



HAL
open science

Rôle du déclin de la glace de mer en Arctique sur le climat des moyennes latitudes : téléconnexions atmosphériques

Svenya Chripko

► **To cite this version:**

Svenya Chripko. Rôle du déclin de la glace de mer en Arctique sur le climat des moyennes latitudes : téléconnexions atmosphériques. Climatologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2020. Français. NNT : 2020TOU30314 . tel-03611295

HAL Id: tel-03611295

<https://theses.hal.science/tel-03611295>

Submitted on 17 Mar 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le 20/11/2020 par :

Svenya CHRIPKO

**Rôle du déclin de la glace de mer en Arctique sur le climat
des moyennes latitudes : téléconnexions atmosphériques**

JURY

SERGE CHAUZY	LA, Toulouse	Président
FRANCIS CODRON	LOCEAN, Paris	Rapporteur
GUILLAUME GASTINEAU	LOCEAN, Paris	Rapporteur
GWENDAL RIVIÈRE	LMD, Paris	Rapporteur
HUGUES GOOSSE	UCL, Louvain-la-Neuve	Examineur
VIRGINIE GUEMAS	CNRM, Toulouse	Examinatrice
RYM MSADEK	CERFACS, Toulouse	Directrice de thèse
EMILIA SANCHEZ-GOMEZ	CERFACS, Toulouse	Co-directrice de thèse

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère, Climat

Unité de Recherche :

Climat, Environnement, Couplages et Incertitudes (CECI) au Cerfacs (UMR 5318)

Directeur(s) de Thèse :

Rym MSADEK et Emilia SANCHEZ-GOMEZ

Rapporteurs :

Francis CODRON, Guillaume GASTINEAU, Gwendal RIVIÈRE

« Et si la liberté consistait à posséder le temps ?
Et si le bonheur revenait à disposer de solitude, d'espace et de silence – toutes choses dont manqueront les générations futures ?
Tant qu'il y aura des cabanes au fond des bois, rien ne sera tout à fait perdu. »

SYLVAIN TESSON, *Dans les forêts de Sibérie*

A ma famille

Remerciements

Trois années de souvenirs de rencontres et de discussions. Des personnes qui m'ont permis de vivre une aventure inoubliable, que je tiens à remercier.

Mes premières pensées vont bien évidemment à Rym et Emilia, que je remercie sincèrement pour la confiance qu'elles m'ont accordée et de m'avoir guidée durant ces trois années. Travailler à vos côtés a toujours été agréable et motivant. Je vous remercie pour tout ce que vous m'avez transmis.

Je remercie également Guillaume Gastineau, Francis Codron, Gwendal Rivière, Virginie Guemas et Hugues Goose d'avoir accepté d'évaluer ma thèse et pour tous leurs commentaires très enrichissants. Un grand merci à Serge Chauzy d'avoir présidé la soutenance et à Frédérique Rémy pour sa présence. Je souhaite également remercier les membres de mon comité de thèse Julien Cattiaux, Yannick Peings et Juliette Mignot, pour leurs nombreux conseils et leur disponibilité.

Je tiens ensuite à remercier Laurent, pour sa présence tout au long de ma thèse et son aide qui m'a été très précieuse. Merci également à Christophe pour les échanges bénéfiques que nous avons eu. Je remercie vivement James Screen et Russell Blackport de m'avoir accueillie à l'Université d'Exeter durant un mois et pour nos discussions très éclairantes. J'adresse également mes remerciements aux membres d'APPLICATE ainsi qu'à Steve Delhaye, Bruno Tremblay et à Charles Brunette pour nos amicales collaborations.

Je remercie tous mes collègues pour leur accueil au sein du Cerfacs. Merci à Nathalie, Brigitte, Séverine et Lydia pour leur aide et leur bonne humeur, ainsi qu'à l'équipe CSG pour leur soutien informatique. Je remercie bien sûr toute l'équipe GlobC pour les discussions, pauses café et repas partagés ensemble. Un grand merci à Marie-Pierre et Laure pour leur temps et leur aide précieuse, ainsi qu'à Laurent B. pour la réalisation des premières simulations. Je remercie mes tout premiers collègues thésards et ingénieurs de m'avoir initiée à la vie du labo : Saïd, Rémy, Xavier et Matthias. Un grand merci à Victoria et Siham pour tous les chaleureux moments passés ensemble durant presque trois ans et pour leur soutien. Merci à tous les autres thésards et post-docs, Jorge, Aurélien C., Mohammad, Adama et les derniers arrivants sans qui les derniers mois auraient été bien moins agréables : Saloua, Aurélien L. et Bastien. Je souhaite bon courage aux nouveaux : Théo, Mohamed et Eliott ! Un merci spécial à mon cher Victor, celui avec qui j'ai partagé bureau, commérages, chants et surtout trois années de soutien mutuel.

Je souhaite sincèrement remercier tous mes précédents encadrants de stage de licence et masters, de m'avoir secrètement fait rêver : Fabrice Herpin, David Smith, Didier Despois & Nathalie Brouillet, Myriam Benisty & François Ménard, Nicolas Jourdain.

Merci à mes compagnons du "English lunch" et de randonnées, pour leur gaieté revigorante et les moments partagés : Ilona, Michael, Niko & Milou, Adrien & Elisabeth, Ross, Tony, Ivana, Paola, Matic & Lucija, Ben & Rosie.

Une pensée toute particulière pour mes amis bordelais et grenoblois : Florent, Jordan, Thibault, Hans, Stéphane, Vincent, Sylvestre et Sandra.

Merci à Thomas de m'avoir supportée et encouragée jusqu'à la fin. Je remercie infiniment mes parents, ma soeur, ma grand-mère et le reste de ma famille pour avoir toujours cru en moi.

Résumé

Depuis l'ère préindustrielle, la température de surface en Arctique a augmenté plus de deux fois plus que la température globale, en raison de l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Ce phénomène, connu sous le nom d'*amplification arctique*, est le plus intense en automne et en hiver. Il est associé à un déclin de la glace de mer durant toutes les saisons, et plus particulièrement en été avec une diminution de l'étendue de la banquise de l'ordre de 45 % depuis le début des observations satellitaires. Si le déclin de la glace de mer et l'amplification arctique sont responsables d'anomalies climatiques localement, il a été montré que ce déclin pouvait également affecter la circulation atmosphérique de grande échelle, et ainsi impacter le climat des moyennes latitudes. Toutefois, les mécanismes expliquant ce lien sont encore mal compris, et leur prépondérance par rapport aux autres composantes du système climatique demeure incertaine. L'objectif de cette thèse est de mieux comprendre ces mécanismes. Pour cela, nous avons isolé l'effet du déclin de la glace de mer arctique des autres forçages climatiques, à l'aide d'expériences de sensibilité réalisées avec le modèle de climat CNRM-CM6, à basse et haute résolution. Dans ces expériences, la valeur de l'albédo de la banquise est réduite à celle de l'océan, favorisant l'absorption de rayonnement solaire et la fonte de la glace. Les conditions de glace de mer correspondent ainsi à un état idéalisé dans lequel l'Océan Arctique est libre de glace l'été, avec une étendue de glace réduite également durant les autres saisons.

Nous avons dans un premier temps évalué l'état moyen du modèle et sa représentation des téléconnexions Arctique-moyennes latitudes, en les comparant à des observations et à des réanalyses. Cette évaluation suggère que l'augmentation de la résolution horizontale du modèle dans l'océan et dans l'atmosphère permet de simuler des conditions climatiques moyennes généralement plus réalistes. Nous avons montré par ailleurs que les téléconnexions liant la variabilité atmosphérique à celle de la glace de mer sont comparables entre le modèle et les observations. Les résultats indiquent que l'influence de la glace de mer arctique sur l'atmosphère est difficilement détectable dans les observations ou dans les simulations climatiques non contraintes à cause de la forte variabilité interne, ce qui justifie l'intérêt d'isoler cette influence et de réaliser des expériences de sensibilité telles que celles effectuées dans cette thèse.

Nous nous sommes ensuite focalisés sur la réponse rapide de l'atmosphère durant l'automne et l'hiver qui suivent la disparition de la glace de mer d'été, c'est-à-dire lorsque l'amplification arctique est maximale. Les mécanismes de la réponse de la température à la fonte de la banquise ont été étudiés à l'échelle régionale grâce à une méthode d'ajustement

dynamique basée sur la reconstruction régionale d’analogues de circulation. Les résultats montrent que le réchauffement en Amérique du Nord et en Europe induit par la perte de glace de mer arctique est principalement dû à : (i) des changements cycloniques de circulation qui favorisent des intrusions d’air chaud provenant du sud ou des océans adjacents, et (ii) des changements dits thermodynamiques – sans changements de circulation. Ces derniers résultent à la fois de l’advection d’air chaud par le flux moyen, provenant de l’Arctique et/ou des océans adjacents réchauffés en réponse au déclin de la glace de mer, et à la fois des modifications locales du budget énergétique de surface. La diminution de la glace de mer dans ces expériences favorise également un refroidissement en Asie centrale, qui est ici entièrement expliqué par des changements de circulation, associés à un renforcement de l’anticyclone de Sibérie. La réponse atmosphérique de grande échelle a par ailleurs été étudiée dans la troposphère et la stratosphère. Les résultats indiquent que la stratosphère joue un rôle minimal dans l’évolution de la circulation dans la troposphère et à la surface dans ces expériences.

Enfin, nous avons étudié la sensibilité de la réponse atmosphérique à l’état moyen du modèle, et en particulier à la résolution horizontale et aux forçages externes. Ni l’augmentation de la résolution, ni la modification des conditions de forçages externes entre des conditions préindustrielles et des conditions de milieu du XX^{ème} siècle n’impacte de manière significative la réponse de l’atmosphère de grande échelle au déclin de la banquise arctique dans le modèle CNRM-CM6.

Les analyses effectuées dans cette thèse mettent en évidence la difficulté de détecter une réponse robuste de l’atmosphère en saison froide du fait de la forte variabilité interne et de la faible réponse. L’utilisation d’expériences de sensibilité multi-modèles devrait permettre à l’avenir de mieux estimer l’impact du déclin de la glace de mer arctique sur le climat des moyennes latitudes.

Abstract

The Arctic has been warming twice as fast as the whole globe since the preindustrial era, because of the increase in greenhouse gas concentrations in the atmosphere. This phenomenon is known as *Arctic amplification* and is the strongest in autumn and winter. It is accompanied by a large decrease of Arctic sea ice cover every season, which is particularly marked in summer with a decrease reaching 45 % since the beginning of satellite observations. Arctic sea ice decline and Arctic amplification can affect the climate locally. It has also been shown to affect the large-scale atmospheric circulation beyond the Arctic, yielding changes in the mid-latitude climate. However, the mechanisms beneath this linkage are still poorly understood. The objective of this thesis is to bring more insight into these mechanisms. For that purpose, we have defined and run sensitivity experiments that allow to isolate the effect of Arctic sea ice decline from other climate forcings. In these experiments, which have been done with the CNRM-CM6 climate model using different horizontal resolutions, sea ice albedo is reduced to the ocean value, leading to an increase in absorbed solar radiation and a reduction of sea ice. The perturbed sea ice conditions hence correspond to an idealized state in which the Arctic Ocean is sea ice free in summer, and with a reduced sea ice cover during the other seasons.

We first evaluate the model mean state and its representation of Arctic-to-mid-latitude linkages, comparing the model results with sea ice observations and atmospheric reanalysis. This analysis suggests that increasing the horizontal resolution in the atmosphere and ocean generally leads to more realistic mean climate conditions in the Northern Hemisphere. We further show that linkages between atmospheric and sea ice variability are consistent between the model and the observations. These results indicate that Arctic sea ice influence on the atmosphere is hardly detectable in observations and in free-running models because of the large internal variability, which stresses the need to properly isolate this link using dedicated sensitivity experiments.

Secondly, we focus on the rapid atmospheric response during autumn and winter, when Arctic amplification is maximum. Using a dynamical adjustment method based on a regional reconstruction of circulation analogs, the mechanisms of the regional temperature response are investigated. We show that the sea-ice-induced warming over North America and Europe can be explained by : *i*) cyclonic changes in circulation that favor warm air advection from the South or the nearby oceans, and *ii*) thermodynamical changes – without changes in circulation. The latter are both linked to the advection by the mean flow of warmer air from the Arctic or the adjacent oceans due to Arctic sea ice loss, and to local changes in the surface energy budget. Arctic sea ice decline in these experiments

also induces a cooling over central Asia, that can solely be explained by changes in circulation, with a strengthening of the Siberian High. The large-scale atmospheric response is furthermore investigated in the troposphere and stratosphere. The results indicate that the stratosphere plays a minor role in the response in the troposphere and near the surface in our experiments.

Finally, we study the sensitivity of the atmospheric response to the climate mean state, and in particular to changes in the horizontal resolution and/or external forcings. We find that increasing the horizontal resolution or changing the external forcings from preindustrial to mid-twentieth century levels do not impact significantly the large-scale atmospheric response to Arctic sea ice loss.

Our results highlight the difficulty to detect a robust atmospheric response in the cold season due to the strong internal variability and the weak response. The use of multi-model coordinated sensitivity experiments in future work should allow to better assess the impact of Arctic sea ice decline on the mid-latitude climate.

Table des matières

Introduction	1
1 Les hautes et moyennes latitudes de l'hémisphère nord : variabilité interne et changement climatique	5
1.1 Le système climatique : la circulation globale atmosphérique et océanique .	5
1.2 La circulation atmosphérique aux moyennes et hautes latitudes	10
1.2.1 La circulation dans la troposphère des moyennes latitudes	10
1.2.2 La circulation dans la stratosphère des hautes et moyennes latitudes	14
1.2.3 L'interaction troposphère-stratosphère	15
1.3 La variabilité atmosphérique aux moyennes et hautes latitudes	17
1.3.1 Le mode annulaire de l'hémisphère nord (NAM)	17
1.3.2 La variabilité climatique tropicale : lien avec la variabilité des plus hautes latitudes	20
1.4 L'Arctique : puits de chaleur de l'hémisphère nord	21
1.5 Les effets du changement climatique sur l'Arctique	25
1.6 Les téléconnexions Arctique - moyennes latitudes : hypothèses et limitations	31
1.6.1 La modification récente de la circulation atmosphérique	31
1.6.2 Le déclin observé de la glace de mer <i>a-t-il</i> influencé les moyennes latitudes ?	33
1.6.3 Influence de l'Arctique sur les moyennes latitudes en hiver : mécanismes hypothésés	35
1.6.4 Le déclin de la glace de mer <i>peut-t-il</i> influencer les moyennes latitudes ?	36
1.6.5 Le déclin de la glace de mer <i>va-t-il</i> influencer les moyennes latitudes ?	38
1.6.6 Limitations : sources de différences dans les réponses atmosphériques au déclin de la glace de mer dans les études de modélisation .	39
1.7 Objectifs de la thèse	41
2 Expériences de sensibilité, méthodes statistiques et diagnostics	43
2.1 Le modèle de climat CNRM-CM6	43
2.2 Les réanalyses d'atmosphère et les observations de glace de mer	44
2.3 Les simulations numériques	45
2.4 Méthodes statistiques	47
2.4.1 Analyse en composantes principales	47
2.4.2 Significativité statistique	48
2.5 Diagnostics	49

3	Représentation de l'état moyen, de la variabilité interne et des téléconnexions Arctique - moyennes latitudes dans CNRM-CM6	59
3.1	Etat moyen et variabilité	60
3.1.1	La glace de mer arctique	60
3.1.2	Les conditions à la surface de l'atmosphère et dans la troposphère .	61
3.1.3	Les conditions dans la stratosphère	65
3.2	Liens entre variabilité de la glace de mer arctique et variabilité atmosphérique	67
3.2.1	Téléconnexions Arctique - moyennes latitudes associées à des anomalies de glace de mer	68
3.2.2	Influence de la glace de mer sur l'atmosphère et influence de l'atmosphère sur la glace de mer	72
3.3	Synthèse chapitre 3	75
4	Mécanismes de la réponse atmosphérique à la disparition abrupte de glace de mer d'été et impacts sur les moyennes latitudes en saison froide	77
4.1	Perturbation de la glace de mer	78
4.2	Conditions climatiques initiales des membres et doublement du nombre de membres	80
4.2.1	Conditions initiales océaniques et stratosphériques dans les tropiques et effet de la perturbation	80
4.2.2	Indépendance statistique des deux années	83
4.3	Mécanismes de la réponse atmosphérique et impacts sur les moyennes latitudes	86
4.3.1	Article : "Impact of Reduced Arctic Sea Ice on Northern Hemisphere Climate and Weather in Autumn and Winter"	86
4.3.2	Réponse atmosphérique et variabilité interne : amplitude et robustesse du signal	114
4.3.3	Sources de propagation verticale des ondes planétaires	115
4.3.4	Effet sur les réchauffements stratosphériques soudains	117
4.3.5	Discussion sur la réponse atmosphérique et le NAM	118
4.3.6	Changements de sinuosité du courant-jet	121
4.3.7	Réponse de l'océan de surface	124
4.4	Synthèse chapitre 4	126
5	Sensibilité de la réponse atmosphérique à l'état moyen du modèle : influence de la résolution et des forçages externes	129
5.1	Sensibilité de la réponse atmosphérique à la résolution horizontale	129
5.1.1	Effet de l'augmentation de la résolution sur la glace de mer	129
5.1.2	Effet de l'augmentation de la résolution sur la réponse atmosphérique	132
5.1.3	Effets combinés du nombre de membres et de la résolution	140
5.2	Modulation de la réponse atmosphérique par la phase de la QBO et sensibilité à la résolution horizontale	143
5.3	Sensibilité de la réponse atmosphérique à différents forçages externes . . .	149
5.4	Synthèse chapitre 5	151

Conclusion	153
Liste des acronymes	161
Table des figures	163
Bibliographie	171

Introduction

L'Arctique, océan et terres glacés situés à l'intérieur du cercle polaire de l'hémisphère nord, est une des composantes principales de la cryosphère terrestre et joue ainsi un rôle fondamental dans le système climatique. La région Arctique est notamment impliquée dans le bilan énergétique de surface de La Terre, le cycle de l'eau, la productivité primaire des écosystèmes, le niveau des océans, et son état peut être considéré comme le reflet du climat de notre planète.

