

Impact d'une disparition soudaine de la glace de mer arctique estivale sur le climat des moyennes et hautes latitudes

Mémoire réalisé par
Steve Delhaye

Promoteur
Thierry Fichefet

Lecteurs
Hugues Goosse & Bas van Wesemael

Année académique 2017-2018
Mémoire présenté en vue de l'obtention du **grade académique de Master en sciences
géographiques, orientation climatologie**

Remerciements

Je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont permis de réaliser ce mémoire, que ce soit de manière directe ou indirecte.

Tout d'abord, je voudrais remercier particulièrement mon promoteur, le professeur Thierry Fichet, pour ses conseils, son aide et son suivi le long de ces deux années. Sa confiance m'a permis de donner le meilleur de moi-même.

Je tiens également à remercier David Docquier et François Massonnet pour leur suivi régulier et leur disponibilité à toute occasion. J'ai toujours ressenti chez eux une envie d'aider afin de réaliser ce mémoire dans les meilleures conditions. Mon mémoire repose majoritairement sur leur aide.

Finalement, je tiens à remercier tous les membres de ma famille qui m'ont toujours encouragé le long de mes études. J'ai toujours été poussé vers le haut grâce à leurs soutiens.

Table des matières

Introduction	1
1 Revue de la littérature	3
1.1 Amplification arctique	3
1.2 Réponses climatiques de la fonte de glace de mer arctique	6
1.3 Modélisation des réponses climatiques	8
1.3.1 Hivers froids en Eurasie	8
1.3.2 Été humide en Europe	10
1.3.3 Amérique du Nord	11
1.3.4 Incertitudes	11
2 Méthodologie	13
2.1 Modèle	13
2.2 Simulations réalisées	14
2.2.1 Simulation de contrôle	14
2.2.2 Simulations perturbées	16
2.2.3 Traitement des données	16
2.3 Variables climatiques analysées	17
2.3.1 Variables atmosphériques	17
2.3.1.1 Température de l'air en surface	17
2.3.1.2 Pression atmosphérique	18
2.3.1.3 Hauteur du géopotential	19
2.3.1.4 Vent zonal	19
2.3.1.5 Précipitations	19
2.3.1.6 Épaisseur de neige continentale	20
2.3.2 Variables océaniques	20
2.3.2.1 Température de surface	21
2.3.2.2 Salinité de surface	21
2.3.2.3 Évaporation	21
2.3.2.4 Ruissellement	21
2.4 Significativité statistique	21
3 Résultats et discussion	23
3.1 Réponses de la glace de mer	23
3.2 Réponses atmosphériques	25
3.2.1 Température de l'air en surface	25
3.2.2 Circulation à grande échelle	29
3.2.3 Précipitations	36
3.2.4 Synthèse des réponses atmosphériques	39
3.3 Réponses océaniques	41
Conclusions	47

Références	51
Table des figures	57
A Annexes	61

Introduction

La glace de mer fait partie, avec la neige, les glaciers et les calottes glaciaires, de la cryosphère, c'est-à-dire l'ensemble de l'eau présente sur Terre à l'état gelé (AMAP, 2017). La glace de mer est l'une des composantes majeures de la cryosphère. Elle se forme lorsque l'eau de mer gèle (autour de $-1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$), créant une fine couche de glace discontinue (Morales Maqueda et al., 1994). Malgré le fait que la glace de mer ne représente en moyenne que 7% en surface de l'océan mondial (Barry, 1986), elle joue un rôle fondamental dans le climat. En effet, sa présence influence significativement le bilan énergétique de la Terre (Peings and Magnusdottir, 2014), notamment par la réflexion du rayonnement solaire à sa surface et par son effet isolant.

Les premières observations satellitaires de la glace de mer arctique, entamées dès la fin des années 1970, ont permis d'analyser l'évolution de la couverture de glace de mer de manière précise. Les scientifiques ont constaté que cette couverture a connu une diminution de 12% par décennie depuis le début de ces observations (Meier et al., 2012; Cohen et al., 2014). Cette diminution s'opère en toutes saisons, et est accentuée lors de la période estivale, en particulier au mois de septembre, lorsque la couverture saisonnière est minimale (Figure 0.1). Le 17 septembre 2012, l'étendue (qui équivaut à l'aire de la surface de l'océan recouverte par au moins 15% de glace de mer) de la glace de mer arctique a atteint son niveau le plus bas depuis 1979 : elle a été réduite de moitié par rapport à l'étendue relevée lors des premières observations (Cohen et al., 2014).

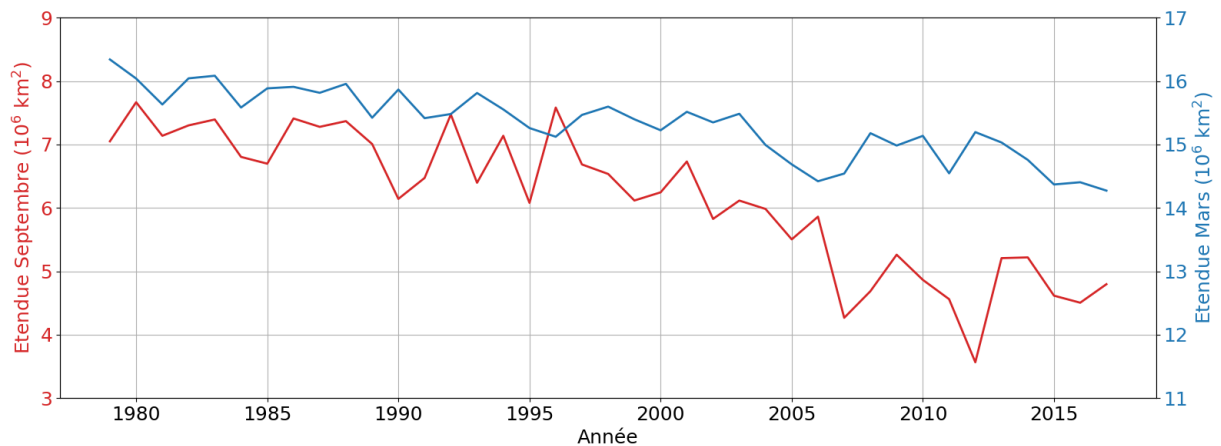


FIGURE 0.1 – Évolution de l'étendue de la glace de mer arctique depuis le début des observations satellitaires (1979-2017) [Graphique créé depuis les données du National Snow and Ice Data Center (NSIDC), <ftp://sidads.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G02135/>].

Cette perte est due, d'une part, à la variabilité naturelle du climat et, d'autre part, au réchauffement climatique provoqué par la hausse des émissions de gaz à effet de serre dans l'atmosphère (Notz and Stroeve, 2016; Ding et al., 2017). Cette hausse est principalement attribuée aux activités anthropiques. En effet, depuis l'ère industrielle, l'homme augmente sans cesse les rejets de gaz à effet de serre tels que le dioxyde de carbone, le méthane et de nombreux autres composés. Ces composés absorbent et réémettent les radiations infrarouges émises par la surface terrestre. Dès lors, ces radiations sont en partie renvoyées vers la surface et la réchauffent, ce qui provoque ce qu'on appelle l'effet de serre. Les gaz à effet de serre sont donc en grande partie responsables du réchauffement de la planète. Ce réchauffement n'est pas uniforme : il est plus important en arctique, à cause de l'intervention de plusieurs feedbacks, qui entraînent ce qu'on appelle l'amplification arctique.

De plus, la situation actuelle, déjà préoccupante, ne semble pas se résorber à moyen terme. En effet, selon la majorité des projections, la glace de mer arctique estivale devrait totalement disparaître dans la seconde moitié du XXI^{ème} siècle (Overland et al., 2011; Semmler et al., 2012; Deser et al., 2015) voire même avant (Notz and Stroeve, 2016). Cette perte n'influence pas uniquement le climat : la faune et la flore n'y trouvent plus un environnement adéquat, et les activités humaines aux hautes latitudes sont également affectées (AMAP, 2017). Quant aux impacts climatiques, ils ne se limiteraient pas qu'aux hautes latitudes, mais concerneraient probablement les moyennes latitudes également. Un changement de la trajectoire des dépressions, des caractéristiques du *jet stream*¹ polaire, et, des ondes planétaires serait effectivement observé et affecterait les moyennes latitudes (Cohen et al., 2014; Blackport and Kushner, 2016). Dès lors, il est primordial de comprendre les conséquences de la fonte actuelle de la glace de mer arctique sur le climat. De plus, il est particulièrement intéressant de comprendre comment notre climat sera altéré par une disparition complète de la glace de mer arctique en été, prévue dans les prochaines décennies.

Ce mémoire a donc pour objectif d'analyser les impacts climatiques à court terme suite à une fonte estivale totale de la glace de mer arctique. Le fait de se focaliser sur le court terme permet d'acquérir une première idée des effets climatiques probables de cette fonte. En ce qui concerne son étendue spatiale, cette étude portera sur les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Nous serons amenés à nous poser les questions suivantes : quels sont les changements climatiques à craindre aux moyennes et hautes latitudes, lorsque la glace de mer arctique pérenne disparaîtra ? Ces changements correspondent-ils aux prédictions présentées dans la littérature ? Les simulations réalisées à l'aide du modèle climatique EC-Earth permettront de fournir une tentative de réponse à ces questions.

Le premier chapitre de ce travail constitue une revue de la littérature consacrée à l'explication de l'amplification arctique ainsi qu'aux réponses climatiques probables dues à la fonte de la glace de mer arctique. Le deuxième chapitre traite de la méthodologie appliquée afin d'analyser les réponses climatiques de la disparition estivale de la glace de mer arctique dans nos simulations. Le troisième chapitre expose les résultats obtenus ainsi que la discussion de ces résultats.

1. Courant-jet en français

1

Revue de la littérature

1.1 Amplification arctique

Comme annoncé dans l'introduction, la glace de mer influence le climat en modifiant le bilan énergétique de la Terre. On distingue plus précisément quatre impacts différents qu'exerce la glace de mer sur le climat. Premièrement, la glace de mer influence la quantité d'énergie reçue par la Terre sous forme de rayonnement solaire via l'effet albédo. L'albédo est le rapport entre le flux de rayonnement solaire réfléchi par une surface et le flux de rayonnement solaire incident atteignant cette même surface. Une surface claire comme la glace ou la neige a une valeur d'albédo élevée, approchant la valeur de 70% (une valeur de 100% représente une réflexion totale du rayonnement solaire incident). Quant aux océans, ils possèdent un albédo approchant la valeur de 6% (une valeur de 0% représente une absorption totale du rayonnement solaire incident). Dès lors, en présence de glace de mer dans les océans, la surface réfléchit davantage le rayonnement solaire qu'en présence d'eau de mer uniquement. Cela provoque alors un refroidissement de cette surface. Deuxièmement, les flux de chaleur turbulents sont diminués d'un facteur deux lorsque la surface de l'océan est gelée (Morales Maqueda et al., 1994). Troisièmement, le cycle saisonnier de température de l'air est modifié en présence de glace de mer. En effet, lors de sa formation, la glace libère de la chaleur latente, ce qui retarde l'arrivée de la température minimale (Morales Maqueda et al., 1994). Inversement, la fonte de la glace correspond à une absorption de la chaleur latente, ce qui diffère l'atteinte de la température maximale. De plus, la formation de la glace de mer provoque une hausse de la salinité de l'océan, tandis que sa fonte provoque l'effet inverse. Cela influence la stabilité de l'océan et joue un rôle dans la formation des eaux profondes (Killworth, 1983), lesquelles influencent également la redistribution globale de chaleur au niveau climatique. En dernier lieu, le déplacement de la glace de mer vers les tropiques, combiné à la formation de glace aux hautes latitudes crée un transport net d'énergie thermique vers les pôles dans l'atmosphère, et de salinité dans l'océan (Morales Maqueda et al., 1994).

Le réchauffement climatique, qui suscite la fonte de la glace de mer, n'est pas homogène dans le temps ni dans l'espace : il est plus intense en arctique qu'ailleurs sur le globe. Ce phénomène, appelé « amplification arctique », perturbe fortement la glace de mer présente dans la région. Cela est notamment dû à l'intervention de plusieurs feedbacks positifs amplifiant le réchauffement arctique.

Le feedback glace-albédo est l'un des facteurs responsables de cette amplification. En effet, une hausse de la température peut faire fondre la glace de mer (et/ou la neige) et, dès lors, les surfaces englacées seront de plus en plus transformées en eau. L'eau ayant un albédo plus faible que la glace, la surface va davantage absorber le rayonnement solaire de courte longueur d'onde. Cela aura comme effet une augmentation de la température à la surface. Dès lors, cette augmentation pourra de nouveau faire fondre de la glace de mer (et/ou de neige). À l'inverse, une diminution de la température mène à la formation de glace de mer (et/ou de neige). L'albédo est dès lors augmenté et la surface absorbera moins le rayonnement solaire. La température diminuera donc de nouveau. C'est bien un feedback positif car la perturbation initiale, la température en l'occurrence, est accentuée par l'albédo (Figure 1.1). Si l'impact du feedback glace-albédo, est non négligeable, il est toutefois inférieur à celui du feedback de Planck ainsi que le feedback du gradient thermique (Figure 1.2).

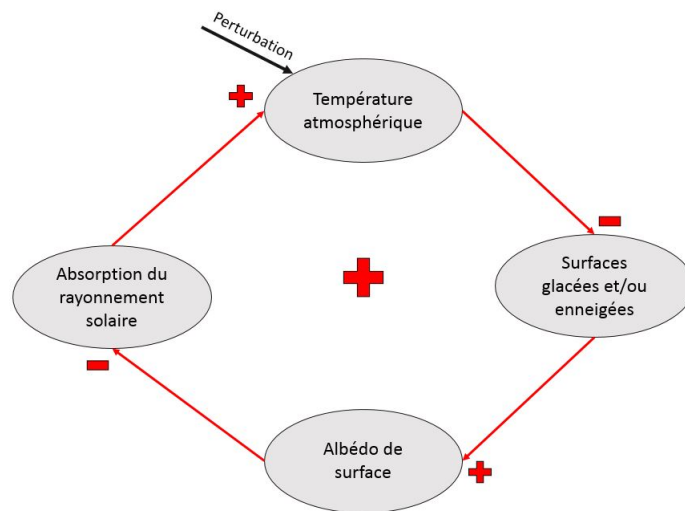


FIGURE 1.1 – Feedback glace-albédo. Un signe positif (négatif) montre si une hausse d'un processus amplifie (tend à réduire) le suivant.

Le feedback de Planck découle du fait que les radiations de grandes longueurs d'onde émises par la surface dépendent directement de la température à la puissance 4 (Pithan and Mauritsen, 2014). Cela peut être vu selon l'équation de Stefan-Boltzmann (Equation 1.1), avec R étant le flux de rayonnement de grandes longueurs d'onde émises par la surface terrestre, T la température, ϵ l'émissivité et σ la constante de Stefan-Boltzmann.

$$R = \epsilon\sigma T^4 \quad (1.1)$$

Dès lors, pour compenser un même forçage externe (par exemple une augmentation du rayonnement émis par la surface terrestre (R)), la température devra augmenter plus fortement dans les régions froides que dans les régions chaudes. Cela est dû au facteur 4 de l'exposant de la température dans l'Equation 1.1 (Pithan and Mauritsen, 2014).

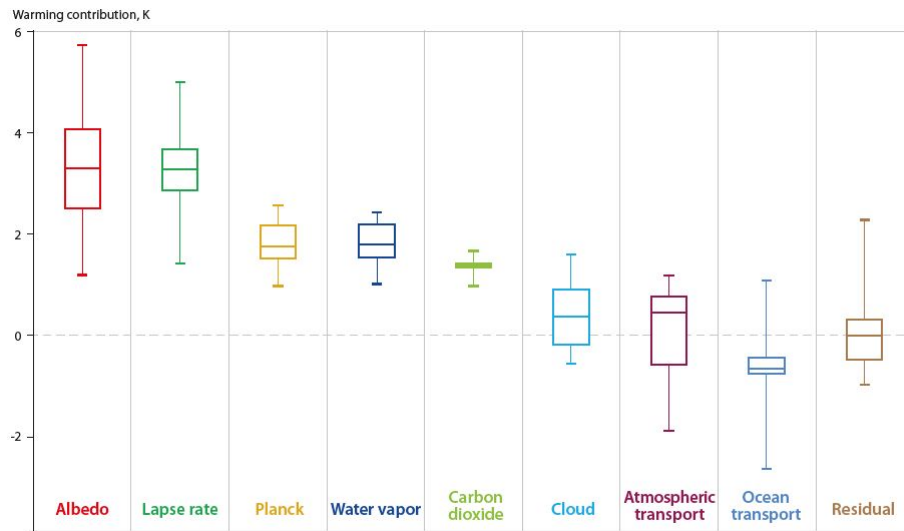


FIGURE 1.2 – Diagrammes en boîtes des feedbacks agissant sur le réchauffement arctique (Pithan and Mauritsen, 2014). Le feedback gradient thermique est représenté par "lapse rate", vapeur d'eau par "water vapor" et nuageux par "cloud".

Le rôle du feedback du gradient thermique dans l'amplification arctique vient du fait qu'aux tropiques, le gradient thermique vertical suit principalement le gradient adiabatique saturé dû au phénomène de convection. De l'autre côté, aux pôles, l'air froid de surface très dense se mélange difficilement à l'air d'altitude et les changements de température importants restent majoritairement confinés à la surface (Pithan and Mauritsen, 2014). Une hausse de la température sera accentuée en altitude aux tropiques alors qu'elle aura lieu en surface aux pôles (Figure 1.3).

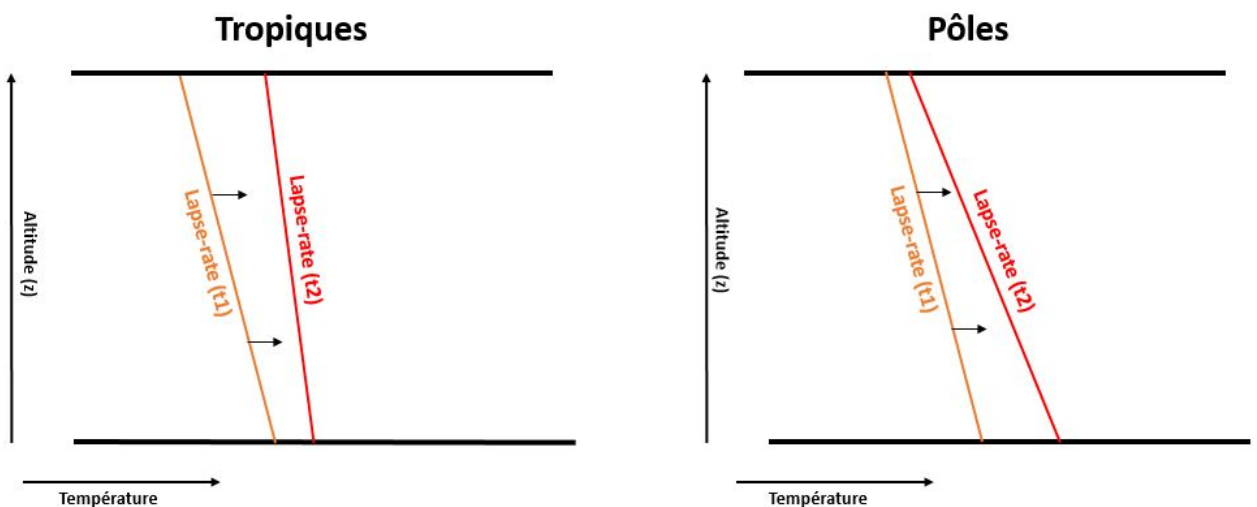


FIGURE 1.3 – Rôle du feedback lapse-rate dans l'amplification arctique.

Le feedback lié à la vapeur d'eau ainsi que le feedback nuageux participent également au réchauffement arctique (Figure 1.2). Le premier fonctionne de la manière suivante : une hausse de la température atmosphérique augmente la quantité de vapeur d'eau que l'air peut contenir, ce qui entraîne une plus grande absorption du rayonnement de grandes longueurs d'onde terrestres (la vapeur d'eau étant un gaz à effet de serre). Ces ondes sont alors renvoyées vers la surface terrestre et font augmenter la température. Le deuxième feedback est plus complexe : son influence sur le bilan radiatif terrestre dépend de la constitution des nuages (Hartmann, 1994). Plus un nuage est chargé en gouttelettes d'eau, plus son albédo est élevé. Cela provoque une réflexion du rayonnement solaire et refroidit la surface. D'autre part, l'absorption des radiations de grandes longueurs d'onde terrestres est augmentée, ce qui réchauffe la surface terrestre. Ce réchauffement serait plus important que le refroidissement à cause des nuages de hautes altitudes (Hartmann, 1994). Par contre, même si ces deux processus réchauffent l'arctique, ils n'agiraient pas sur l'amplification arctique (Pithan and Mauritsen, 2014) mais réchaufferaient davantage les tropiques.

En termes de chiffres, l'arctique se réchauffe à un taux environ deux fois plus élevé que les basses latitudes (Cohen et al., 2014). La glace de mer arctique est donc fortement affectée par ce réchauffement. De plus, c'est surtout durant la saison automnale et hivernale que l'amplification arctique est la plus intense, car c'est à cette période que la différence de température entre l'atmosphère et l'océan est la plus grande (Cohen et al., 2014; Pithan and Mauritsen, 2014; Pedersen et al., 2016). Cela provoque un excès de chaleur vers l'atmosphère sous forme de radiations et de flux turbulents (Cohen et al., 2014). La plupart des études concernant les impacts climatiques dus à la fonte de la glace de mer arctique se focalisent de ce fait sur l'automne et l'hiver. De plus, c'est également à cette période qu'il y a le plus de divergences entre les modèles et une variabilité plus importante aux moyennes latitudes, ce qui laisse place à davantage d'incertitudes (Cohen et al., 2014; Petrie et al., 2015).

1.2 Réponses climatiques de la fonte de glace de mer arctique

Trois conséquences climatiques majeures aux moyennes et hautes latitudes (schématisées à la Figure 1.4) sont discutées chez Cohen et al. (2014) ainsi que chez Blackport and Kushner (2016) suite à la fonte de la glace de mer arctique.

La première est un changement dans la trajectoire des dépressions au-dessus de l'Atlantique Nord. Ce changement de trajectoire peut être mesuré via l'oscillation nord-atlantique (NAO¹) et l'oscillation arctique (AO²) ou encore le *Northern Annular Mode* (NAM). Ces trois modes de variabilité sont fortement liés les uns aux autres, mais c'est principalement l'indice de la NAO qui est convoqué dans la littérature. Ce dernier a plusieurs définitions, mais il reflète toujours le gradient de pression selon un axe nord-sud sur l'Atlantique Nord (Ambaum et al., 2016). C'est pour cette raison que l'indice est associé aux changements des *westerlies*³ de surface soufflant de l'Atlantique Nord jusqu'en Europe (Hurrell, 1995). Un indice positif signifie une accentuation de la différence de pression entre les Açores (où elle est élevée) et l'Islande (où elle est basse), ce qui cause un renforcement des *westerlies*. Lorsque l'indice est négatif, cela

1. North Atlantic Oscillation en anglais
2. *Arctic Oscillation* en anglais
3. Vents d'ouest

signifie que cette différence de pression est diminuée, ce qui atténue, voire supprime les *westerlies*. Cela influence alors fortement le climat en Europe : on observe par exemple une anomalie négative de température en hiver. De nombreuses études ont cherché à déterminer le signe de ces indices suite à la fonte de la glace de mer arctique, mais leurs résultats divergent significativement (Smith et al., 2017).

La deuxième conséquence climatique suite à la fonte de la glace de mer arctique, discutée chez Cohen et al. (2014), est un changement des caractéristiques du *jet stream* polaire. Cette veine de vents d'ouest atteint les 360 km/h et est située au sommet de la troposphère (Triplet and Roche, 1986). L'amplification arctique génère une diminution du gradient thermique entre les tropiques et les pôles, ce qui provoque donc une diminution du vent thermique. Or, le *jet stream* étant directement issu de ce dernier, il s'en trouve dès lors également affaibli et présente un méandrement plus prononcé. Cela mène à des régimes climatiques plus persistants sur les moyennes latitudes (Francis and Vavrus, 2012).

La troisième réponse climatique est une variation régionale de la circulation troposphérique via les ondes planétaires. Cette dernière est un processus plus complexe que les précédents et concerne principalement l'enneigement eurasien, mais également la couverture de glace sur la mer de Barents et la mer de Kara (Figure A.1). La perte de glace provoque une hausse des flux de chaleur turbulents vers l'atmosphère et stimule les ondes planétaires de grande échelle, surnommées « ondes de Rossby ». De plus, une hausse de la couverture de neige automnale en Eurasie peut davantage propager les ondes de Rossby verticalement jusqu'à la stratosphère (Cohen et al., 2014). Avec un certain temps de retard, cela crée un affaiblissement du vortex polaire troposphérique dû au réchauffement stratosphérique initié par ces ondes planétaires. Dès lors, les conditions anticycloniques arctiques sont favorisées et le vortex polaire peut se scinder et atteindre les moyennes latitudes (Cohen et al., 2014).

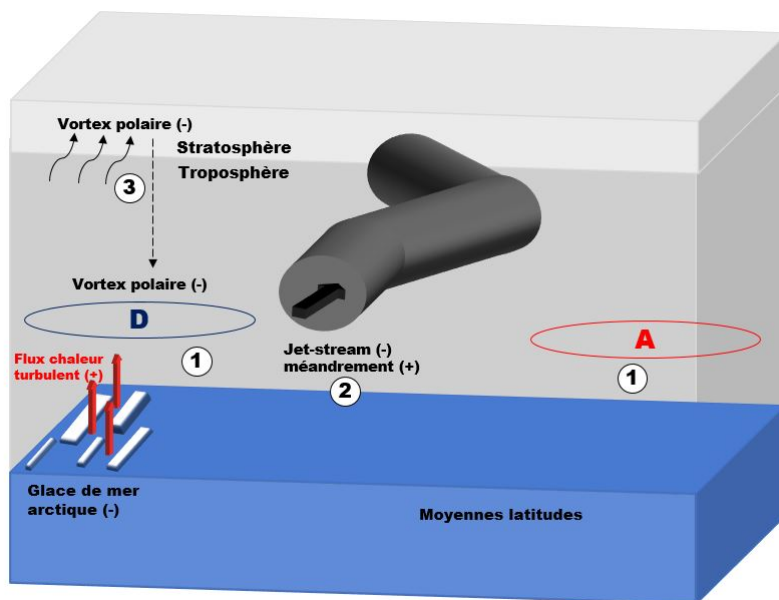


FIGURE 1.4 – Trois grandes réponses climatiques à la fonte de glace de mer arctique. La réponse de la NAO (1) est représentée par un changement de gradient de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression islandaise, la réponse du jet stream (2) est due à la baisse du gradient thermique et la réponse des ondes planétaires (ondes de Rossby) (3) est due aux flux de chaleur turbulents. Les (+) signifient un renforcement alors que les (-) signifient un affaiblissement. Schéma inspiré par Screen et al. (2018).

1.3 Modélisation des réponses climatiques

Pour tenter de comprendre les conséquences de la perte estivale de la glace de mer arctique, une étude de simulation sur la base de modèles climatiques semble être la plus pertinente. En effet, on peut y isoler des processus physiques, ce qui n'est pas possible en analysant les observations (Screen et al., 2013). La plupart de ces simulations sont réalisées à l'aide de modèles de circulation générale (*General Circulation Models* ou GCM en anglais), sur lesquels la majorité des chercheurs imposent une anomalie de glace de mer hypothétique compte tenu de l'évolution future du réchauffement climatique, tandis que les autres y imposent une anomalie actuellement observée (Screen et al., 2013). De plus, de nombreuses simulations sont réalisées via un modèle atmosphérique uniquement (Petrie et al., 2015; Semmler et al., 2016) et présentent comme inconvénient de ne pas prendre en considération les réponses océaniques (Semmler et al., 2016). Les modèles couplés atmosphère-océan permettent de résoudre ce problème (Deser et al., 2015; Petrie et al., 2015; McCusker et al., 2016; Pedersen et al., 2016). Dès lors, la réponse atmosphérique aux variations de glace de mer sera plus pertinente (Screen et al., 2018) et se propagera jusque dans les tropiques (Deser et al., 2015). Plus récemment, c'est via l'utilisation d'un modèle numérique de prédiction météorologique (*Numerical Weather Prediction* ou NWP en anglais) que l'impact de la fonte de la glace de mer arctique a été étudié (Semmler et al., 2016).

L'étude de ces simulations met principalement en avant que la perte estivale de la glace de mer arctique provoquerait un "mini réchauffement global" comme le surnomme Deser et al. (2015). En effet, une augmentation de la température s'observerait dans tout l'hémisphère Nord mais avec un réchauffement nettement plus prononcé dans la basse troposphère aux hautes latitudes (Semmler et al., 2012; Screen et al., 2013; Blackport and Kushner, 2016; Pedersen et al., 2016; Koenigk and Brodeau, 2017; Smith et al., 2017). De plus, le réchauffement aux tropiques serait plus important dans la haute troposphère (Deser et al., 2015; Blackport and Kushner, 2016; Screen et al., 2018). Ces deux caractéristiques ressemblent fortement à la réponse du système climatique terrestre due à la hausse des concentrations de gaz à effet de serre que la Terre connaît actuellement (Screen et al., 2018). Toutefois, ces réponses de température, indépendamment des modèles utilisés, peuvent varier selon les continents et selon les saisons : des variations plus importantes sont observées en hiver par exemple (Semmler et al., 2012).

