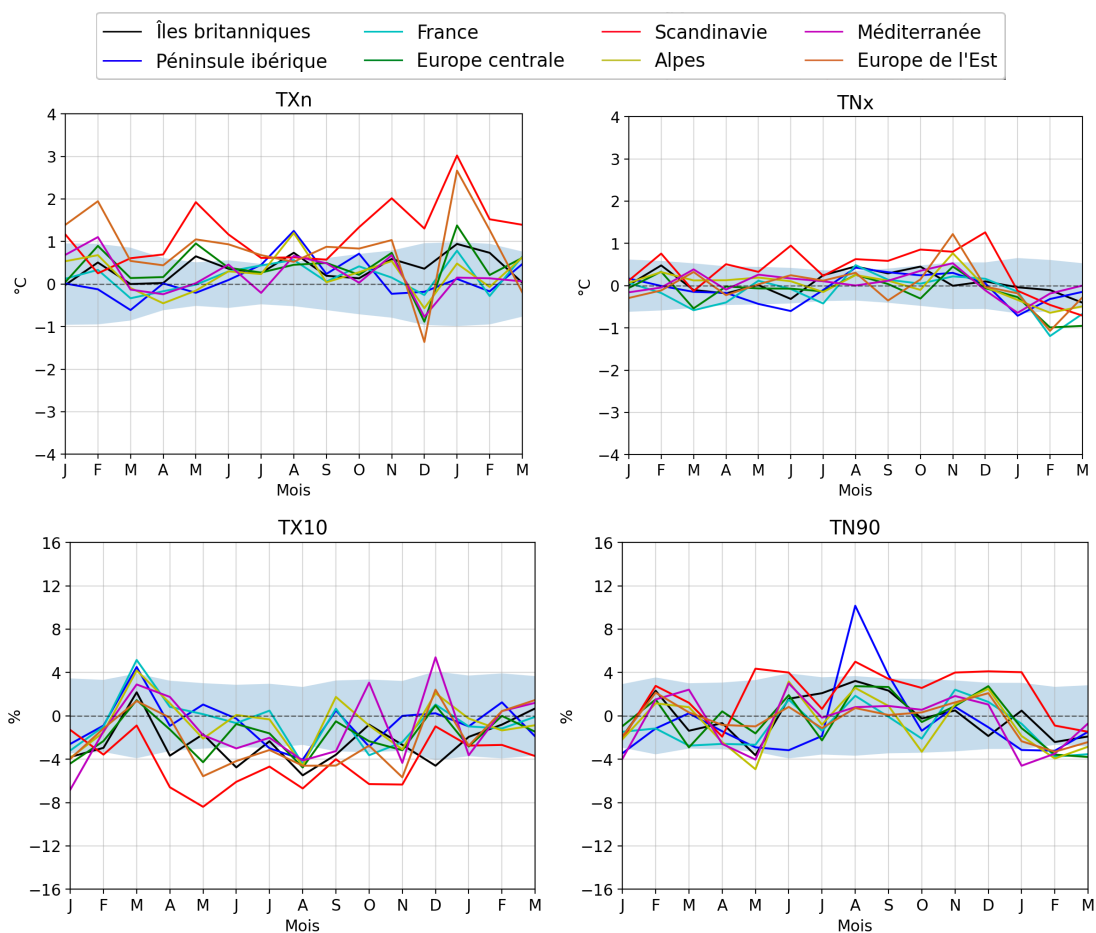


FIGURE 4 – PERT-CTRL de TXn, TNx, TX10 et TN90 (Table 3.1) pour les régions européennes (Table 3.3). La bande bleutée représente l'intervalle de confiance à 95% des 8 régions.

Autobiographie

Coordonnées

Neimry Emile
14/05/1998

Rue Gaie, 12
5140 Ligny

eneimry@outlook.com
+32478933981

Formation académique

2001-2010 : Maternelles et primaires à l'École Saint-Laurent de Sombreffe.

2010-2016 : Secondaires au Collège Saint-Guibert de Gembloux.

2016-2019 : Bachelier en sciences géographiques, orientation générale, à l'Université Catholique de Louvain.

2019-2021 : Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie, à finalité approfondie, à l'Université Catholique de Louvain.

UNIVERSITÉ CATHOLIQUE DE LOUVAIN
Faculté des sciences

Place des sciences, 2 bte L6.06.01, 1348 Louvain-la-Neuve, Belgique | www.uclouvain.be/sc