Après les premières explorations de l'Arctique par les Européens au XVI^{ème} siècle, les observations météorologiques s'y sont progressivement développées pour devenir systématiques, grâce à l'installation de stations de mesures depuis la première Année Polaire Internationale en 1882-1883. Aujourd'hui, les observations *in situ* sont toujours limitées dans l'espace et le temps, à cause de l'isolement de la région Arctique et de la rudesse des conditions environnementales qui y sont présentes. Les progrès dans les observations à distance, notamment avec le début des observations satellitaires dans les années 1970, permettent toutefois d'estimer de mieux en mieux la couverture et le volume de la banquise, aussi appelée *glace de mer*, qui est une des composantes majeures de l'Arctique.

Le constat est indéniable : sous l'effet du réchauffement climatique global et l'augmentation de l'émission des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, l'Arctique fait face à un changement drastique de ses conditions climatiques. L'Arctique se réchauffe plus de deux fois plus vite que le reste de la planète depuis les années 1960 – il s'agit de l'*amplification arctique* – et la glace de mer disparaît selon une ampleur sans précédent depuis au moins 150 ans, et probablement depuis au moins 1000 ans. La glace de mer arctique d'été est particulièrement affectée, avec une diminution de son étendue s'élevant à trois millions de kilomètres carrés par rapport à 1979, correspondant à une disparition de 45 %. Le déclin de la glace de mer engendre de multiples conséquences sur les écosystèmes et les populations locales, mais aussi sur le climat régional en affectant les échanges d'énergie entre l'océan et l'atmosphère. Comme la glace de mer possède une capacité réfléchissante du rayonnement solaire particulièrement élevée, une diminution de la surface recouverte par la glace de mer à cause du réchauffement se traduit par une diminution du flux de rayonnement solaire réfléchi vers l'espace et donc par une augmentation de l'absorption d'énergie par la surface de l'océan. Cette énergie est ensuite transférée dans l'atmosphère au moyen de flux de chaleur turbulents et de flux radiatifs, ce qui contribue à amplifier le réchauffement en Arctique. Par ce phénomène de rétroaction positive, le déclin de la glace de mer peut ainsi être considéré à la fois comme une conséquence et une cause possible de l'amplification arctique.

Si le déclin de la glace de mer et le réchauffement en Arctique peuvent par exemple affecter localement les précipitations et les systèmes dépressionnaires, de nombreuses études se sont récemment intéressées à la question de leur impact au-delà des hautes latitudes. Le déclin de la glace de mer pourrait notamment affecter la circulation atmosphérique de grande échelle et ainsi le climat des moyennes latitudes. Le sujet a fait l'objet d'un vif intérêt auprès des médias mais reste largement débattu dans la communauté scientifique. Les mécanismes de ce lien entre hautes et moyennes latitudes restent encore mal compris et l'ampleur de sa contribution par rapport à la variabilité interne et aux autres effets du changement climatique demeure également incertaine.

Dans ce contexte, cette thèse vise à améliorer la compréhension des mécanismes de l'impact du déclin de la glace de mer arctique sur les moyennes latitudes. Elle s'inscrit aussi plus largement dans le cadre de deux projets européens du programme Horizon 2020 : APPLICATE, visant à améliorer le système d'observation et la modélisation pour les prévisions du temps et du climat dans les régions polaires et les moyennes latitudes, et PRIMAVERA, visant à améliorer la prévision régionale du climat grâce à la dernière génération de modèles climatiques haute-résolution. Elle s'inscrit également dans le cadre du projet de coordination internationale PAMIP (Polar Amplification Model Intercomparison Project), dont la mise en place d'expériences de sensibilité climatiques a pour but de comprendre les causes et conséquences de l'amplification arctique, et de l'amplification qui affecte également l'Antarctique.

Afin d'étudier le rôle du déclin de la glace de mer en Arctique sur le climat des moyennes latitudes de l'hémisphère nord, nous analyserons des expériences de sensibilité réalisées à l'aide d'un modèle climatique de circulation générale océan-atmosphère, dans lesquelles une réduction de la glace de mer sera imposée. Les conditions de glace de mer correspondent à un état idéalisé où l'Océan Arctique est complètement libre de glace l'été mais où la glace de mer est présente l'hiver avec une étendue proche des conditions du milieu du XX^{ème} siècle. Nous soulèverons plusieurs questions au cours de la thèse, et notamment celles-ci : comment la circulation atmosphérique de grande échelle répond-elle à cette modification des conditions de glace de mer ? Quel est le rôle de l'interaction entre la troposphère et la stratosphère dans le développement de cette réponse ? Quels sont les impacts climatiques aux moyennes latitudes et comment peut-on les expliquer ? Ces effets dépendent-ils de la résolution du modèle que l'on prescrit ?

Dans le premier chapitre de ce manuscrit, nous présenterons les notions permettant de comprendre les liens qui existent entre les hautes et les moyennes latitudes de l'hémisphère nord au sein de la variabilité climatique, et comment ces liens peuvent être affectés en présence des changements que connaît l'Arctique. Nous dresserons un aperçu des résultats des autres études qui se sont intéressées à la question du rôle de la diminution de la glace de mer sur les plus basses latitudes et soulèverons les questions fondamentales qui subsistent. Ceci nous conduira à énoncer les principaux objectifs de la thèse. Le second chapitre présentera le modèle de climat utilisé, les expériences de sensibilité analysées, et détaillera les principales méthodes employées pour l'étude de la réponse de l'atmosphère

au déclin de la glace de mer. Dans les trois chapitres suivants, les résultats des analyses effectuées seront exposés. Dans le chapitre 3, nous nous intéresserons au comportement du modèle par rapport aux conditions réelles, notamment dans la représentation de l'état moyen et des liens entre les hautes et les moyennes latitudes. Le chapitre 4 traitera des mécanismes de la réponse de l'atmosphère à la réduction de la glace de mer en Arctique. Cette étude fait l'objet d'un article. Dans le chapitre 5, nous évaluerons la sensibilité de la réponse de l'atmosphère à l'état moyen climatique et en particulier à la résolution du modèle. Nous concluons ensuite avec une synthèse des résultats et discuterons des limites et des perspectives qui en découlent.

Chapitre 1

Les hautes et moyennes latitudes de l'hémisphère nord : variabilité interne et changement climatique

Dans ce premier chapitre, nous introduisons les notions nécessaires pour la compréhension des liens entre hautes et moyennes latitudes de l'hémisphère nord, déterminant le contexte dans lequel s'inscrit cette thèse. Nous présentons tout d'abord un aperçu du fonctionnement du système climatique global. Nous nous focalisons ensuite sur la circulation atmosphérique des moyennes et hautes latitudes, dans la troposphère et dans la stratosphère, et présentons les caractéristiques des principales manifestations de la variabilité climatique qui nous intéresseront au cours de la thèse. Nous présentons ensuite le rôle de la région Arctique dans l'hémisphère nord et exposons les principaux effets du changement climatique sur cette région ainsi que ses répercussions possibles sur les moyennes latitudes. Ceci nous conduira à définir la problématique de la thèse. Nous terminons par la présentation des objectifs de la thèse et des questions autour desquelles elle s'articule.

1.1 Le système climatique : la circulation globale atmosphérique et océanique

Le climat de La Terre est gouverné par la quantité de rayonnement solaire franchissant le sommet de l'atmosphère¹ et atteignant la surface. Au sommet de l'atmosphère, le bilan radiatif est déterminé par l'équilibre entre le rayonnement solaire entrant, le rayonnement solaire réfléchi vers l'espace par les nuages, les aérosols et la surface, et par l'émission de rayonnement infrarouge vers l'espace provenant des nuages et de la surface terrestre (figure 1.1). A la surface de La Terre, les échanges d'énergie reposent sur l'interaction complexe entre atmosphère, océans et surfaces continentales, via des processus radiatifs et non-radiatifs. Une majeure partie du rayonnement solaire atteignant la surface est absorbée par les surfaces avec un faible albédo, c'est-à-dire possédant une faible capacité réfléchissante comme les océans ou la végétation dense. A l'inverse, une partie de ce

1. Ligne virtuelle entre l'atmosphère et l'espace située à environ 100 km.

rayonnement est directement réfléchi vers l'espace par les surfaces avec un fort albédo telles que la cryosphère, correspondant à l'ensemble des terres et mers glacées et enneigées. La surface terrestre émet un rayonnement infrarouge, dont une partie est transmise vers l'espace et une majorité est absorbée par les nuages et les gaz à effet de serre (GES), qui eux mêmes réémettent un flux en direction de la surface. Des flux non-radiatifs entrent également en jeu, avec l'émission de chaleur sensible depuis la surface vers l'atmosphère par conduction thermique, ainsi qu'avec l'émission de chaleur latente par évapotranspiration des surfaces. Si le bilan énergétique au sommet de l'atmosphère est en équilibre, il est toutefois en déséquilibre à la surface de La Terre sous nos conditions climatiques actuelles. Un excédent en surface de $0.6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ est observé, et contribue au réchauffement de La Terre (Stocker *et al.*, 2013). Ce déséquilibre est dû à l'augmentation de l'émission de GES et d'aérosols d'origine anthropique, résultant de l'accroissement des activités humaines depuis le siècle précédent.

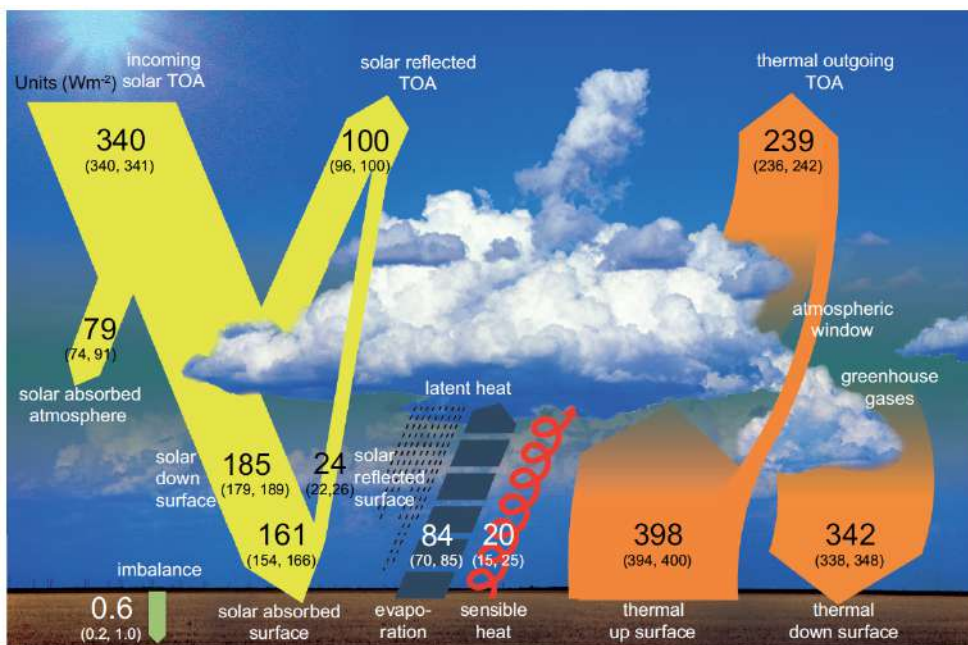


FIGURE 1.1 – Bilan énergétique global, au sommet de l'atmosphère (TOA) et à la surface de La Terre. Les valeurs indiquent les flux d'énergie ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). (Crédits : rapport AR5, chapitre 2, GIEC 2013, figure 2.11, Stocker *et al.* 2013)

A cause de la forme quasi-sphérique de La Terre et de l'inclinaison de son axe de rotation, la quantité d'énergie reçue à sa surface n'est par ailleurs pas la même en tout point du globe. Elle dépend de la latitude et de la saison. Les pôles reçoivent en moyenne annuelle beaucoup moins de rayonnement solaire que l'équateur et sont en déficit énergétique (figure 1.2, gauche). Ce déséquilibre énergétique méridien est compensé par un transport d'énergie de l'équateur vers les pôles, permis grâce à la circulation globale atmosphérique et à la circulation globale océanique (figure 1.2, droite). Le transport total annuel est maximum vers les latitudes de 30°N et 30°S dans les deux hémisphères, et est dominé par le transport dû à la circulation atmosphérique. Le transport océanique est lui plus important entre 10°N et 20°N , et 10°S et 20°S . En compensant le déséquilibre

énergétique entre l'équateur et les pôles, les deux fluides composants le système climatique que sont l'atmosphère et l'océan agissent ainsi comme des régulateurs thermiques.

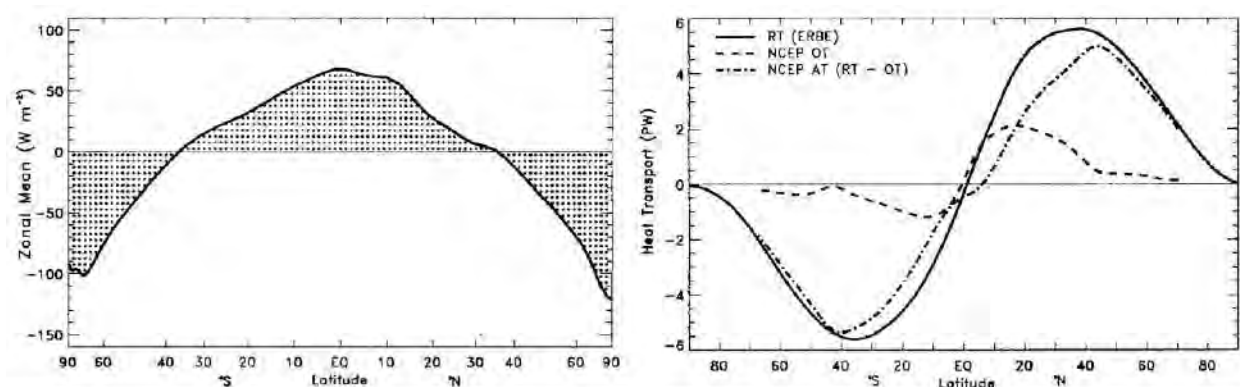


FIGURE 1.2 – Gauche : Radiation nette reçue au sommet de l’atmosphère en moyenne zonale ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), représentant le déficit énergétique des pôles et le surplus énergétique des tropiques. Droite : Transport énergétique méridien vers le nord (contribution totale : RT, contribution de l’océan : OT, contribution de l’atmosphère : AT). (Crédits : Trenberth et Caron 2001)

La figure 1.3 (gauche) offre une vision simplifiée de l’organisation de la circulation atmosphérique en différentes cellules, initiée par les travaux de Hadley (1735). Trois cellules sont présentes dans chaque hémisphère : la cellule de Hadley aux basses latitudes entre l’équateur et environ 30° , la cellule de Ferrel aux moyennes latitudes entre 30° et 60° , et la cellule polaire aux hautes latitudes au-delà de 60° . Au sein de la cellule de Hadley aux basses latitudes, l’air chaud et humide au niveau de l’équateur s’élève par convection, se refroidit et se condense, donnant naissance aux fortes pluies caractéristiques du climat équatorial et tropical. Il est ensuite advecté vers la branche descendante de la cellule plus au nord, dans laquelle il se comprime et se réchauffe, phénomène caractéristique d’un climat aride. En surface, des vents soufflant vers l’équateur ferment la boucle, ce sont les Alizés. Entre les deux hémisphères, les deux cellules de Hadley convergent aux alentours de l’équateur dans la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT), fortement influencée par la présence des continents. Entre les deux branches montantes de la cellule de Ferrel et de la cellule polaire, de l’air chaud venant des moyennes latitudes et de l’air froid venant des hautes latitudes convergent en un front appelé le front polaire.