1.3.1 Hivers froids en Eurasie

Malgré un réchauffement global, certaines régions peuvent subir un refroidissement à certains moments de l'année. Un exemple largement mentionné est l'Eurasie en hiver, comme l'ont observé Blackport and Kushner (2016) dans leurs simulations. Par ailleurs, l'Eurasie a subi plusieurs hivers sévères ces dernières années, voire décennies. En effet, une large partie du nord de l'Eurasie observe régulièrement une anomalie négative de température lors des hivers depuis le début des années 1990 (Figure 1.5) (Cohen et al., 2012). En Europe, ces hivers froids sont plus récents : des anomalies négatives importantes ont été enregistrées lors de l'hiver 2009-2010 ainsi que l'année suivante (Cohen et al., 2010). C'est d'ailleurs à ce moment que l'indice NAO a atteint sa valeur la plus basse depuis 1824 (Cattiaux et al., 2010). Depuis lors, de nombreux climatologues se demandent si la fonte de la glace de mer arctique serait la cause de ce refroidissement hivernal en Eurasie.

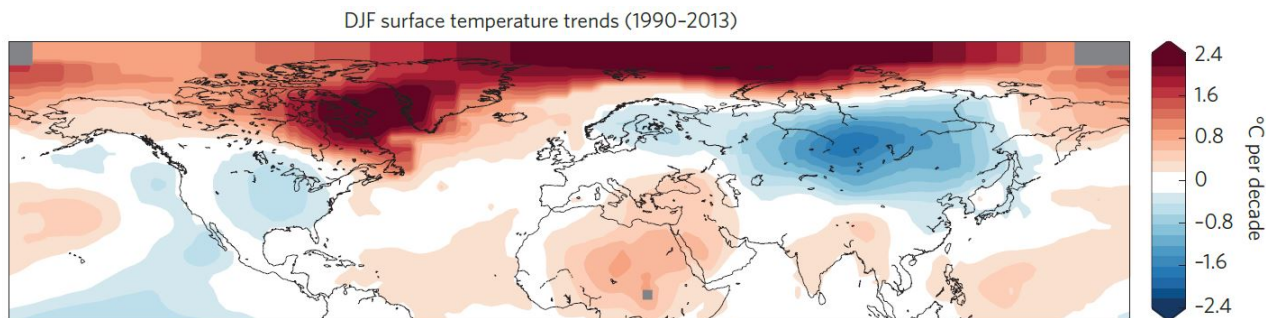


FIGURE 1.5 – Évolution de la température hivernale (décembre, janvier et février) dans l’hémisphère Nord par décennie entre 1990 et 2013 (Cohen et al., 2014).

Plusieurs études (Honda et al., 2009; Outten and Esau, 2012; Tang et al., 2013; Mori et al., 2014; McCusker et al., 2016) ont donc essayé de trouver un lien entre la fonte de la glace de mer arctique estivale et les récents hivers froids observés sur l’Eurasie. Elles mettent en avant une NAO négative en hiver influencée par la fonte de la glace de mer arctique. Dans les simulations de McCusker et al. (2016), la fonte de la glace des mers de Barents et Kara est corrélée avec les refroidissements hivernaux en Eurasie ainsi que dans celles de Koenigk et al. (2016). Une corrélation négative entre la température de surface des mers de Barents et Kara et les hivers froids en Eurasie ressort également des observations menées par Outten and Esau (2012). De plus, les simulations réalisées par Mori et al. (2014) montrent que la perte de la glace de mer arctique aurait tendance à entraîner plus d’advections froides en Eurasie, probablement à cause d’une hausse de situations de blocage atmosphérique. En effet, suite à la diminution du gradient de température à grande échelle, le flux zonal dans les latitudes moyennes pourrait être réduit, menant alors à une hausse des blocages anticycloniques.

Ce refroidissement a également été mis en avant via une réanalyse par Honda et al. (2009). Dans cette étude, les périodes froides dues à la fonte de la glace de mer arctique à l’est de l’Eurasie ont lieu au début de l’hiver (via l’excitation des ondes stationnaires de Rossby), tandis qu’en Europe, elles sont enregistrées en fin de saison hivernale (via une phase négative de la NAO). Mais ces hivers caractérisés par une NAO négative pourraient simplement être dus aux variations naturelles du système climatique (Peings and Magnusdottir, 2014; Koenigk and Brodeau, 2017).

Par contre, l’étude de Pedersen et al. (2016) n’aboutit pas aux mêmes résultats en ce qui concerne les réponses atmosphériques. Les simulations ont été conduites avec un modèle atmosphérique-océanique couplé où une réduction de la glace de mer arctique a été introduite. Cette réduction ne mène pas à une NAO négative. De plus, aucun hiver froid n’est observé en Europe malgré une baisse du vent zonal. Boland et al. (2017), qui ont utilisé plusieurs modèles atmosphère-océan couplés du projet CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project 5*) issu du programme mondial de recherche sur le climat (WRCP en anglais), ont également abouti à ces mêmes réponses. La raison invoquée est une perte de glace de mer arctique qui pourrait être trop importante pour causer des hivers sévères (Pedersen et al., 2016). En effet, les flux provenant directement de l’arctique ne seraient plus aussi froids, étant donné le réchauffement arctique important (Semmler et al., 2012). Chez Semmler et al. (2016), où les simulations imposent une disparition totale de la glace de mer arctique entre juillet et octobre, une NAO négative est modélisée. Pourtant, l’étude montre un refroidissement uniquement pour quelques régions de l’est de l’Eurasie. De plus, cette anomalie de température est inférieure à la variabilité naturelle du système.

Le changement des ondes planétaires influençant la circulation troposphérique pourrait engendrer davantage d’hivers froids sur l’Eurasie. En effet, les anomalies de la glace de mer provoquent des anomalies de chaleur (Honda et al., 2009; Peings and Magnusdottir, 2014). Ces dernières stimuleraient les ondes planétaires (de Rossby) qui se propageraient dans la stratosphère et engendreraient un affaiblissement du vortex polaire (Peings and Magnusdottir, 2014). Dès lors, le phénomène de blocage évoqué ci-dessus serait stimulé, de même qu’une NAO négative, et cela augmenterait les périodes froides sur l’Eurasie. Mais, il n’existe à l’heure actuelle aucune réponse certaine suite à la perte de la glace de mer arctique, car d’autres conditions de surface en plus des anomalies de la glace de mer (température des océans, neige sur la surface des continents, ...) peuvent jouer un rôle sur la circulation atmosphérique (Honda et al., 2009). Cela crée alors une large variabilité interannuelle, qui peut masquer l’effet de cette perte (Vihma, 2014).

1.3.2 Été humide en Europe

Si la plupart des études scientifiques se sont penchées sur la saison hivernale, certaines ont toutefois observé les réponses de la fonte de la glace de mer arctique en été. Parmi ces études, celle de Screen (2013) montre une influence des précipitations sur l’Europe. Cela a été démontré via des simulations où l’étendue minimale de glace de mer perturbée approche la valeur enregistrée en 2009. La fonte de la glace de mer arctique provoquerait une hausse des précipitations en Europe Centrale, de l’Ouest et du Nord (excepté le nord de la Scandinavie) (Vihma, 2014). Le processus aboutissant à cette réponse chez Screen (2013) est une chaîne de causes et conséquences. La perte de glace de mer en hiver et au printemps dans la mer d’Okhotsk (Figure A.1) ferait augmenter la cyclogenèse proche de cette région. Cela provoquerait un renforcement des trajectoires dépressionnaires sur le Pacifique Nord. Combiné à une perte de glace de mer dans la mer du Labrador et la baie d’Hudson (Figure A.1), un train d’ondes stationnaires serait créé, se propageant vers l’est. Ces ondes seraient responsables d’un creusement dépressionnaire dans le nord de l’Atlantique ainsi que sur les îles britanniques lors de l’été suivant. Cela aboutirait à une anomalie positive des précipitations sur l’Europe centrale, de l’Ouest et du Nord.

L’étude de Petrie et al. (2015) se base sur des simulations d’un modèle complètement couplé où l’épaisseur de glace de mer a été diminuée pour atteindre des valeurs d’étendue minimale de glace de mer se rapprochant de celles observées en 2007 et 2012, les deux années où l’étendue minimale observée a été la plus faible. L’anomalie de hauteur du géopotential à 500 hPa obtenue en été ressemble à l’empreinte d’une NAO négative, ce qui impliquerait des conditions cycloniques en Europe de l’Ouest. Ces conditions seraient principalement dues à la baisse de la glace de mer dans la mer du Labrador, ce qui engendrerait une hausse de la température dans la basse troposphère. Dès lors, cette hausse de température provoquerait une baisse du vent thermique et donc un affaiblissement du *jet stream* de basse altitude au-dessus de l’Atlantique Nord. Une réponse cyclonique via les ondes de Rossby se mettrait alors en place en Europe de l’Ouest.

Semmler et al. (2016) ont montré dans leurs simulations une hausse des *westerlies* ainsi qu’une baisse de la pression sur l’ouest et le nord de l’Europe en été. Cette baisse de pression ressemble au creusement obtenu chez Screen (2013) ainsi que chez Petrie et al. (2015).

1.3.3 Amérique du Nord

Comme pour l'Eurasie, l'Amérique du Nord, et plus particulièrement la région centrale, connaît également un refroidissement hivernal depuis 1990 (Cohen et al., 2014). Celui-ci est tout de même moins intense et plus limité dans l'espace qu'en Eurasie (Figure 1.5). Par contre, la région du Labrador connaît une forte hausse de température pendant cette même période.

Sur la base de réanalyses d'observations, Francis et al. (2009) ont constaté que la perte de glace de mer arctique estivale serait la cause d'une hausse de pression sur l'ouest du continent et d'une baisse sur l'est, à cause de la diminution du gradient thermique entre le pôle et les moyennes latitudes, engendrant un affaiblissement du *jet stream* polaire.

Strey et al. (2010) ont simulé les conditions d'étendue de glace de mer de 2007. Cela a permis de montrer une hausse de pression avec moins de précipitations sur la côte ouest et une hausse des dépressions sur l'est en automne (octobre-novembre). De plus, des advections froides sur l'est du continent sont modélisées pour cette période. La réponse en été via une perturbation semblable serait différente avec une tendance à une diminution de pression dans le nord-ouest de l'Amérique (Balmaseda et al., 2010).

Les expériences de Semmler et al. (2016) ont également montré un refroidissement hivernal, mais seulement dans quelques zones centrales du continent. De plus, l'intensité de ce refroidissement est limitée (0,5 °C). Ce dernier pourrait être dû à l'affaiblissement des *westerlies* en Amérique du Nord. Par contre, en moyenne annuelle, c'est une anomalie positive de température qui est obtenue dans les simulations de Semmler et al. (2012). L'Europe, en revanche, fortement influencée par la température de surface de l'océan Atlantique, ne montre pas de différence de température par rapport à la période de référence (1960-2000). Dans ces deux dernières expériences, les réponses étudiées sont dues à une disparition estivale de la glace de mer arctique.

1.3.4 Incertitudes

Malgré les progrès en modélisation climatique, de nombreuses divergences existent toujours sur les probables réponses atmosphériques suite à la fonte de la glace de mer arctique. Cela peut être dû à plusieurs causes qui sont détaillées dans Screen et al. (2018).

La première est une absence de concordance dans les perturbations réalisées dans les différentes études. En effet, les perturbations de glace de mer sont différentes dans la majorité des études que ça soit en matière de magnitude ou de spatialité de la perte. Dès lors, la comparaison entre ces études est rendue plus difficile. C'est pour cette raison que Screen et al. (2018) a quantifié les réponses atmosphériques relativement en termes de 10^6 km² de perte de glace de mer arctique. Deuxièmement, dans les simulations menées avec un modèle atmosphérique uniquement, des études prennent en compte une épaisseur de glace de mer fixe alors que d'autres la font varier. Cette variation d'épaisseur est importante à prendre en compte, car elle peut significativement influencer l'étendue de la glace de mer et donc le climat. Troisièmement, en ce qui concerne les modèles atmosphériques uniquement, il est fréquent de fixer la température de surface de la mer libérée de glace à la température du point de congélation de cette eau, soit à -1,8°C. Pourtant, cela ne concorde pas avec la réalité où cette température peut fortement augmenter. Quatrièmement, les modèles ont une représentation

différente de la stratosphère ainsi que du couplage entre cette couche atmosphérique et la troposphère. Ce problème peut par exemple influencer la réponse d'indices tels que l'AO. Cinquièmement, il y a une large diversité d'études prenant en compte d'un côté un modèle atmosphérique uniquement et de l'autre un modèle atmosphère-océan couplé. Les réponses atmosphériques ne seront donc pas les mêmes comme mentionné précédemment. Enfin, chaque modèle dispose d'un état initial et de paramétrisation différents. Les réponses de deux modèles concordant sur tous les points précédents pourraient malgré tout diverger, uniquement à cause de ce dernier point (Screen et al., 2018).

À l'heure actuelle, aucune réponse climatique incontestable n'existe dans les moyennes latitudes suite à la perte de la glace de mer estivale arctique. En effet, en plus des problèmes énoncés par Screen et al. (2018), d'autres conditions de surface en plus des anomalies de la glace de mer (température des océans, neige sur la surface des continents, ...) peuvent jouer un rôle sur la circulation atmosphérique (Honda et al., 2009). Cela crée alors une large variabilité interannuelle pouvant masquer l'effet de cette perte (Vihma, 2014). Toutes ces conditions de surface sont liées les unes aux autres et provoquent une réponse non linéaire du système climatique (Overland et al., 2016) et posent des limites à la compréhension du phénomène. En outre, un manque de certitude existe, en raison de la variabilité naturelle ainsi qu'à la faible résolution des modèles (Semmler et al., 2012; Overland et al., 2016).

2

Méthodologie

Afin d'étudier les réponses climatiques de la disparition soudaine de la glace de mer estivale arctique, des simulations sont réalisées à l'aide d'un modèle climatique (section 2.1). Dans ce modèle, la glace de mer arctique estivale est supprimée dans plusieurs simulations (simulations perturbées) et elles sont comparées à une simulation où cette glace de mer est toujours présente (simulation de contrôle) (section 2.2). Une analyse des différentes variables atmosphériques et océaniques pour étudier les réponses climatiques de la disparition estivale de la glace de mer arctique est effectuée (section 2.3). Finalement, un test statistique a été réalisé afin de déterminer la significativité des réponses climatiques obtenues (section 2.4).

2.1 Modèle

Les simulations ont été réalisées à l'aide de la version 3.2.2 du modèle climatique global (GCM) EC-Earth, issu d'un consortium composé de météorologues et de climatologues de 10 pays européens (Hazeleger et al., 2010). Le temps CPU¹(temps processeur) nécessaire pour une année de simulation (*wall time* en anglais) est approximativement de 5 heures. Les données des simulations effectuées ont pu être réalisées et stockées grâce au super ordinateur Tier-1 de la Fédération Wallonie-Bruxelles. En effet, l'espace de stockage nécessaire est environ de 17 Go² pour une simulation d'un an. De plus, les ressources informatiques ont été fournies par le Consortium des Équipements de Calcul Intensif (CÉCI).

Le modèle atmosphérique d'EC-Earth est basé sur le système de prévision saisonnière de l'organisation intergouvernementale européenne appelée *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF). Ce modèle est l'*Integrated Forecasting System* (IFS) (Boussetta et al., 2016). EC-Earth 3.2.2 est basé sur le cycle 36r4 d'IFS. Celui-ci est utilisé à une résolution spectrale T255, correspondant à une résolution spatiale d'environ 80 km où l'atmosphère est divisée en 91 niveaux verticaux avec un sommet à 0,01 hPa. La composante océanique est basée sur la version 3.6 du modèle NEMO (*Nucleus for European Modelling of the Ocean*) (Boussetta et al., 2016) qui

1. *Central Processing Unit* en anglais
2. Gigaoctet

utilise une grille tripolaire (eORCA1) avec un pôle en Antarctique, un autre en Amérique du Nord et le dernier en Sibérie (Koenigk and Brodeau, 2017). L'océan y est divisé en 75 niveaux verticaux et la résolution horizontale est en moyenne de 1 degré (ORCA1L75). NEMO comporte une composante glace de mer via la version 3 du modèle de glace de Louvain-la-Neuve (LIM3), qui inclut les aspects dynamiques ainsi que thermodynamiques (Vancoppenolle et al., 2009; Rousset et al., 2015). Le couplage entre les différents modèles se fait via le coupleur OASIS3 (*Ocean, Atmosphere, Sea Ice, Soil*)³ (Boussetta et al., 2016). D'autres couplages sont effectués avec notamment les aérosols (Hazeleger et al., 2010).

En plus des différents modèles présents dans le modèle couplé EC-Earth, le "*XIOS server*" est nécessaire pour le post-traitement des données. En effet, cela permet de gérer les inputs⁴ et outputs⁵ climatiques (Boussetta et al., 2016). Finalement, un dernier composant, appelé le "*Runoff-MAPPER*", est nécessaire pour respecter le problème de conservation de masse. Grâce à ce dernier, le ruissellement continental vers les océans est pris en compte (Boussetta et al., 2016).

EC-Earth est donc un modèle couplé atmosphère-océan-glace-sol puissant fournissant des données pour les climats passés, présents et futurs (Doblas-Reyes et al., 2018). Il fait partie du projet CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project 6) qui est inclus dans le programme mondial de recherche sur le climat WRCP (*World Climate Research Programme*) (Boussetta et al., 2016). Ce mémoire, de plus, s'inscrit dans le cadre du projet PRIMAVERA, financé par la Commission Européenne et regroupant 19 pays européens. Ce projet a pour but de développer des modèles climatiques à haute résolution afin de comprendre au mieux l'évolution du climat (PRIMAVERA, 2018).

2.2 Simulations réalisées

Deux types de simulation ont été réalisés. Il s'agit de la simulation de contrôle (section 2.2.1) et des simulations perturbées (section 2.2.2). Les différentes années citées dans ces simulations sont des années fictives et ne correspondent pas à une projection climatique future envisagée pour ces années.

2.2.1 Simulation de contrôle

Une première simulation (appelée simulation de contrôle, CTRL) a été réalisée sur une durée de 150 années avec un forçage atmosphérique constant correspondant à l'année 2000. Un forçage est une perturbation du bilan radiatif de la Terre. L'utilisation d'un forçage atmosphérique constant de 2000 est régulièrement employée dans les simulations climatiques. L'étendue et l'aire de la glace de mer dans le secteur atlantique de l'océan Arctique, c'est-à-dire dans les mers de Groenland, Islande, Norvège, Barents et Kara, ont été calculées. En effet, selon Koenigk and Brodeau (2017), c'est l'étendue de glace dans ce secteur qui influence le plus le climat en Eurasie. De plus, la diminution d'étendue hivernale de glace de mer observée entre 1981 et 2010 dans la mer de Barents est l'une des plus drastiques (AMAP, 2017). Une diminution approchant les 20% par décennie d'étendue y est effectivement constatée dans certaines zones de cette mer.

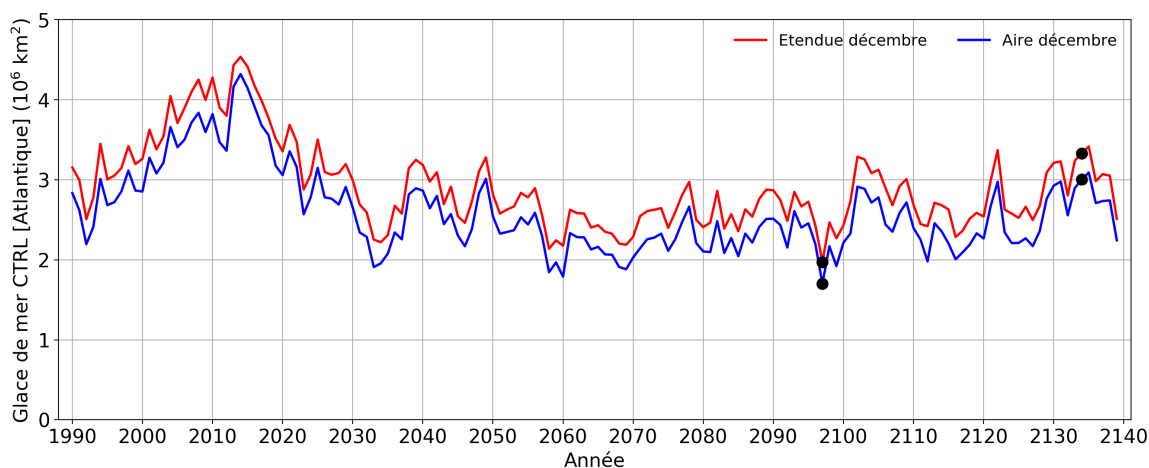
3. Océan, Atmosphère, Glace de mer, Sols en français

4. entrées en français

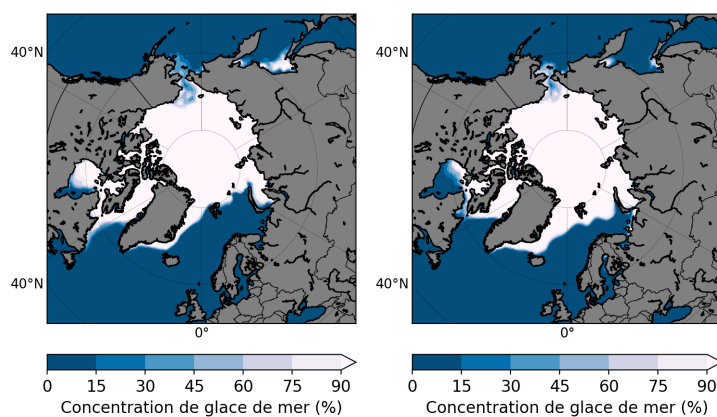
5. sorties en français

L'aire de la glace de mer est déterminée en multipliant l'aire de chaque point de grille océanique avec sa valeur de concentration de glace de mer. Ensuite, la somme de cette quantité sur tous les points de grille océaniques donne l'aire totale de glace de mer. L'étendue est déterminée comme étant la surface totale de tous les points de grille océaniques ayant une concentration de glace de mer supérieure à 15%.

Dans la simulation de contrôle, l'étendue de la glace de mer arctique atteint son équilibre approximativement après 50 années (Figure 2.1a). En effet, les variations d'étendue et d'aire de glace de mer se stabilisent seulement au-delà de 2040, les simulations commençant en 1990. Ainsi, sur base de l'étendue et de l'aire du mois de décembre des 100 dernières années de la simulation de contrôle, deux années ont été choisies (2097 et 2134). La première correspond à une année à faible valeur d'étendue et d'aire de glace alors que la deuxième correspond à une année dont l'étendue et l'aire de glace sont importantes après l'équilibre du système (Figure 2.1). Cela permet de déterminer si des conditions initiales différentes de glace de mer ont des impacts différents sur les réponses climatiques.



(a)



(b)

(c)

FIGURE 2.1 – Évolution de l'étendue et de l'aire de la glace de mer dans les mers de Barents, Kara, Groenland, Islande et Norvège ($50\text{-}82^\circ\text{N}$, 40°O - 100°E) pour la simulation de contrôle en décembre (a). Les points représentent les 2 années choisies pour effectuer les simulations de perturbation. Les cartes représentent la concentration de glace de mer arctique de la simulation de contrôle pour le mois de décembre 2097 (b) et 2134 (c).

2.2.2 Simulations perturbées

Les simulations de perturbation consistent à faire fondre totalement la glace de mer arctique en été, de manière à étudier la réponse climatique aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Afin de provoquer cette fonte dans les simulations, les valeurs d'albédo de la glace (gelée et avec présence de mares d'eau de fonte)⁶ ainsi que de la neige (sèche et fondante)⁷ ont été remplacées par celle de l'eau de mer (albédo = 0.066). Ces valeurs d'albédos sont gardées constantes tout au long des simulations de perturbation, soit durant une année. Cette perturbation du système fait augmenter l'absorption des radiations solaires, et, provoque une fonte de la glace de mer, mais également de la neige sur cette dernière (Blackport and Kushner, 2016).

Il est nécessaire de réaliser plusieurs simulations de perturbation pour une même année car la variabilité naturelle, surnommée "bruit climatique", est très importante et peut masquer certaines réponses climatiques. Afin de minimiser ce "bruit", il est important d'augmenter le nombre de membres d'une simulation. Effectivement, l'incertitude (due à la variabilité naturelle) des réponses climatiques générées par un forçage diminue presque exponentiellement en fonction du nombre de membres ajoutés dans les simulations (Screen et al., 2014). De plus, le bruit climatique varie également selon les variables. En effet, il faut par exemple utiliser un nombre de membres moins élevé pour prendre en compte la variabilité naturelle de la température de surface par rapport à celle de la hauteur du géopotential (Screen et al., 2014).

Dans le cadre de ce mémoire, une quarantaine de membres a été utilisée afin de prendre en compte l'effet de la variabilité naturelle. Pour être précis, 41 membres ont été effectués en partant des conditions du contrôle du 31 décembre 2097 et 41 autre en partant des conditions du contrôle du 31 décembre 2134. Chacun de ces membres a simulé une année, soit de janvier à décembre de l'année suivante (2098 et 2135).

Pour créer des membres, une légère différence des conditions initiales est prescrite. Cette différence doit être minime, mais suffisante afin de générer une réponse différente, qui représente la variabilité naturelle, par rapport à un autre membre. Cela a été réalisé en ajoutant une perturbation aléatoire gaussienne d'écart-type de température de surface de l'océan de $10^{-4}K$ pour chaque membre.

Ce sont les changements de variables climatiques entre les 41 membres de perturbation (PERT) et le contrôle pour l'année 2098 et 2135 qui ont été analysés. Ces changements, ou réponses climatiques, ont été étudiés aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord avec une attention particulière sur l'Europe. Les variables sont la température de l'air en surface, la pression atmosphérique au niveau de la mer, la NAO, la hauteur du géopotential à 500 hPa, le vent zonal à 10 m, les précipitations, l'épaisseur de neige continentale, la salinité et la température de surface de l'océan Arctique ainsi que l'évaporation et le ruissellement des rivières dans cet océan.

2.2.3 Traitement des données

C'est sous le système d'exploitation Linux que les données des simulations ont été extraites. Le traitement des variables atmosphériques et océaniques a été réalisé grâce au langage de programmation Python. De plus, les opérateurs CDO (*Climate Data*

6. *Frozen and puddled* en anglais

7. *Dry and melting* en anglais

Operators) ont facilité ce traitement. La mise en page de ce mémoire a été permise grâce au logiciel LaTeX (*Lamport TeX*).

Le but du traitement de données est de comparer les résultats de plusieurs variables atmosphériques et océaniques entre une simulation de référence (contrôle) et plusieurs simulations où la glace de mer arctique estivale disparaît (perturbation). Les outputs des modèles IFS et NEMO sont fournis par tranche de 6 heures (4 par jour) pour la simulation de contrôle et par tranche de 12 heures (2 par jour) pour celle de perturbation. Pour chaque simulation, toutes les variables sont tout d’abord présentes sous la forme d’un fichier NetCDF (après la conversion des outputs IFS) en 3 dimensions (mois,x,y).

Par la suite, une moyenne des mois de juillet, août et septembre (JAS) ainsi que des mois d’octobre, novembre et décembre (OND) est effectuée afin de condenser les résultats. C’est à partir du mois de juillet que les résultats ont été analysés, car c’est à ce moment que la glace de mer disparaît dans les simulations de perturbation. Ensuite, afin d’obtenir une moyenne des simulations de perturbation (chacune étant un membre de perturbation), celles-ci sont moyennées. Finalement, un post-traitement par Python est réalisé afin d’obtenir les graphiques et cartes des différentes variables.

2.3 Variables climatiques analysées

2.3.1 Variables atmosphériques

Toutes les variables atmosphériques ont été extraites à partir du modèle atmosphérique d’EC-Earth, soit IFS.

2.3.1.1 Température de l’air en surface

Tout d’abord, une conversion de Kelvin à degré Celsius ($^{\circ}\text{C}$) a été effectuée pour la température de l’air en surface (2 m) ($\text{Celsius} = \text{Kelvin} - 273,15$). Ensuite, un simple post-traitement de la différence de température entre les simulations de perturbation et de contrôle a été réalisé pour les 2 années. Finalement, la détermination des événements de température extrême a également été réalisée. Pour cela, quatre indices différents ont été établis.

Premièrement, ce sont le 10^{ème} centile⁸ (P10) et le 90^{ème} centile (P90) qui ont été utilisés. Le P10 coupe un échantillon aux 10% des données les plus basses, alors que le P90 aux 10% des données les plus élevées. Cela signifie que 90% de l’échantillon ont des valeurs supérieures au P10 et seulement 10% ont des valeurs supérieures au P90. Pour les extrêmes de température élevée, c’est le P90 qui a été choisi comme référence. À l’inverse, c’est le P10 qui a été choisi pour les extrêmes de température faible. Dans l’hémisphère Nord, il est plus cohérent de prendre en compte uniquement les extrêmes élevés (P90) lors de la saison estivale (JAS), alors que les extrêmes faibles (P10) sont uniquement relevés pour la saison automnale (OND). En effet, prendre en considération les températures les plus élevées en saison automnale est moins pertinent qu’en saison estivale où les températures seront plus élevées. Pour déterminer la valeur des P10 et P90 de chaque point de grille, ce sont les données journalières de température (2 par jour) qui ont été utilisées. En effet, seuls les deux pas de temps

8. *Percentile* en anglais

journaliers présents dans les simulations de perturbation (0 :00 UTC et 12 :00 UTC) ont été extraits dans la simulation de contrôle afin de ne pas fausser la comparaison entre ces deux types de simulation. Les valeurs du P90 en JAS et du P10 en OND ont donc été déterminées pour les simulations de contrôle et de perturbation. Une simple différence entre ces deux types de simulation a été réalisée.