Les mouvements de ces masses d’air sont influencés par la force de Coriolis, force inertielle les déviant de leur trajectoire en raison de la rotation de La Terre sur elle-même. Une masse d’air en mouvement vers le pôle/équateur est déviée vers la droite/gauche dans l’hémisphère nord, tandis que dans l’hémisphère sud une masse d’air en mouvement vers le pôle/équateur est déviée vers la gauche/droite. La force de Coriolis est ainsi responsable de la déviation vers l’ouest des Alizés (vents d’est), des vents d’ouest de la cellule de Ferrel et des vents d’est de la cellule polaire. Elle est toutefois nulle à l’équateur et maximale au niveau des pôles.

D’autre part, la convergence de ces masses d’air de différentes températures entre la cellule de Hadley et la cellule de Ferrel et entre la cellule de Ferrel et la cellule polaire (front polaire) est à l’origine de forts vents d’ouest en altitude dans la troposphère :

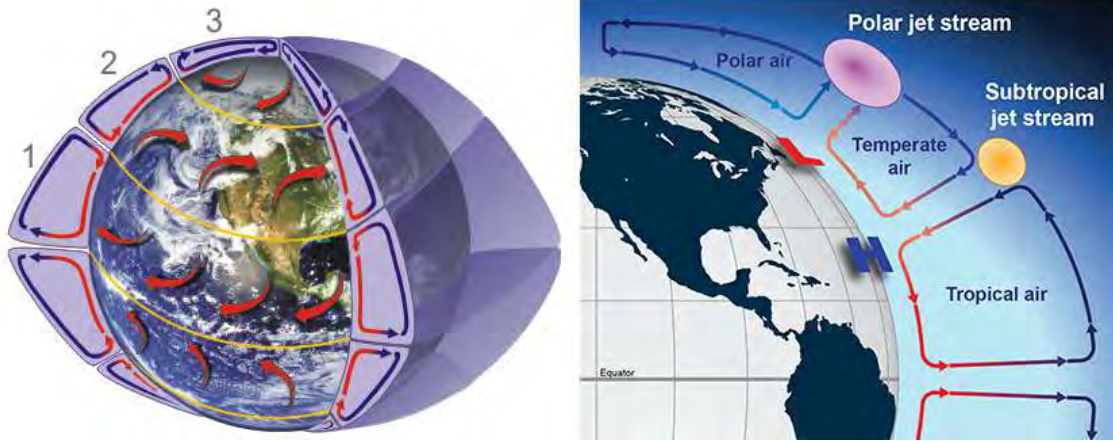


FIGURE 1.3 – Gauche : Représentation schématique de la circulation atmosphérique organisée en trois cellules dans chaque hémisphère : la cellule de Hadley (1), la cellule de Ferrel (2) et la cellule polaire (3). Droite : Les courants-jets subtropical et polaire sont représentés au niveau de la tropopause. (Crédits : NOAA, National Weather Service, <https://www.weather.gov/jetstream/circ>, <https://www.weather.gov/jetstream/jet>)

le courant-jet subtropical plus au sud et le courant-jet polaire plus au nord (figure 1.3, droite). Leur intensité est maximale au niveau de la tropopause, zone séparant les deux premières couches verticales de l'atmosphère, que sont la troposphère et la stratosphère. Ces vents thermiques résultent de la combinaison entre l'équilibre géostrophique dans le plan horizontal (équilibre entre la force de pression et la force de Coriolis) et l'équilibre hydrostatique sur la verticale (équilibre entre gradient vertical de pression et densité). Leur intensité en altitude s'explique par la relation de l'équilibre du vent thermique, qui s'exprime ainsi :

$$\frac{\partial \vec{v}_g}{\partial z} = \frac{g}{f\theta_0} \vec{k} \wedge \nabla_h \theta, \quad (1.1)$$

dont les deux composantes dans le plan horizontal sont :

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{g}{f\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial y}, \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g}{f\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial x}, \quad (1.3)$$

où \vec{v}_g est la vitesse du vent géostrophique, g l'accélération de la pesanteur ($\simeq 9,81 \text{ m.s}^{-2}$), f le paramètre de Coriolis ($\simeq 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ aux moyennes latitudes), θ_0 la température potentielle caractéristique de la troposphère ($\simeq 300 \text{ K}$) et θ la température potentielle. Cette relation relie le cisaillement vertical de vent géostrophique et le gradient méridien de température. Ainsi, lorsque la température entre les deux masses d'air diminue avec la latitude, un cisaillement vertical est induit sur la composante zonale de la vitesse du vent géostrophique, impliquant que l'intensité d'un vent d'ouest augmente avec l'altitude (équation 1.2).

La circulation précédemment décrite correspond à une circulation moyenne dans la troposphère, impactant directement la surface et la météorologie. Elle s'avère également étroitement reliée à la circulation s'opérant dans la stratosphère. Nous nous intéresserons plus précisément à la circulation atmosphérique des moyennes et hautes latitudes, dans la troposphère et la stratosphère, dans la section suivante.

Dans l'océan, la redistribution de l'énergie de l'équateur vers les pôles favorise également une circulation globale complexe, dont un schéma simplifié est représenté sur la figure 1.4. Des courants de surface et de profondeur sont maintenus dans les différents bassins océaniques et sont régis à la fois par la rencontre entre des eaux de surface et des eaux profondes et par la circulation atmosphérique. La formation d'eaux denses, qui vont pénétrer en profondeur par convection, a lieu de manière très localisée dans la mer du Labrador et dans les mers de Norvège et du Groenland dans l'hémisphère nord, et dans la mer de Wedell dans l'hémisphère sud. La circulation océanique globale peut être expliquée par l'effet combiné de deux contributions principales. La première est la circulation thermohaline ou circulation méridienne de retournement (MOC), qui est inter-hémisphérique et qui résulte des gradients pôle-équateur de température et de salinité. Ceux-ci induisent localement des anomalies de densité à l'origine de la formation des eaux profondes qui alimentent l'océan global. La seconde contribution est une circulation quasi-horizontale gouvernée par les vents atmosphériques. La circulation thermohaline est la plus importante dans le bassin Atlantique, lui conférant généralement l'appellation de circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (AMOC).

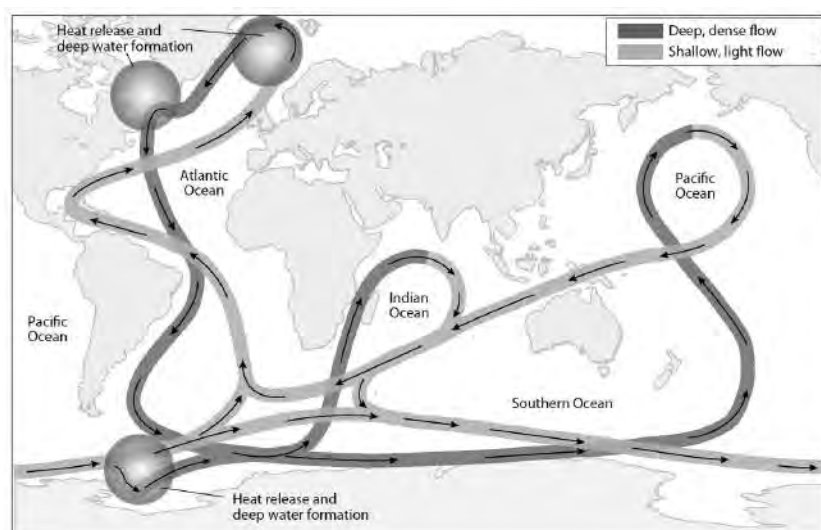


FIGURE 1.4 – Représentation schématique de la circulation océanique globale, avec les principaux courants océaniques ainsi que les zones de formation d'eaux denses. (Crédits : Vallis 2012)

Dans l'océan comme dans l'atmosphère, la réalisation du transport d'énergie de l'équateur vers les pôles a lieu plus finement grâce à la rencontre des masses chaudes et des masses froides. Cette rencontre est le siège d'instabilités baroclines aux moyennes et

hautes latitudes, où l'effet de Coriolis est non négligeable. Ces instabilités sont nourries par l'énergie cinétique du flux de masse et par l'énergie potentielle du front. Elles donnent naissance à des structures tourbillonnaires imbriquées au sein du flux moyen : les cyclones et anticyclones dans l'atmosphère à l'origine des phénomènes météorologiques (environ 500 - 3000 km) et les tourbillons de méso-échelle dans l'océan (50 - 300 km).

En résumé, nous avons vu que les circulations atmosphérique et océanique permettent de rééquilibrer le déséquilibre énergétique méridien naturellement présent suite à la forme quasi-sphérique de La Terre. La stabilité des pôles est essentielle au maintien de ces circulations et ceux-ci agissent ainsi comme des puits de chaleur au sein de leur hémisphère. Nous nous focaliserons désormais sur la circulation atmosphérique aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord.

1.2 La circulation atmosphérique aux moyennes et hautes latitudes

La circulation atmosphérique des moyennes et hautes latitudes peut se caractériser par une circulation dans la troposphère ainsi que dans la stratosphère. La troposphère contient la majorité de la masse atmosphérique (environ 90 %) et des phénomènes météorologiques. Le gradient vertical de température y est d'environ $-6,5^\circ/\text{km}$ et devient nul à la tropopause, séparant la troposphère de la stratosphère, avant de s'inverser dans la stratosphère. La tropopause s'élève à une altitude d'environ 8 km aux hautes latitudes, 12 km aux moyennes latitudes et 18 km aux basses latitudes, suivant l'intensité du rayonnement solaire et terrestre, et de la convection dans la troposphère. Dans la stratosphère, le gradient thermique vertical commence à augmenter, notamment grâce à la présence de l'ozone qui absorbe les rayonnements solaires UV et chauffe l'air. On peut distinguer la basse stratosphère, où le gradient thermique vertical est nul, de la moyenne et haute stratosphère où le gradient thermique vertical est d'environ $2^\circ/\text{km}$ puis plus faible. Les deux séparations entre ces trois zones sont situées aux alentours de 20 à 25 km et de 30 à 40 km, mais sont imprécises suivant les saisons et la latitude.

Les courants-jets subtropical et polaire, introduits dans la section précédente, ont une intensité maximale à la tropopause et favorisent les échanges de vapeur d'eau, d'autres gaz et d'aérosols entre la troposphère et la stratosphère. Ces courants-jets *troposphériques* se distinguent du courant-jet *stratosphérique* que l'on peut également observer dans la stratosphère. Nous détaillons plus précisément ci-après les caractéristiques de la circulation atmosphérique dans la troposphère, dans la stratosphère, et les mécanismes de l'interaction pouvant s'opérer entre les deux.

1.2.1 La circulation dans la troposphère des moyennes latitudes

Le courant-jet subtropical et le courant-jet polaire

Le courant-jet subtropical et le courant-jet polaire correspondent aux maximum des vents d'ouest d'altitude situés au niveau de la tropopause. Ils entourent la Terre et pré-

sentent des ondulations et des discontinuités, suite à l’alternance continents/océans engendrant des contrastes thermiques et orographiques. Le courant-jet subtropical résulte de l’équilibre du vent thermique dans la branche subsidente de la cellule de Hadley présentée dans la section précédente (*thermally-driven jet stream* en anglais, Cohen *et al.* 2014). Il est confiné dans la haute troposphère et visible vers 250 hPa (figure 1.5, gauche). Le courant-jet polaire ou courant-jet des moyennes latitudes résulte plutôt de la quantité de mouvement et de chaleur associées aux structures tourbillonnaires des moyennes latitudes (*eddy-driven jet stream* en anglais, Woollings *et al.* 2010). Il s’étend ainsi sur toute la troposphère et est visible dans les basses couches de l’atmosphère vers 850 hPa (figure 1.5, droite).

Ces deux courants-jets sont en fait indiscernables sur la latitude lorsque l’on observe la moyenne zonale du vent zonal (figure 1.6) et peuvent ainsi être interprétés comme étant deux composantes du vent zonal aux moyennes latitudes. Cette circulation caractéristique des moyennes latitudes correspond à la zone barocline moyenne. Son intensité et sa position dépendent de la saison : elle est plus marquée en hiver qu’en été et située plus au nord. Sa structure planétaire s’étend sur quelques centaines de kilomètres en largeur, des milliers de kilomètres en longueur et quelques kilomètres sur la verticale. La variabilité spatiale et temporelle de la circulation des moyennes latitudes est plus intense que celle des tropiques. Elle est liée à la structure ondulatoire quasi-stationnaire de l’atmosphère aux moyennes latitudes et aux perturbations baroclines.

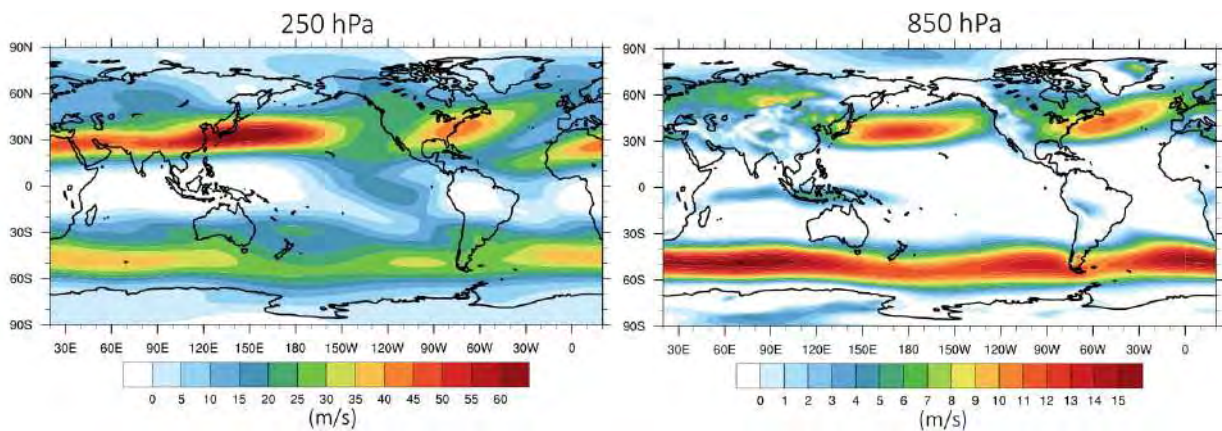


FIGURE 1.5 – Climatologie de la vitesse du vent zonal à 250 hPa (gauche) et à 850 hPa (droite) pour la saison DJF, dans la réanalyse ERA-Interim sur la période 1979-2015.

Les ondes stationnaires

Les ondulations caractérisant la circulation atmosphérique des moyennes latitudes peuvent être visualisées grâce à la représentation des anomalies zonales de la hauteur du géopotential à la tropopause et dans la troposphère, c’est-à-dire dans l’écart du flux atmosphérique par rapport à sa moyenne zonale (figure 1.7). Les ondes stationnaires sont des ondes planétaires (ou ondes de Rossby) de grande longueur d’onde (de nombre d’onde 1 et 2) qui proviennent des asymétries zonales d’orographie, des contrastes thermiques continent/océan, du chauffage diabatique atmosphérique et des flux de quantité de mou-

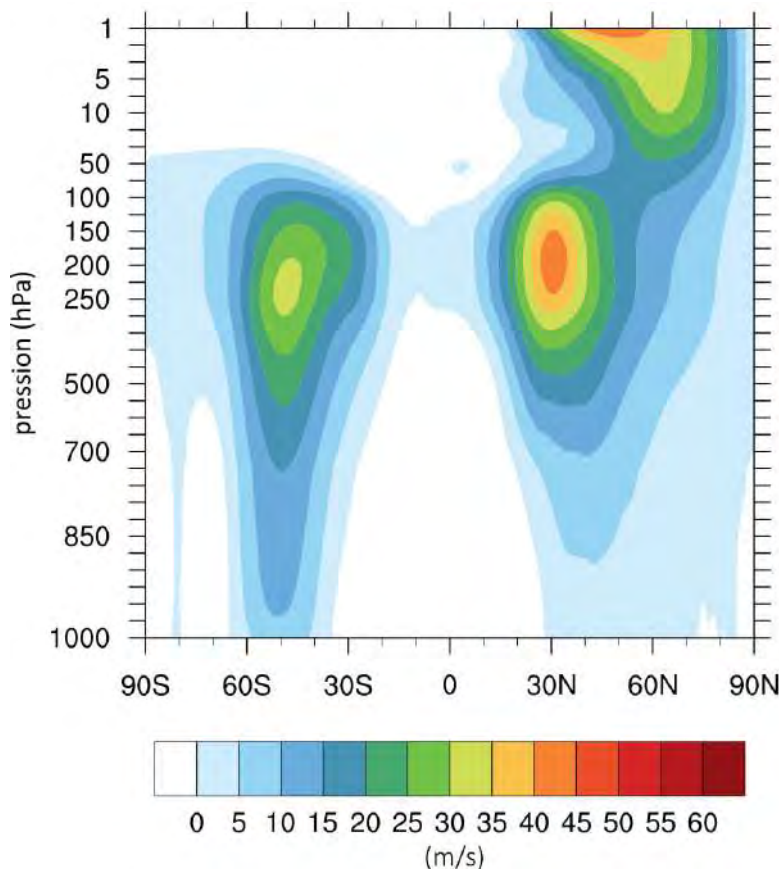


FIGURE 1.6 – Climatologie de la moyenne zonale de la vitesse du vent zonal pour la saison DJF, dans la réanalyse ERA-Interim sur la période 1979-2015.

vement et de chaleur des tourbillons transitoires (Wang et Ting, 1999; Ringler et Cook, 1999; Held *et al.*, 2002). Leur structure et amplitude dépend de la saison et est également influencée par le flux atmosphérique moyen, autrement dit les courants-jets. Ces ondes sont relativement stables à l'échelle saisonnière et sont également responsables des impacts climatiques régionaux tels que le climat froid et sec des continents des moyennes latitudes de l'hémisphère nord en hiver ou du climat sec de la région méditerranéenne en été (Wills *et al.*, 2019). Elles permettent le transport d'énergie et de quantité de mouvement sur de grandes distances, longitudinalement et possiblement zonalement grâce aux courants-jets qui agiraient comme guide d'onde (Wirth, 2020). Ces ondes ont également la possibilité de se propager dans la stratosphère et d'y affecter la circulation, sous certaines conditions que nous détaillerons dans la suite. Nous nous intéresserons aux ondes planétaires au cours de la thèse pour l'étude de l'influence du déclin de la glace de mer arctique sur la circulation dans la troposphère et dans la stratosphère.

A l'échelle sub-saisonnière (plus de 2 semaines et moins de 3 mois), des ondes planétaires quasi-stationnaires peuvent persister sans affecter la moyenne climatologique mais en étant responsables d'extrêmes de temps dans les moyennes latitudes, tels que des poussées d'air froid d'hiver, des vagues de chaleur d'été, des fortes précipitations et sécheresses (Wills *et al.*, 2019). Nous aborderons également le lien entre extrêmes de temps et modi-

fication de la circulation en réponse au déclin de la glace de mer arctique.

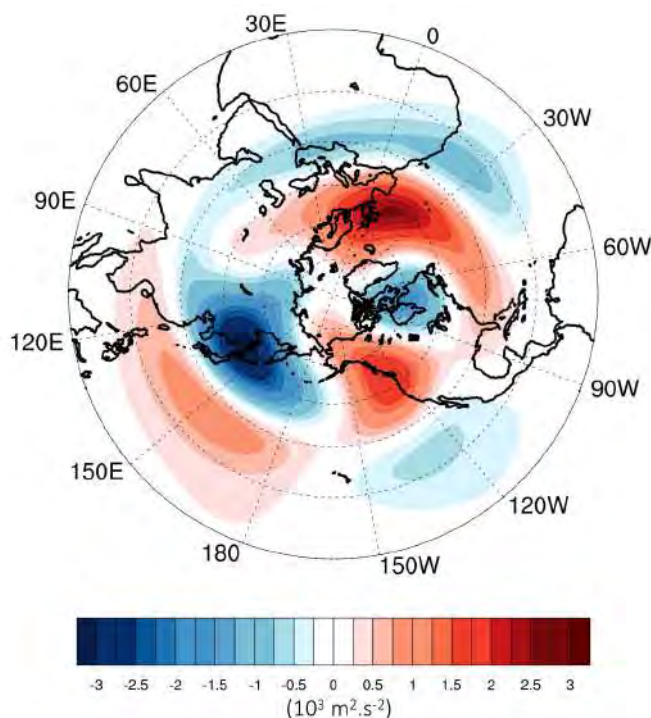


FIGURE 1.7 – Climatologie de l’anomalie zonale du géopotential à 250 hPa pour la saison DJF, dans la réanalyse ERA-Interim sur la période 1979-2015.

Les perturbations baroclines

Aux moyennes latitudes, la circulation atmosphérique est également caractérisée par une circulation à l’échelle synoptique, avec des phénomènes atmosphériques dont l’étendue est de l’ordre du millier de kilomètres et la durée de l’ordre de quelques jours. Ces phénomènes sont appelés les perturbations baroclines, transitoires ou synoptiques (Charney, 1947; Eady, 1949; Simmons et Hoskins, 1976; Hoskins, 1976), et sont visibles dans l’écart du flux atmosphérique par rapport à sa moyenne temporelle. Ils résultent des instabilités baroclines naissant particulièrement dans les zones à fort gradient méridien de température, telles qu’au-dessus des courants de bord ouest océaniques. Ils correspondent à des tourbillons transitoires, possédant une structure cyclonique ou anticyclonique, et sont imbriqués dans les courants-jets. Ces tourbillons sont le siège de systèmes dépressionnaires pouvant devenir tempêtes (Farrell, 1989; Rivière et Joly, 2006), notamment au cours de la saison hivernale. Ils permettent le transport méridien d’air polaire froid vers l’équateur et également d’air tropical chaud vers les hautes latitudes.

Nous nous intéresserons à ces structures synoptiques dans le cadre de l’étude de la réponse de l’atmosphère au déclin de la glace de mer arctique, car celles-ci peuvent être influencées par des changements méridiens de température, intervenant dans la réponse.

1.2.2 La circulation dans la stratosphère des hautes et moyennes latitudes

Le vortex polaire stratosphérique

En hiver, le fort gradient de température entre la stratosphère des hautes latitudes et des moyennes latitudes est à l'origine du *courant-jet stratosphérique de la nuit polaire*. Il correspond à de forts vents d'ouest au-dessus des moyennes latitudes et atteignant en moyenne 80 m/s (300 km/h). Il est maximum à l'altitude de transition de températures entre la basse stratosphère et la haute stratosphère/basse mésosphère, pouvant aller d'environ 10 à moins de 1 hPa (environ 30 à plus de 50 km) (Serreze et Barry, 2014). Des basses températures dans la basse stratosphère proviennent du refroidissement radiatif lié à la nuit polaire tandis que de plus hautes températures dans la haute stratosphère/basse mésosphère proviennent de la subsidence induite par décélération des vents suite au transport de quantité de mouvement aux hautes latitudes (Gerrard *et al.*, 2002). Ce courant et son cœur forment le *vortex polaire*, un tourbillon cyclonique de grande échelle situé au-dessus du pôle où les mouvements de subsidence permettent de transporter de l'air de la haute stratosphère et de la basse mésosphère vers la plus basse stratosphère. Le cœur du vortex correspond à une région ayant une forte anomalie positive de vorticité potentielle et est centré à l'altitude de transition de températures. La moyenne zonale du vortex polaire de la basse stratosphère est notamment visible sur la figure 1.6. Le vortex polaire est quasiment symétrique (annulaire) et peut s'étendre vers le bas jusqu'à une altitude d'environ 100 hPa. En été, le courant-jet s'effondre et laisse place à un courant d'est de plus faible intensité (environ 60 m/s) à une altitude légèrement plus élevée (Serreze et Barry, 2014).

Le sondage expérimental de la haute stratosphère/basse mésosphère est relativement récent (Gerrard *et al.*, 2002) et l'étude observationnelle de la dynamique du vortex polaire et de ces constituants chimiques était auparavant limitée à la basse stratosphère (Schoeberl *et al.*, 1992). La structure du vortex polaire précédemment décrite s'applique en fait à un cas quasi-stationnaire. En réalité, sa structure, position et intensité sont très variables et dépendent par exemple des interactions entre le vortex polaire et les ondes planétaires, le mélange horizontal ou les variations de chaleur méridionales (Serreze et Barry, 2014).

L'intensité du vortex polaire peut être anormalement forte ou faible pendant une période d'environ 3 mois, produisant respectivement des événements appelés *intensification du vortex polaire* et *réchauffement stratosphérique soudain*. De nombreuses études ont montré qu'il existait des précurseurs troposphériques à ces anomalies d'intensité du vortex polaire, avec respectivement une diminution de l'activité des ondes planétaires et une augmentation (Limpasuvan *et al.*, 2005). D'autre part, il a été montré que la variabilité de la stratosphère peut affecter à son tour la variabilité de la troposphère et le climat de la surface (e.g. Baldwin et Dunkerton 1999).

Dans la suite nous nous intéresserons à l'évolution de l'interaction troposphère-stratosphère dans le cas de réchauffements stratosphériques soudains résultant de la propagation verticale d'ondes planétaires de la troposphère vers la stratosphère. Nous verrons que ce mécanisme d'interaction constitue une des hypothèses soulevées dans la littérature quant à l'effet de la disparition de la glace de mer arctique sur la dynamique de la stratosphère

et de la troposphère.

1.2.3 L'interaction troposphère-stratosphère

Les circulations dans la troposphère et dans la stratosphère peuvent s'influencer l'une l'autre, à la fois de la troposphère vers la stratosphère grâce à la propagation verticale d'ondes stationnaires, et également de la stratosphère vers la troposphère et la surface.

La propagation verticale des ondes planétaires

Les ondes planétaires stationnaires, définies précédemment et souvent forcées par la surface, peuvent se propager verticalement dans la stratosphère et y affecter la circulation, selon certaines conditions de l'état moyen stratosphérique. Tout d'abord, les vents zonaux doivent s'y propager d'ouest en est (valeurs positives) et ne pas dépasser une vitesse critique dépendant de la longueur d'onde (Charney et Drazin, 1961). Cette vitesse critique, appelée vitesse critique de Rossby, est plus élevée pour les grandes longueurs d'onde (ayant un faible nombre d'onde). Ainsi, les ondes planétaires de nombre d'onde 1 et 2 sont celles qui se propagent principalement vers la stratosphère ; les autres restant piégées et réfractées vers la troposphère. Cette situation est généralement permise en automne et au printemps (Charney et Drazin, 1961).

D'autre part, la position du vortex polaire peut également affecter la propagation verticale de ces ondes vers la stratosphère. Le flux moyen stratosphérique doit être "pré-conditionné" de telle sorte que les ondes soient dirigées vers le vortex polaire. Ceci peut se produire lorsque le vortex est situé plus proche du pôle que sa position climatologique (Limpasuvan *et al.*, 2004).

La convergence de ces ondes dans la stratosphère exerce alors une force dirigée vers l'ouest, qui induit un ralentissement des vents zonaux et modifie ainsi la circulation stratosphérique (Holton, 1992). Inversement, lorsqu'il y a une diminution de l'activité des ondes et ainsi une divergence, le flux moyen tend à être accéléré. Ces interactions onde/flux moyen peuvent être décrites à l'aide du formalisme linéaire de propagation des ondes. Le vecteur flux d'Eliassen-Palm introduit par Edmon Jr *et al.* (1980) est couramment utilisé pour décrire la propagation des ondes en deux dimensions (verticale et latitudinale) avec approximation quasi-géostrophique. Le vecteur flux de Plumb peut également être utilisé pour une description en trois dimensions (Plumb, 1985). Pour décrire la propagation verticale des ondes planétaires et leur interaction avec le flux atmosphérique moyen dans le contexte de la réponse atmosphérique au déclin de la glace de mer nous utiliserons le vecteur d'Eliassen-Palm. Le formalisme utilisé sera détaillé plus précisément dans le chapitre 2 dans la dernière section explicitant les diagnostics réalisés au cours de la thèse.

Les réchauffements stratosphériques soudains

Lorsque les conditions de propagation des ondes planétaires de la troposphère vers la stratosphère décrites précédemment sont réunies, le déferlement dans la stratosphère de ces ondes peut engendrer un ralentissement du courant-jet stratosphérique de la nuit polaire et une rapide augmentation de température ; il s'agit d'un réchauffement stratosphérique soudain (*Stratospheric Sudden Warming* ou *Sudden Stratospheric Warming* en

anglais, on gardera SSW). Dans les cas les plus extrêmes, la température dans la stratosphère peut augmenter d'environ 50°C et un renversement des vents peut avoir lieu pendant quelques jours. On parle alors de *réchauffement majeur* (Andrews *et al.*, 1987). Les SSW représentent la plus grande manifestation de variabilité hivernale dans la stratosphère arctique.

Il a été montré que les anomalies de circulation dans la stratosphère lors d'un événement SSW engendraient des anomalies de circulation dans la troposphère, pouvant apparaître dans les 2 mois après l'événement. Celles-ci correspondent à la phase négative du mode annulaire de l'hémisphère nord (*Northern Annular Mode* en anglais, NAM) (Baldwin et Dunkerton, 1999; Limpasuvan *et al.*, 2005; Thompson *et al.*, 2002; Kolstad et Charlton-Perez, 2011), contribuant à apporter de l'air polaire froid vers les moyennes latitudes. Le NAM correspond au mode dominant de la variabilité hivernale dans l'hémisphère nord et sera défini plus précisément dans la section suivante. Plusieurs théories ont été proposées pour élucider le mécanisme d'influence de la stratosphère sur la troposphère (que l'on soit dans le cas d'un événement SSW ou à l'opposé, dans le cas d'une intensification du vortex polaire, Baldwin et Dunkerton 2001, Ambaum et Hoskins 2002, Polvani et Kushner 2002). En particulier, le réchauffement stratosphérique pourrait être responsable d'une diminution de la hauteur de la tropopause polaire et la compression induite sur la colonne troposphérique favoriserait la formation d'anomalies de hautes pressions et de blocages au-dessus des hautes latitudes. Ces conditions atmosphériques provoqueraient ainsi une advection d'air froid vers l'Europe du Nord et l'établissement du NAM dans la troposphère (Tomassini *et al.*, 2012). La variabilité stratosphérique pourrait même également affecter la variabilité décennale de la circulation océanique (e.g. Reichler *et al.* 2012).

Par ailleurs, les SSW sont précédés par des conditions particulières dans la troposphère, favorisant la propagation verticale d'ondes planétaires telle que précédemment décrite (e.g. la couverture neigeuse eurasienne, Cohen et Entekhabi 1999, l'Oscillation australe El-Nino (ENSO), Limpasuvan *et al.* 2005, Garfinkel et Hartmann 2008, l'Oscillation quasi-biennale (QBO), Garfinkel et Hartmann 2007, Garfinkel *et al.* 2010). Ce lien révèle que la source principale de variabilité et de prédictabilité de la stratosphère se situerait dans la troposphère (Polvani et Waugh, 2004). Il a par exemple été montré que la variabilité régionale dans la troposphère du Pacifique Nord et en Europe de l'est était corrélée avec la variabilité du vortex polaire après une vingtaine de jours (Garfinkel *et al.*, 2010).

Les réchauffements stratosphériques soudains peuvent avoir lieu une à deux fois par an mais n'apparaissent pas nécessairement chaque année. De nombreuses méthodes sont employées dans la littérature pour caractériser un événement SSW et les principales définitions utilisées ont été récemment détaillées par Butler *et al.* (2015). Suivant les méthodes employées et les jeux de données utilisés, l'occurrence des SSW observée sur une année peut par exemple varier de 35 % à 91 %. Des efforts sont en cours pour une optimisation de la définition des SSW proposée par l'Organisation Météorologique Mondiale (Butler et Gerber, 2018). Mentionnons également que deux types de réchauffement stratosphérique soudain ont été documentés dans les observations, correspondant à deux effets différents sur le vortex polaire (Matthewman *et al.*, 2009) : les SSW de type déplacement de vortex et les SSW de type dissociation de vortex. Toutefois, effectuer cette distinction n'est pas nécessaire pour comprendre l'interaction troposphère-stratosphère qui nous intéresse et

nous ne différencierons pas ces deux types d'événements par la suite.

Le couplage troposphère-stratosphère nous intéresse particulièrement dans le cadre de l'étude du développement de la réponse atmosphérique au déclin de la glace de mer arctique; ce forçage de glace de mer pouvant jouer le rôle de précurseur d'anomalies troposphériques et stratosphériques. L'interaction entre les variabilités troposphériques et stratosphériques est en fait possiblement un mécanisme important dans cette réponse atmosphérique et sera ré-abordée dans la section 1.6. Dans la section suivante, nous nous focalisons sur les modes de variabilité climatique principaux qui affectent les moyennes et hautes latitudes, dans la troposphère et la stratosphère, et qui peuvent intervenir dans l'établissement de la réponse atmosphérique au déclin de la glace de mer en Arctique.