Deuxièmement, deux indices climatiques extrêmes présents dans le CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*) ont également été choisis en se basant sur l'article de Sillmann et al. (2013). Ce sont les jours chauds⁹ (TX90p) pour la saison JAS et les nuits froides¹⁰ (TN10p) pour la saison OND qui ont été déterminés. Le premier représente le nombre de jours où la température maximale a dépassé le P90 d'une référence (contrôle). Le deuxième représente le nombre de jours où la température minimale est tombée sous la valeur du P10 d'une référence (contrôle). Cela est représenté de manière relative, soit en %, au nombre de jours de la période de référence (92 jours). En résumé, le nombre de jours de chaque membre de perturbation dépassant (allant sous) le P90 (P10) de la simulation de contrôle pour les mois de JAS (OND) est calculé. Ensuite, le nombre de jours des 41 membres est moyenné. Finalement, une simple division par 92, soit le nombre de jours totaux de la saison, est réalisée.

Concernant ces deux derniers indices, une valeur de 10% signifie que le nombre de jours moyen des membres de perturbation ayant dépassé le P90 du contrôle est égal au nombre de jours où la simulation de contrôle a dépassé son propre P90. Dès lors, une valeur supérieure à 10% signifie que les extrêmes de température sont plus fréquents dans la simulation de perturbation que dans la simulation de contrôle.

2.3.1.2 Pression atmosphérique

La pression atmosphérique est disponible à différents niveaux verticaux. C'est le premier niveau (la pression au niveau de la mer) qui a été sélectionné. Le traitement via *Python* a permis d'obtenir les cartes de pression au niveau de la mer absolues ainsi que celles de différence (entre perturbations et contrôle). L'unité est l'hectopascal (hPa).

L'indice NAO peut être déterminé à partir des pressions atmosphérique au niveau de la mer présentes sur l'Atlantique Nord. Une décomposition orthogonale aux valeurs propres (EOF¹¹) est une technique efficace et largement utilisée pour obtenir cet indice. Elle consiste à déterminer statistiquement la distribution de variables climatiques (telles que la pression, le géopotential, ...) la plus probable (North et al., 1982). Elle tend plus précisément à trouver une combinaison linéaire de points de grille (ou pixels) expliquant le maximum de variance (Sukresno, 2010). Cela est le cas dans son premier mode. L'EOF nécessite la suppression de la saisonnalité de la variable en question.

Dans le cas de la détermination de la NAO, soit la pression ou soit la hauteur du géopotential peut être prise en compte dans l'EOF. Tout d'abord, la zone d'étude de l'analyse doit être sélectionnée. C'est le secteur nord-atlantique (20°-80°N, 90°O-40°E) selon le découpage d'Hurrell (1995) qui a été choisi. Ensuite, la suppression de la saisonnalité (par mois), grâce aux 150 années de la simulation de contrôle, a été réalisée.

9. *Warm days en anglais*

10. *Cold nights en anglais*

11. *Empirical Orthogonal Function*

Un cycle mensuel est alors créé pour chaque point de grille du secteur. Dès lors, un "score" est obtenu pour tous les mois des 150 années du contrôle. En se basant sur ce même cycle, un "score" est également obtenu pour tous les mois de chaque membre de perturbation.

Ensuite, une moyenne mensuelle du score sur 30 ans du contrôle est calculée ($\bar{s}_{CTRL,m}$). Pour analyser l'année 2098, la moyenne entre 2083 et 2112 a été choisie alors que pour l'année 2135, c'est la moyenne entre 2110 et 2139 qui a été choisie. Ensuite, la différence entre les scores mensuels de l'année respective des membres de perturbation ($s_{PERT,m}$) et des moyennes mensuelles du contrôle sur 30 ans est calculée. Enfin, en divisant cela par l'écart-type mensuel (σ_m) des scores du contrôle moyennés sur 30 ans (Equation 2.1), l'indice NAO est obtenu pour chaque mois de l'année (Equation 2.2).

$$\sigma_m = \sqrt{\frac{\sum_{y=0}^{y+30} (s_{CTRL,m,y} - \bar{s}_{CTRL,m})^2}{30}} \quad (2.1)$$

où y représente les années et m les mois.

$$NAO_m = \frac{s_{PERT,m} - \bar{s}_{CTRL,m}}{\sigma_m} \quad (2.2)$$

2.3.1.3 Hauteur du géopotentiel

C'est à partir de la variable "géopotentiel" que la hauteur du géopotentiel a été déterminée. En effet, il suffit de diviser la valeur du géopotentiel (m^2s^{-2}) par l'accélération de pesanteur ($g = 9,81ms^{-2}$) pour obtenir la hauteur du géopotentiel. Avant cela, un niveau vertical a été choisi. Il s'agit du géopotentiel à 500hPa. Ainsi, des cartes de valeurs absolues ainsi que de différence ont été établies pour ce niveau d'altitude. Les valeurs sont exprimées en décamètres (dam).

2.3.1.4 Vent zonal

C'est à travers la variable "composante U du vent à 10 mètres" que le vent zonal est extrait. Les données y sont exprimées en m/s . Les valeurs négatives signifient que les vents sont des vents d'est, alors que les valeurs positives signifient des vents d'ouest. Les cartes du vent zonal sont construites en respectant cette logique. Concernant les cartes de différence, une nuance existe. En effet, c'est la valeur absolue du vent zonal entre perturbations et contrôle qui a été analysée.

2.3.1.5 Précipitations

Deux variables ont été sommées afin d'obtenir les précipitations totales. Il s'agit des "précipitations stratiformes" ¹² et des "précipitations convectives" ¹³. C'est la somme de chaque pas de temps sur un mois qui a été réalisée via CDO. Cela permet d'obtenir pour chaque point de grille la valeur totale des précipitations mensuelles en mètres. Par la suite, ces données ont été converties en millimètres (mm). La comparaison entre perturbations et contrôle a été faite de manière relative (%) afin de permettre

12. *Large-scale precipitation* en anglais

13. *Convective precipitation* en anglais

une meilleure analyse (Equation 2.3) :

$$\frac{PERT - CTRL}{CTRL} \cdot 100 \quad (2.3)$$

Les extrêmes de précipitation (sécheresses et précipitations abondantes) ont également été analysés. Trois indices issus de Sillmann et al. (2013) ont été choisis.

Parmi ceux-ci, deux représentent les précipitations abondantes. Il s'agit des indices "jours de précipitations intenses" ¹⁴ (R10mm) et "jours de précipitations très intenses" ¹⁵ (R20mm). Ils correspondent respectivement au nombre de jours où les précipitations journalières ont dépassé 10 mm (R10mm) ou 20 mm (R20mm) sur une période de temps donnée. Afin de déterminer ces indices, il a fallu sommer les pas de temps journaliers pour obtenir une valeur de précipitation journalière. Ainsi, le calcul du nombre de jours où les précipitations ont dépassé la valeur critique pour chaque point de grille est réalisé pour les deux saisons (JAS et OND), soit 92 jours chacune.

Le dernier indice, représentant les périodes de sécheresse, est l'indice "jours secs consécutifs" ¹⁶ (CDD). Il correspond au nombre de jours consécutifs où les précipitations n'ont pas dépassé 1 mm sur une période de temps donnée. Une valeur de précipitation journalière pour les simulations a également été nécessaire. Dès lors, une valeur de nombre de jours maximums consécutifs pour chaque point de grille est déterminée pour les deux saisons.

Ces trois indices ont été calculés pour la simulation de contrôle ainsi que pour chaque membre de perturbation. Dès lors, en moyennant les membres de perturbations, une différence entre cette valeur et celle du contrôle est déterminée pour chaque point de grille. Cela est alors représenté sous forme de carte.

2.3.1.6 Épaisseur de neige continentale

L'épaisseur de neige continentale est disponible sous le nom "épaisseur de neige" ¹⁷. Une valeur minimale arbitraire de 1 cm a été choisie. En effet, les valeurs inférieures ont toutes été mises à 0 cm. Cela a été réalisé afin de ne pas obtenir des valeurs aberrantes dans la comparaison entre perturbations et contrôle. Effectivement, la comparaison est faite de manière relative (%) suivant l'Equation 2.3. Dès lors, des valeurs très faibles, mais supérieures à 0 dans la simulation de contrôle ne peuvent plus mener à des valeurs très élevées en %.

2.3.2 Variables océaniques

Les variables suivantes sont disponibles grâce au modèle océanique d'EC-Earth, NEMO. Une simple différence entre les valeurs moyennées des membres de perturbation et le contrôle a été analysée pour ces variables. Cela a permis d'établir des cartes représentant cette différence.

14. *Heavy precipitation days* en anglais

15. *Very heavy precipitation days* en anglais

16. *Consecutive Dry Days* en anglais

17. *Snow depth* en anglais

2.3.2.1 Température de surface

La température de surface de l'océan (SST¹⁸) arctique a été analysée. Son unité est le degré Celsius (°C).

2.3.2.2 Salinité de surface

L'unité de salinité de surface disponible sous la variable "sos" est le *psu* (*practical salinity unit*). 1 *psu* correspond 1 g de sel par kg d'eau de mer.

2.3.2.3 Évaporation

L'évaporation au-dessus des océans est disponible sous la variable "evap_ao_cea". La valeur d'un point de grille océanique correspond à la moyenne de l'évaporation de l'océan sur tout le point de grille. L'unité est le kg/m²s.

2.3.2.4 Ruissellement

L'apport d'eau continentale par ruissellement des rivières dans les océans correspond à la variable "ruissellement" ("runoffs") de NEMO. L'unité est semblable à celle de l'évaporation, soit kg/m²s.

2.4 Significativité statistique

En climatologie, une réponse causée par un forçage particulier est parfois difficile à discerner, due à la variabilité naturelle. En effet, même à partir de modèles, le bruit climatique peut masquer les réponses du système climatique. Dès lors, utiliser un test statistique permet d'examiner plus pertinemment si la réponse peut être attribuée à la perturbation appliquée au modèle, et non due à la variabilité naturelle.

Dans le cadre de ce mémoire, la réponse de chaque variable en chaque point de grille a été analysée. La réponse est définie ici comme la comparaison entre les 41 membres de perturbation et le contrôle. L'hypothèse nulle du test suivant est : la valeur de contrôle est issue de la même distribution que la valeur de perturbation.

Tout d'abord, l'hypothèse stipulant que les variables climatiques analysées suivent une distribution normale est établie. Cette hypothèse est effectivement considérée comme une bonne approximation en météorologie et en climatologie (von Storch and Zwiers, 2003). Dès lors, les valeurs des 41 membres de perturbation peuvent être transformées en une gaussienne. Ensuite, une normalisation de chaque membre est faite selon l'Equation 2.4 où, X correspond à la valeur d'un membre de perturbation, \bar{X} correspond à la moyenne des membres, et, σ est l'écart-type de la perturbation. La normalisation du contrôle est également réalisée suivant l'équation 2.5 où Y correspond à la valeur du contrôle. Grâce à cela, la Figure 2.2 est obtenue.

$$X_{norm} = \frac{X - \bar{X}}{\sigma} \quad (2.4)$$

$$Y_{norm} = \frac{Y - \bar{X}}{\sigma} \quad (2.5)$$

18. *Sea Surface Temperature* en anglais

Enfin, une détermination de la probabilité cumulée de la fonction normale, pour la valeur du contrôle normalisée (en valeur absolue)¹⁹, est effectuée. La p valeur est calculée en soustrayant 1 à cette valeur et représente la probabilité qu'un membre de l'échantillon de perturbation dépasse le contrôle. Une valeur inférieure à 0,05 (5%) rejette l'hypothèse nulle. Dès lors, la réponse des perturbations est significative et n'est pas attribuée à la variabilité naturelle.

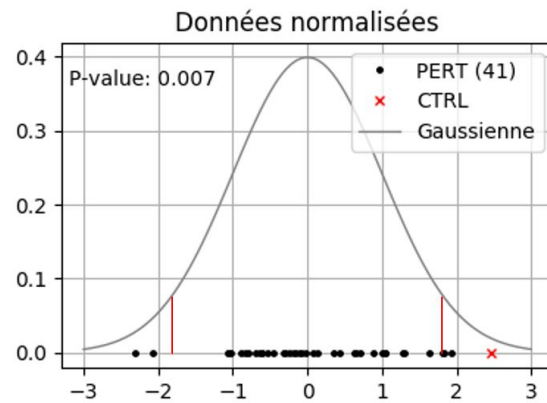


FIGURE 2.2 – Méthode statistique employée afin d'établir la significativité des variables climatiques en chaque point de grille. Le graphique représente la loi normale d'un exemple de jeu de données. Une valeur de la simulation de contrôle au-delà des droites rouges signifient une p valeur inférieure au seuil de 5%.

19. Afin de prendre en compte les réponses positives de la perturbation par rapport au contrôle

3

Résultats et discussion

Le chapitre "*Résultats et discussion*" est divisé en trois sections. La première section (section 3.1) contient les réponses de la glace de mer à la réduction d'albédo de cette dernière. La seconde section (section 3.2) est consacrée aux réponses atmosphériques. Cette section est divisée en quatre sous-parties : la première présente les réponses de température atmosphérique (section 3.2.1), la deuxième celles de la circulation atmosphérique (section 3.2.2), la troisième celles des précipitations (section 3.2.3), et la dernière sous-partie fournit une synthèse reprenant les réponses atmosphériques principales (section 3.2.4). La section finale (section 3.3) traite des réponses océaniques à la disparition de la glace de mer estivale arctique.

3.1 Réponses de la glace de mer

La réduction d'albédo dans les différentes simulations mène à une disparition presque complète de la glace de mer arctique lors de la période estivale : son étendue devient inférieure à 1 million de km^2 (Figures 3.1 et 3.2). La simulation de perturbation pour 2135 montre que l'étendue estivale de cette année-là est légèrement plus faible que celle simulée pour l'année 2098, alors que l'étendue initiale est plus importante. C'est à partir du mois d'avril qu'une différence significative (dépassant la variabilité naturelle) par rapport à la simulation de contrôle est observée. Ensuite, la différence d'étendue de la glace de mer entre les simulations de perturbation et de contrôle augmente de manière progressive jusqu'au mois de juillet. C'est à ce moment que la différence absolue entre les deux types de simulation atteint son apogée. Par la suite, cette différence diminue progressivement jusqu'à la fin de l'année, étant donné la formation de glace de mer en automne causée par la diminution du rayonnement solaire.

Malgré le fait que l'albédo de la glace de mer soit maintenu au même niveau (0,066) tout au long des simulations, la glace de mer se forme à nouveau à partir du mois d'octobre. Cette formation est due à l'émergence de la nuit polaire (période de l'année où le soleil ne se lève pas) qui se produit après le solstice d'automne. En effet, suite au faible rayonnement solaire, les températures deviennent suffisamment basses pour permettre la formation de glace de mer à partir de l'automne. Dès lors, bien que la valeur d'albédo de la glace soit semblable à l'océan dans nos simulations, une nouvelle banquise se

forme et s'étend vers de plus basses latitudes en fonction de l'avancée de la nuit polaire.

La différence absolue en volume de glace de mer entre les simulations de contrôle et de perturbation atteint son maximum en juin, soit plus tôt que l'étendue (Figure 3.1c,d). Après la saison estivale, cette différence ne connaît pas de diminution significative, comme observé pour l'étendue. En effet, à la fin de l'année, le volume de glace de mer dans la perturbation est près de 70% plus faible que dans le contrôle, alors que pour l'étendue ce chiffre n'atteint pas 20% (Figure A.2).

La régénération importante de l'étendue de glace de mer à partir de l'automne, et non de son volume, signifie qu'un amincissement de la glace de mer se produit dans les simulations de perturbation. En effet, le volume prend en compte l'épaisseur de la glace de mer qui n'est pas reprise dans le calcul de l'étendue. Cet amincissement est causé par la disparition de glace de mer ancienne d'un an ou plus. Cependant, les simulations de perturbation étant limitées à un an, il serait hâtif de tirer des conclusions définitives sur la sensibilité de l'étendue et du volume de la glace de mer.

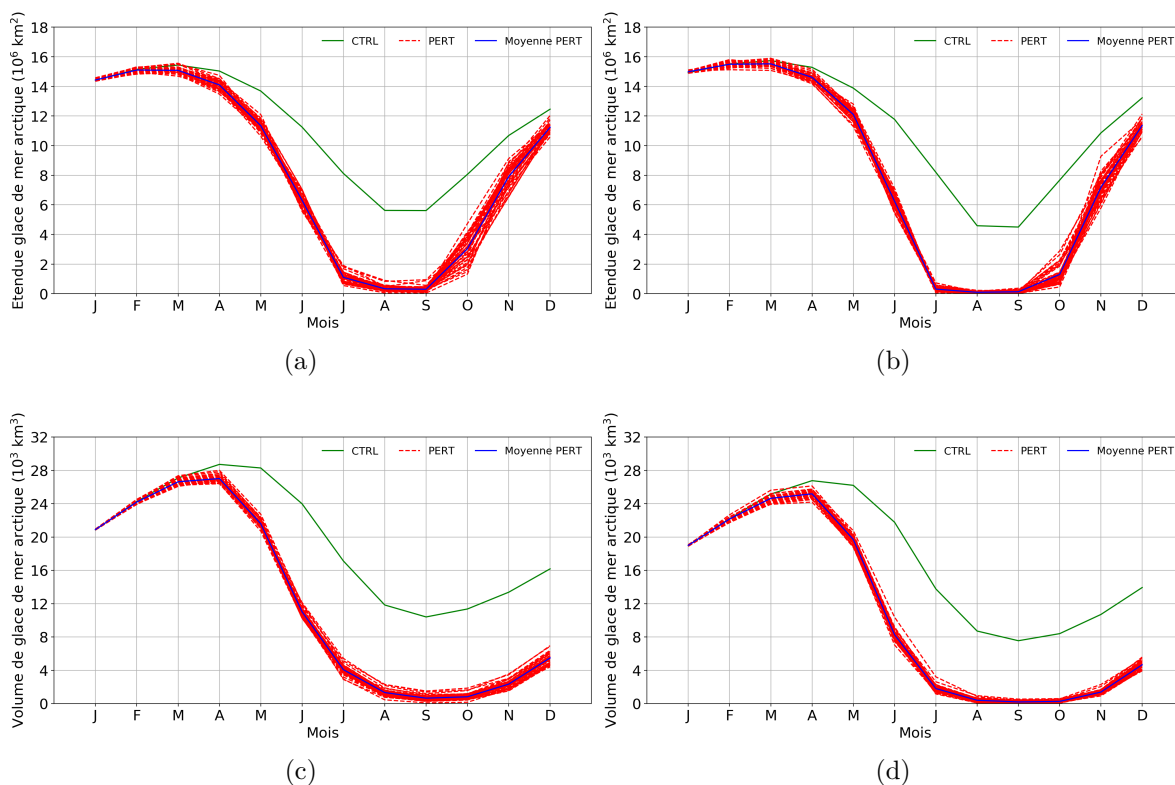


FIGURE 3.1 – Évolution de l'étendue de la glace de mer arctique pour les simulations de contrôle et de perturbation en 2098 (a) et 2135 (b). (c) et (d) comme (a) et (b) mais pour le volume de glace de mer arctique.

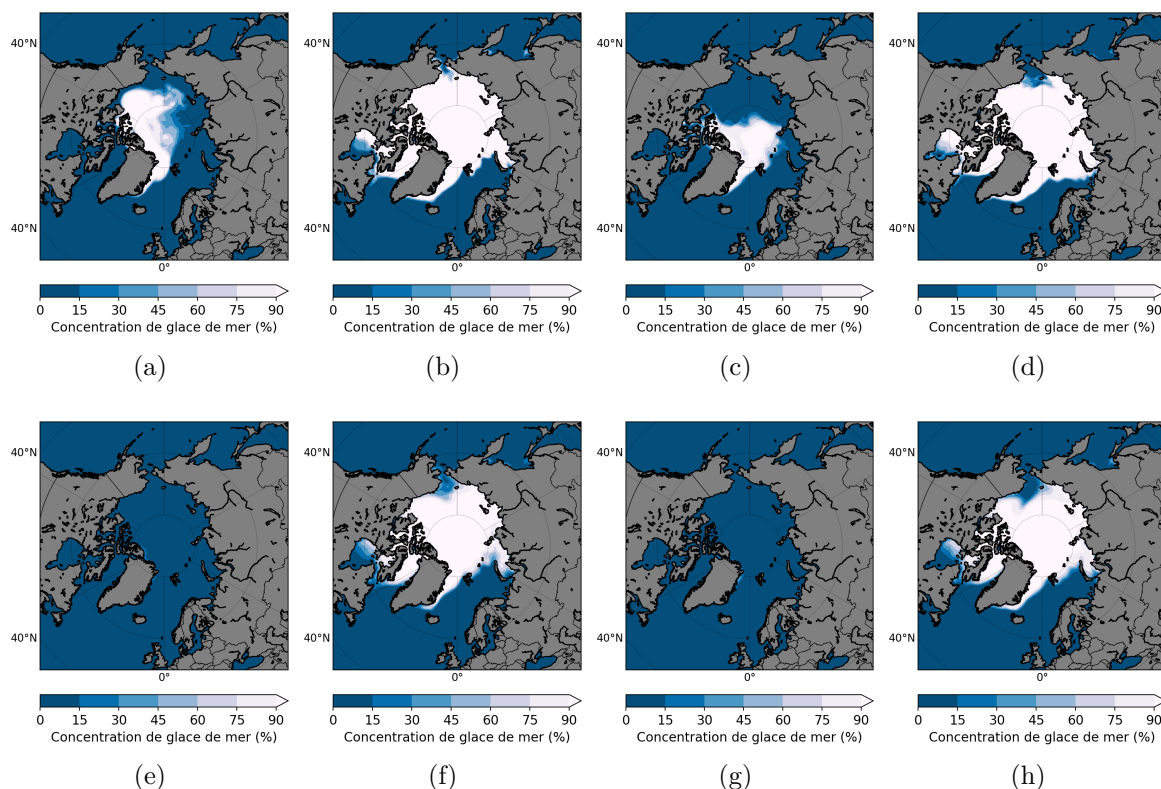


FIGURE 3.2 – Concentration de la glace de mer arctique dans la simulation de contrôle en septembre (a) et décembre (b) 2098. (c) et (d) comme (a) et (b) mais en 2135. (e) et (f) comme (a) et (b) mais pour les simulations de perturbation (moyenne sur les 41 membres). (g) et (h) comme (c) et (d) mais pour les simulations de perturbation (moyenne sur les 41 membres).

3.2 Réponses atmosphériques

3.2.1 Température de l'air en surface

Suite à la fonte de la glace de mer arctique, un net réchauffement est constaté sur tout le bassin arctique dans les simulations perturbées en automne et en hiver (Figures 3.3 et 3.4). Ce réchauffement atteint 8°C et est causé par la hausse de l'absorption du rayonnement solaire de courtes longueurs d'onde. En effet, les régions où l'albédo a été perturbé captent davantage le rayonnement solaire par rapport à la simulation de contrôle. De plus, l'effet isolant thermique de la glace de mer disparaît avec la fonte de celle-ci. Cela provoque une augmentation des flux de chaleur turbulents vers l'atmosphère, dont la température se trouve dès lors rehaussée.

Malgré une fonte plus importante de glace de mer en été (Figures 3.1 et 3.2), les réponses de température sont plus importantes lors de la saison automnale, à cause de la libération plus importante vers l'atmosphère de rayonnements de grande longueur d'onde à cette période (Semmler et al., 2016). Ce phénomène est provoqué par l'accumulation d'énergie en période estivale et par une forte différence de température entre l'atmosphère et la surface de l'océan à partir de l'automne. De plus, la glace de mer se formant dans les simulations de perturbation est moins épaisse que dans les simulations de contrôle, et l'effet isolant de la glace de mer est donc significativement réduit.

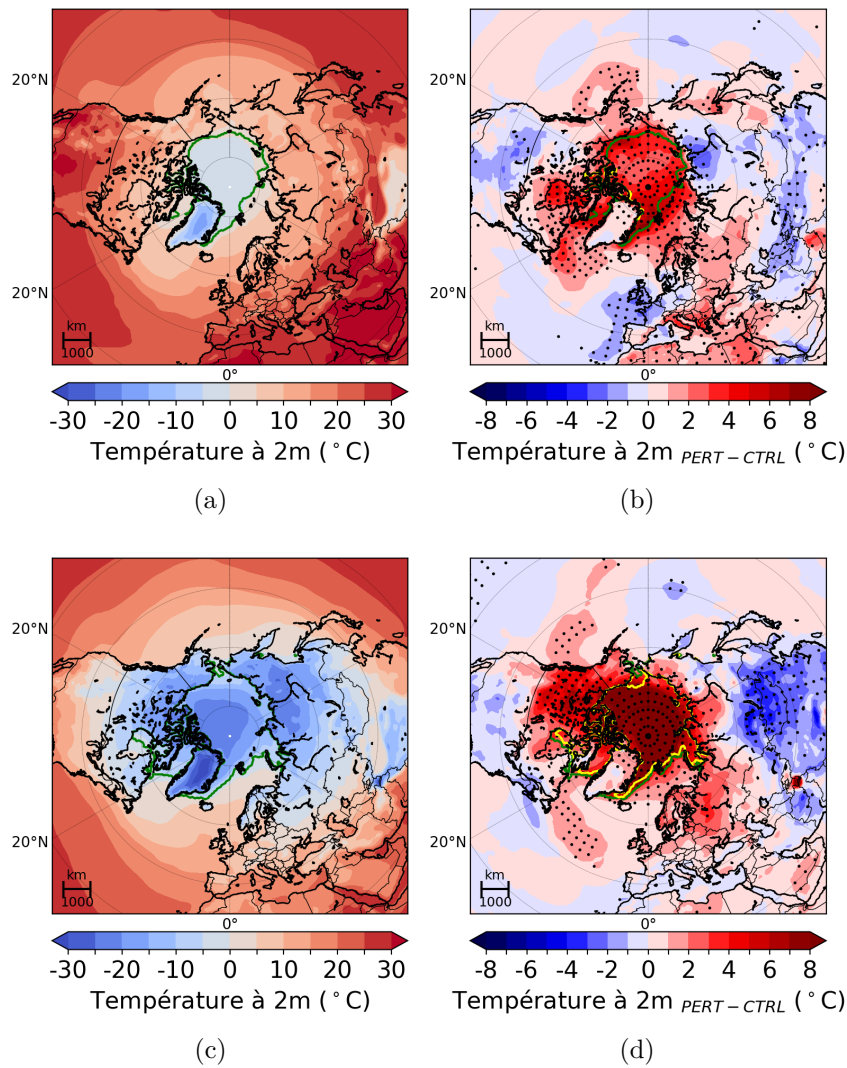


FIGURE 3.3 – Température de surface (2m) pour la simulation de contrôle (a) et différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (b) pour la saison estivale (juillet-août-septembre) en 2098. (c) et (d) comme pour (a) et (b) mais pour la saison automnale (octobre-novembre-décembre). Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).

Ce réchauffement arctique, causé par la perte de glace de mer, déborde sur les régions voisines : les régions d'extrême nord de l'Eurasie et de l'Amérique du Nord présentent majoritairement des anomalies positives de température. Cela peut être plus marqué dans certaines régions de moyennes latitudes selon la saison et l'année perturbée, vu la variation des courants atmosphériques. De plus, deux réponses atmosphériques principales sont systématiquement observées dans ces régions.

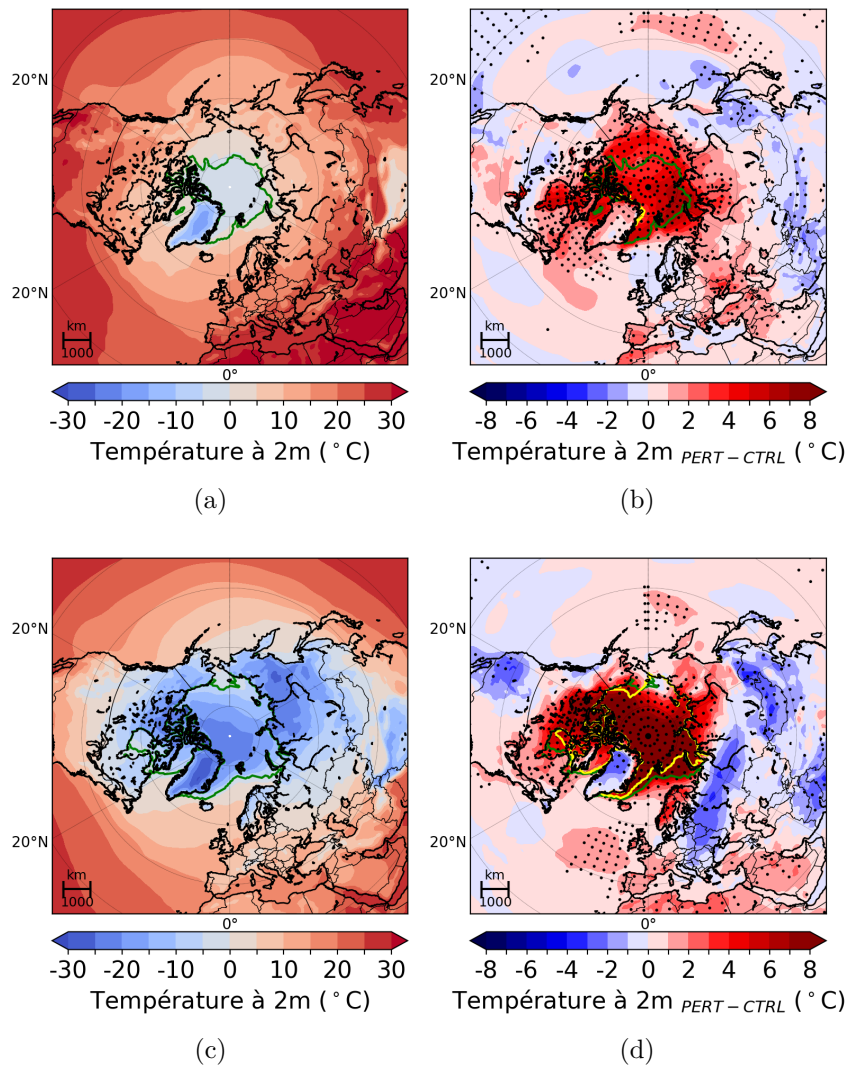


FIGURE 3.4 – Température de surface (2m) pour la simulation de contrôle (a) et différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (b) pour la saison estivale (juillet-août-septembre) en 2135. (c) et (d) comme pour (a) et (b) mais pour la saison automnale (octobre-novembre-décembre). Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).