1.3 La variabilité atmosphérique aux moyennes et hautes latitudes

Au sein du système climatique, des interactions complexes s'opèrent entre ses différentes composantes, que sont l'atmosphère, l'hydrosphère (océans et eaux continentales), la cryosphère, les surfaces continentales et la biosphère. Ces interactions, ainsi que le caractère chaotique de l'atmosphère et de l'océan, sont à l'origine de la variabilité climatique interne. Elle se traduit par des fluctuations des conditions météorologiques par rapport à la climatologie moyenne généralement définie sur une période d'au moins 30 ans. Cette variabilité, peut être décrite à différentes échelles spatiales tout comme à différentes échelles de temps, allant de la variabilité mensuelle à la variabilité multi-décennale. Les fluctuations qui s'organisent de façon systématique selon une structure spatiale préférentielle constituent un mode de variabilité. Elles peuvent favoriser des téléconnexions entre des régions spatialement éloignées, c'est-à-dire des corrélations entre les anomalies climatiques qui y sont présentes. La persistance d'un mode préférentiel favorise ainsi des conditions météorologiques préférentielles.

Nous nous intéresserons particulièrement au mode annulaire de l'hémisphère nord (NAM), qui est la manifestation principale de la variabilité interne atmosphérique aux moyennes et hautes latitudes et qui favorise des téléconnexions entre ces deux régions. Nous aborderons également l'effet indirect de la variabilité climatique tropicale sur les hautes et moyennes latitudes.

1.3.1 Le mode annulaire de l'hémisphère nord (NAM)

Le mode annulaire de l'hémisphère nord (Northern Annular Mode, NAM), aussi appelé l'Oscillation Arctique (Arctic Oscillation, AO) correspond au mode dominant de variabilité atmosphérique dans les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord. Ce mode annulaire de grande échelle est associé à environ 20 à 30 % de la variance du flux atmosphérique sur des échelles hebdomadaires, mensuelles et annuelles, et est plus important en hiver. Il se caractérise par des mouvements nord-sud de masses d'air entre les hautes et moyennes latitudes. Dans le champ de pression, une phase positive du NAM se traduit par une pression au niveau de la mer plus faible que la normale au-dessus du pôle, et des pressions plus fortes que la normale sur l'Atlantique Nord et sur le Pacifique Nord. Plus

précisément, cela correspond à un renforcement de la dépression d'Islande et de l'anticyclone des Açores et à un affaiblissement de la dépression des Aléoutiennes (figure 1.8, gauche). Le gradient méridien de pression créé est ainsi dirigé vers le sud et la dépression d'Islande ainsi que l'anticyclone des Açores sont décalés vers le nord. Dans le champ des vents, cela correspond à un renforcement des vents des moyennes latitudes lors de la phase positive. Le courant-jet polaire est ainsi décalé vers le nord avec une anomalie positive centrée sur 55-60°N et une anomalie négative centrée sur 30-35°N (Thompson et Wallace, 2000). Dans le cas d'une phase négative du NAM, on trouve l'opposé des anomalies de pression et de vents par rapport à la phase positive.

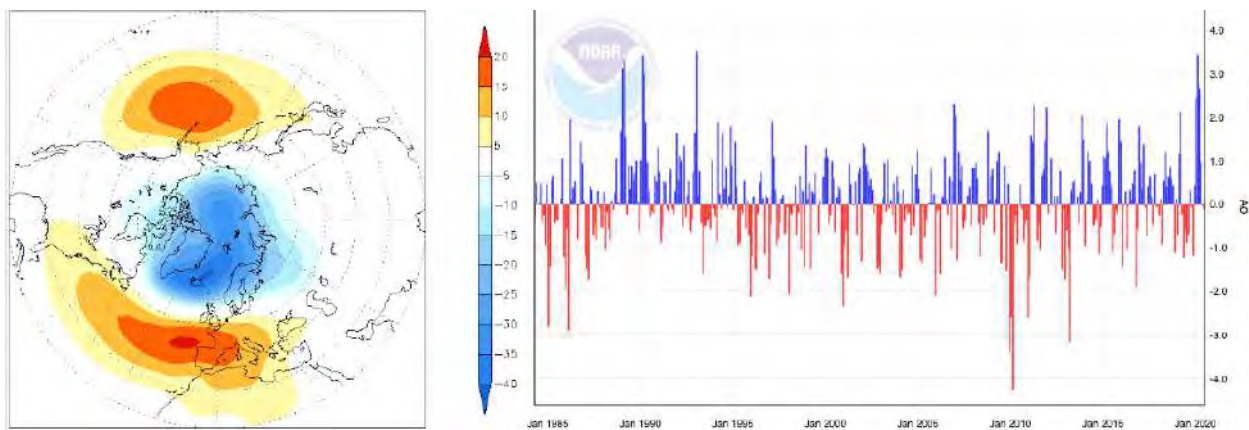


FIGURE 1.8 – Mode annulaire de l'hémisphère nord (NAM), défini comme le premier mode de l'EOF des moyennes mensuelles de la hauteur du géopotential à 1000 hPa, au nord de 20°N. Droite : CP de ce mode. Gauche : régression de la hauteur du géopotential à 1000 hPa sur la CP (m). Période utilisée : 1979-2000 (Crédits : NOAA, National Weather Service)

Le NAM est notamment associé à des anomalies de température, de précipitations et d'activité cyclonique. Il joue ainsi un rôle sur la météorologie et les extrêmes de temps des moyennes et hautes latitudes spécialement en hiver. Lors de la phase positive, un renforcement de la dépression d'Islande favorise une advection d'air froid polaire sur le Groenland, l'Atlantique nord, l'est de l'Amérique du nord et donc des températures plus froides que la normale dans ces régions (figure 1.9). Le décalage vers le nord du courant-jet favorise également de l'advection d'humidité et d'air chaud des plus basses latitudes vers une grande partie de l'Eurasie du nord, entraînant donc des températures plus chaudes et des précipitations plus élevées que la normale dans cette région. La région méditerranéenne est en revanche plus sèche. L'activité cyclonique est elle aussi décalée vers le nord et, lors de phases positives extrêmes, la fréquence des cyclones est deux fois plus élevée que lors de phases négatives extrêmes (Serreze et Barry, 2014). Lors de la phase négative, les caractéristiques opposées sont observées.

Ce mode annulaire peut être obtenu grâce à une analyse en composantes principales (ACP) réalisée sur le champ de pression au niveau de la mer (Thompson et Wallace, 2000) ou sur la hauteur du géopotential à 1000 hPa, au nord de 20°N. La fonction empirique orthogonale (EOF) donne la description spatiale du mode et ses centres d'action, et la composante principale (CP) donne l'évolution temporelle de l'indice du NAM (figure 1.8). Le NAM est un mode annulaire barotrope et donc repérable toute l'année dans le champ

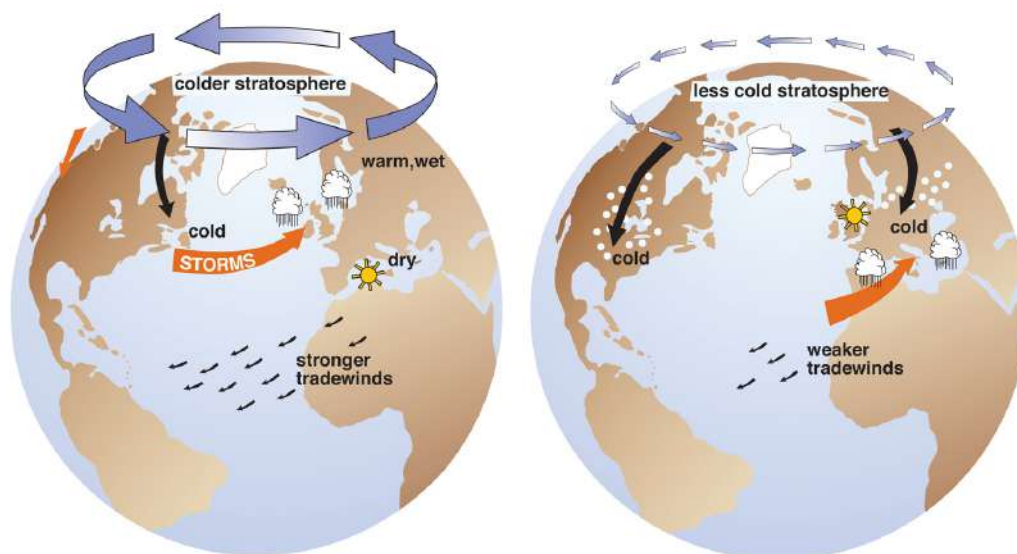


FIGURE 1.9 – Schémas représentant la phase positive (gauche) et la phase négative (droite) du NAM, avec les impacts sur le courant-jet stratosphérique de la nuit polaire ainsi que les impacts météorologiques en surface (Crédits : J. Wallace, Université de Washington)

de pression au niveau de la mer mais également dans le champ de hauteur du géopotential dans la troposphère. Il est aussi visible dans la stratosphère en hiver lorsque l'interaction onde/flux moyen est permise. A la surface, le NAM en hiver peut être interprété comme étant le résultat des modulations de l'intensité du vortex polaire (Thompson et Wallace, 1998) mais les mécanismes par lesquels les anomalies présentes dans la stratosphère se propagent vers le bas et impactent la troposphère sont peu connus. Le NAM en cette saison correspond ainsi à une structure annulaire s'étendant sur toute la colonne atmosphérique, liant la variabilité de la stratosphère et celle de la troposphère et de la surface. Le couplage troposphère-stratosphère dans les deux sens joue ainsi un rôle important sur la variabilité atmosphérique.

Dans la région de l'Atlantique Nord, le mode dominant de variabilité atmosphérique est appelé l'Oscillation Nord Atlantique (North Atlantic Oscillation, NAO). Son indice peut se construire grâce à la mesure de la pression au niveau de la mer sur l'Islande et sur les Açores, ou grâce à une analyse ACP sur le champ de pression ou sur la hauteur du géopotential à 1000 hPa, restreinte au domaine de l'Atlantique Nord. La NAO a tout d'abord été décrite en 1932 par Walker et Bliss, avant l'introduction de la dénomination AO en 1998 par Thompson et Wallace puis NAM en 2000 (Thompson et Wallace, 2000). Le NAM et la NAO possèdent des centres d'actions similaires en surface au-dessus de l'Arctique et dans l'Atlantique Nord. La NAO correspond ainsi à la manifestation régionale du NAM dans l'Atlantique Nord. Le NAM possède par contre un centre d'action dans le Pacifique Nord avec une amplitude légèrement plus forte que dans le cas de la NAO. La corrélation entre les centres d'action dans le Pacifique et l'Atlantique ont cependant été questionnés (e.g. Deser 2000; Ambaum *et al.* 2001), remettant en cause le paradigme du NAM. Toutefois, le NAM et la NAO sont très fortement corrélés dans la plupart des

cas (Serreze et Barry, 2014). La dénomination NAM étant la plus actuellement utilisée et mettant en évidence le caractère hémisphérique des processus dynamiques en jeu et le lien troposphère-stratosphère, nous garderons celle-ci dans la suite.

Si le NAM joue un rôle sur les conditions météorologiques des hautes et moyennes latitudes comme décrit précédemment, son origine reste cependant encore mal expliquée. Le NAM pourrait résulter de processus internes à l'atmosphère (Hurrell *et al.*, 2003), et être influencé par la surface (par exemple la variabilité de la glace de mer (Alexander *et al.*, 2004; Deser *et al.*, 2004; Francis *et al.*, 2009) et la variabilité multi-décennale des températures de surface de l'Atlantique (Rodwell *et al.*, 1999)). Il pourrait également être influencé par les forçages externes naturels et anthropiques.

1.3.2 La variabilité climatique tropicale : lien avec la variabilité des plus hautes latitudes

Au niveau des tropiques, il a été montré que la variabilité présente dans la stratosphère et la variabilité présente dans l'océan ont la possibilité d'affecter les plus hautes latitudes et ainsi d'influencer le lien entre les moyennes et hautes latitudes auquel on s'intéresse. Ceci est notamment le cas de l'oscillation quasi-biennale (QBO) et de l'oscillation australe El-Nino (ENSO). De brèves définitions de la QBO et de l'ENSO sont apportées ci-dessous, les mécanismes d'interaction avec les plus hautes latitudes s'étendant au-delà de la problématique de la thèse.

La QBO

L'Oscillation quasi-biennale (Quasi Biennial-Oscillation, QBO) correspond à l'alternance selon une période d'environ 24 à 30 mois entre des vents zonaux d'est et des vents zonaux d'ouest dans la stratosphère tropicale (Ebdon et Veryard, 1961). Une illustration est donnée sur la figure 1.10 et représente la moyenne des vents zonaux entre 5°S et 5°N, pour plusieurs niveaux stratosphériques dans la réanalyse ERA-Interim, sur la période 1979-2014. L'étude de Holton et Tan (1980) a révélé que la moyenne zonale de la hauteur du géopotential dans la stratosphère polaire était plus forte (et les vents zonaux d'ouest plus faibles) durant la phase est de la QBO que durant la phase ouest. Lors de la phase est, les ondes planétaires ont tendance à se propager plutôt vers le pôle, favorisant ainsi une interaction avec le vortex polaire et un possible affaiblissement pouvant aller jusqu'à un réchauffement stratosphérique soudain. Ce processus est souvent désigné comme étant l'effet Holton-Tan. Il a été confirmé dans d'autres études basées sur des observations ainsi que dans des études de modélisation (Anstey et Shepherd, 2014).

L'ENSO

L'Oscillation australe El-Nino (El-Nino Southern Oscillation, ENSO) est associée à un couplage entre l'atmosphère et l'océan dans les tropiques et est responsable de variations climatiques pouvant aller jusqu'à l'échelle décennale. L'ENSO comprend à la fois le phénomène El Nino, correspondant au réchauffement des eaux de surface dans l'est du Pacifique

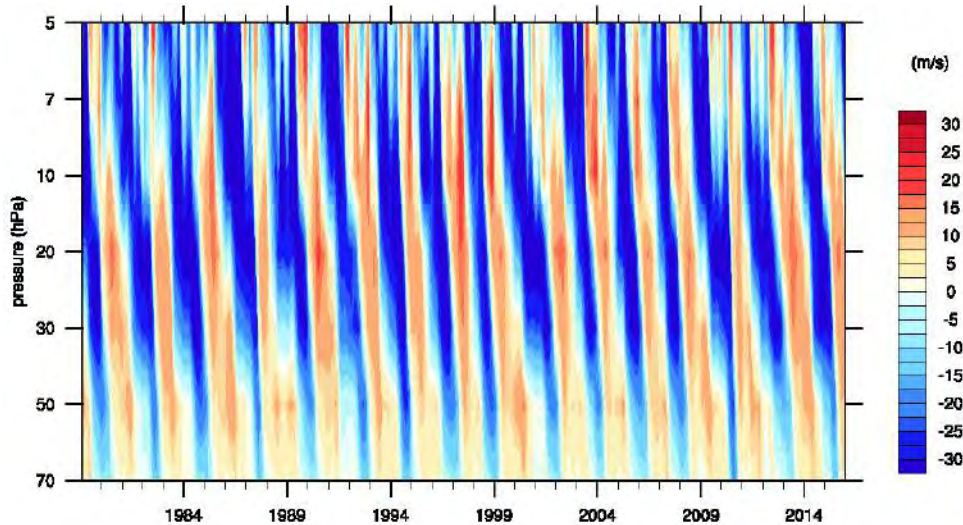


FIGURE 1.10 – Illustration de l'Oscillation Quasi-Biennale (QBO) de la stratosphère tropicale dans la réanalyse atmosphérique ERA-Interim (1979-2014).

équatorial évoluant selon une période de 3 à 7 ans (Trenberth, 1997), et également le phénomène d'Oscillation australe (Walker et Bliss, 1932). Celui-ci correspond à un transport des masses d'air tropicales vers l'est, des Océans Indien/Pacifique ouest vers l'Océan Pacifique est. L'interaction océan-atmosphère permet de lier ces deux phénomènes (Bjerknes, 1969; Neelin *et al.*, 1998). L'ENSO peut en particulier affecter la variabilité atmosphérique jusqu'à la stratosphère des hautes latitudes. Plusieurs études ont mis en évidence que la phase chaude de l'ENSO favorisait un affaiblissement du vortex polaire (Sassi *et al.*, 2004; Taguchi et Hartmann, 2006; Limpasuvan *et al.*, 2005; Garfinkel et Hartmann, 2007).

L'influence de ces deux modes de variabilité tropicale sur la réponse de l'atmosphère au déclin de la glace de mer en Arctique sera abordée au cours de la thèse. Toutefois, nous nous intéresserons plus particulièrement à l'effet du déclin de la glace de mer sur le NAM lors de la saison froide, saison où la variabilité est la plus importante.