D'une part, on note un réchauffement de plus de 2°C sur le pourtour méditerranéen, hormis en automne 2098 (Figures 3.3b,d et 3.4b,d). Ce phénomène n'est toutefois pas uniforme, il varie en fonction de l'année à partir de laquelle la simulation de perturbation est démarrée. La partie occidentale du bassin, par exemple, est touchée en été 2135 alors qu'elle ne l'est pas en été 2098. Cette réponse de température en Méditerranée n'est nullement relatée dans les études qui se focalisent uniquement sur l'impact de la fonte de glace de mer arctique. De plus, une hausse de la température moyenne ne mène pas forcément à une hausse des extrêmes de chaleur : en été 2098 par exemple, seul l'est du bassin subit une hausse du P90 (Figure 3.5a) et du nombre de jours dépassant le P90 de la simulation de contrôle (Figure 3.5e). De plus, en période automnale c'est même une augmentation des extrêmes froids qui est modélisée (Figure 3.5d,h). La hausse des vagues de chaleur suite à la perte soudaine de glace de mer ne concernerait donc pas la partie ouest du pourtour méditerranéen, mais bien l'est de la région, dans le courant de la première année (Figure 3.5a,b,e,f).

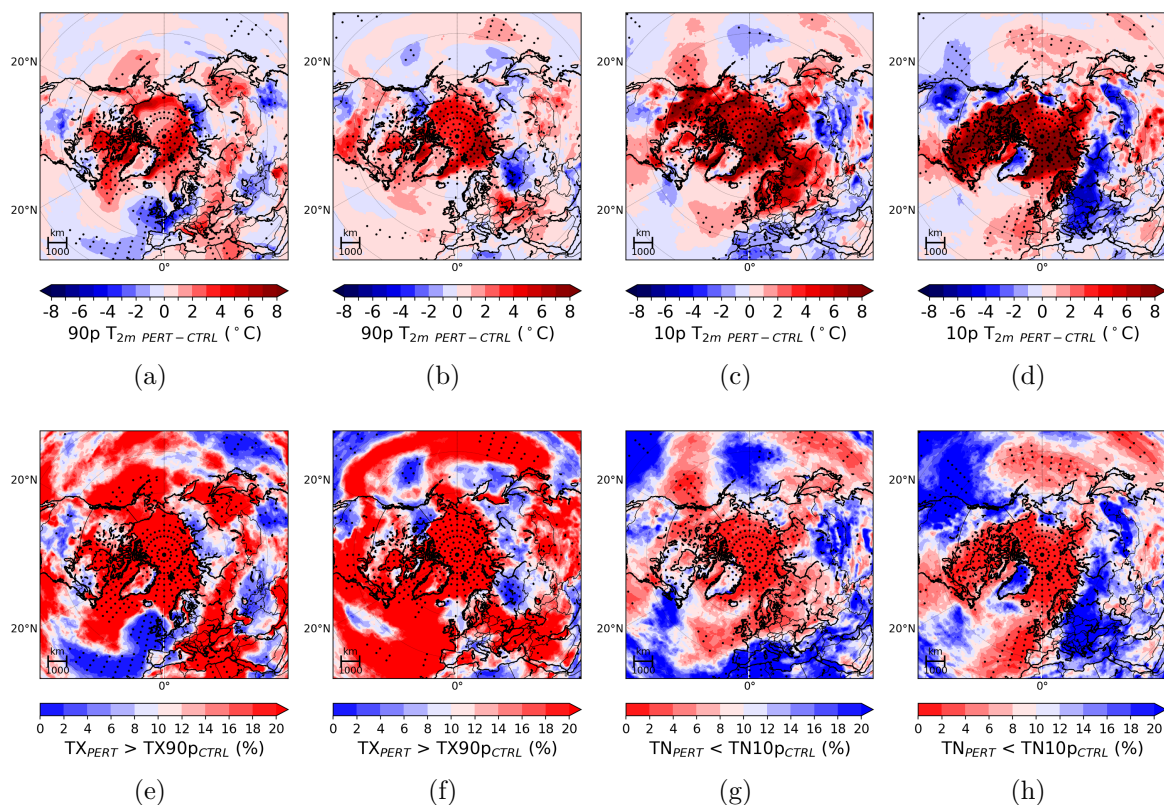


FIGURE 3.5 – Différence du P90 entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle pour la saison estivale en 2098 (a) et 2135 (b). (c) et (d) comme pour (a) et (b) mais pour le P10 en saison automnale. (e) et (f) comme (a) et (b) mais pour le TX90p. (g) et (h) comme pour (c) et (d) mais pour le TN10p. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%.

D'autre part, on observe un refroidissement sur l'est de l'Eurasie, plus particulièrement en Asie centrale et de l'est (Figures 3.3b,d et 3.4b,d). Ce refroidissement est plus intense durant la période automnale : il atteint d'ailleurs jusqu'à -4°C dans le sud de la Sibérie en 2098 (Figure 3.3d). En période estivale, il est localisé en Asie centrale et ne dépasse pas les -2°C . Ce refroidissement estival est semblable à celui qu'observe Smith et al. (2017), tant au niveau de sa localisation, que de son intensité, qu'il situe autour de -1°C . En automne, le refroidissement est centré sur la Mongolie. Contrairement à la réponse autour et dans le bassin méditerranéen, le refroidissement automnal et hivernal en Eurasie est largement documenté dans les études liant perte de glace de mer et réponses atmosphériques. De nombreuses simulations ainsi que des réanalyses ont également montré ce phénomène sur l'est de l'Eurasie (Honda et al., 2009; Inoue et al., 2012; Outten and Esau, 2012; Tang et al., 2013; Mori et al., 2014; Blackport and Kushner, 2016). Pourtant, McCusker et al. (2016) n'attribuent pas ce refroidissement à la perte de la glace de mer arctique, mais à la variabilité naturelle. Concernant les températures extrêmes modélisées sur l'est de l'Eurasie, elles sont plus limitées dans l'espace que le refroidissement moyen. De plus, les régions subissant le refroidissement automnal (moyen et des extrêmes) font l'objet d'une hausse des extrêmes de chaleur en été, et donc d'une hausse de l'amplitude thermique annuelle.

Hormis les deux réponses de température principales décrites auparavant, d'autres, moins importantes, sont également observées en Amérique du Nord. En effet, le réchauffement arctique déborde davantage sur le continent lors de la période automnale. De plus, en automne, quelques zones de refroidissement moyen et des extrêmes sont présents au sud de l'Amérique du Nord (États-Unis) mais sont seulement significatifs en 2135 pour l'ouest du continent (Figure 3.4d). Ce léger refroidissement ressemble aux résultats obtenus chez Semmler et al. (2012, 2016). En période estivale, une hausse des extrêmes de chaleur est modélisée pour l'est en 2135 alors que la température moyenne ne subit pas de hausse. Les autres études ayant comme objet l'impact de la fonte de la glace de mer observent également peu de changement de température sur ce continent.

3.2.2 Circulation à grande échelle

En matière de pression atmosphérique au niveau de la mer, la réponse à la perturbation d'albédo est plus prononcée en automne (comme la réponse de température de surface), étant donné l'intensité plus élevée du forçage en surface (Semmler et al., 2016). Les anomalies varient entre -4 et +5 hPa en été, et entre -8 et +8 hPa en automne (Figures 3.6 et 3.7). On observe par ailleurs des variations dans le positionnement et l'intensité des centres d'action (anticyclones des Açores, de Sibérie et d'Hawaï, dépressions des îles Aléoutiennes et d'Islande), qui sont des hautes ou basses pressions stationnaires (Figure A.3).

Dans le bassin arctique, où la perte de glace de mer est la plus importante, aucune réponse estivale significative de pression n'est modélisée. Cela est également le cas pour la hauteur du géopotential à 500hPa (Figures 3.9 et 3.10), sauf en 2098 où une anomalie positive à proximité du Svalbard apparaît. En automne 2098, une anomalie négative de pression au niveau de la mer est simulée sur le bassin arctique, mais n'est pas statistiquement significative (Figure 3.6f). Cette baisse de pression, où la perte de glace a lieu, est également observée chez Semmler et al. (2012), Tang et al. (2013) ainsi que Petrie et al. (2015). Cela est cohérent avec la hausse de libération de chaleur par la surface en automne (Petrie et al., 2015). Cette réponse est barocline, car une anomalie négative en surface ne mène pas à une anomalie négative en altitude (500hPa). Dans les latitudes plus basses, des réponses de pression et de géopotential sont modélisées tant en été qu'en automne.

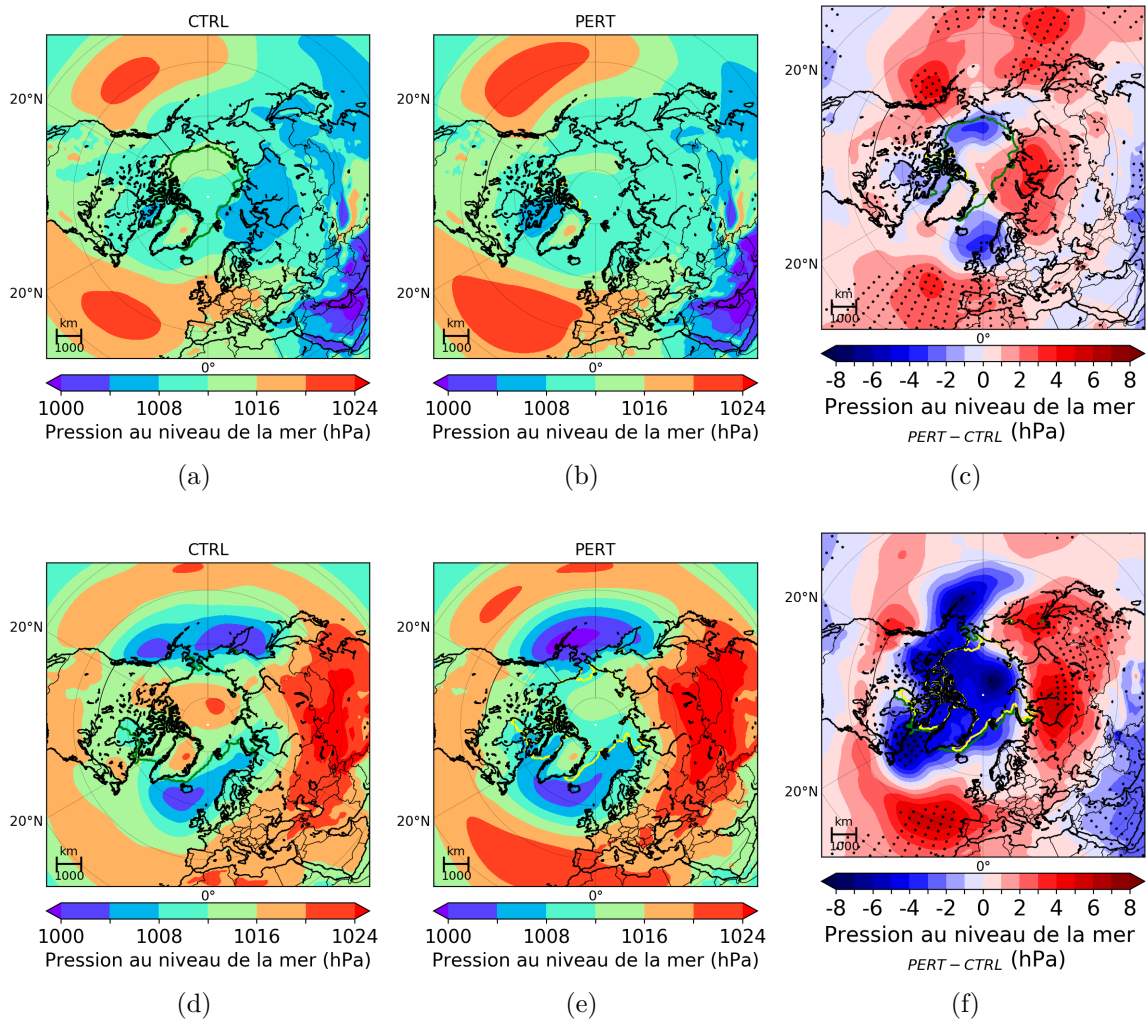


FIGURE 3.6 – Pression au niveau de la mer pour la simulation de contrôle (a) et les simulations de perturbation (b) ainsi que la différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (c) pour la saison estivale en 2098. (c), (d) et (f) comme pour (a), (b) et (c) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).

Aux moyennes latitudes en particulier, deux réponses principales sont observées. La première consiste en un renforcement de l'anticyclone des Açores en automne (Figures 3.6f et 3.7f), qui, combiné à la baisse de pression observée dans les hautes latitudes, provoque une hausse du gradient de pression entre ces deux régions. Entre la dépression islandaise et l'anticyclone des Açores, le gradient est particulièrement élevé. Cela mène à une hausse des *westerlies* de surface sur l'Europe de l'Ouest, le sud de l'Europe du Nord ainsi que sur l'Europe centrale (Figures A.4f et A.5f). De l'autre côté, le renforcement de l'anticyclone mène à une baisse des *westerlies* sur le sud de l'Europe, ce qui s'apparente donc plutôt à un signe positif de la NAO en automne. Cependant, plusieurs études observent une empreinte de la NAO négative dès le début de l'hiver, suite à la fonte de la glace de mer arctique (Screen et al., 2013; Koenigk and Brodeau, 2017). Honda et al. (2009), quant à eux, situent ce phénomène uniquement à la fin de l'hiver. Une NAO négative est synonyme de refroidissement plus récurrent sur l'ouest de l'Eurasie (Europe). Une comparaison avec d'autres études analysant la NAO est peu concluante, car ces études se basent uniquement sur la NAO moyennée sur les trois mois hivernaux.

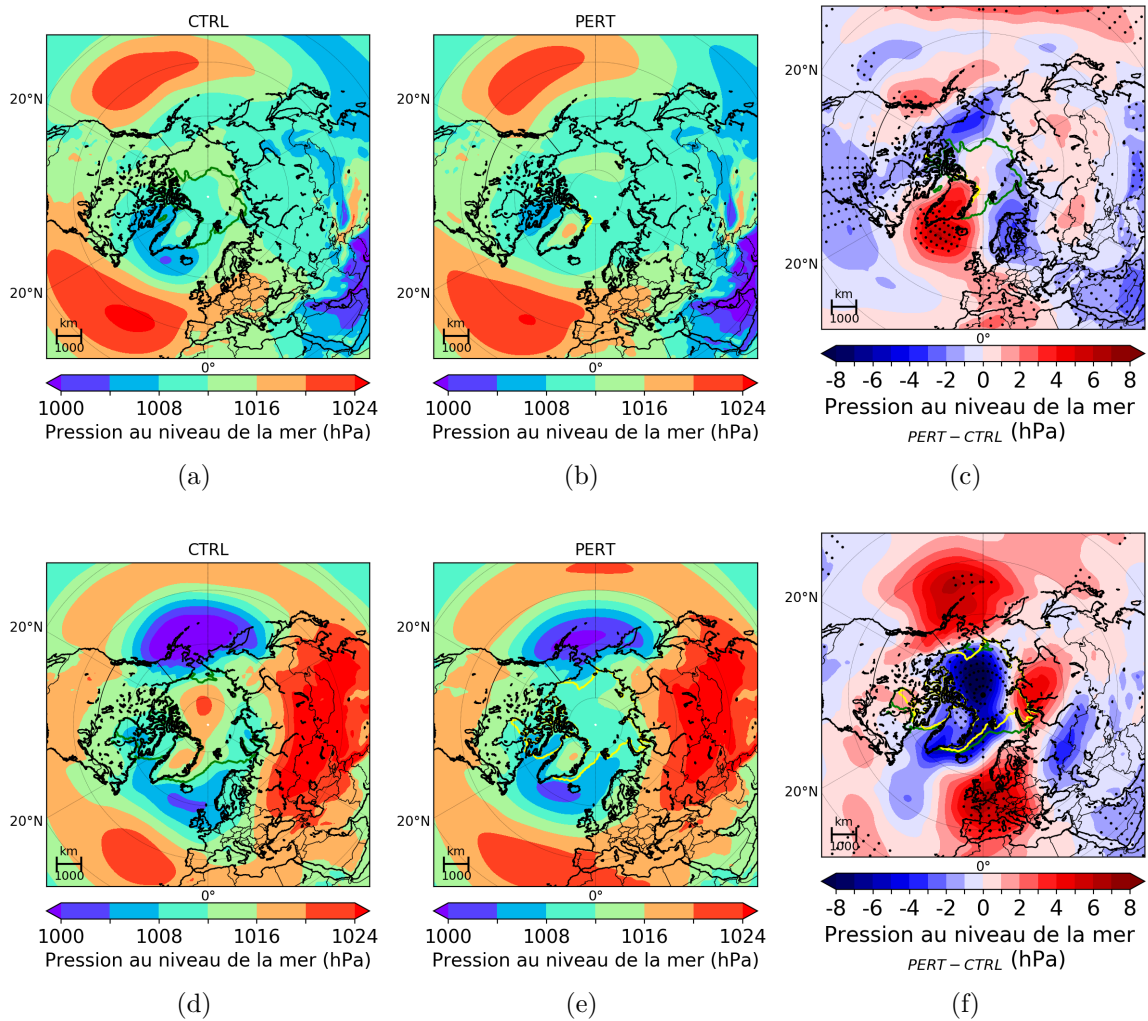


FIGURE 3.7 – Pression au niveau de la mer pour la simulation de contrôle (a) et les simulations de perturbation (b) ainsi que la différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (c) pour la saison estivale en 2135. (c), (d) et (f) comme pour (a), (b) et (c) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).

Cependant, c'est principalement les anomalies de pression du mois de décembre qui génèrent l'anomalie moyennée sur les mois que nous observons dans nos simulations (Figure A.6b,d). Dès lors, des comparaisons avec les réponses hivernales analysées dans d'autres études peuvent s'avérer pertinentes, car décembre est considéré comme le premier mois de l'hiver météorologique. Par ailleurs, cette réponse observée en l'occurrence en décembre est quasiment identique à la réponse hivernale causée par l'anomalie de la glace des mers de Barents et Kara chez Koenigk et al. (2016). Nos simulations révèlent donc clairement une empreinte à la NAO positive en début d'hiver.

En été, un renforcement de l'anticyclone des Açores n'est observé que pour l'année 2098 : on note une hausse de la pression au niveau de la mer (Figure 3.6c) ainsi que de la hauteur du géopotential à 500hPa (Figure 3.9c), ce qui correspond à une réponse barotrope. Ce renforcement de l'anticyclone des Açores (estival ou automnal) est clairement corrélé au réchauffement méditerranéen, étant donné qu'il s'agit d'un anticyclone subtropical fournissant un air chaud et sec. Par contre, en 2135, c'est l'extrême nord de l'Atlantique (l'Islande et le sud du Groenland) qui présente une augmentation de la pression au niveau de la mer (Figure 3.7c). Une légère hausse a tout de même lieu dans le sud de l'Europe et peut expliquer la hausse de température sur le sud-ouest du continent (Figure 3.4b). La hausse de pression près de l'Islande s'apparente à un signe négatif de la NAO en 2135. De plus, une baisse importante des *westerlies* est observée sur l'Atlantique Nord (Figure A.5). En été 2098, par contre, on retrouve une empreinte ressemblant davantage à une NAO positive (Figure 3.6c).

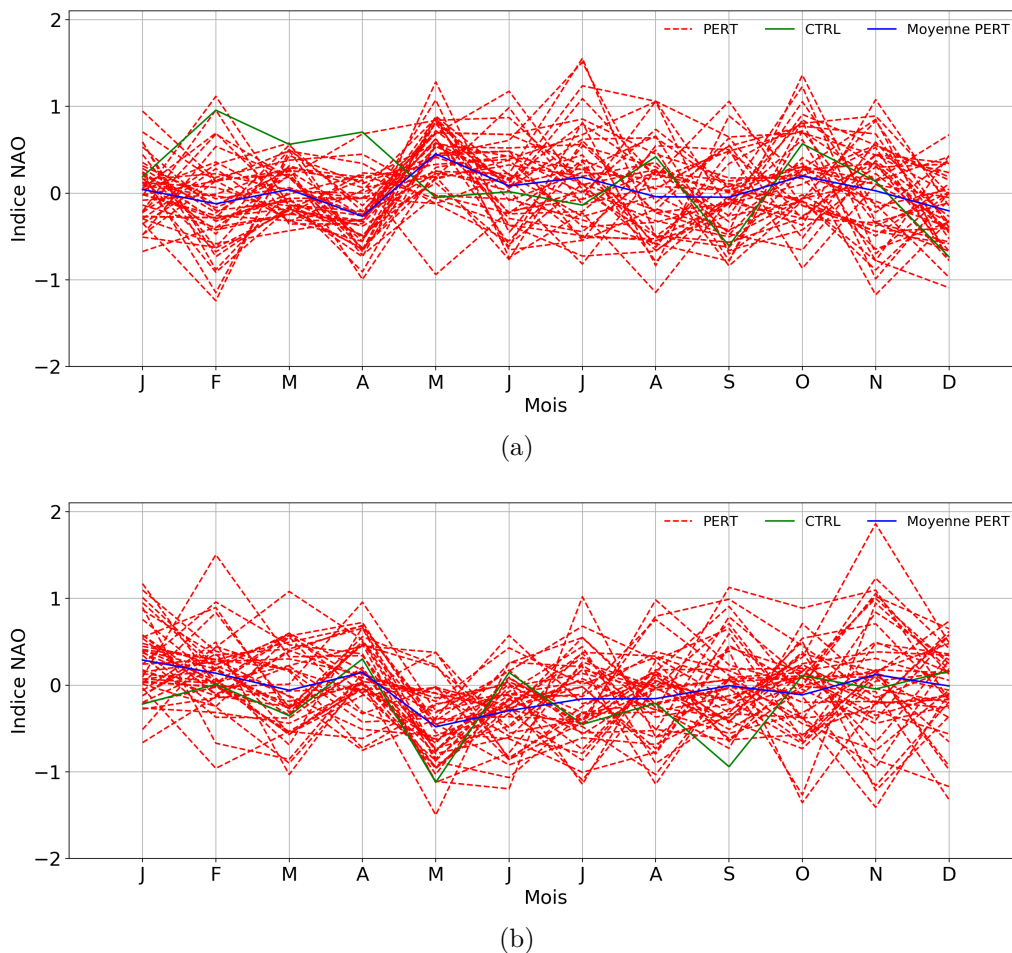


FIGURE 3.8 – Indice NAO des 12 mois de l'année pour la simulation de contrôle et les simulations de perturbation en 2098 (a) et en 2135 (b).

Si l'indice NAO a été déterminé, aucune réponse robuste n'a pu être obtenue malgré des réponses significatives de pression et de hauteur de géopotential sur l'Atlantique Nord (Figure 3.8). Cela montre que la variabilité naturelle de cet indice est très importante. En effet, 41 membres de perturbation sont insuffisants pour réduire le bruit climatique de manière satisfaisante.

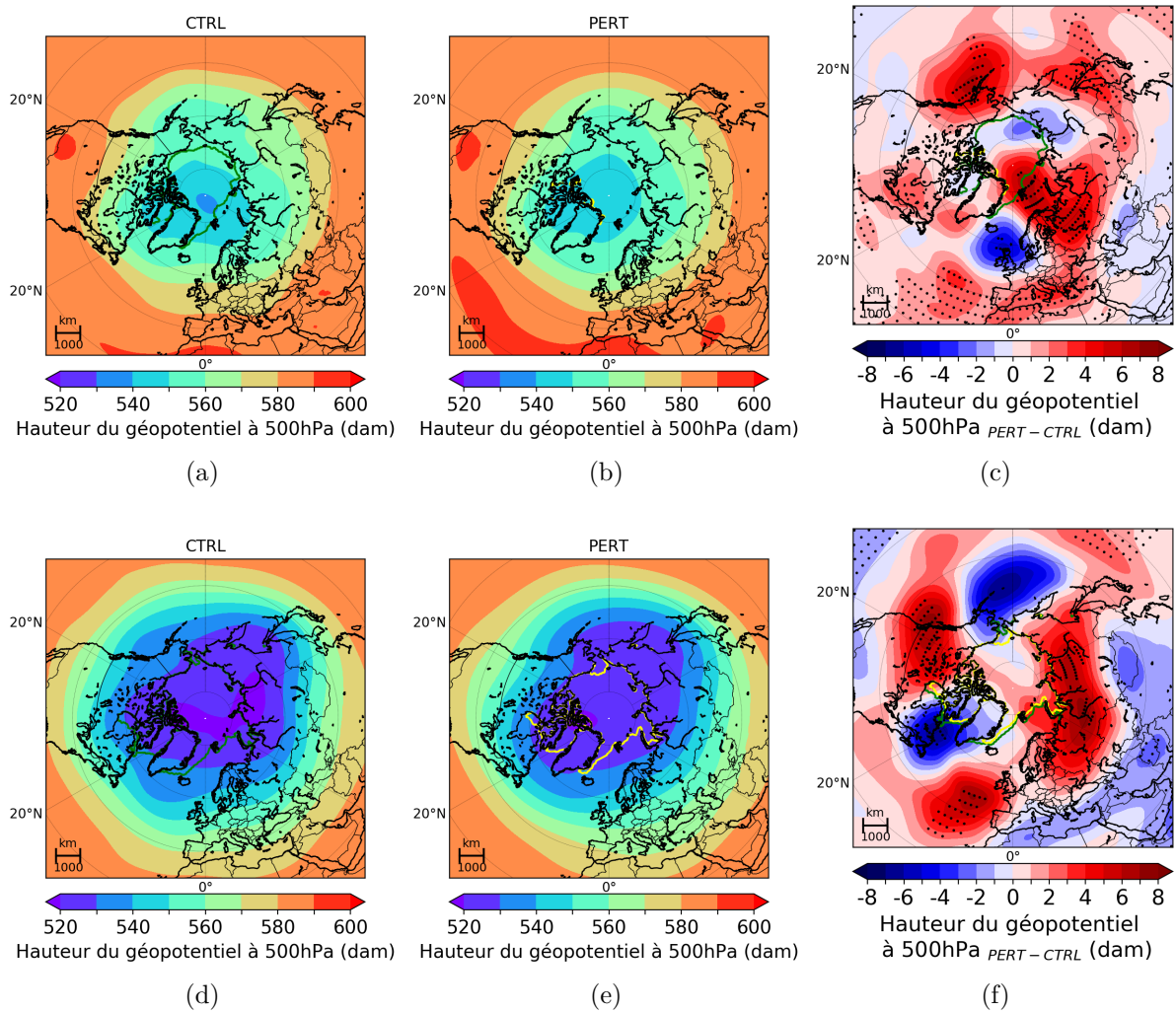


FIGURE 3.9 – Hauteur du géopotential à 500hPa pour la simulation de contrôle (a) et les simulations de perturbation (b) ainsi que la différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (c) pour la saison estivale en 2008. (c), (d) et (f) comme pour (a), (b) et (c) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).

La deuxième réponse principale concerne l'anticyclone sibérien : apparaissant lors de la période automnale, il subit une hausse de pression au niveau de la mer en 2008 (Figure 3.6f). La hauteur du géopotential augmente également, mais s'accompagne d'un décalage vers le nord-ouest (Figure 3.9f). En 2135, la hausse de pression s'effectue plus au nord, près de la mer de Kara, mais n'est pas statistiquement significative (Figure 3.7f). Par contre, la réponse de la hauteur du géopotential, elle, est significative (Figure 3.10f). Ces anomalies positives ressemblent à celles observées par Honda et al. (2009) : dans leurs simulations, les anomalies, dues à la perte de glace dans les mers de BAKA, se déplacent vers le sud-est à partir de novembre. A cette période en effet, l'anomalie est située près de la mer de Kara, alors qu'en décembre, elle se trouve sur le sud de la Sibérie orientale. Ce mouvement vers la Sibérie orientale est également observé dans nos simulations (Figure A.6), principalement en 2008. La position de l'anomalie en décembre dans nos deux années simulées est semblable à celle observée chez Honda et al. (2009).