Après avoir présenté les principales caractéristiques atmosphériques de la circulation et de la variabilité aux moyennes et hautes latitudes qui sont nécessaires pour la compréhension du lien qui existe entre les deux régions, nous nous focalisons sur les hautes latitudes de l'hémisphère nord dans les deux sections suivantes. Nous y présentons la région Arctique et les conséquences du changement climatique sur la glace de mer, et mettrons en évidence par la suite le rôle que peut avoir le changement arctique sur le climat des moyennes latitudes.

1.4 L'Arctique : puits de chaleur de l'hémisphère nord

L'Arctique est le plus souvent défini comme la région située au nord du cercle polaire arctique (66°N). Il comprend l'Océan Arctique, ainsi que les terres arctiques rattachées aux continents : le Groenland, nord du Canada, Alaska et nord de la Russie (figure 1.11).

Ces terres arctiques sont essentiellement constituées de pergélisol, un sol entièrement gelé, pouvant atteindre des épaisseurs de quelques mètres à plus de 1000 mètres de profondeur suivant les régions et les saisons. La calotte polaire du Groenland représente la plus grande masse de glace de l'hémisphère nord, s'élevant jusqu'à une altitude de 3200 mètres au centre et recouvrant une surface de 1,71 millions de kilomètres carrés. L'Océan Arctique, quant à lui, occupe une surface de 14 millions de kilomètres carrés et est relativement isolé des autres océans en raison de la présence des continents environnants. Il est recouvert d'une couche de glace, la glace de mer ou banquise, dont l'étendue et l'épaisseur varient en fonction des saisons et des régions. Ses propriétés dépendent également des circulations atmosphérique et océanique et des échanges d'énergie aux interfaces atmosphère/glace/océan.



FIGURE 1.11 – Carte de l'Arctique (Crédits : <https://2009-2017.state.gov/e/oes/ocns/opa/arc/uschair/258202.htm>)

Le bilan énergétique dans l'atmosphère

La quantité d'énergie stockée dans l'atmosphère arctique, déterminant les cycles annuels de température, humidité et pression, est donnée par l'équation du bilan énergétique de surface (Serreze et Barry, 2014; Parkinson et Washington, 1979) :

$$F_{\uparrow} = -(R_{\downarrow} + Q_{\downarrow}), \quad (1.4)$$

où F_{\uparrow} est le flux net émis à la surface, positif vers le haut et correspondant à la quantité d'énergie reçue dans l'atmosphère; R_{\downarrow} est le flux radiatif reçu par la surface (océan ou

glace/neige), positif vers les bas ; et Q_{\downarrow} le flux turbulent de chaleur reçu par la surface. Le flux turbulent de chaleur correspond à la somme des flux de chaleur sensible Q_{SH} (énergie liée à un changement de température sans changement de phase) et latente Q_{LH} (énergie liée à un changement de phase sans changement de température). Le flux de chaleur sensible est associé à la différence de température entre l'air et la surface :

$$Q_{SH} = \rho_a c_p C_H W_s (T_a - T_s), \quad (1.5)$$

avec ρ_a la densité de l'air, c_p la chaleur spécifique de l'air, C_H le coefficient de transfert de chaleur sensible, W_s la vitesse du vent géostrophique à la surface, T_a la température de surface de l'air et T_s la température à la surface de la glace/neige ou de l'océan. Le flux de chaleur latente est proportionnel à la différence d'humidité spécifique entre la hauteur de 10 m et la surface (associé à l'évaporation entre l'océan et l'air, ou associé à la sublimation entre la glace/neige et l'air) :

$$Q_{LH} = \rho_a L C_E W_s (q_{10m} - q_s), \quad (1.6)$$

avec L la chaleur latente de vaporisation ou de sublimation, C_E le coefficient de transfert de chaleur latente, q_{10m} l'humidité spécifique à 10 m et q_s l'humidité spécifique à la surface.

Le flux radiatif, quant à lui, correspond à la somme du flux solaire pénétrant la surface SW_{\downarrow} (SW pour *shortwave* comprenant le domaine UV, visible et proche-infrarouge), du flux infrarouge (ou thermique) y entrant LW_{\downarrow} (LW pour *longwave*) et du flux infrarouge émis par la surface qui est proportionnel à sa température T_s :

$$R_{\downarrow} = (1 - \alpha) SW_{\downarrow} + LW_{\downarrow} - \epsilon \sigma T_s^4, \quad (1.7)$$

avec α l'albédo de la surface, ϵ l'émissivité de la surface et σ la constante de Stefan-Boltzmann. L'albédo peut varier fortement selon la nature de la surface. La glace de mer seule possède par exemple un albédo d'environ 0.5 tandis que de la glace de mer enneigée possède un pouvoir réfléchissant beaucoup plus important avec un albédo d'environ 0.9.

En hiver, la radiation solaire pénétrant la surface arctique est quasiment nulle en raison de la nuit polaire. Le restant de l'année, lorsque le rayonnement solaire atteint la surface, celui-ci est en grande partie réfléchi vers l'espace grâce au fort pouvoir réfléchissant des surfaces englacées et/ou enneigées. Le fort albédo des surfaces de la région arctique limite ainsi la quantité d'énergie reçue par la surface et donc celle qui est présente dans le système atmosphère/océan/glace. La glace de mer, composante majeure de l'Arctique, influence ainsi grandement le budget énergétique de surface.

La glace de mer arctique

Les conditions de glace de mer en Arctique sont différentes selon les saisons et les régions. La variabilité spatiale de la glace de mer d'une année à l'autre et d'une saison à l'autre peut être très importante et est gouvernée par les conditions atmosphériques et océaniques qui agissent sur la dynamique et la thermodynamique (formation et fonte) de la glace de mer. Au sein d'une année, l'évolution de la glace de mer suit un fort cycle

saisonnier. Le maximum d'étendue spatiale et de volume de glace de mer moyenné sur tout l'Océan Arctique a lieu en mars, à la fin de l'hiver, tandis que le minimum a lieu en septembre, à la fin de l'été et juste avant que la glace de mer d'automne et d'hiver se forme. La figure 1.12 illustre à titre d'exemple la répartition spatiale de l'étendue de glace de mer en mars et septembre 2019, où l'on peut y voir les différences entre le maximum et le minimum saisonnier de glace de mer.

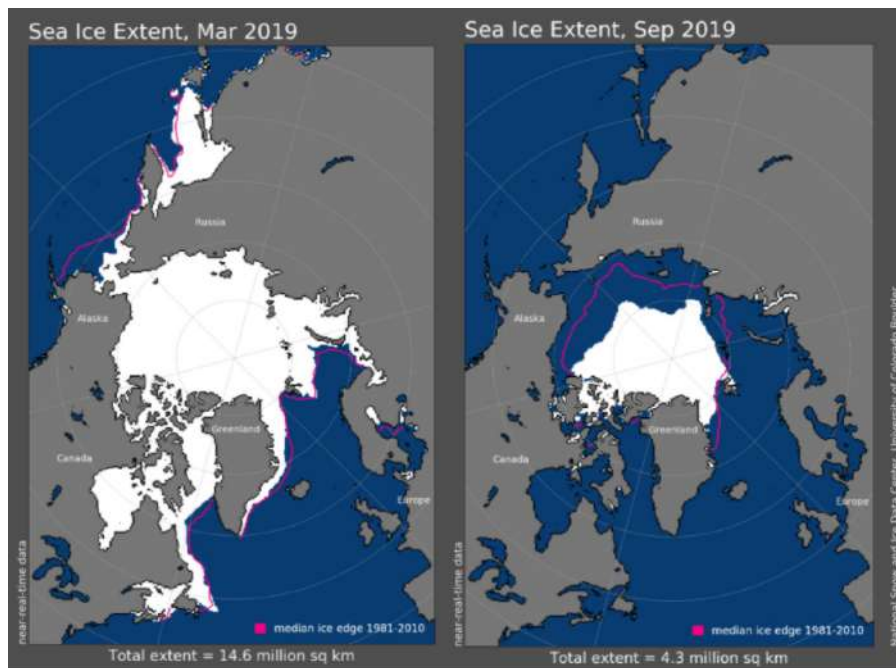


FIGURE 1.12 – Etendue de la glace de mer arctique en mars (gauche) et septembre (droite) 2019. La ligne indique la médiane sur la période 1981-2010. (Crédits : NSIDC)

La thermodynamique de la glace de mer dépend fortement des conditions atmosphériques et océaniques. La glace de mer se forme dès le début de l'automne lorsque l'insolation solaire commence à diminuer et que la température de l'air descend au-dessous du point de congélation de l'eau de mer (-1.8°C). Jusqu'à la fin de l'hiver, la glace de mer s'épaissit et l'océan – plus chaud que l'atmosphère en cette saison – transfère sa chaleur à l'atmosphère par conduction à travers la glace de mer. Ainsi, plus la glace de mer est épaisse et/ou plus la température de l'océan en subsurface est chaude, plus la formation de glace est lente. La formation de la glace est donc particulièrement influencée par les conditions océaniques. Dès le début du printemps et de l'augmentation de l'insolation solaire, la température de l'atmosphère augmente et la glace de mer commence à fondre. La fonte de la glace de mer est elle ainsi particulièrement influencée par les conditions atmosphériques.

L'étendue spatiale de la glace de mer arctique peut varier notablement d'une année à l'autre. Son évolution depuis la fin des années 1970 suit toutefois une tendance décroissante en raison de l'augmentation des émissions de GES par les activités humaines et du réchauffement de l'Arctique. Cette forte diminution de l'étendue spatiale de la glace en mars et septembre 2019 par rapport à l'étendue moyennée sur la période 1981-2010 est no-

tamment visible sur la figure 1.12 précédemment citée. Nous verrons que le réchauffement global affecte en premier lieu les hautes latitudes, avec un réchauffement de l'Arctique plus de 2 fois plus rapide que le restant de la planète. De nombreuses études se sont intéressées aux effets que pourraient avoir le déclin de la glace de mer arctique, une conséquence directe de ce réchauffement, sur le climat des plus basses latitudes. Cette question est également celle qui a motivé l'intérêt de la thèse. Dans la section suivante, nous explorons plus en détail les effets du changement climatique sur l'Arctique et la glace de mer. Ceci nous amènera, dans l'avant-dernière section de ce chapitre, à discuter du rôle du déclin de la glace de mer arctique sur la circulation atmosphérique de grande échelle et sur les moyennes latitudes de l'hémisphère nord, puis à définir les objectifs de la thèse dans la dernière section.

1.5 Les effets du changement climatique sur l'Arctique

L'augmentation de la concentration de gaz à effets de serre dans l'atmosphère est responsable de changements de température de l'atmosphère différents suivant les régions du globe, les saisons et la couche atmosphérique. Depuis la fin des années 1970, on observe un réchauffement dans la basse troposphère arctique environ deux fois plus important que tout le reste du globe en moyenne annuelle (figure 1.13). Il s'agit du phénomène de l'amplification arctique. Ce signal a émergé de la variabilité climatique interne dès la fin des années 1990 (Serreze *et al.*, 2009), permettant de le considérer comme une composante à part entière du changement climatique. Une deuxième composante résultant de l'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre dans la troposphère est le réchauffement de la haute troposphère tropicale, avec une moindre amplitude que le réchauffement polaire. Une troisième caractéristique associée au forçage anthropique est la tendance au refroidissement de la stratosphère, liée à la diminution de la concentration de l'ozone stratosphérique (Butler *et al.*, 2010) et à l'augmentation des GES troposphériques. Ces trois composantes sont par exemple visibles sur la figure 1.14, notamment en hiver.

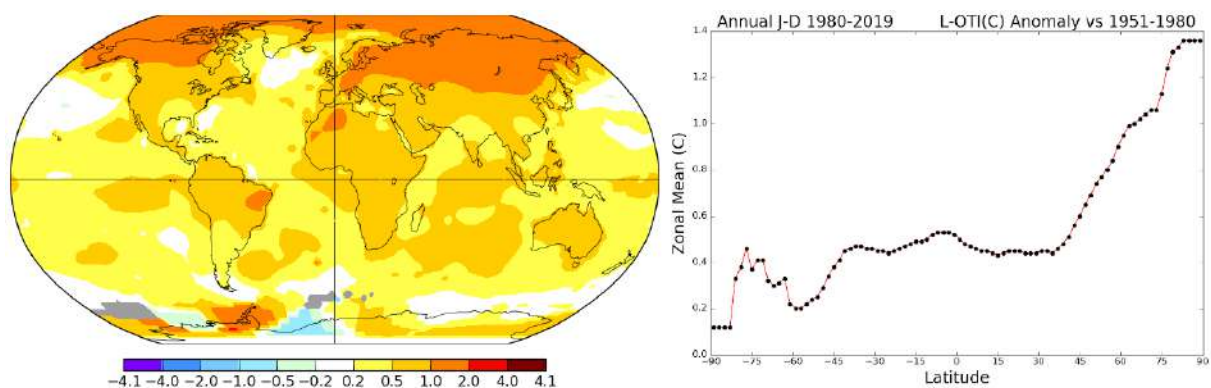


FIGURE 1.13 – Gauche : Carte représentant les anomalies de température annuelle de surface sur la période 1980-2019 par rapport à la période 1951-1980 (°C). Droite : Représentation des anomalies en moyenne zonale (Crédits : GISTEMP, NASA)

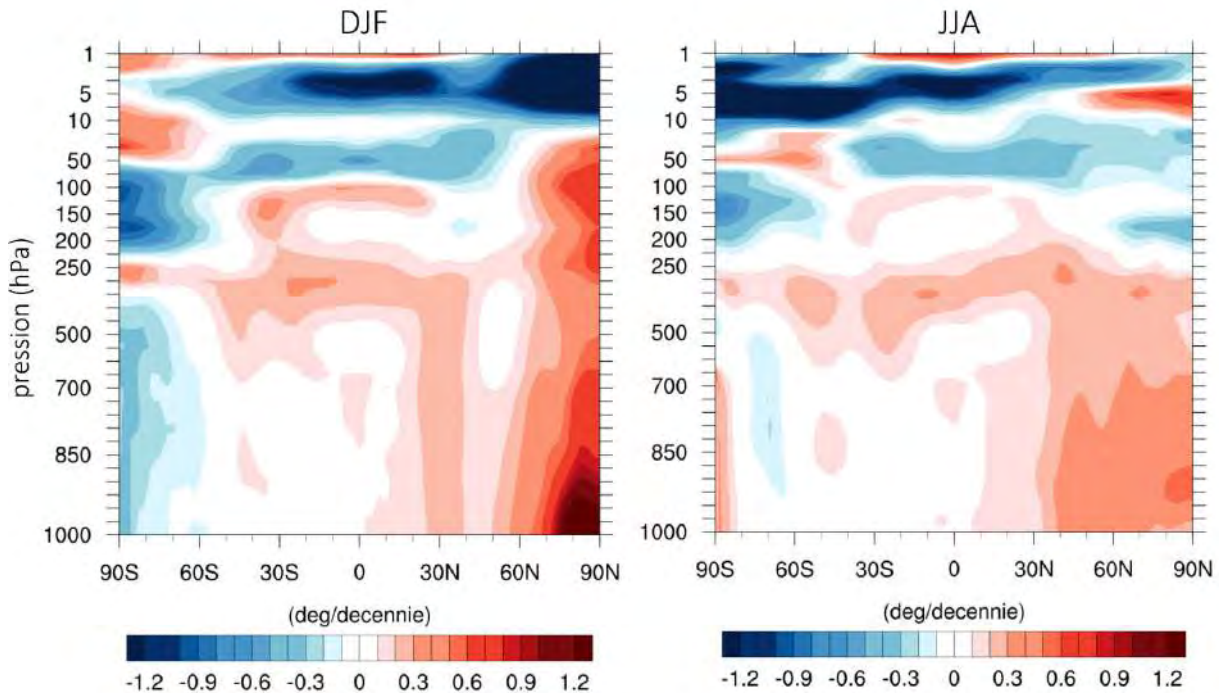


FIGURE 1.14 – Tendances de la moyenne zonale de la température de 1979 à 2018 en °C par décennie, dans la réanalyse ERA-Interim, pour la saison DJF (gauche) et la saison JJA (droite).