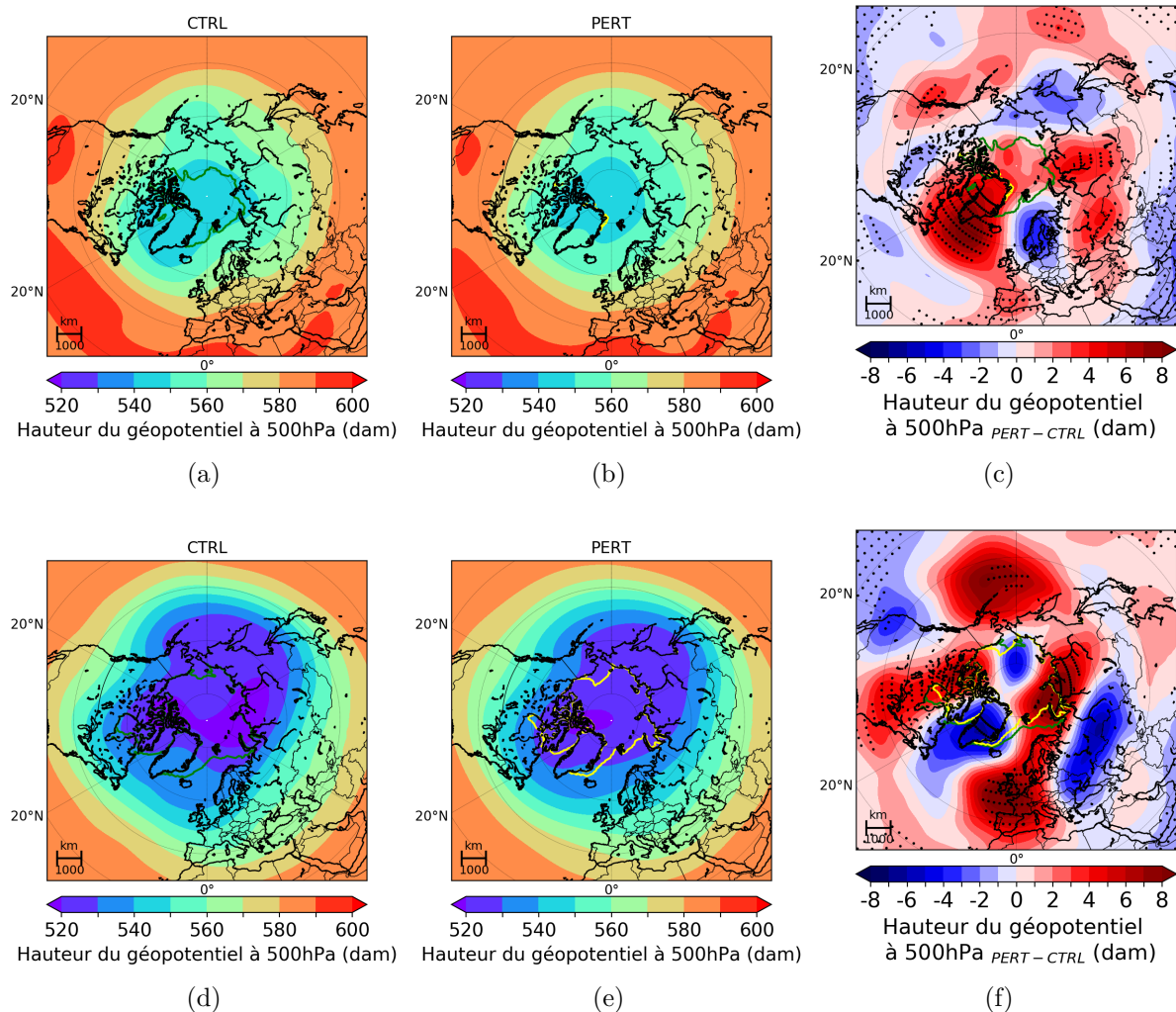


FIGURE 3.10 – Hauteur du géopotential à 500hPa pour la simulation de contrôle (a) et les simulations de perturbation (b) ainsi que la différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (c) pour la saison estivale en 2135. (c), (d) et (f) comme pour (a), (b) et (c) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).

Le refroidissement sibérien automnal observé dans les simulations (Figures 3.3d et 3.4d) peut être associé au renforcement de l'anticyclone sibérien. En effet, en 2098, où le refroidissement est le plus drastique, une hausse de la pression et de la hauteur de géopotential de cet anticyclone est notée (Figures 3.6f et 3.9f). En 2135, la hausse du géopotential, observée de manière significative au nord de la Sibérie et de la mer de Kara, correspond aux observations de Honda et al. (2009) (Figure 3.10f). Cette réponse de circulation atmosphérique due à la fonte de la glace de mer est non-linéaire et peut mener à des conditions soit cycloniques, soit anticycloniques en fonction de l'intensité de la perte de la glace de mer arctique (Petoukhov and Semenov, 2010). Selon McCusker et al. (2016) pourtant, ce renforcement anticyclonique observé sur cette région entre 1979 et 2012, n'est pas dû à la perte de la glace de mer, mais plutôt à la variabilité naturelle. Or, dans nos simulations, c'est bien la perte de glace de mer arctique qui semble être à l'origine de ce renforcement. Ce dernier provoque une baisse des *westerlies* (Figures A.4f et A.5f) et amène davantage d'air froid sur le flanc ouest de l'anticyclone, jusqu'aux environs du lac Baïkal et même au-delà (Figures 3.3d et 3.4d). Ce processus contribue à la hausse de pression de l'anticyclone sur cette région, vu la

densité importante de l'air froid (Takaya and Nakamura, 2005; Tang et al., 2013). Cela agit donc comme un feedback positif entre l'air froid renforçant l'anticyclone sibérien d'une part, et l'anticyclone amenant lui-même davantage d'air froid.

D'autres réponses sont également observées, telles que le creusement, en 2098, de la dépression des îles Aléoutiennes, se formant en automne. (Figures 3.6f et 3.9f). Ce phénomène a également été observé chez Semmler et al. (2016). Cette anomalie négative, significative en décembre (Figure A.6b), ne l'est pas lorsqu'elle est moyennée sur les trois mois d'hiver. Cette baisse de pression associée à la hausse de pression sur la Sibérie mène à une hausse du gradient de pression entre les deux centres d'action. Cela favorise les *westerlies* de surface (Figure A.4f), mais également le renforcement des moussons d'hiver sur l'Asie ainsi que l'anomalie froide sur l'Asie de l'Est (Wang et al., 2009a,b). Cette dernière est observée dans nos simulations (Figures 3.3d et 3.4d). En 2135, aucun creusement de la dépression des îles Aléoutiennes n'est constaté. Au contraire, c'est un affaiblissement de cette dépression qui est modélisé avec une baisse des *westerlies* (Figure A.4f). Cette différence de réponse est expliquée par la différence initiale entre les deux années de contrôle, due à la variabilité naturelle. Par conséquent, il est difficile d'établir sur base de ces deux années initiales si une perte soudaine de glace de mer mènerait à un creusement ou au contraire à un affaiblissement de la dépression des îles Aléoutiennes en automne.

L'anticyclone d'Hawaï se renforce en été en 2098 de façon barotrope (Figures 3.6c et 3.9c). Les conditions anticycloniques sont dès lors favorisées sur tout le Pacifique Nord. En 2135, en revanche, seul l'ouest de l'Amérique du Nord-ouest observe une hausse de pression (Figure 3.7c), mais la hauteur du géopotential augmente légèrement sur le Pacifique Nord cette même année (Figure 3.10c). L'est de l'Amérique du Nord présente, quant à lui, son unique réponse de pression en été 2135, où une légère baisse de pression est constatée. De plus, une légère baisse des *westerlies* est observée sur le centre du continent en automne (Figure A.5f). Ces faibles réponses de circulation expliquent les faibles réponses de température de surface sur l'Amérique du Nord, excepté l'extrême nord, touché directement par le réchauffement arctique.

En Europe, un creusement au large de l'Écosse a lieu en été dans les simulations de perturbation pour l'année 2098 (Figures 3.6c et 3.9c). Apparaissant au sol et en altitude, ce creusement est responsable du refroidissement de l'Europe de l'Ouest (Figure 3.3b), car cela génère un courant frais et perturbé de nord-ouest sur cette région. Ce phénomène a été observé dans les simulations de Screen et al. (2013), de Petrie et al. (2015) et de Semmler et al. (2016), et est également présent dans nos simulations en 2135, mais se manifeste davantage centré sur la Scandinavie. En outre, ce dernier n'est pas significatif.

Toutefois, il importe de relativiser ces dernières réponses, car elles ne sont pas systématiquement observées dans les deux simulations réalisées. L'état initial différent de la glace de mer entre les deux simulations ne semble être pas le facteur explicatif majeur des différences de réponse de la circulation atmosphérique. En effet, il n'existe que très peu de différences de circulation entre les deux ensembles de simulations de perturbation réalisées (Figures A.7c,d et A.8c,d). Dès lors, un facteur explicatif important réside plutôt dans la différence de circulation atmosphérique entre les deux années sélectionnées (2098 et 2135) dans la simulation de contrôle (Figures A.7a,b et A.8a,b). Les différentes réponses de circulation entre les deux années, visibles grâce aux cartes représentant la différence entre les simulations de perturbation et la simu-

lation de contrôle, sont donc majoritairement dues aux écarts des deux années dans la simulation de contrôle. Cela s'explique par le fait que la perturbation est moyennée sur ses 41 membres, ce qui lisse les valeurs, alors qu'un seul membre est présent dans le contrôle.

3.2.3 Précipitations

Les précipitations (de pluie et de neige) présentent une plus grande variabilité naturelle que la température et la pression atmosphérique. Dès lors, les réponses statistiquement significatives, de même ordre d'intensité en saison estivale et automnale, sont plus rarement observées.

Sur le bassin arctique, aucune réponse de précipitation n'est observée en été (Figures 3.11b et 3.12b), mais on constate une hausse des précipitations en automne (Figures 3.11d et 3.12d), principalement en 2135. Cette hausse automnale, provoquée par la hausse des températures en arctique, est également identifiée par Semmler et al. (2012), Bintanja and Selten (2014), Semmler et al. (2016) ainsi que par Smith et al. (2017). Cela est directement lié à la hausse de l'évaporation, provoquée par davantage d'eau libre disponible et par l'augmentation de la température. De plus, plus l'air est chaud, plus la quantité de vapeur d'eau qu'il peut contenir est élevée, ce qui conduit à des précipitations plus importantes. L'absence de réponses estivales est expliquée par des réponses de pression plus faible sur l'arctique (Figures 3.6c et 3.7c) malgré une hausse de la température atmosphérique (Figures 3.3b et 3.4b). De plus, l'origine plus lointaine des précipitations arctiques en été produit une diminution de la corrélation entre l'évaporation et les précipitations sur cette région (Bintanja and Selten, 2014).

Un assèchement estival sur le pourtour méditerranéen est observé pour les deux années (Figures 3.11b et 3.12b). Centré sur la partie ouest en 2098 et sur la partie est en 2135, cet assèchement est plus visible via une hausse des jours de sécheresse consécutive (Figure 3.13). En été, une intensification de la sécheresse a lieu dans la majorité du pourtour méditerranéen, et touche également les zones qui n'observent pas de hausse mensuelle des précipitations. Cette sécheresse accrue est expliquée par le renforcement des conditions anticycloniques provoquant également une hausse de température. Schleussner et al. (2016) et King and Karoly (2017) ont également observé ce phénomène, mais ils l'attribuent à une augmentation de la température globale de la Terre de 2°C. En automne par contre, malgré le renforcement de l'anticyclone des Açores, aucune baisse significative des précipitations n'a lieu pour une grande partie de la région, selon nos simulations. Ces résultats ne concordent pourtant pas à ceux obtenus par Semmler et al. (2012, 2016), qui a précisément observé une baisse des précipitations uniquement en saison automnale. Cette divergence pourrait être expliquée par une variabilité plus importante des précipitations en automne. En effet, malgré un renforcement de l'anticyclone durant cette saison, celui-ci ne stagne pas systématiquement sur la région comme en saison estivale. Dès lors, des événements de pluie parfois intenses (dépassant les 10mm et 20mm par jour) (Figures A.9c,d et A.10c,d) se produisent et peuvent occulter une période de sécheresse comme en 2135 (Figure 3.13). Pourtant, aucune intensification significative de ces événements n'est observée sur la région en automne et n'explique pas l'absence d'intensification de sécheresse.

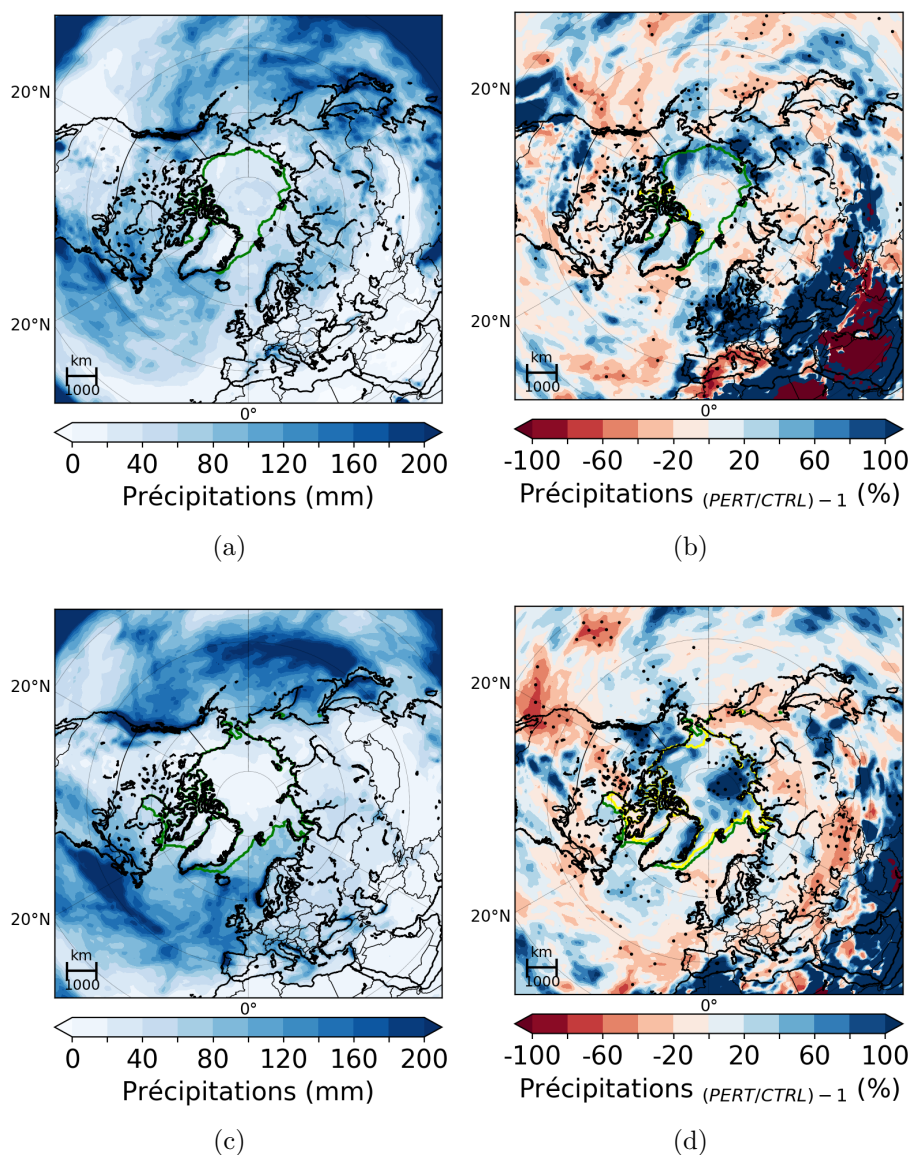


FIGURE 3.11 – Précipitations mensuelles moyennes (mm) pour la simulation de contrôle (a) et différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (b) pour la saison estivale en 2098. (c) et (d) comme pour (a) et (b) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).

Les étés plus humides sur une large partie nord-ouest de l'Europe, dus à la fonte de la glace de mer arctique simulée par Screen (2013), apparaissent également dans nos simulations en été 2098 (Figure 3.11b). Une diminution du nombre de jours de sécheresse y est par ailleurs observée (Figure 3.13a), tout comme une hausse du nombre de jours de précipitations intenses (Figure A.9b). Cela est directement lié à la présence de conditions plus cycloniques à cause du creusement au large de l'Écosse, comme expliqué dans la section précédente (Figure 3.6c).

D'autres réponses de précipitations existent, mais présentent soit de grandes différences selon l'année simulée (comme les étés humides en Europe relatée auparavant), soit ne s'avèrent pas statistiquement significatives.

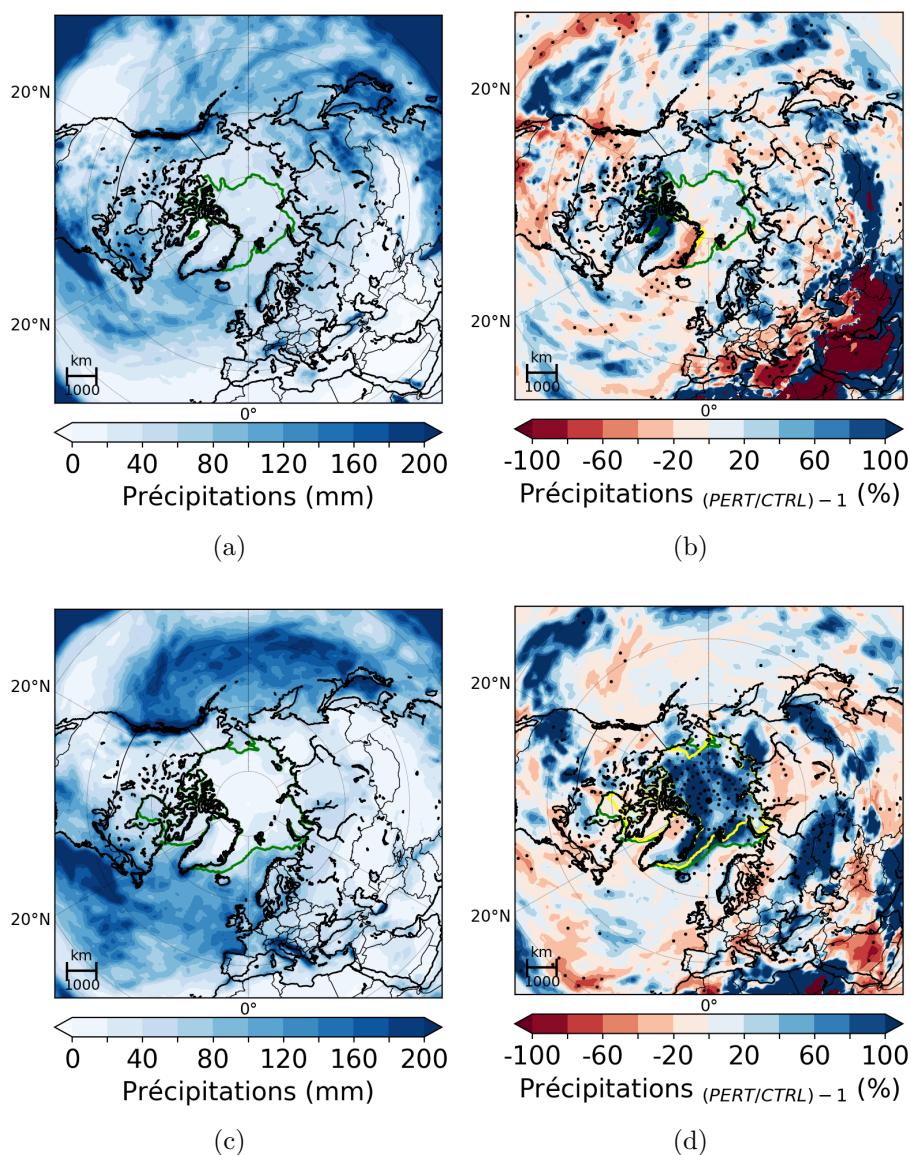


FIGURE 3.12 – Précipitations mensuelles moyennes (mm) pour la simulation de contrôle (a) et différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (b) pour la saison estivale en 2135. (c) et (d) comme pour (a) et (b) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).

Selon Semmler et al. (2016), une fonte de la glace de mer arctique provoquerait une augmentation de l'étendue de neige automnale en Sibérie, laquelle entrainerait à son tour une augmentation des périodes avec une AO négative à la fin de l'hiver (Cohen, 2011). Entre ces deux événements, une hausse de l'anticyclone sibérien en automne, retrouvée dans nos simulations, est citée. On pourrait donc a priori imputer ce phénomène à une hausse de l'étendue de neige continentale, mais nos résultats ne montrent pas une augmentation significative de l'étendue de neige sur la Sibérie, excepté une légère avancée vers le sud, principalement en 2098 (Figure A.11). La réponse d'épaisseur de la neige continentale montre peu de similitudes entre les deux années simulées : la forte baisse en Amérique du Nord et en Europe de l'Est modélisée en 2098 n'est pas retrouvée en 2135. De plus, la forte augmentation sur le sud de la Sibérie n'est pas retrouvée non plus. Seule la baisse en Sibérie centrale et la hausse en Sibérie occidentale en 2135, inverse aux observations de Petrie et al. (2015) et Semmler et al. (2016), est retrouvée en 2098, mais n'est alors plus statistiquement significative.

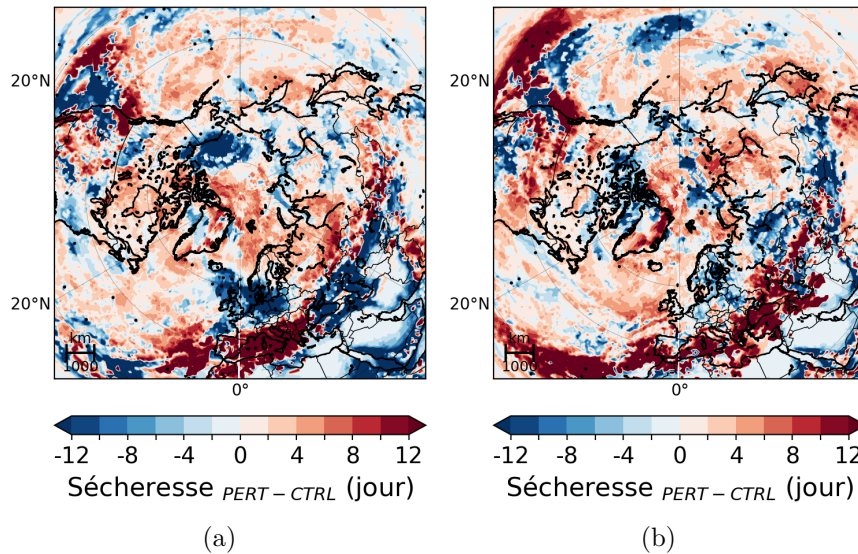
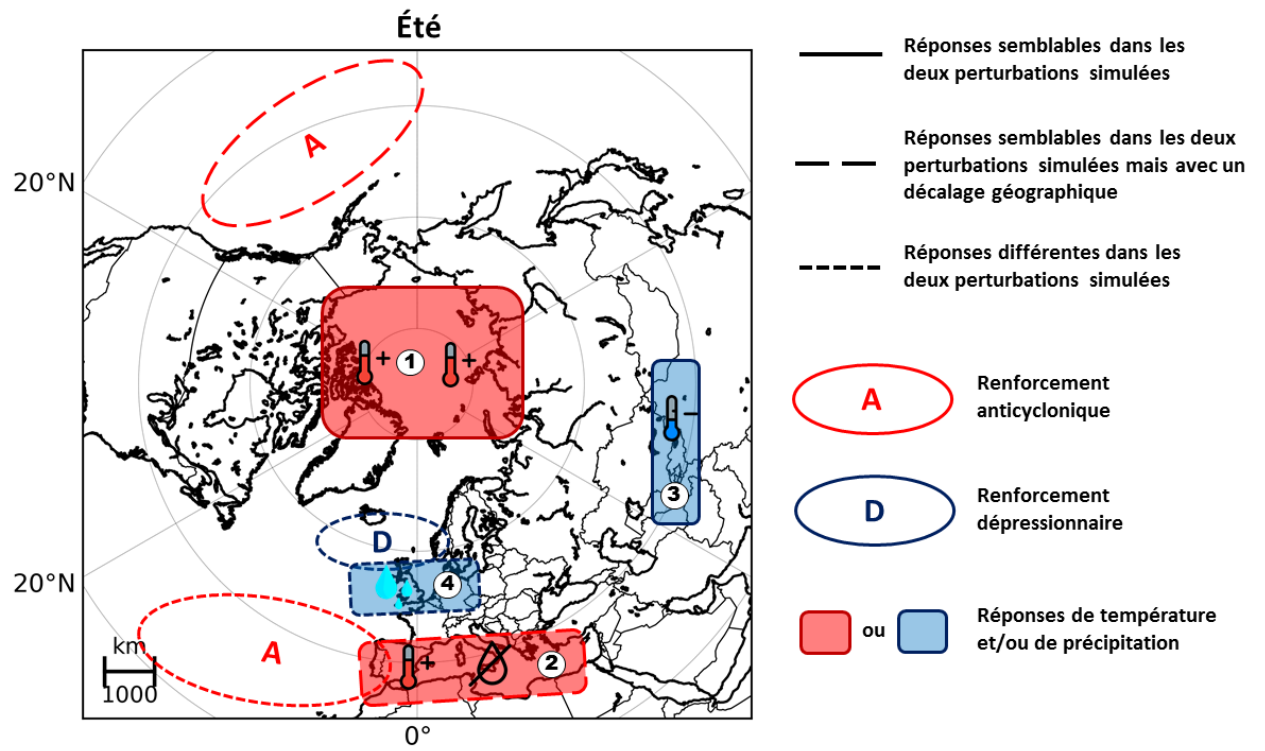


FIGURE 3.13 – Nombre de jours de sécheresse ($<1\text{mm}$) entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle en saison estivale en 2098 (a) et en 2135 (b).

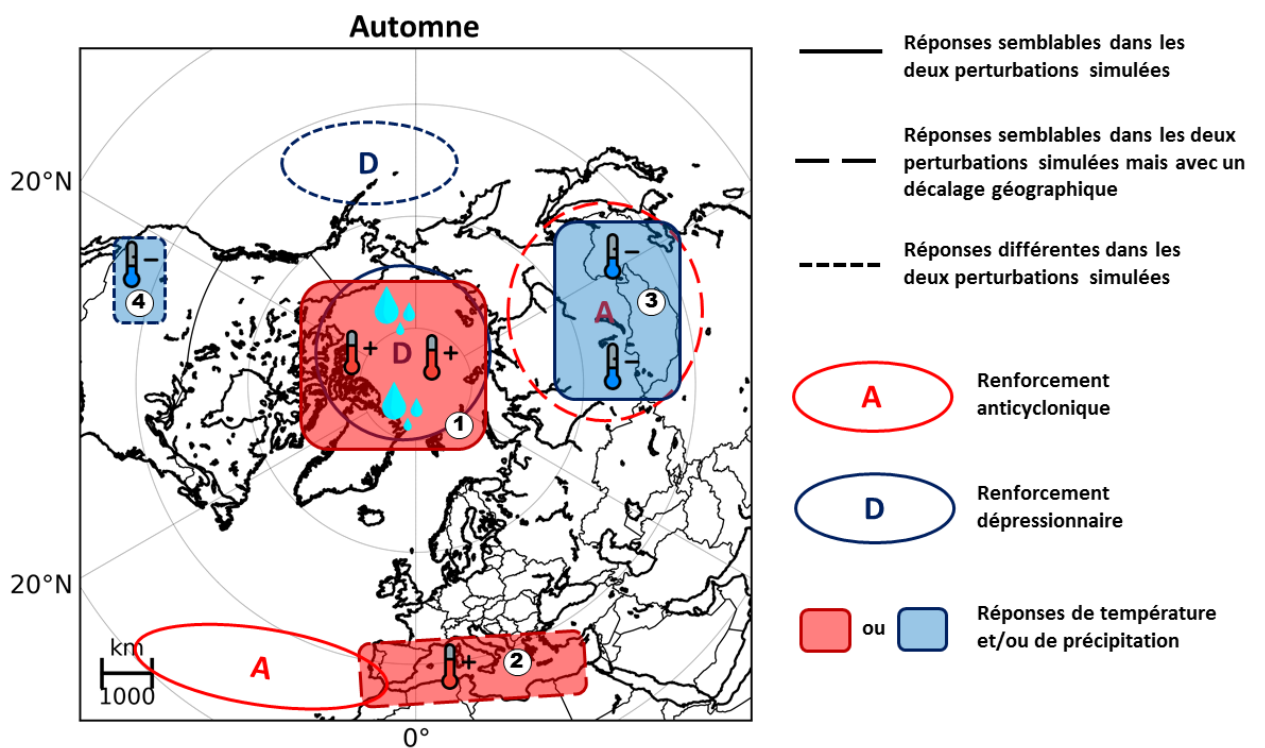
La variabilité naturelle de la simulation de contrôle semble encore une fois jouer un rôle important. En effet, de fortes différences entre les deux années de contrôle sont observées, en comparaison aux différences entre les deux années de perturbation (Figure A.11) Il est donc relativement difficile d'affirmer avec certitude que les différences de réponses de précipitation et de neige entre les deux années sont uniquement dues aux différences d'étendues de glace de mer arctique.

3.2.4 Synthèse des réponses atmosphériques

La Figure 3.14 illustre les réponses atmosphériques significatives observées en été et en automne. Premièrement, un réchauffement arctique intense est observé au cours des deux saisons, et est accompagné en automne d'une baisse de pression et d'une hausse des précipitations. Deuxièmement, un réchauffement sur le pourtour méditerranéen est également enregistré lors des deux saisons. Celui-ci s'accompagne d'un renforcement de l'anticyclone des Açores et d'une sécheresse estivale. Troisièmement, les simulations montrent un refroidissement dans l'est de l'Eurasie. Ce refroidissement est localisé en Asie centrale en été, sur le nord-est de l'Asie en automne, et est alors amplifié grâce au renforcement de l'anticyclone de Sibérie. Finalement, l'Europe de l'Ouest observe une hausse des précipitations estivales et le sud-ouest de l'Amérique de Nord présente un léger refroidissement automnal, mais uniquement dans une année de perturbation simulée.