La compétition entre amplification arctique et amplification tropicale

Dans la troposphère, la compétition entre l'amplitude du réchauffement polaire et du réchauffement tropical résulte de la combinaison entre différentes rétroactions agissant au sein du système climatique. Plusieurs rétroactions contribuent ainsi directement à l'amplification arctique (rétroactions positives localement) ou indirectement relativement au réchauffement tropical (rétroactions moins négatives en Arctique qu'aux tropiques). Les rétroactions qui ont lieu dans le climat polaire sont complexes et les mécanismes de l'amplification arctique constituent un sujet actif de recherche (Goosse *et al.*, 2018). Les forçages menant à l'amplification arctique peuvent être classifiés en deux catégories : les forçages locaux et les forçages à distance (Cohen *et al.*, 2018b). On compte principalement parmi les forçages locaux l'effet d'albédo des surfaces, agissant sur la quantité de rayonnement solaire absorbé par les surfaces, et d'autres rétroactions agissant sur la quantité de rayonnement infrarouge absorbé par l'atmosphère, telles que l'effet du gradient vertical de température (*lapse rate* en anglais), la rétroaction de Planck, l'effet des nuages et l'effet de serre causé par la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone.

La rétroaction due au gradient vertical de température est l'une des contributions les plus importantes à l'amplification arctique (figure 1.15). Elle provient de la différence de structure verticale de la température dans la troposphère entre le pôle et les tropiques. Dans les tropiques, plus une parcelle d'air est chaude, plus elle contient de vapeur d'eau à saturation. Plus de vapeur d'eau est donc condensée lors de son ascendance, avec ainsi plus de libération de chaleur latente. La température décroît donc moins rapidement avec

l'altitude lors d'un réchauffement (plus de stabilité), et le rayonnement infrarouge sortant au sommet de l'atmosphère est plus élevé (rétroaction négative). Le changement de température aux tropiques est donc plus important dans la haute troposphère qu'à la surface. En Arctique en revanche, le changement vertical de température lors d'un réchauffement possède la caractéristique opposée : il est plus important à la surface (rétroaction positive). Cet effet, moins bien compris, participe ainsi à l'amplification arctique (e.g. [Henry et al. 2021](#)).

La rétroaction de Planck s'explique par la loi de Stefan-Boltzmann. La quantité de rayonnement infrarouge R émit par la surface de La Terre augmente non linéairement avec sa température T : $R = \epsilon\sigma T^4$, où ϵ correspond à l'émissivité de la surface et σ à la constante de Stefan-Boltzmann (comme introduit dans l'équation 1.5). Pour une même augmentation de quantité de rayonnement R émis, une température plus froide doit augmenter plus qu'une température plus chaude. Par exemple, un forçage externe de 1 W.m^{-2} , est contrebalancé par un réchauffement de la surface de $0,16^\circ\text{C}$ pour une température de 30°C et de $0,31^\circ\text{C}$ pour une température de -30°C ([Pithan et Mauritsen, 2014](#)). Cet effet contribue ainsi majoritairement à l'amplification arctique par rapport à l'amplification tropicale (rétroaction moins négative en Arctique).

L'effet d'albédo est lié au déclin de la cryosphère avec particulièrement la glace de mer et la couverture neigeuse, révélant des surfaces océaniques et continentales avec un bien plus faible albédo et contribuant à augmenter l'absorption de rayonnement solaire par la surface terrestre et à amplifier le réchauffement en Arctique. D'un point de vue du sommet de l'atmosphère, cet effet contribue le plus à l'amplification arctique en saison estivale, lorsque le rayonnement solaire atteint les surfaces ([Pithan et Mauritsen, 2014](#)). Il contribue également de manière indirecte à l'amplification arctique hivernale via la libération de chaleur turbulente par l'océan qui est stockée depuis l'été précédent ([Screen et Simmonds, 2010](#); [Lee et al., 2017](#)).

L'amplification des températures en Arctique possède un cycle saisonnier prononcé, avec un minimum en été et un maximum en automne/hiver ([Bintanja et Van der Linden, 2013](#); [Pithan et Mauritsen, 2014](#); [Goosse et al., 2018](#)). En été, l'effet d'albédo est compensé par l'absorption de chaleur par l'océan et par l'effet des nuages qui refroidit la surface en cette saison (augmentation du rayonnement solaire réfléchi, [Kay et L'Ecuyer 2013](#)). En automne/hiver, la chaleur turbulente relarguée par l'océan, la rétroaction du gradient vertical de température ainsi que la rétroaction des nuages qui est positive cette saison (augmentation du rayonnement infrarouge vers la surface) contribuent à un réchauffement de l'Arctique plus important ([Lainé et al., 2016](#); [Sejas et al., 2014](#)).

Dans certains cas, les forçages contribuant localement à l'amplification arctique peuvent être difficilement discernables des forçages provenant des plus basses latitudes, complexifiant l'étude des sources de l'amplification arctique en plus de la saisonnalité marquée. Par exemple, les rétroactions liées aux nuages et à la vapeur d'eau peuvent résulter localement d'une modification de la couverture de la glace de mer et des flux turbulents de l'Océan Arctique, ou d'autre part d'un changement de transport d'humidité et de chaleur des basses latitudes vers les hautes latitudes ([Zhang et al., 2013](#)). Des intrusions extrêmes d'air chaud et humide provenant de l'Atlantique Nord peuvent en effet être à l'origine de réchauffements extrêmes en Arctique ([Kim et al., 2017a](#)). La convection tropicale peut également favoriser des intrusions d'humidité et de réchauffement arctique extrêmes à des

échelles de temps intra-saisonnières (Lee, 2014) et inter-décennales (Lee, 2012; Cvijanovic *et al.*, 2017), via une amplification des transports de chaleur et d'humidité par les ondes stationnaires se déplaçant vers le nord. D'autres facteurs peuvent également contribuer au réchauffement en Arctique, comme le transport de chaleur océanique (Timmermans *et al.*, 2018) ou la présence de gaz à effet de serre anthropiques appauvrissant la couche d'ozone (spécifiquement le cas sur la période couvrant la deuxième moitié du XX^{ème} siècle, Polvani *et al.* 2020).

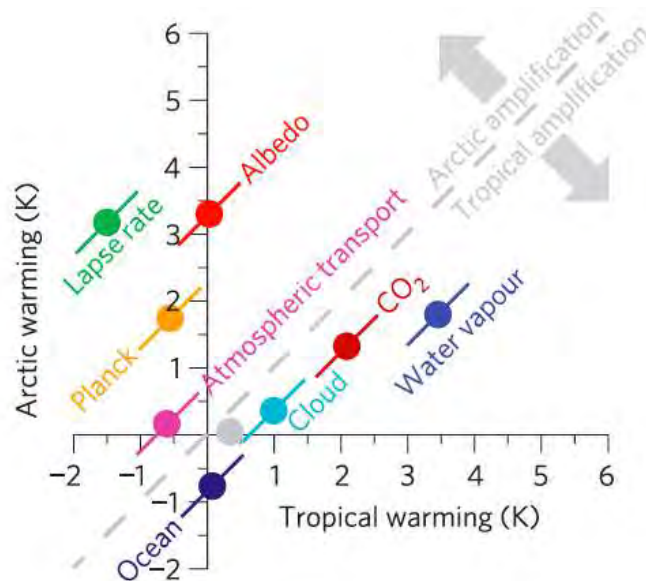


FIGURE 1.15 – Représentation des différentes contributions (effets de rétroaction) au réchauffement arctique et au réchauffement tropical (Crédits : Pithan et Mauritsen 2014)

Nous nous intéresserons à l'amplification arctique gouvernée par le déclin de la glace de mer, dans le but de comprendre les conséquences de ce phénomène sur la circulation atmosphérique et sa possible contribution dans les changements de circulation observés et futurs.

Le déclin de la glace de mer et l'amplification arctique

L'une des conséquences majeures du réchauffement en Arctique est le déclin de la cryosphère, en particulier la glace de mer. Celle-ci connaît un déclin rapide depuis la fin des années 1970 – le début des observations satellitaires – tant en terme d'étendue de glace que de volume (figure 1.16, gauche). Cette diminution est visible toutes les saisons et particulièrement en été lorsque le rayonnement solaire et la température de l'air sont les plus importants. L'étendue de la glace de mer a diminué de 45 % par rapport à 1979 en septembre et de 9 % en mars (Onarheim *et al.*, 2018), avec un taux de 12,8 % par décennie le mois de septembre de 1979 à 2018 par rapport à la moyenne sur la période 1981-2010, et de 2,7 % par décennie le mois de mars (Meredith *et al.*, 2019). Le minimum saisonnier de glace a ainsi évolué drastiquement d'environ 7 millions de kilomètres carrés au début des années 1980 jusqu'à des valeurs se rapprochant des 4 millions de kilomètres carrés les dix dernières années (le minimum d'étendue de glace a été observé en 2012 avec

moins de 4 millions de kilomètres carrés, figure 1.17). Le volume de glace de mer a quant à lui diminué d'environ 80 %, avec un taux de $3,2 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ par décennie en septembre et $2,7 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ en avril (figure 1.16, droite).

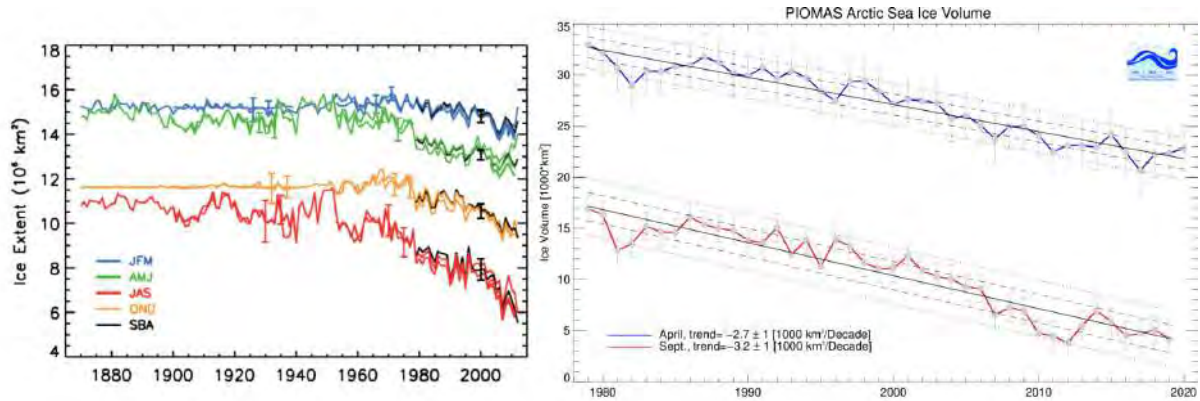


FIGURE 1.16 – Gauche : Etendue saisonnière de la glace de mer arctique de 1870 à 2011 (10^6 km^2 , crédits : rapport AR5, chapitre 4, GIEC 2013, figure 4.3, [Stocker et al. 2013](#)). Droite : Anomalies de volume de la glace de mer arctique par rapport à la période 1979-2016, de la réanalyse PIOMAS (10^3 km^3)

La moitié du déclin de la glace de mer d'été pourrait être attribuée à des effets liés à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre : effet d'albédo de la glace de mer (intensifié par le déclin de la glace de mer pluri-annuelle et la transition vers de la glace annuelle avec un albédo moins important), augmentation de l'intrusion d'air chaud en Arctique en hiver et au printemps, effets radiatifs dus aux nuages et à l'humidité, et augmentation des flux de chaleur latente et sensible de l'océan vers l'atmosphère. L'autre moitié pourrait être attribuée à l'effet de la variabilité interne. Toutefois les processus impliqués dans ce déclin sont encore assez mal compris, rendant la séparation entre les causes anthropiques et les causes internes imprécise ([Meredith et al., 2019](#)).

Le déclin de la glace de mer n'est pas seulement une conséquence du réchauffement arctique mais contribue également à son amplification. Ce phénomène s'explique par l'effet d'albédo. Une diminution de l'étendue de glace de mer, dont l'albédo peut varier entre 0,5 et 0,9, libère une plus grande surface océanique, dont l'albédo est bien plus faible avec une valeur d'environ 0,07. Il en résulte une plus grande absorption de rayonnement solaire par l'océan de surface, en particulier en saison estivale. Par exemple, les températures de surface océaniques ont augmenté d'environ 5°C dans les zones récemment libre de glace de mer ([Cohen et al., 2014](#)). Lors de l'arrivée de l'automne et de l'hiver, les échanges d'énergie sous forme de flux radiatifs et turbulents se faisant habituellement de l'océan relativement chaud vers l'atmosphère relativement froide, sont ainsi amplifiés. Un réchauffement de la basse troposphère arctique a donc lieu, contribuant au phénomène de rétroaction positive de l'amplification arctique. En outre, l'augmentation des températures de surface de l'océan de surface contribue en parallèle à l'amincissement de la glace de mer, lui-même favorisant une fonte plus rapide. L'augmentation de la quantité de chaleur dans le système atmosphère/glace/océan en Arctique diminue la durée de formation saisonnière de la glace de mer et augmente la durée de fonte saisonnière.

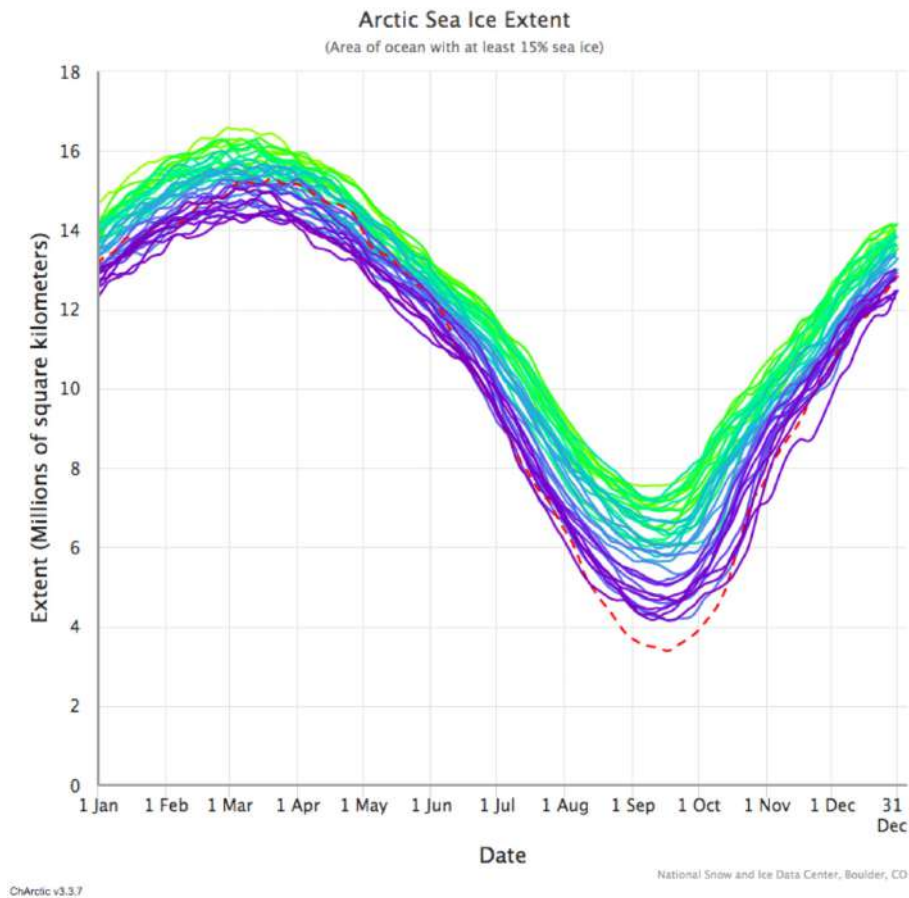


FIGURE 1.17 – Cycles saisonniers de l'étendue de glace de mer arctique, de l'année 1979 à l'année 2020 (du vert au violet). La courbe avec ligne pointillée rouge représente l'année 2012, où le record minimum d'étendue a été observé. (Crédits : NSIDC)

Le déclin de la glace de mer arctique est également prévu pour la période future. Les projections climatiques indiquent une diminution de la glace de mer quelque soit le scénario climatique, à la fois pour le minimum et le maximum saisonnier de glace. Dans tous les scénarii, cette diminution peut possiblement mener à un océan Arctique quasiment libre de glace en septembre avant 2050, avec une aire recouverte par la glace de mer inférieure à 1 million de kilomètres carrés (Stocker *et al.*, 2013).

La diminution de la concentration et du volume de la glace de mer est responsable de changements du temps et du climat en Arctique. En plus de provoquer un réchauffement des basses couches de l'atmosphère, en particulier en automne et en hiver lorsque l'amplification arctique est maximale, l'augmentation des flux de chaleur sensible et latente de l'océan vers l'atmosphère contribue à augmenter l'évaporation, l'humidité de l'air, la couverture nuageuse et les précipitations. Le réchauffement provoque également une réduction de la stabilité statique verticale, rendant l'atmosphère plus sujette à l'instabilité barocline et au développement de systèmes de circulation atmosphérique synoptiques et planétaires (Vihma, 2014; Jaiser *et al.*, 2012). De plus, l'épaisseur de la couche atmosphé-

rique entre 1000 et 500 hPa est augmentée en Arctique en raison du réchauffement de l'air, ce qui a pour effet de diminuer le gradient méridien d'épaisseur et de température de l'atmosphère de l'hémisphère nord, entre l'équateur et le pôle (Vihma, 2014).