(a)



(b)

FIGURE 3.14 – Synthèse des réponses atmosphériques estivales (a) et automnales (b) observées dans nos simulations.

3.3 Réponses océaniques

La température de surface des océans (SST¹) présente la même réponse, du point de vue spatial, que la température de surface de l’atmosphère. En effet, l’océan Arctique subit également la hausse la plus importante durant les deux saisons analysées (Figure 3.15). Par contre, la réponse estivale atteignant une anomalie positive de plus de 5°C est plus intense que la réponse automnale. Cela est dû à la diminution plus importante de l’étendue de la glace de mer en été qu’en automne. L’océan, alors libre de glace de mer dans les simulations de perturbation, chauffe davantage étant donné l’absorption plus importante du flux de rayonnement solaire. De plus, la présence de glace estivale dans la simulation de contrôle empêche la SST de dépasser 0°C dans les régions englacées. En automne, la formation de la glace de mer tend à refroidir la SST.

Les océans des moyennes latitudes subissent un réchauffement dû à la fonte de la glace de mer arctique plus faible que l’atmosphère, de l’ordre de 1 à 2°C maximum. Cependant, des diminutions de la SST sont également observées, comme sur le bord est de l’océan Atlantique Nord en été 2098 (Figure 3.15a). En effet, une amplification estivale de l’anticyclone des Açores, observée dans nos simulations en 2098, mène généralement à une réduction de la SST en Atlantique Nord jusqu’aux côtes européennes (Walter and Graf, 2002). En effet, cette amplification augmente les flux d’air frais de nord-est qui stimulent le transport d’Eckman et augmentent les *upwellings*² sur les bords est, y apportant davantage d’eau fraîche. Ce refroidissement de la SST est uniquement visible dans nos simulations en été 2098 car c’est à ce moment que l’anticyclone centré sur l’Atlantique Nord est amplifié (Figure 3.6b). Par ailleurs, ce refroidissement peut expliquer la baisse de température atmosphérique de surface visible dans la même région (Figure 3.3b). En effet, le refroidissement atmosphérique sur le sud de l’Europe de l’Ouest se limite presque exclusivement à la surface de l’océan.

La circulation thermohaline des océans dépend fortement de paramètres océaniques en Atlantique Nord. En effet, des eaux de surface se déplacent vers les profondeurs, à cause de leur densité très élevée, à proximité du Groenland dans deux zones relativement précises. Cette convection profonde et le transport associé de ces eaux jusqu’en Antarctique le long du continent américain est l’une des clés de la circulation thermohaline. Cette dernière peut être mesurée par la circulation méridienne de retournement atlantique (AMOC³), qui apporte de la chaleur et de l’eau salée vers l’arctique (Spiegel et al., 2011). Cet apport de chaleur a lieu grâce à la circulation vers le nord des eaux de faibles profondeurs en Atlantique. La détermination de l’AMOC a été réalisée pour une simulation de contrôle et une simulation de perturbation, mais aucun changement significatif n’a été observé (Figure A.12), car l’AMOC est principalement liée à la SST sur une échelle de temps pluridécennale (Kanzow et al., 2010). Dès lors, un changement des conditions de surface de l’Atlantique Nord sur une seule année modifiant significativement l’AMOC est difficilement envisageable.

1. *Sea Surface Temperature* en anglais

2. Terme anglais signifiant les remontées d’eau

3. *Atlantic Meridional Overturning Circulation* en anglais

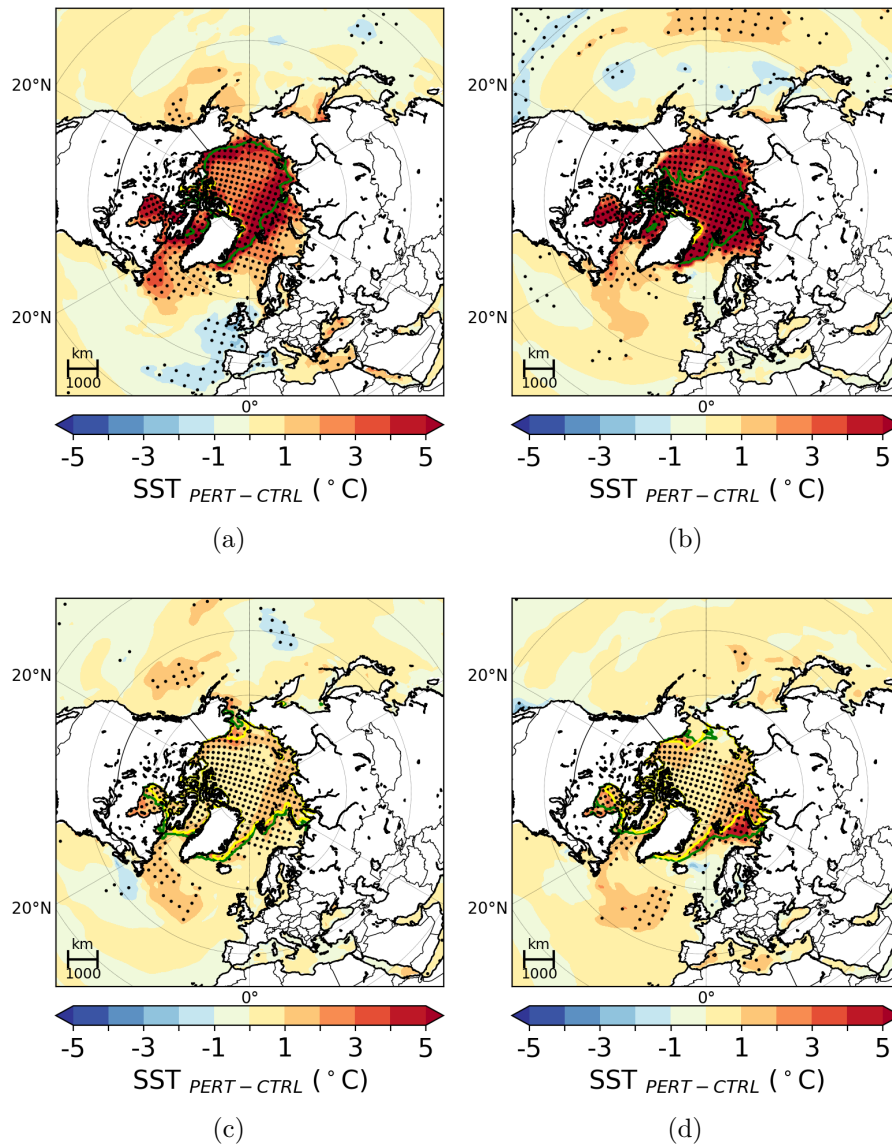


FIGURE 3.15 – Différence de température de surface de l’océan (SST) entre les simulations de perturbation et la simulation de contrôle ($^{\circ}\text{C}$) en été, (a) en 2098 et (b) en 2135, et en automne, (c) en 2098 et (d) en 2135. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l’étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).

La salinité de surface des océans, qui influence fortement la circulation thermohaline, a également été analysée dans nos simulations (Figure 3.16). Une forte baisse, allant au-delà de 4 psu, est observée principalement dans le bassin arctique et peut être expliquée par l’apport d’eau douce provenant de la fonte de la glace de mer. C’est pour cette raison que la baisse de salinité de surface est plus intense en saison estivale, où la perte de glace est plus importante. Pourtant, une hausse de la salinité significative est également observée dans l’océan Arctique en 2135 (Figure 3.16b,d), depuis la mer du Groenland jusqu’à la mer de Kara en passant par la mer de Barents. En 2098 en revanche, on assiste à une hausse mais moins intense et moins significative que la hausse de 2135, et touchant les mers de Kara et de Laptev (Figure A.1).

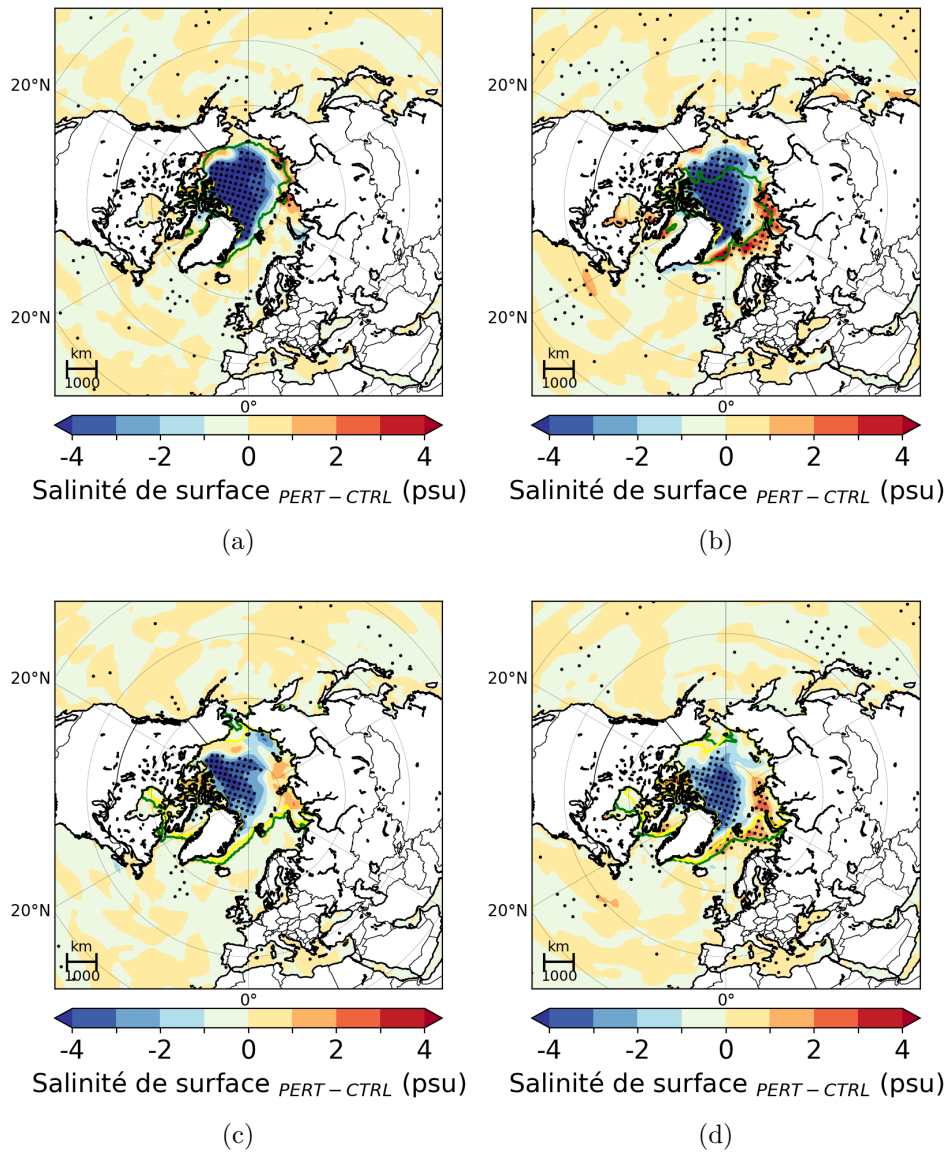


FIGURE 3.16 – Différence de salinité entre les simulations de perturbation et la simulation de contrôle (psu) en été, (a) en 2098 et (b) en 2135, et en automne, (c) en 2098 et (d) en 2135. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).

Cette hausse de la salinité dans la partie orientale du bassin arctique n'est pas liée aux variations d'étendue de glace de mer dans cette région. Seule une glace de mer fine, se formant plus vite, peut provoquer un excès de rejet de sel dans l'océan. Pourtant, aucune glace de mer n'est présente durant les trois mois estivaux dans ces régions dans les simulations de perturbation. Cette fonte tend plutôt à produire une baisse de la salinité comme observée dans le centre de l'océan Arctique et n'explique pas le phénomène opposé constaté ailleurs.

Trois autres facteurs pourraient a priori expliquer cette hausse de la salinité, à savoir un déficit en apport d'eau douce par ruissellement des rivières, un déficit en précipitation et un excès d'évaporation.

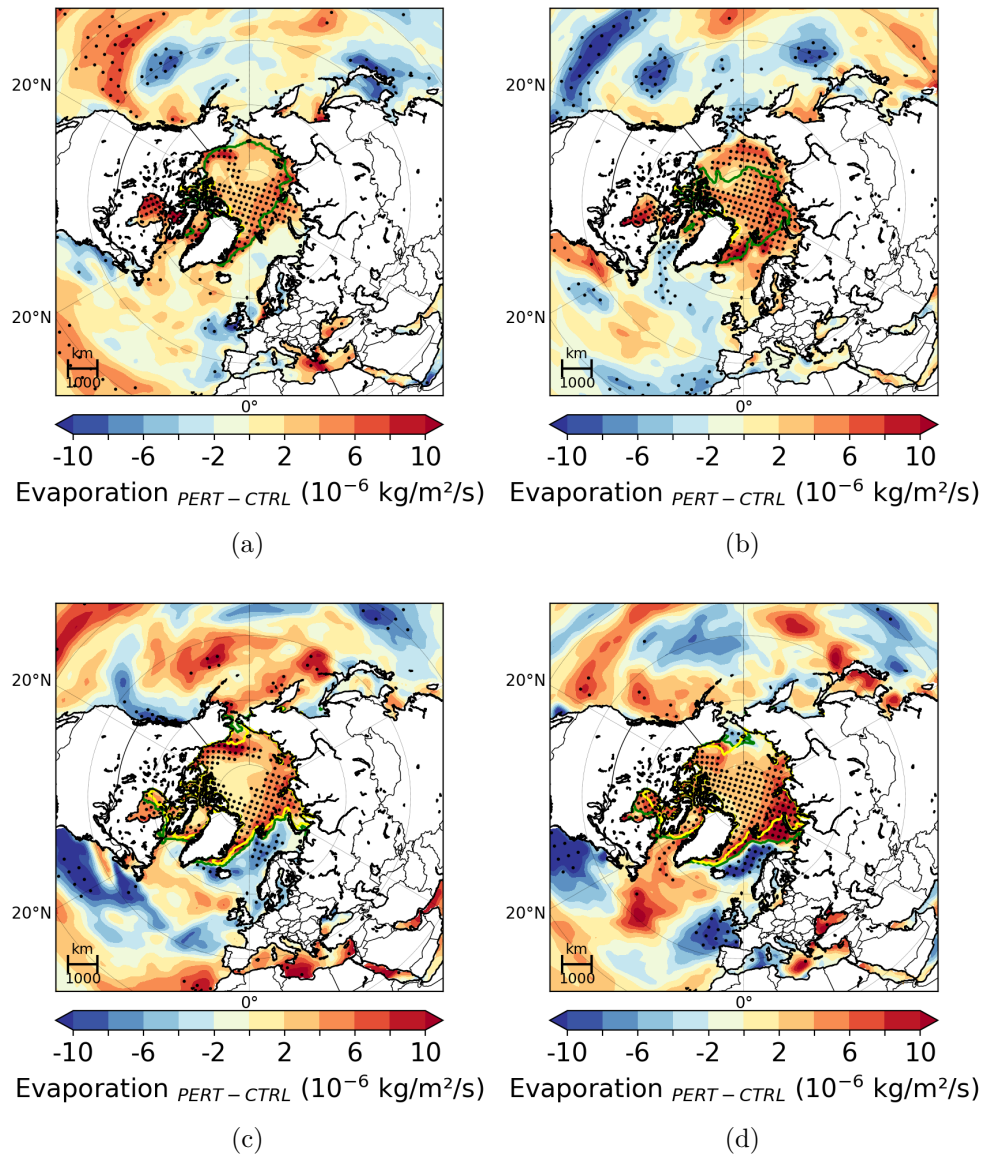


FIGURE 3.17 – Différence d'évaporation de l'eau de mer entre les simulations de perturbation et la simulation de contrôle ($\text{kg/m}^2\text{s}$) en été, (a) en 2098 et (b) en 2135, et en automne, (c) en 2098 et (d) en 2135. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).

Concernant l'apport d'eau douce dans les océans, un déficit important dans les mers touchées par la hausse de salinité serait nécessaire afin de provoquer un tel phénomène. De plus, au lieu d'un déficit, c'est un excès d'apport d'eau par ruissellement qui est observé dans nos simulations (Figure A.13), et dans celles de Koenigk et al. (2016). Ce paramètre ne peut donc pas expliquer la hausse de salinité.

Quant aux précipitations, elles fournissent un flux direct d'eau non salée dans les océans, ce qui a tendance à diminuer la salinité de surface. Dès lors, un déficit de pluviométrie peut provoquer une hausse de la salinité. Cependant, aucune réponse significative des précipitations dans l'océan Arctique n'est observée en été (Figures 3.11b et 3.12b), mais bien en automne avec une hausse (Figures 3.11d et 3.12d). Cet excès de précipitations tend donc à favoriser la diminution de salinité de surface de l'océan Arctique et n'explique pas la hausse observée dans les mers du Groenland, de Barents et de Kara.

À l'inverse, l'évaporation de l'océan provoque une hausse de la concentration en sels dissous, puisque ceux-ci ne subissent pas l'évaporation et s'accumulent dès lors dans l'océan. Ainsi, une anomalie positive d'évaporation au-dessus des mers du Groenland, Barents et Kara expliquerait la hausse de salinité observée. Cette hypothèse est confirmée vu la hausse importante d'évaporation observée au-dessus de ces régions (Figure 3.17). Cette hausse est nettement plus prononcée en 2135, où l'excès de salinité significatif est également observé. De manière générale, on remarque une hausse statistiquement significative dans la majorité de l'océan Arctique. Dans les trois mers citées auparavant, la hausse y est 2 à 3 fois plus intense, car l'évaporation est directement proportionnelle à la température de l'eau et de l'air.

Malgré une hausse d'évaporation plus importante en saison automnale (Figure 3.17d), expliquée par une anomalie positive plus importante de la température atmosphérique (Figure 3.4d), la hausse de salinité y est moins intense qu'en saison estivale (Figure 3.16d). Cela est dû à la présence d'une anomalie positive de précipitation sur tout l'océan Arctique en automne, fournissant davantage d'eau non salée à l'océan.

Les changements de salinité de surface de l'océan Arctique seraient surtout la conséquence de l'origine éloignée des précipitations, brisant l'équilibre entre évaporation et précipitation (Bintanja and Selten, 2014). En effet, l'excès d'évaporation observé dû à la hausse de température atmosphérique et de la SST n'est pas compensé par les précipitations dans les mers du Groenland, Barents et Kara en 2135. Or, les précipitations devraient logiquement y tomber plus intensément suite à cet excès (en ne considérant pas la circulation atmosphérique). Cela n'est pas le cas dans nos simulations et provoque alors une hausse de la salinité de surface. Par ailleurs, Koenigk et al. (2016) émettent l'hypothèse qu'une hausse de la salinité près des côtes en arctique serait probablement due à une hausse du mélange des eaux océaniques. Cette hausse peut être causée par une période plus longue d'eau de mer étant libre de glace.

Un changement de la salinité de surface des océans peut interagir avec le climat via la circulation thermohaline, expliquée précédemment. Une diminution de la salinité par exemple, provoquée par la fonte de la glace de mer et qui atteindrait l'Atlantique Nord, affaiblirait l'AMOC (Sévellec et al., 2017). Il se produirait dès lors, une diminution du flux de chaleur vers les pôles, ainsi qu'un refroidissement de l'Atlantique Nord, menant à une augmentation d'événements extrêmes (Hansen et al., 2016). À l'inverse, une hausse de la salinité de surface dans l'océan Atlantique Nord augmenterait l'AMOC et contribuerait davantage à l'amplification arctique. Ainsi, l'absence de réponse de l'AMOC dans nos simulations doit être imputée à l'échelle de temps trop courte des réponses étudiées. Des simulations de perturbation sur plusieurs années seraient nécessaires afin d'observer une variation de l'AMOC en réponse à la fonte de la glace de mer arctique.

Conclusions

La glace de mer arctique est en train de connaître une perte considérable depuis le début des observations satellitaires. Selon les projections, réalisées par des modèles climatiques, cette perte ne s'estompera pas au fil du temps : une disparition totale de la glace de mer estivale pourrait se produire d'ici 2050. La perte de glace de mer arctique, qui joue un rôle important dans le bilan énergétique de la Terre, entraînera des conséquences climatiques non négligeables. La perte actuelle semble déjà influencer le climat des moyennes et hautes latitudes de diverses façons : accentuation de l'amplification arctique ; fréquence accrue des hivers froids sur l'Eurasie ; étés plus humides sur l'Europe, etc. En Amérique du Nord en revanche, moins de réponses évidentes semblent ressortir des modèles climatiques simulant cette perte.

L'objectif principal de ce mémoire était de déterminer les conséquences climatiques d'une fonte soudaine de la glace de mer arctique aux moyennes et hautes latitudes. Ce sont principalement les réponses atmosphériques qui ont été étudiées, mais les réponses océaniques ont également été prises en considération. Plusieurs réponses significatives suite à la disparition de la glace de mer estivale ont été identifiées pour les saisons estivales et automnales.

Rappelons en premier lieu le réchauffement arctique intense, en grande partie causé par le feedback glace-albédo, qui a été constaté. Ce phénomène se retrouve dans toutes les études traitant de la fonte de la glace de mer arctique. Générant une hausse de l'évaporation de l'océan et diminuant la densité de l'air, ce réchauffement entraîne une hausse des précipitations automnales, associée à une baisse de pression. La fonte de glace de mer et la hausse des précipitations provoquent une baisse importante de la salinité de surface de l'océan Arctique par l'apport d'eau douce en automne. Par contre, en été, un réchauffement plus faible, combiné à une origine plus lointaine des précipitations sur l'arctique, ne génère pas de hausses de précipitation dans cette région. Dès lors, l'excès d'évaporation n'est pas compensé et peut mener à une hausse de la salinité près des bords continentaux de l'océan Arctique. Cette influence sur la salinité de surface des eaux, combinée avec le changement de la SST, peut agir sur la circulation thermohaline, mais seulement sur le moyen ou long terme. Cette circulation exerce un effet important sur le climat terrestre : si elle se modifie, cela peut entraîner de sévères perturbations climatiques.

En second lieu, nous avons observé un refroidissement important sur l'est de l'Eurasie en saison automnale. Cette réponse a régulièrement été relatée dans la littérature. La majorité des études traitant de cette réponse associe ce refroidissement à un signe négatif de la NAO. Pourtant, aucun signe particulier de cet indice ne se dégage dans notre étude, étant donné sa variabilité trop importante. De plus, ce serait principalement le refroidissement eurasien qui serait corrélé à la perte de glace dans les mers de Barents et Kara (Koenigk et al., 2016; McCusker et al., 2016). Cependant, l'année de simulation qui présente le plus de perte dans ces mers selon nos simulations, ne connaît pas le refroidissement eurasien le plus important. Dès lors, si une fonte totale de la glace de mer arctique se produit, la perte dans les mers de Barents et Kara ne jouera pas un rôle prédominant sur le refroidissement automnal en Eurasie.

Ce refroidissement automnal de l'est de l'Eurasie est lié à la hausse des conditions anticycloniques sur la région. Un renforcement de l'anticyclone sibérien est effectivement observé dans nos simulations. Les résultats obtenus par Honda et al. (2009), ressemblant aux nôtres, suggèrent que la perte de glace de mer génère une excitation des ondes planétaires. Cela favoriserait les conditions anticycloniques près des mers de Barents et Kara au mois de novembre et sur l'est de l'Eurasie en décembre. L'amplification observée de l'anticyclone sibérien amène plus d'air froid sur son flanc ouest ainsi qu'en son centre, près du lac Baïkal. Cet apport d'air froid tend à amplifier de plus en plus l'anticyclone, vu la densité élevée de l'air froid. Un feedback positif se produit alors et amène davantage d'air polaire sur l'est de l'Eurasie en fin de période automnale.

En troisième lieu, nous avons pu observer une hausse de précipitation sur une large partie ouest de l'Europe, mais pour une des deux années de simulation seulement. Ce constat s'inscrit clairement dans la lignée des observations faites par Screen (2013). Cette hausse des précipitations est directement liée à une baisse de pression centrée sur l'Écosse. Cependant, la différence entre les deux années de simulation de contrôle montre bien les limites de cette hypothèse : en comparant ces deux moments, il apparaît que c'est la différence de circulation atmosphérique de la simulation de contrôle qui est responsable de cette différence de réponse. Les conditions initiales de glace de mer ne peuvent donc pas expliquer cette hausse de précipitation estivale en Europe.

Enfin, une réponse initialement inattendue est pourtant retrouvée de manière significative dans les deux années simulées. Elle concerne un réchauffement ainsi qu'un assèchement du pourtour méditerranéen. Cette réponse est directement due à une hausse de pression sur la région touchée. Effectivement, l'anticyclone des Açores est amplifié et se décale davantage sur l'Europe, à cause de la perte de glace de mer arctique. Par contre, l'assèchement n'est observé qu'en saison estivale, alors que le réchauffement se produit au cours des deux saisons. Cette réponse, non négligeable dans nos simulations, n'est pas relatée dans les études simulant uniquement une perte de glace de mer arctique. Cependant, les études prenant en compte un réchauffement global de la surface terrestre relèvent également ce réchauffement et cet assèchement plus prononcé sur cette même région en été (Schleussner et al., 2016; King and Karoly, 2017).

Chacune de ces conclusions, obtenues grâce au modèle climatique EC-Earth, montre donc des similitudes avec certaines études, mais également des contradictions. De plus, la réponse observée en Méditerranée, pourtant notoire, est peu relatée dans les études traitant des conséquences climatiques de la fonte de la glace de mer. Cela montre bien le niveau élevé d'incertitude dont les différentes réponses observées font l'objet, et qui peut être expliqué par plusieurs facteurs. Premièrement, la comparaison entre les études est réalisée avec des modèles différents ; chaque modèle possède des biais et peut donc générer une réponse différente. Deuxièmement, la fonte de la glace de mer dont nous avons fait l'hypothèse est d'une intensité plus importante dans nos simulations que dans de nombreuses autres études. Troisièmement, l'échelle de temps des réponses étudiées est relativement courte, alors que d'autres études analysent les réponses saisonnières sur plusieurs décennies. Ces trois facteurs tendent à obtenir des réponses climatiques différentes par rapport à d'autres études.

Des recherches ultérieures pourraient être utiles afin d'allonger la période d'étude des simulations, et dès lors analyser les réponses hivernales et printanières. De plus, une période de simulation plus longue permettrait de se rendre compte de l'influence ou non de la disparition de la glace de mer arctique sur l'AMOC. D'autres variables pertinentes, comme le profil vertical de température, la température stratosphérique ou le vent zonal en altitude, pourraient être analysées afin d'obtenir des résultats plus complets. Finalement, se servir de plusieurs conditions initiales de glace de mer pour générer les simulations de perturbation serait plus pertinent, car cela permettrait de distinguer au maximum le forçage de la variabilité naturelle de la simulation de contrôle. Nous pourrions ainsi aboutir à une meilleure compréhension des conséquences climatiques suite à la disparition totale de la glace de mer arctique estivale.

Références

- AMAP (2017). Snow, water, ice and permafrost in the arctic (SWIPA) 2017. Technical report, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway.
- Ambaum, M. H. P., Hoskins, B. J., and Stephenson, D. B. (2016). Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J. Climate*, 14 :3495–3507.
- Balmaseda, M. A., Ferranti, L., Molteni, F., and Palmer, T. N. (2010). Impact of 2007 and 2008 Arctic ice anomalies on the atmospheric circulation : Implications for long range predictions. *Q J R Meteorol Soc*, 136 :1655–1664.
- Barry, R. G. (1986). *Aspects of the meteorology of the seasonal ice zone, in The Geophysics of Sea Ice*, volume 146. NATO ASI Series, ed. N. Untersteiner, Plenum Press, New York.
- Bintanja, R. and Selten, F. M. (2014). Future increases in Arctic precipitation linked to local evaporation and sea-ice retreat. *Nature*, 509 :479–482.
- Blackport, R. and Kushner, P. J. (2016). The Transient and Equilibrium Climate Response to Rapid Summertime Sea Ice Loss in CCSM4. *J. Climate*, 29 :401–417.
- Boland, E. J. D., Bracegirdle, T. J., and Shuckburgh, E. F. (2017). Assessment of sea ice-atmosphere links in CMIP5 models. *Climate Dynamics*, 49 :683–702.
- Boussetta, S., Simarro, C., and Lucas, D. (2016). *Exploring EC-Earth 3.2-Beta Performance on the New ECMWF Cray-Broadwell*. ECMWF technical memorandum. European Centre for Medium Range Weather Forecasts.
- Cattiaux, J., Vautard, R., Cassou, C., Yiou, P., Masson-Delmotte, V., and Codron, F. (2010). Winter 2010 in Europe : A cold extreme in a warming climate. *Geophys. Res. Lett.*, 37(20) :L20704.
- Cohen, J. (2011). Eurasian Snow Cover Variability and Links with Stratosphere-Troposphere Coupling and Their Potential Use in Seasonal to Decadal Climate Predictions. *Climate Test Bed Joint Seminar Series. NCEP, Camp Springs, Maryland*.
- Cohen, J., Foster, J., Barlow, M., Saito, K., and Jones, J. (2010). Winter 2009–2010 : A case study of an extreme Arctic Oscillation event. *Geophysical Research Letters*, 37(17). L17707.
- Cohen, J., Furtado, J. C., Barlow, M. A., Alexeev, V. A., and Cherry, J. E. (2012). Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling. *Environmental Research Letters*, 7(1) :014007.
- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., Francis, J., Dethloff, K., Entekhabi, D., Overland, J., and Jones, J. (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nat. Geosci.*, 7(9) :627–637.

- Deser, C., Tomas, R. A., and Sun, L. (2015). The role of ocean–atmosphere coupling in the zonal-mean atmospheric response to Arctic sea ice loss. *J. Climate*, 28 :2168–2186.
- Ding, Q., Schweiger, A., L’Heureux, M., Battisti, D., Po-Chedley, S., Johnson, N., Blanchard-Wrigglesworth, E., Harnos, K., Zhang, Q., Eastman, R., and Steig, E. (2017). Influence of high-latitude atmospheric circulation changes on summertime Arctic sea ice. *Nature Clim. Change*, 7 :289–295.
- Doblas-Reyes, F. J., Acosta Navarro, J., Acosta, M., Bellprat, O., Bilbao, R., Castrillo, M., Fuckar, N., Guemas, V., Lledo, L., Menegoz, M., Prodhomme, C., Serradell, K., Tinto, O., Batte, L., Volpi, D., Ceglar, A., Haarsma, R., and Massonnet, F. (2018). Using EC-Earth for climate prediction research. *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*, 154 :35–40.
- Francis, J. A., Chan, W., Leathers, D. J., Miller, J. R., and Veron, D. E. (2009). Winter northern hemisphere weather patterns remember summer arctic sea-ice extent. *Geophys. Res. Lett.*, 36(7) :L07503.
- Francis, J. A. and Vavrus, S. J. (2012). Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophys. Res. Lett.*, 39 :L06801.
- Hansen, J., Sato, M., Hearty, P., Ruedy, R., Kelley, M., Masson-Delmotte, V., Russell, G., Tselioudis, G., Cao, J., Rignot, E., Velicogna, I., Tormey, B., Donovan, B., Kandiano, E., von Schuckmann, K., Kharecha, P., Legrande, A. N., Bauer, M., and Lo, K.-W. (2016). Ice melt, sea level rise and superstorms : evidence from paleoclimate data, climate modeling, and modern observations that 2°C global warming could be dangerous. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(6) :3761–3812.
- Hartmann, D. L. (1994). *Global Physical Climatology*. Elsevier, Department of Atmospheric Sciences, University of Washington, Seattle, WA, USA.
- Hazeleger, W., Severijns, C., Semmler, T., Ștefănescu, S., Yang, S., Wang, X., Wyser, K., Dutra, E., Baldasano, J. M., Bintanja, R., Bougeault, P., Caballero, R., Ekman, A. M. L., Christensen, J. H., van den Hurk, B., Jimenez, P., Jones, C., Källberg, P., Koenigk, T., McGrath, R., Miranda, P., van Noije, T., Palmer, T., Parodi, J. A., Schmith, T., Selten, F., Storelvmo, T., Sterl, A., Tapamo, H., Vancoppenolle, M., Viterbo, P., and Willén, U. (2010). EC-Earth : A seamless Earth-System Prediction Approach in Action. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(10) :1357–1364.
- Honda, M., Inoue, J., and Yamane, S. (2009). Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.*, 36(8) :L08707.
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation : Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269 :676–679.
- Inoue, J., Hori, M. E., and Takaya, K. (2012). The role of Barents sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of a warm-arctic cold-siberian anomaly. *Journal of Climate*, 25(7) :2561–2568.
- Kanzow, T., Cunningham, S., Johns, W., Hirschi, J., Marotzke, J., Baringer, M., Meinen, C., Chidichimo, M., Atkinson, C., Beal, L., Bryden, H., and Collins, J. (2010). Seasonal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5°N. *Journal of Climate*, 23(21) :5678–5698.

- Killworth, P. D. (1983). Deep convection in the world ocean. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21(1) :1–26.
- King, A. D. and Karoly, D. J. (2017). Climate extremes in Europe at 1.5 and 2 degrees of global warming. *Environmental Research Letters*, 12(11) :114031.
- Koenigk, T. and Brodeau, L. (2017). Arctic climate and its interaction with lower latitudes under different levels of anthropogenic warming in a global coupled climate model. *Climate Dynamics*, 49 :471–492.
- Koenigk, T., Caian, M., Nikulin, G., and Schimanke, S. (2016). Regional Arctic sea ice variations as predictor for winter climate conditions. *Climate Dynamics*, 46 :317–337.
- McCusker, K. E., Fyfe, J. C., and Sigmond, M. (2016). Twenty-five winters of unexpected Eurasian cooling unlikely due to Arctic sea-ice loss. *Nature Geoscience*, 9 :838–843.
- Meier, W. N., Stroeve, J., Barrett, A., and 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.
- Morales Maqueda, M. A., Fichefet, T., and Holland, D. (1994). Physics and climatology of sea ice.
- Mori, M., Watanabe, M., Shiogama, H., Inoue, J., and Kimoto, M. (2014). Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nature Geoscience*, 7 :869–873.
- North, G. R., Bell, T. L., and Cahalan, R. F. (1982). Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions. *American Meteorological Society*, 110 :699–706.
- Notz, D. and Stroeve, J. (2016). Observed Arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO₂ emission. *Science*, 354(6313) :747–750.
- Outten, S. and Esau, I. (2012). A link between Arctic sea ice and recent cooling trends over Eurasia. *Climatic Change*, 110 :1069–1075.
- Overland, J., Dethloff, K., Francis, J., Hall, R., Hanna, E., Kim, S.-J., Screen, J., G Shepherd, T., and Vihma, T. (2016). Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic. *Nature Clim. Change*, 6 :992–999.
- Overland, J., Wang, M., Walsh, J., Christensen, J., M Kattsov, V., and Chapman, W. L. (2011). *Climate Model Projections for the Arctic*. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP).
- Pedersen, R. A., Cvijanovic, I., Langen, P. L., and Vinther, B. O. (2016). The impact of regional Arctic sea ice loss on atmospheric circulation and the NAO. *J. Climate*, 29 :889–902.
- Peings, Y. and Magnusdottir, G. (2014). Response of the wintertime Northern Hemisphere atmospheric circulation to current and projected Arctic sea ice decline : A numerical study with CAM5. *J. Climate*, 27 :244–264.
- Petoukhov, V. and 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).

- Petrie, R. E., Shaffrey, L. C., and Sutton, R. T. (2015). Atmospheric impact of Arctic sea ice loss in a coupled ocean–atmosphere simulation. *J. Climate*, 28 :9606–9622.
- Pithan, Y. and Mauritsen, T. (2014). Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience*, 7 :181–184.
- PRIMAVERA (2018). Project. <https://www.primavera-h2020.eu/about/project/>, dernière visite le 11/04/2018.
- Rousset, C., Vancoppenolle, M., Madec, G., Fichet, T., Flavoni, S., Barthélemy, A., Benschila, R., Chanut, J., Levy, C., Masson, S., and Vivier, F. (2015). The Louvain-la-Neuve sea ice model LIM3.6 : global and regional capabilities. *Geoscientific Model Development*, 8(10) :2991–3005.
- Schleussner, C.-F., Lissner, T. K., Fischer, E. M., Wohland, J., Perrette, M., Golly, A., Rogelj, J., Childers, K., Schewe, J., Frieler, K., Mengel, M., Hare, W., and Schaeffer, M. (2016). Differential climate impacts for policy-relevant limits to global warming : the case of 1.5 °c and 2 °c. *Earth System Dynamics*, 7(2) :327–351.
- Screen, J. A. (2013). Influence of Arctic sea ice on European summer precipitation. *Environmental Research Letters*, 8(4) :044015.
- Screen, J. A., Deser, C., Simmonds, I., and Tomas, R. (2014). Atmospheric impacts of Arctic sea-ice loss, 1979–2009 : separating forced change from atmospheric internal variability. 43(1-2) :333–344.
- Screen, J. A., Deser, C., Smith, D. M., Zhang, X., Blackport, R., Kushner, P. J., Oudar, T., McCusker, K. E., 6, and Sun, L. (2018). Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models. *Nat. Geosci.*, 11 :155–163.
- Screen, J. A., Simmonds, I., Deser, C., and Tomas, R. (2013). The atmospheric response to three decades of observed Arctic sea ice loss. *J. Climate*, 26(5) :1230–1248.
- Semmler, T., McGrath, R., and Wang, S. (2012). The impact of Arctic sea ice on the Arctic energy budget and on the climate of the Northern mid-latitudes. *Climate Dynamics*, 39 :2675–2694.
- Semmler, T., Stulic, L., Jung, T., Tilinina, N., Campos, C., Gulev, S., and Koracin, D. (2016). Seasonal atmospheric responses to reduced Arctic sea ice in an ensemble of coupled model simulations. *J. Climate*, 29 :5893–5913.
- Sillmann, J., Kharin, V. V., Zhang, X., Zwiers, F. W., and Bronaugh, D. (2013). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble : Part 1. Model evaluation in the present climate. *J Geophys Res*, 118(4) :1716–1733.
- Smith, D. M., Dunstone, N. J., Scaife, A. A., Fiedler, E. K., Copsey, D., and Hardiman, S. C. (2017). Atmospheric response to Arctic and Antarctic sea ice : The importance of ocean–atmosphere coupling and the background state. *J. Climate*, 30 :4547–4565.
- Spielhagen, R. F., Werner, K., Sørensen, S. A., Zamelczyk, K., Kandiano, E., Budeus, G., Husum, K., Marchitto, T. M., and Hald, M. (2011). Enhanced modern heat transfer to the Arctic by warm Atlantic water. *Science*, 331(6016) :450–453.
- Strey, S. T., Chapman, W. L., and Walsh, J. E. (2010). The 2007 sea ice minimum : Impacts on the Northern Hemisphere atmosphere in late autumn and early winter. *J Geophys Res*, 115 :D23103.

- Sukresno, B. (2010). Empirical Orthogonal Functions (EOF) analysis of SST variability in Indonesian water concerning with ENSO and IOD. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science*, 38(8) :116–121.
- Sévellec, F., Fedorov, A. V., and Liu, W. (2017). Arctic sea-ice decline weakens the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Nature Climate Change*, 7 :604–610.
- Takaya, K. and Nakamura, H. (2005). Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(12) :4423–4440.
- Tang, Q., Zhang, X., Yang, X., and Francis, J. A. (2013). Cold winter extremes in northern continents linked to Arctic sea ice loss. *Environmental Research Letters*, 8(1) :014036.
- Triplet, J. P. and Roche, G. (1986). *Météorologie générale*. Ecole nationale de la météorologie, Météo-France, Toulouse, France.
- Vancoppenolle, M., Fichefet, T., Goosse, H., Bouillon, S., Madec, G., and Morales Maqueda, M. A. (2009). Simulating the mass balance and salinity of arctic and antarctic sea ice. 1. model description and validation. *Ocean Modelling*, 27(1-2) :33–53.
- Vihma, T. (2014). Effects of arctic sea ice decline on weather and climate : A review. *Surv Geophysics*, 35 :1175–1214.
- von Storch, H. and Zwiers, F. W. (2003). *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Walter, K. and Graf, H. F. (2002). On the changing nature of the regional connection between the North Atlantic Oscillation and sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D17) :ACL 7–1–ACL 7–13.
- Wang, J., Zhang, J., Watanabe, E., Ikeda, M., Mizobata, K., Walsh, J. E., Bai, X., and Wu, B. (2009a). Is the dipole anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? *Geophys. Res. Lett.*, 36(5).
- Wang, L., Huang, R., Gu, L., Chen, W., and Kang, L. (2009b). Interdecadal variations of the East Asian winter monsoon and their association with quasi-stationary planetary wave activity. *J. Clim.*, 22(18) :4860–4872.

Table des figures

0.1	<i>Évolution de l'étendue de la glace de mer arctique depuis le début des observations satellitaires (1979-2017) [Graphique créé depuis les données du National Snow and Ice Data Center (NSIDC), ftp ://sidacs.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G02135/].</i>	1
1.1	<i>Feedback glace-albédo. Un signe positif (négatif) montre si une hausse d'un processus amplifie (tend à réduire) le suivant.</i>	4
1.2	<i>Diagrammes en boîtes des feedbacks agissant sur le réchauffement arctique (Pithan and Mauritsen, 2014). Le feedback gradient thermique est représenté par "lapse rate", vapeur d'eau par "water vapor" et nuageux par "cloud".</i>	5
1.3	<i>Rôle du feedback lapse-rate dans l'amplification arctique.</i>	5
1.4	<i>Trois grandes réponses climatiques à la fonte de glace de mer arctique. La réponse de la NAO (1) est représentée par un changement de gradient de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression islandaise, la réponse du jet stream (2) est due à la baisse du gradient thermique et la réponse des ondes planétaires (ondes de Rossby) (3) est due aux flux de chaleur turbulents. Les (+) signifient un renforcement alors que les (-) signifient un affaiblissement. Schéma inspiré par Screen et al. (2018).</i>	7
1.5	<i>Évolution de la température hivernale (décembre, janvier et février) dans l'hémisphère Nord par décennie entre 1990 et 2013 (Cohen et al., 2014).</i>	9
2.1	<i>Évolution de l'étendue et de l'aire de la glace de mer dans les mers de Barents, Kara, Groenland, Islande et Norvège (50-82°N, 40°O-100°E) pour la simulation de contrôle en décembre (a). Les points représentent les 2 années choisies pour effectuer les simulations de perturbation. Les cartes représentent la concentration de glace de mer arctique de la simulation de contrôle pour le mois de décembre 2097 (b) et 2134 (c).</i>	15
2.2	<i>Méthode statistique employée afin d'établir la significativité des variables climatiques en chaque point de grille. Le graphique représente la loi normale d'un exemple de jeu de données. Une valeur de la simulation de contrôle au-delà des droites rouges signifient une p valeur inférieure au seuil de 5%.</i>	22
3.1	<i>Évolution de l'étendue de la glace de mer arctique pour les simulations de contrôle et de perturbation en 2098 (a) et 2135 (b). (c) et (d) comme (a) et (b) mais pour le volume de glace de mer arctique.</i>	24
3.2	<i>Concentration de la glace de mer arctique dans la simulation de contrôle en septembre (a) et décembre (b) 2098. (c) et (d) comme (a) et (b) mais en 2135. (e) et (f) comme (a) et (b) mais pour les simulations de perturbation (moyenne sur les 41 membres). (g) et (h) comme (c) et (d) mais pour les simulations de perturbation (moyenne sur les 41 membres).</i>	25
3.3	<i>Température de surface (2m) pour la simulation de contrôle (a) et différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (b) pour la saison estivale (juillet-août-septembre) en 2098. (c) et (d) comme pour (a) et (b) mais pour la saison automnale (octobre-novembre-décembre). Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).</i>	26

3.4	<i>Température de surface (2m) pour la simulation de contrôle (a) et différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (b) pour la saison estivale (juillet-août-septembre) en 2135. (c) et (d) comme pour (a) et (b) mais pour la saison automnale (octobre-novembre-décembre). Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).</i>	27
3.5	<i>Différence du P90 entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle pour la saison estivale en 2098 (a) et 2135 (b). (c) et (d) comme pour (a) et (b) mais pour le P10 en saison automnale. (e) et (f) comme (a) et (b) mais pour le TX90p. (g) et (h) comme pour (c) et (d) mais pour le TN10p. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%.</i>	28
3.6	<i>Pression au niveau de la mer pour la simulation de contrôle (a) et les simulations de perturbation (b) ainsi que la différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (c) pour la saison estivale en 2098. (c), (d) et (f) comme pour (a), (b) et (c) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).</i> . . .	30
3.7	<i>Pression au niveau de la mer pour la simulation de contrôle (a) et les simulations de perturbation (b) ainsi que la différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (c) pour la saison estivale en 2135. (c), (d) et (f) comme pour (a), (b) et (c) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).</i> . . .	31
3.8	<i>Indice NAO des 12 mois de l'année pour la simulation de contrôle et les simulations de perturbation en 2098 (a) et en 2135 (b).</i>	32
3.9	<i>Hauteur du géopotentiel à 500hPa pour la simulation de contrôle (a) et les simulations de perturbation (b) ainsi que la différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (c) pour la saison estivale en 2098. (c), (d) et (f) comme pour (a), (b) et (c) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).</i> . . .	33
3.10	<i>Hauteur du géopotentiel à 500hPa pour la simulation de contrôle (a) et les simulations de perturbation (b) ainsi que la différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (c) pour la saison estivale en 2135. (c), (d) et (f) comme pour (a), (b) et (c) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).</i> . . .	34
3.11	<i>Précipitations mensuelles moyennes (mm) pour la simulation de contrôle (a) et différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (b) pour la saison estivale en 2098. (c) et (d) comme pour (a) et (b) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).</i>	37
3.12	<i>Précipitations mensuelles moyennes (mm) pour la simulation de contrôle (a) et différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (b) pour la saison estivale en 2135. (c) et (d) comme pour (a) et (b) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).</i>	38
3.13	<i>Nombre de jours de sécheresse (<1mm) entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle en saison estivale en 2098 (a) et en 2135 (b).</i>	39

3.14	<i>Synthèse des réponses atmosphériques estivales (a) et automnales (b) observées dans nos simulations.</i>	40
3.15	<i>Différence de température de surface de l'océan (SST) entre les simulations de perturbation et la simulation de contrôle (°C) en été, (a) en 2098 et (b) en 2135, et en automne, (c) en 2098 et (d) en 2135. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).</i>	42
3.16	<i>Différence de salinité entre les simulations de perturbation et la simulation de contrôle (psu) en été, (a) en 2098 et (b) en 2135, et en automne, (c) en 2098 et (d) en 2135. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).</i>	43
3.17	<i>Différence d'évaporation de l'eau de mer entre les simulations de perturbation et la simulation de contrôle (kg/m²s) en été, (a) en 2098 et (b) en 2135, et en automne, (c) en 2098 et (d) en 2135. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).</i>	44
A.1	<i>Région arctique (University of Texas, 2007).</i>	62
A.2	<i>Différence absolue et relative de l'étendue de glace de mer arctique entre la moyenne des 41 membres de perturbation et la simulation de contrôle en 2098 (a) et 2135 (b). (c) et (d) comme (a) et (b) mais pour le volume de glace de mer arctique.</i>	63
A.3	<i>Centres d'action observés dans la simulation de perturbation (2135) en été (a) et en automne (b)</i>	64
A.4	<i>Vent zonal à 10 m pour la simulation de contrôle (a) et les simulations de perturbation (b) ainsi que la différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (c) pour la saison estivale en 2098. (c), (d) et (f) comme pour (a), (b) et (c) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).</i>	65
A.5	<i>Vent zonal à 10 m pour la simulation de contrôle (a) et les simulations de perturbation (b) ainsi que la différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (c) pour la saison estivale en 2135. (c), (d) et (f) comme pour (a), (b) et (c) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).</i>	66
A.6	<i>Différence de pression au niveau de la mer entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle en novembre (a) et décembre (b) en 2098. (c) et (d) comme (a) et (b) mais en 2135. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%.</i>	67
A.7	<i>Différence de pression au niveau de la mer entre les 2 années de la simulation de contrôle en été (a) et en automne (b). (c) et (d) comme (a) et (b) mais pour la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation.</i>	68
A.8	<i>Différence de géopotentiel à 500hPa entre les 2 années de la simulation de contrôle en été (a) et en automne (b). (c) et (d) comme (a) et (b) mais pour la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation.</i>	69

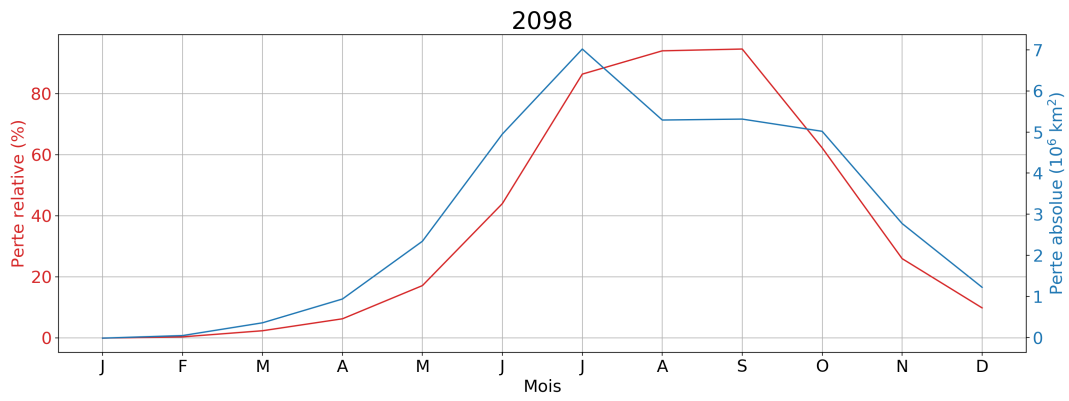
A.9	<i>Différence du nombre de jours de précipitation intenses (R10) (a) et très intenses (R20) (b) entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle en été 2098. (c) et (d) comme (a) et (b) mais en automne 2098.</i>	70
A.10	<i>Différence du nombre de jours de précipitation intenses (R10) (a) et très intenses (R20) (b) entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle en été 2135. (c) et (d) comme (a) et (b) mais en automne 2135.</i>	71
A.11	<i>Épaisseur de la neige continentale (>1cm) pour la simulation de contrôle (a) et les simulations de perturbation (b) ainsi que la différence entre la moyennes de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (c) pour la saison automnale en 2098. (d), (e) et (f) comme (a), (b) et (c) mais pour la simulation en 2135. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%.</i>	72
A.12	<i>Valeur de l'AMOC observée dans la simulation de contrôle (a) et d'un membre de la simulation de perturbation (b) en 2098. (c) et (d) comme (a) et (b) mais pour l'année 2135.</i>	73
A.13	<i>Différence du ruissellement continental apportée dans les océans entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (kg/m²s) en été, (a) en 2098 et (b) en 2135, et en automne, (c) en 2098 et (d) en 2135. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).</i>	74



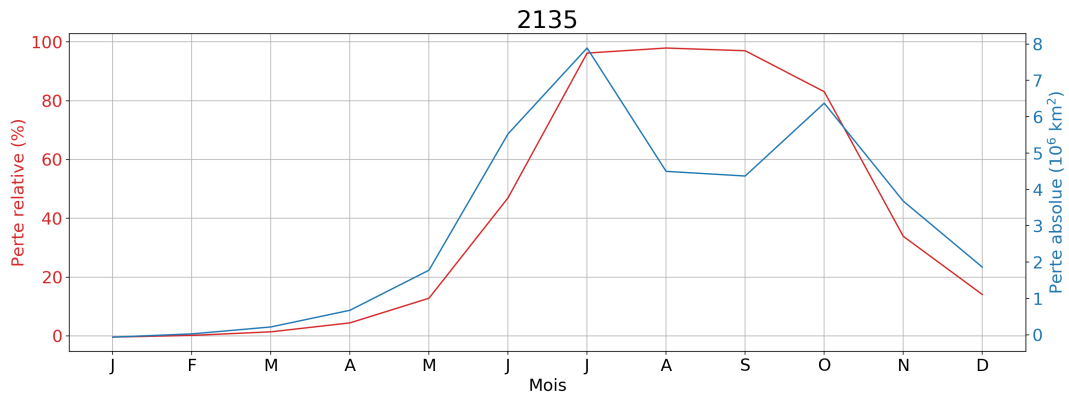
Annexes



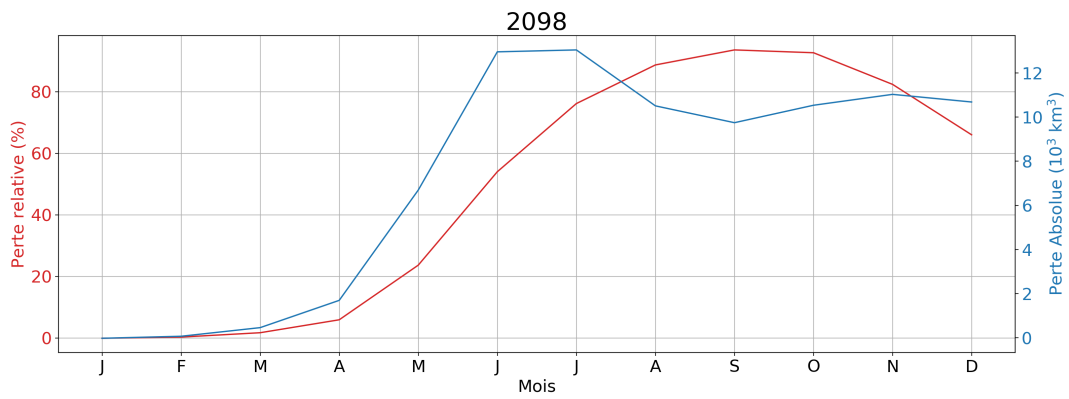
FIGURE A.1 – Région arctique (University of Texas, 2007).



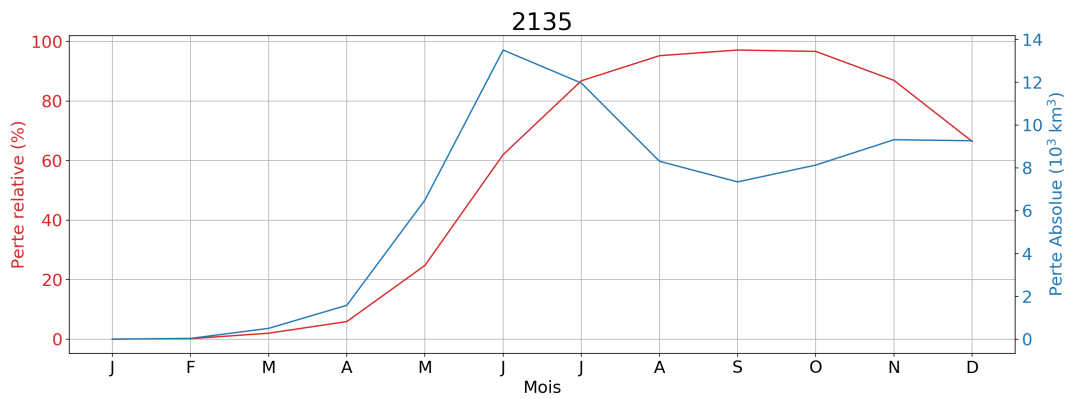
(a)



(b)



(c)



(d)

FIGURE A.2 – Différence absolue et relative de l'étendue de glace de mer arctique entre la moyenne des 41 membres de perturbation et la simulation de contrôle en 2098 (a) et 2135 (b). (c) et (d) comme (a) et (b) mais pour le volume de glace de mer arctique.

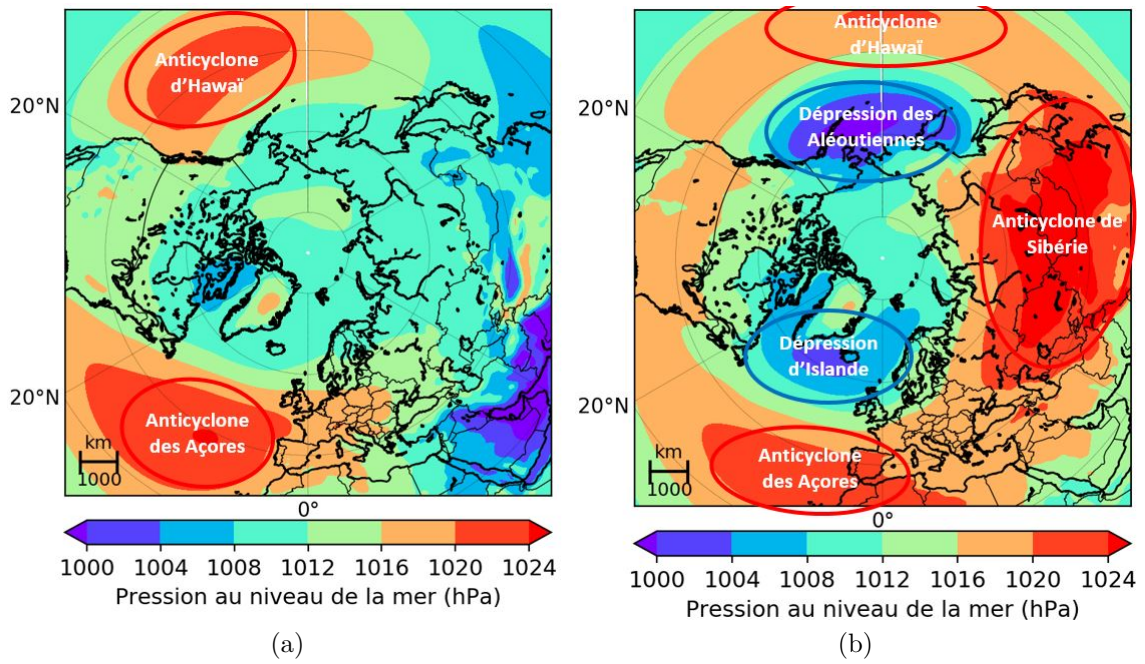


FIGURE A.3 – Centres d'action observés dans la simulation de perturbation (2135) en été (a) et en automne (b)

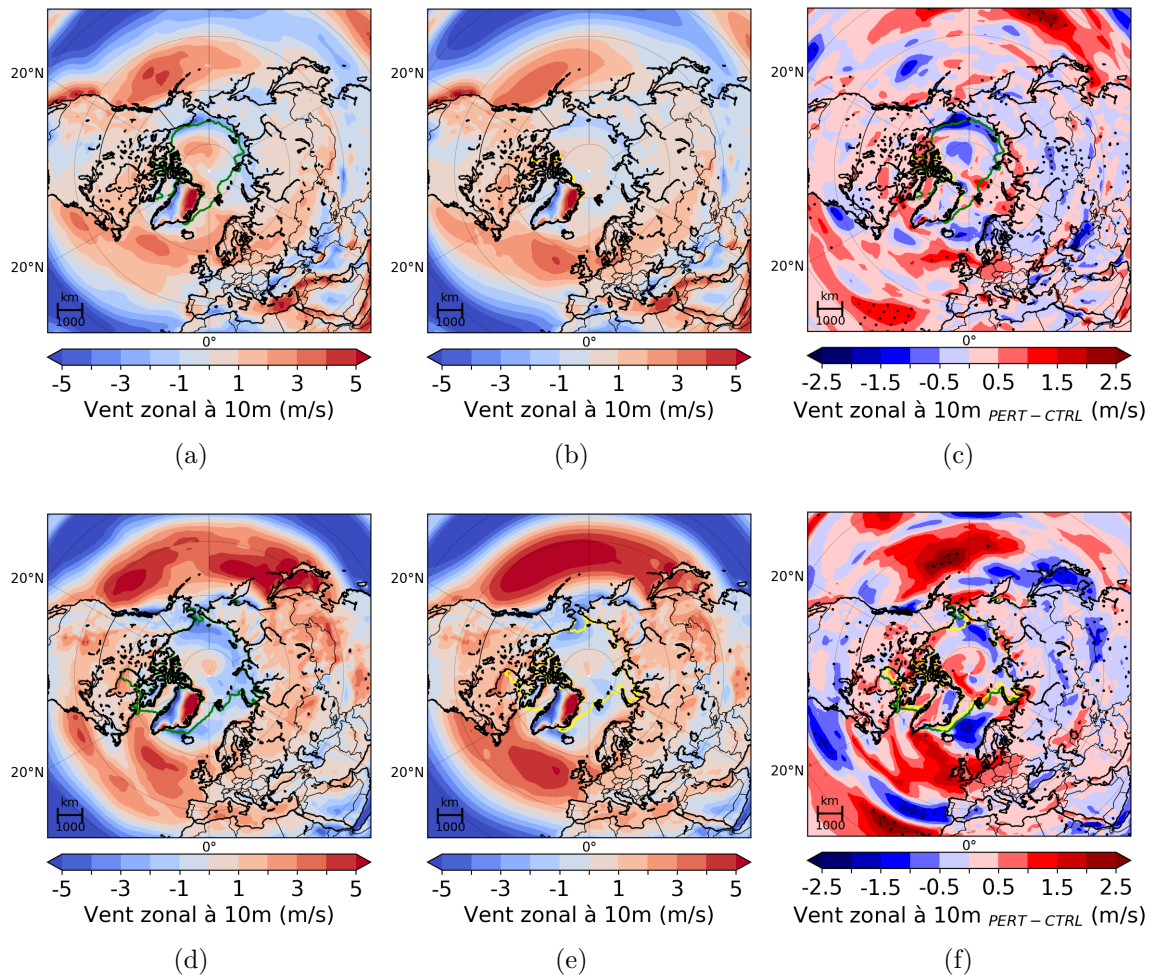


FIGURE A.4 – Vent zonal à 10 m pour la simulation de contrôle (a) et les simulations de perturbation (b) ainsi que la différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (c) pour la saison estivale en 2098. (c), (d) et (f) comme pour (a), (b) et (c) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).

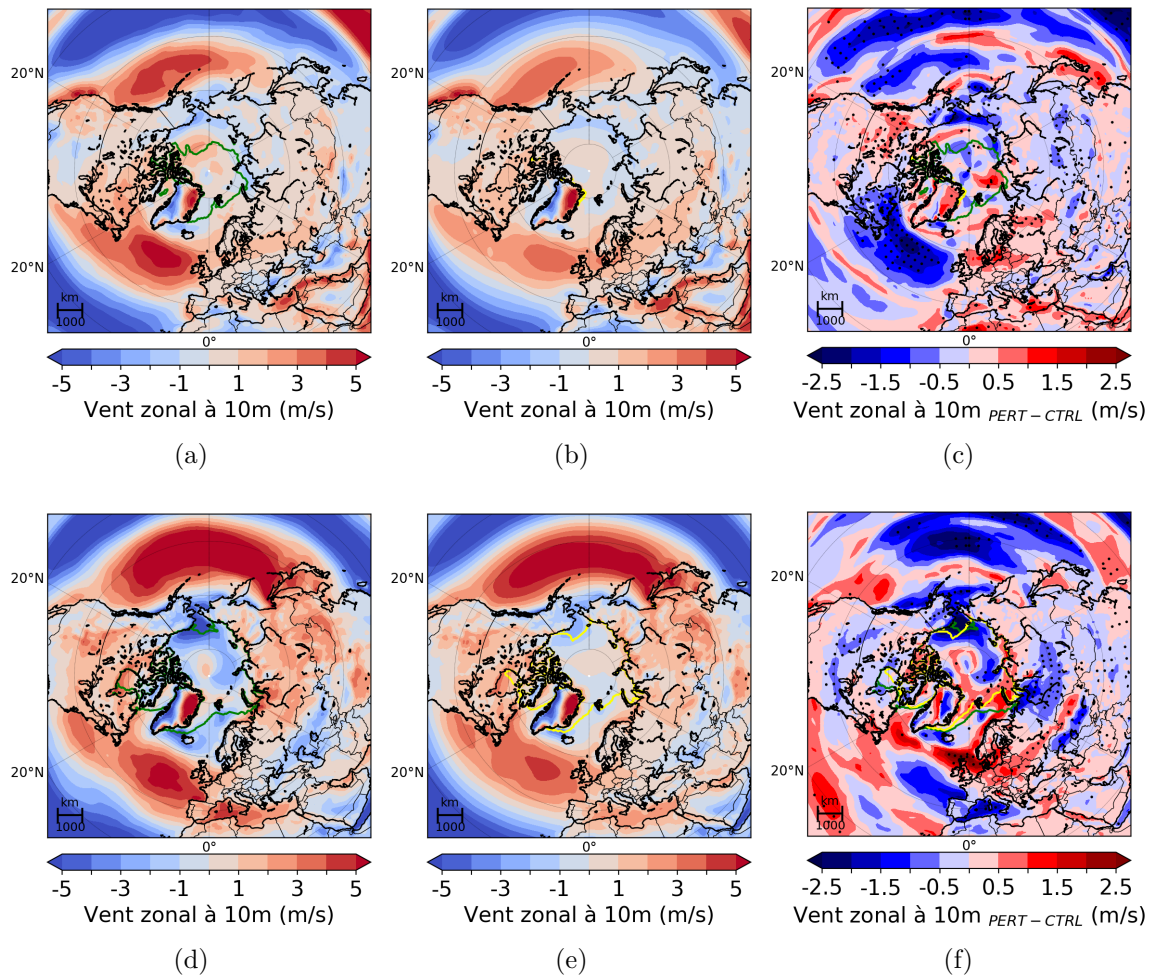


FIGURE A.5 – Vent zonal à 10 m pour la simulation de contrôle (a) et les simulations de perturbation (b) ainsi que la différence entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (c) pour la saison estivale en 2135. (c), (d) et (f) comme pour (a), (b) et (c) mais pour la saison automnale. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).

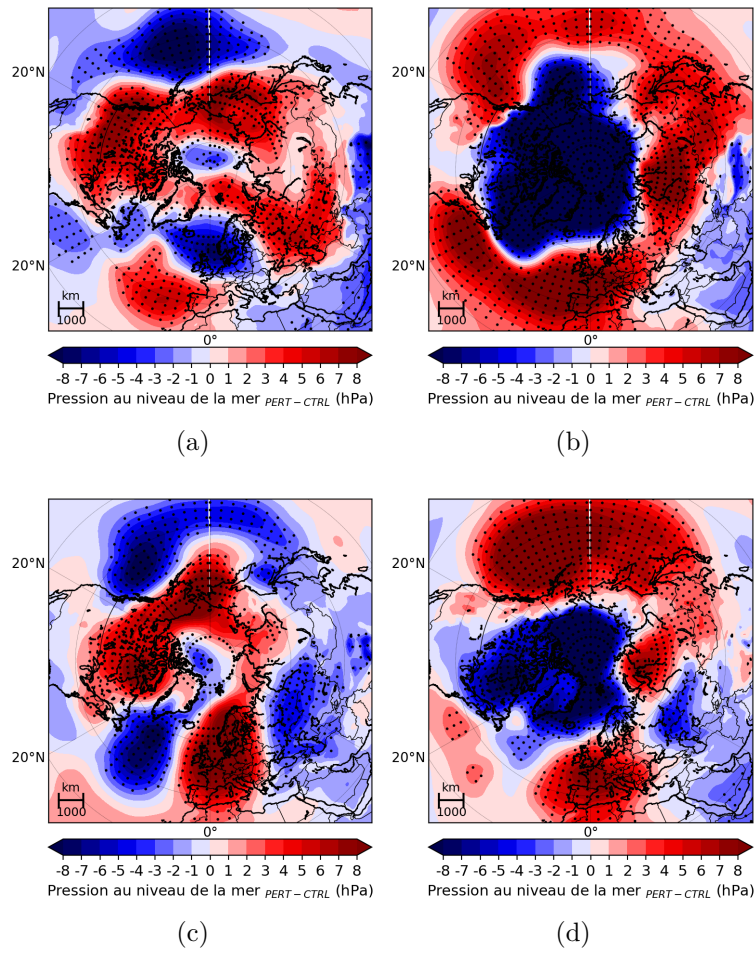


FIGURE A.6 – Différence de pression au niveau de la mer entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle en novembre (a) et décembre (b) en 2098. (c) et (d) comme (a) et (b) mais en 2135. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%.

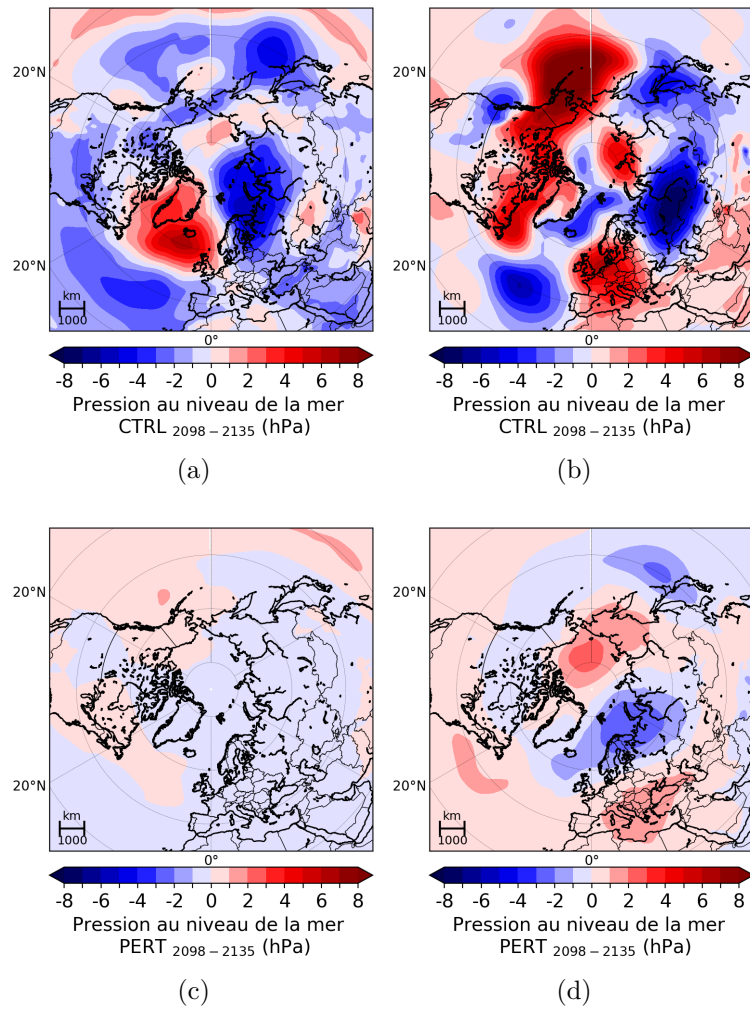


FIGURE A.7 – Différence de pression au niveau de la mer entre les 2 années de la simulation de contrôle en été (a) et en automne (b). (c) et (d) comme (a) et (b) mais pour la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation.

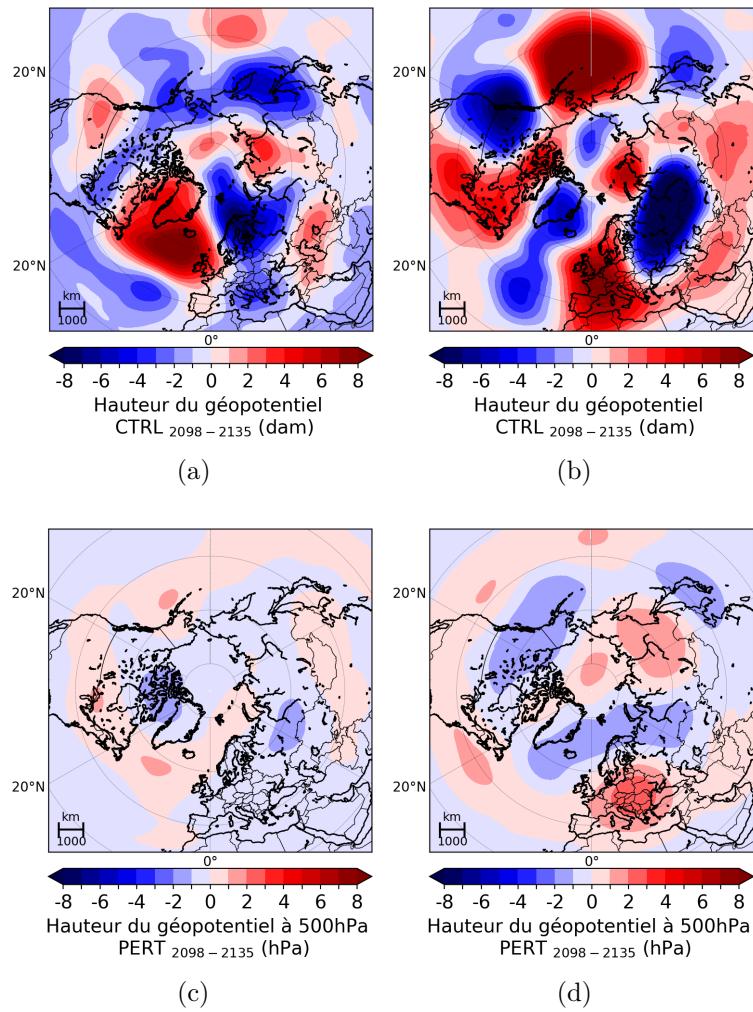


FIGURE A.8 – Différence de géopotential à 500hPa entre les 2 années de la simulation de contrôle en été (a) et en automne (b). (c) et (d) comme (a) et (b) mais pour la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation.

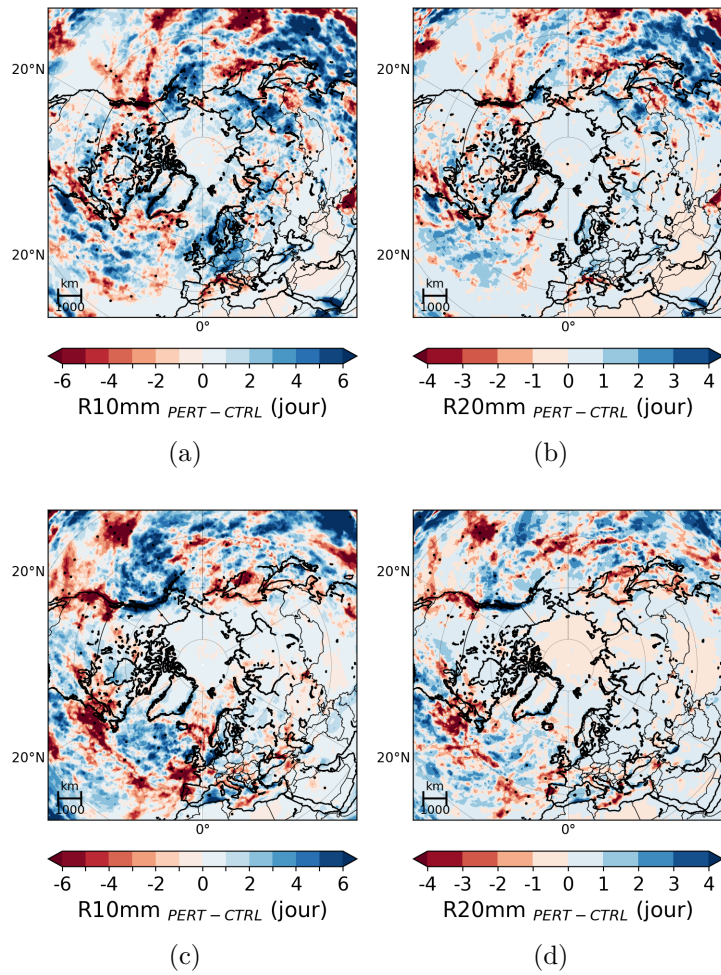


FIGURE A.9 – Différence du nombre de jours de précipitation intenses ($R10$) (a) et très intenses ($R20$) (b) entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle en été 2008. (c) et (d) comme (a) et (b) mais en automne 2008.

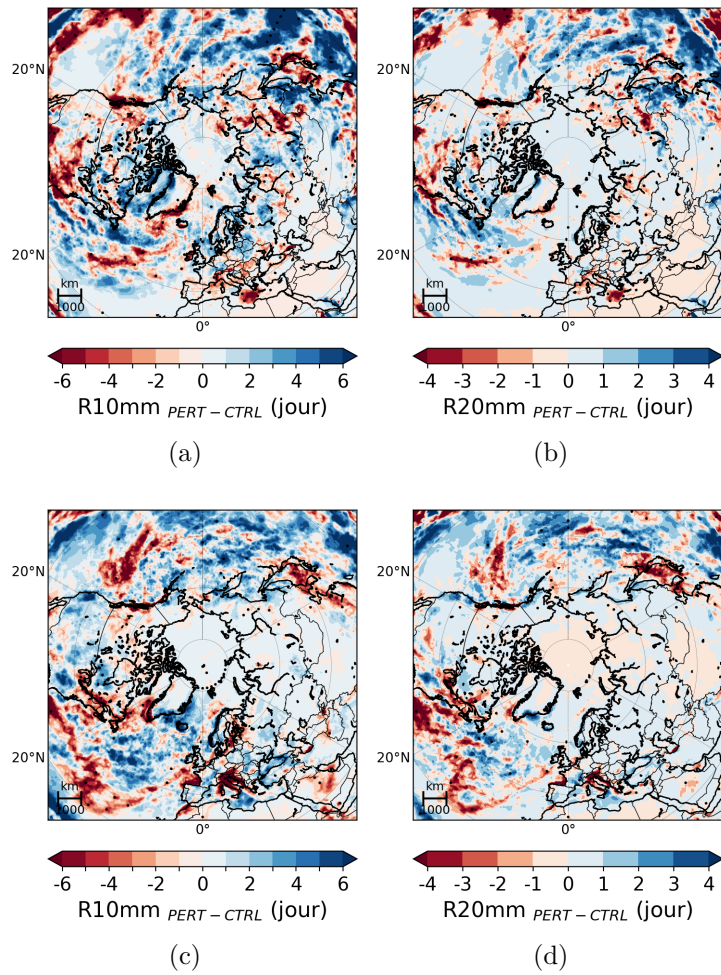


FIGURE A.10 – Différence du nombre de jours de précipitation intenses ($R10$) (a) et très intenses ($R20$) (b) entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle en été 2135. (c) et (d) comme (a) et (b) mais en automne 2135.

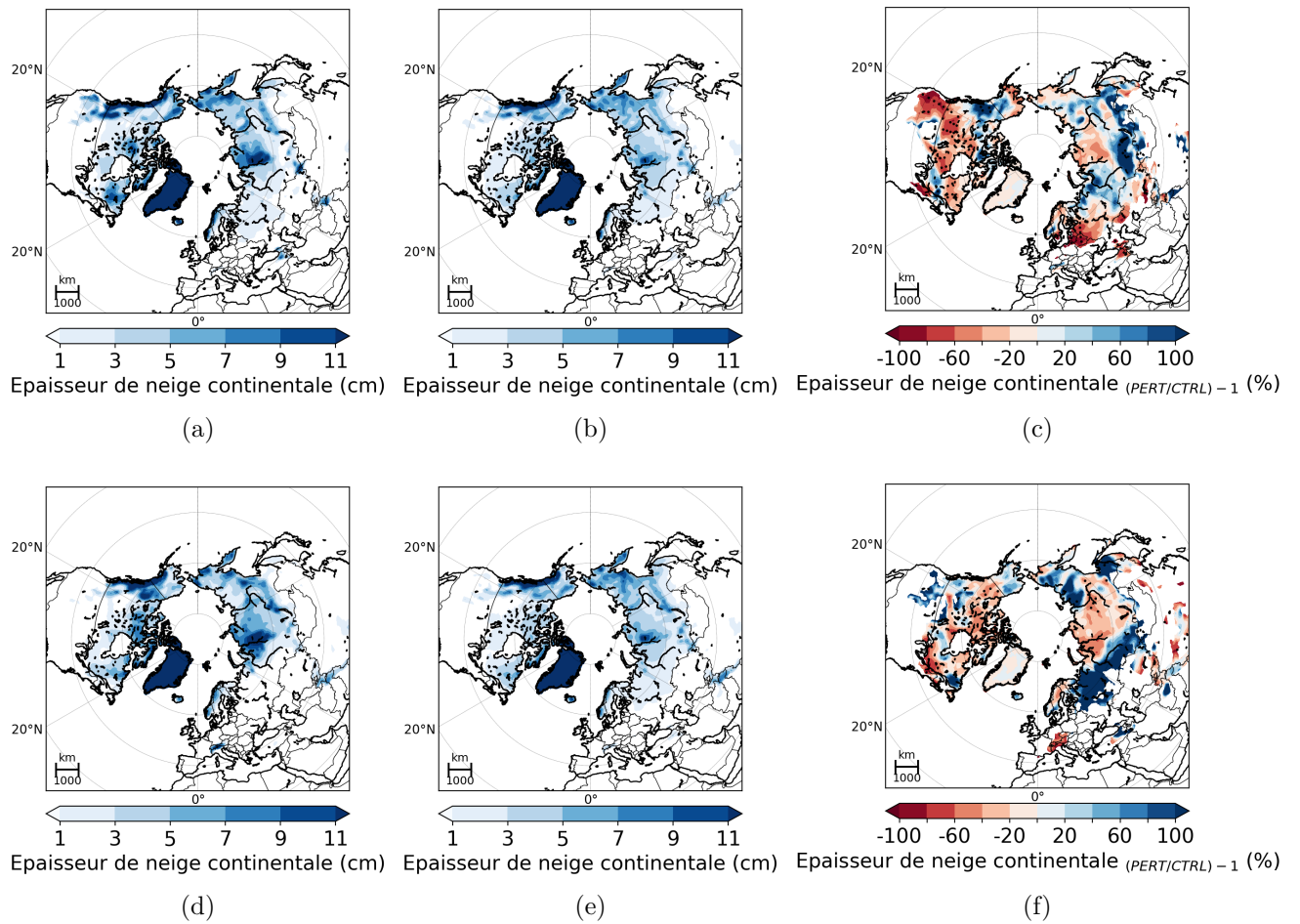


FIGURE A.11 – *Epaisseur de la neige continentale (>1cm) pour la simulation de contrôle (a) et les simulations de perturbation (b) ainsi que la différence entre la moyennes de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle (c) pour la saison automnale en 2098. (d), (e) et (f) comme (a), (b) et (c) mais pour la simulation en 2135. Les points noirs indiquent où la réponse est significative au seuil de 5%.*

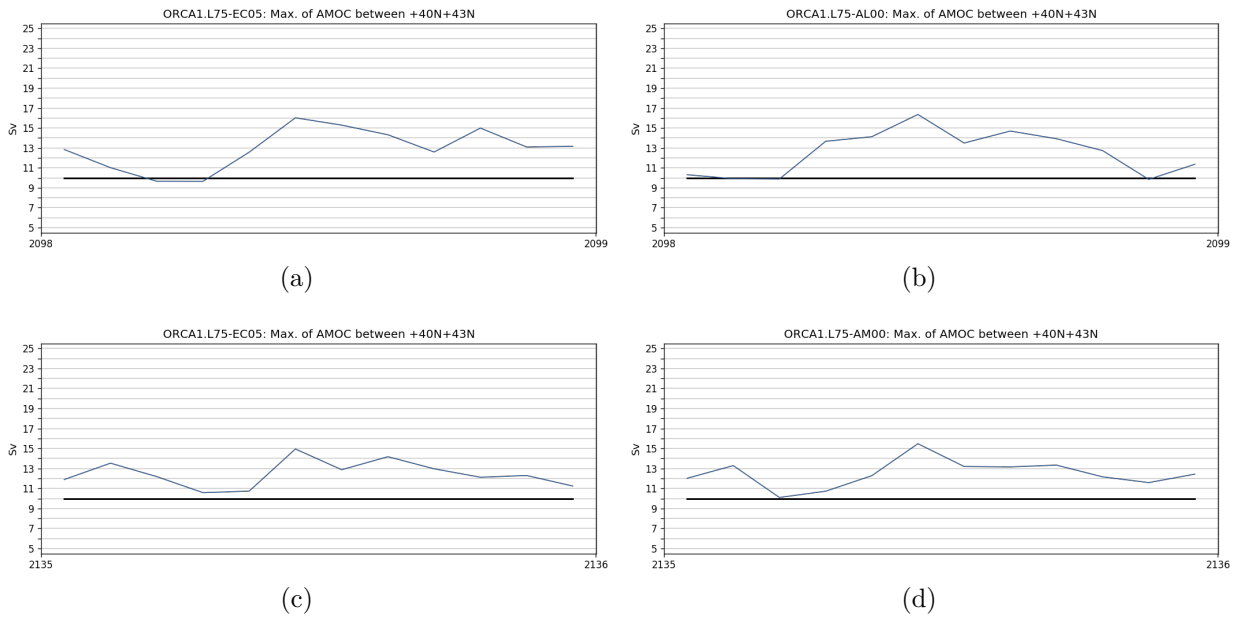


FIGURE A.12 – Valeur de l'AMOC observée dans la simulation de contrôle (a) et d'un membre de la simulation de perturbation (b) en 2098. (c) et (d) comme (a) et (b) mais pour l'année 2135.

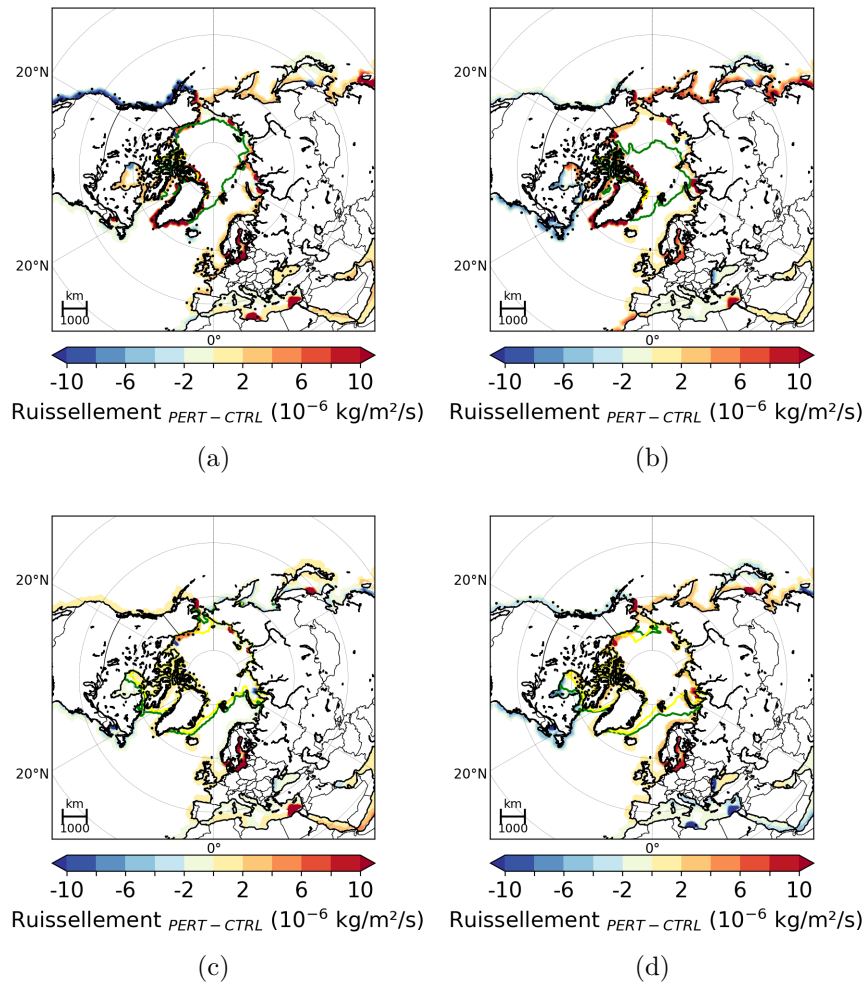


FIGURE A.13 – Différence du ruissellement continental apportée dans les océans entre la moyenne de l'ensemble des simulations de perturbation et la simulation de contrôle ($\text{kg}/\text{m}^2\text{s}$) en été, (a) en 2098 et (b) en 2135, et en automne, (c) en 2098 et (d) en 2135. La ligne verte (jaune) représente l'étendue moyenne de la glace de mer pour la simulation de contrôle (perturbation).

Biographie

Coordonnées

Delhayé Steve

Rue de la Mélopée, 64

1080 Bruxelles

Belgique

stevedelhayé05@hotmail.com

0485445337

Formation

2016-2018 : Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie, à l'Université Catholique de Louvain

2013-2016 : Bachelier en sciences géographiques à l'Université Libre de Bruxelles

2007-2013 : Etudes secondaires au Collège Saint-Pierre de Jette