Ces effets provoqués par la diminution ou la disparition de la glace de mer pourraient s'étendre bien au-delà de l'Arctique. Dans la section suivante, nous nous intéressons au rôle du déclin de la glace de mer, et de l'amplification arctique qui en résulte, sur la circulation atmosphérique de grande échelle et les moyennes latitudes. Nous dressons une vue d'ensemble des principales avancées et questions motivant la thèse ainsi que des principaux mécanismes hypothétisés dans la littérature.

1.6 Les téléconnexions Arctique - moyennes latitudes : hypothèses et limitations

1.6.1 La modification récente de la circulation atmosphérique

Depuis la fin des années 1980, une tendance particulière dans l'évolution de la température de surface de l'air hivernale a été observée : un refroidissement des continents de l'hémisphère nord, sur l'Asie centrale et sur le centre de l'Amérique du Nord, simultanément accompagné d'un réchauffement de l'Arctique, sur le Groënland, le nord du Canada et l'Océan Arctique (figure 1.18). Plusieurs hivers ont en effet été exceptionnellement froids sur les moyennes latitudes, dont par exemple l'hiver 2005-2006 en Europe et Asie du nord (Petoukhov et Semenov, 2010), l'hiver 2009-2010 sur une grande partie des moyennes latitudes (Cohen *et al.*, 2010) ou encore l'hiver 2010-2011 (Osborn, 2011) en Europe. Il est important de mentionner que ces hivers extrêmement froids ont toutefois été en moyenne moins intenses que les hivers extrêmes durant la période historique (Screen, 2014). Cette tendance, dont on gardera l'appellation d'origine, "**Warm Arctic, Cold Continents pattern**" (WACC) a tout d'abord été remarquée par (Overland *et al.*, 2011) pour le mois de décembre 2008, 2009 et 2010, et plus généralement observée sur la période 1988-2010 en hiver (décembre, janvier et février) par Cohen *et al.* (2012), ou encore 1990-2013 (Cohen *et al.* (2014), comme le montre la figure 1.18).

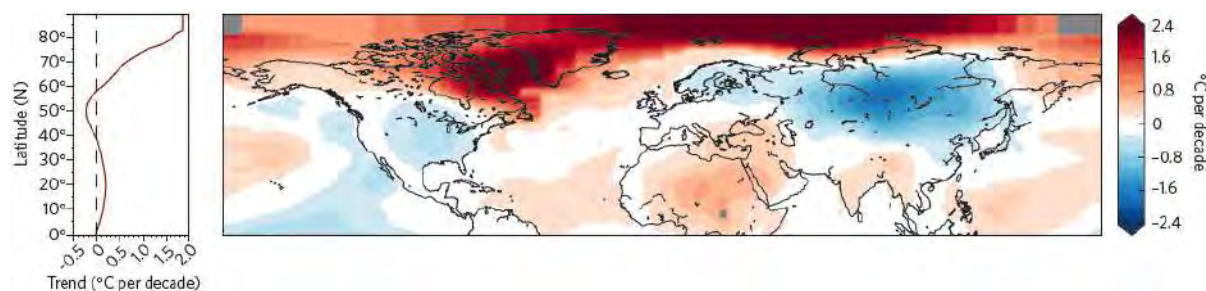


FIGURE 1.18 – Tendance des températures de surface observée sur la période 1990-2013 en saison hivernale (DJF), en °C par décennie. (Crédits : Cohen *et al.* 2014)

Ces observations ont soulevé la question de l'origine de cette tendance au refroidissement des moyennes latitudes en opposition au réchauffement de l'Arctique, et la contribution des principaux modes de variabilités climatiques. Par exemple, l'étude de Cohen *et al.*

(2010) s'est intéressée au rôle de l'ENSO et du NAM dans l'hiver extrême de 2009-2010 et a montré que le NAM (phase négative) était responsable d'une plus grande variance de ces températures continentales observées aux moyennes latitudes que l'ENSO. Plus généralement, le WACC a coïncidé avec une tendance décroissante de l'indice du NAM sur la période 1988-2010 (Cohen *et al.*, 2012), et avec le plus faible indice observé l'hiver 2009-2010 depuis 1824 (Cattiaux *et al.*, 2010). Les caractéristiques spatiales du WACC seraient en fait similaires à la projection des anomalies de températures de la période 1988-2010 sur la phase négative du NAM, avec un refroidissement de l'Eurasie et de l'Amérique du Nord ; rendant le NAM négatif une cause possible du WACC observé. Une seconde question sous-jacente concerne la cause de la prépondérance du NAM vers la phase négative. L'étude de Cohen *et al.* (2012) a notamment avancé que le déclin de la glace de mer arctique était corrélé à la couverture neigeuse plus importante observée en Eurasie et à la phase négative du NAM.

La délimitation spatiale du WACC n'est toutefois pas clairement définie et peut dépendre des périodes considérées. L'appellation "**Warm Arctic and Cold Eurasia pattern**" (**WACE**) est également employée, dans le cas d'un refroidissement restreint à l'Eurasie. Mori *et al.* (2014) ont suggéré que le deuxième mode de variabilité gouvernant les anomalies de températures de surface (EOF2) sur la période 1979-2013 – le premier mode étant le NAM – était lié à la diminution de glace de mer dans la mer de Barents-Kara, où la variation de glace de mer a été la plus forte en automne depuis 2004. La diminution de glace de mer dans cette région favoriserait un refroidissement sur l'Eurasie et un réchauffement sur l'Arctique, en phase positive : le WACE+. L'étude suggère que l'augmentation de la fréquence des hivers extrêmes sur la période considérée pourrait être expliquée par une combinaison du NAM et du WACE ; avec toutefois une prépondérance du WACE. Cohen *et al.* (2020) ont récemment identifié que la tendance des températures hivernales sur la période 2009-2019 serait similaire au WACE (plutôt liée au déclin de la glace de mer de Barents-Kara) et la tendance sur la période 1989-2008 similaire à la phase négative du NAM. Ces différences dans la variabilité observée de la température pourraient être une manifestation de l'accroissement de l'influence du déclin de la glace de mer ou simplement une manifestation de la variabilité interne.

Parallèlement à la tendance décroissante observée de l'indice du NAM, Zhang *et al.* (2008) ont rapporté des changements de la circulation atmosphérique sur la période 2001-2005, évoluant du typique tripôle caractérisant le NAM vers un dipôle. Cette structure en dipôle possède un centre d'action sur le Pacifique nord et un centre d'action sur la côte arctique eurasiennne, ce dernier résultant d'un décalage vers le nord-est du centre d'action situé normalement sur la mer d'Islande dans le cas du NAM. Cette nouvelle structure de variabilité a été appelée "**Arctic Rapid change Pattern**" (**ARP**). La phase négative a été observée et correspond à une anomalie anticyclonique sur la côte arctique eurasiennne et cyclonique sur le Pacifique nord, ayant pour conséquence un renforcement du transport de chaleur atmosphérique vers l'Arctique central et du transport de chaleur océanique vers l'Océan Arctique et la mer de Barents, plus efficace comparé au NAM. Ce changement rapide de circulation pourrait également être une manifestation de la réponse de l'atmosphère à l'augmentation de la concentration de gaz à effet de serre et au changement brutal des conditions du système climatique arctique, et/ou une manifestation de

la variabilité climatique interne.

La signature du changement climatique sur la circulation atmosphérique lors de la période récente demeure incertaine, en particulier à cause du bruit que représente la variabilité climatique et de la relativement courte période observationnelle. La question du rôle du déclin de la glace de mer arctique dans les changements d'extrêmes observés en hiver et dans la tendance récente négative du NAM est une des questions motivant l'intérêt de cette thèse. Par ailleurs, la question des effets de la réduction de la glace de mer arctique sur la circulation atmosphérique des moyennes latitudes dans un climat futur se pose également. Dans la suite, nous adoptons la logique de Barnes et Screen (2015) et nous intéressons aux questions fondamentales suivantes : Le déclin de la glace de mer arctique *a-t-il* influencé les moyennes latitudes ? Quels sont les principaux mécanismes hypothétisés ? Le déclin de la glace de mer *peut-il* influencer les moyennes latitudes ? Et enfin, *va-t-il* ?

1.6.2 Le déclin observé de la glace de mer *a-t-il* influencé les moyennes latitudes ?

Plusieurs études basées sur des observations se sont intéressées à la question de l'influence du déclin de la glace de mer sur les moyennes latitudes, via la modification de la circulation atmosphérique et les extrêmes froids. Récemment, Cohen *et al.* (2018a) ont par exemple montré que les épisodes de fort réchauffement en Arctique étaient corrélés avec des hivers plus froids sur l'est des Etats-Unis de manière plus fréquente. En revanche, l'attribution du lien de cause à effet est délicat en raison de la grande variabilité atmosphérique, et la corrélation observée n'implique pas la causalité. La corrélation entre le déclin de la glace de mer observé sur la période récente avec le WACC et le NAM initialement proposée par Overland *et al.* (2011) et Cohen *et al.* (2012) a été questionnée par plusieurs études, notamment à cause de la courte période observationnelle. Kretschmer *et al.* (2016) ont proposé une nouvelle approche pour éviter la surestimation des corrélations et ont montré que les anomalies de concentration de glace de mer dans la région de Barents-Kara en automne étaient un facteur important de la circulation hivernale des moyennes latitudes. L'analyse de Blackport *et al.* (2019), basée sur des corrélations avec décalage temporel et une approche permettant d'identifier la cause première dans la relation entre la glace de mer et l'atmosphère (voir chapitre 3), a toutefois amené à une différente conclusion. L'analyse suggère que les hivers anormalement froids observés aux moyennes latitudes depuis 1980 pourraient être gouvernés par les anomalies de circulation qui précédaient le déclin de la glace de mer plutôt que par le déclin lui-même. Cependant, une étude récente a montré que les variations observées de la glace de mer en hiver étaient à l'origine d'une réponse de l'atmosphère similaire au NAM (Simon *et al.*, 2020a).

La difficulté dans la détection d'une réponse dans les observations a amené de nombreuses études à combiner analyse observationnelle et analyse de modélisation simulant le déclin récent de la glace de mer. La modélisation numérique permet d'isoler les impacts de la diminution de la glace de mer parmi les multiples interactions en jeu dans le système climatique en changement. Plusieurs études de ce type ont confirmé un lien entre la glace de mer et les moyennes latitudes dans les observations et des modèles d'atmosphère forcée, avec une réponse atmosphérique qui ressemble à la phase négative du NAM (e.g. Honda

et al. 2009, Kim *et al.* 2014, Nakamura *et al.* 2015). Le déclin de la glace de mer dans différentes régions pourrait également contribuer différemment au refroidissement observé sur les moyennes latitudes : le déclin dans les mers de Barents-Kara pourrait être lié au refroidissement sur l'Asie de l'est et le déclin dans les mers de Sibérie orientale-Tchouktches au refroidissement sur l'Amérique du Nord (Kug *et al.*, 2015). Certaines d'études ont notamment confirmé le lien entre la région de Barents-Kara et l'Asie/l'Eurasie, autrement dit la tendance WACE, dans les observations (Inoue *et al.*, 2012; Tang *et al.*, 2013), les modèles (Petoukhov et Semenov, 2010) ou les deux (Honda *et al.*, 2009; Mori *et al.*, 2014, 2019). D'autres études ont soulevé le rôle important de la stratosphère dans la réponse au déclin de la glace de mer, avec un affaiblissement du vortex polaire, l'établissement du NAM- et des hivers froids dans les moyennes latitudes (Nakamura *et al.*, 2015; Hoshi *et al.*, 2017; Kim *et al.*, 2014; Kretschmer *et al.*, 2016).

Francis et Vavrus (2012) ont proposé une explication liant le déclin de la glace de mer, un ralentissement de la propagation des ondes stationnaires vers l'est et une augmentation des événements extrêmes au niveau des moyennes latitudes en utilisant des observations (voir section suivante). Toutefois, cette hypothèse reste controversée car les résultats dépendraient fortement des échelles de temps considérées pour l'analyse des ondes planétaires (par exemple journalière ou saisonnière, Barnes 2013). A l'opposé, Screen (2014) a montré une diminution de la variabilité des températures et de la fréquence des valeurs extrêmes sur les moyennes latitudes liés à l'amplification arctique ces dernières décennies.

D'autres études, basées notamment sur des simulations numériques, ont soulevé l'importante contribution de la variabilité interne dans les changements observés relativement à l'effet de l'amplification arctique. Chen *et al.* (2016) ont par exemple montré que la circulation des moyennes latitudes répondait de manière non-linéaire à différentes anomalies de glace de mer et était généralement non robuste. McCusker *et al.* (2017) ont suggéré que le refroidissement observé en Eurasie centrale depuis les années 1980 était probablement dû à des anomalies de circulation au-dessus de la mer de Barents-Kara qui sont indépendantes du déclin de la glace de mer. L'étude de Sun *et al.* (2016), basée sur une approche multi-modèle, a montré que ni le déclin de la glace de mer ni le forçage anthropique expliquait la tendance WACC observée, mais que celle-ci était le résultat de la manifestation de la variabilité interne. Récemment, Dai et Song (2020) ont également conclu que l'amplification arctique observée avait un faible impact en dehors des hautes latitudes et ont suggéré que l'AMO (*Atlantic Multi-decadal oscillation*, l'oscillation atlantique multidécennale) aurait pu jouer un rôle dans la variabilité de la réponse aux moyennes latitudes.

Mieux connaître le lien entre la glace de mer et le NAM pourrait par exemple permettre d'améliorer les prévisions du NAM, qui est considéré imprévisible au-delà de l'échelle hebdomadaire (Cohen *et al.*, 2013). Toutefois, la relation de causalité et la robustesse de ce lien doivent être interprétés avec prudence (Hassanzadeh et Kuang, 2015; Kolstad et Screen, 2019). Si certaines études montrent un lien entre le déclin de la glace de mer et le refroidissement des moyennes latitudes ces trois dernières décennies, d'autres montrent en revanche une contribution majeure de la variabilité interne relativement à l'effet du déclin de la glace de mer. Ces résultats contradictoires témoignent qu'aucun consensus n'est encore admis concernant la question de l'influence de la disparition de la glace de mer sur les moyennes latitudes durant la période observée. Le signal est probablement

faible relativement à la variabilité interne et ainsi peu robuste, ce qui peut expliquer le manque de convergence entre les différentes études (Barnes et Screen, 2015).

1.6.3 Influence de l'Arctique sur les moyennes latitudes en hiver : mécanismes hypothésés

Plusieurs mécanismes ont été proposés pour expliquer la possible influence du déclin de la glace de mer arctique sur les plus basses latitudes, par exemple via une modification des courants-jets troposphériques, du vortex polaire, de la phase du NAM et des événements météorologiques extrêmes. Nous nous focaliserons sur le lien entre la diminution de la glace de mer, qui a lieu principalement en saison estivale et au début de l'automne, et la modification de la circulation atmosphérique en saison froide (automne et hiver, associés au maximum de l'amplification polaire).

Le déclin de la glace de mer pourrait affecter les plus basses latitudes par le biais de deux processus complémentaires (Screen *et al.*, 2018b) : 1) une advection de masses d'air chaud vers le sud provenant de l'Océan Arctique et résultant directement de l'amplification des températures par le déclin de la glace de mer ; et 2) une modification de la circulation atmosphérique de grande échelle. Dans la littérature, le premier effet est communément appelé la **contribution directe ou thermodynamique** et le second effet la **contribution indirecte ou dynamique**. Les mécanismes expliquant la composante dynamique sont incertains et sujets à plusieurs hypothèses. La contribution thermodynamique pourrait s'opposer à la contribution dynamique dans certaines régions, complexifiant l'étude des mécanismes menant à une modification de la circulation en réponse au déclin de la glace de mer (Screen, 2017; McKenna *et al.*, 2018; Deser *et al.*, 2004; Screen *et al.*, 2015)

Les principales théories proposées pour expliquer l'impact potentiel de la diminution de la glace de mer en Arctique sur la circulation atmosphérique de grande échelle et les moyennes latitudes – en saison froide – sont résumées ci-dessous.

Réduction du gradient méridien de température et affaiblissement des vents d'ouest

L'amplification arctique résultant du déclin de la glace de mer a pour effet de réduire le gradient méridien de température entre le pôle et les tropiques dans la basse troposphère. Si l'amplification arctique prédomine par rapport au réchauffement tropical, alors une décélération des vents d'ouest troposphériques des moyennes latitudes ($\sim 60^\circ\text{N}$) est attendue selon la relation du vent thermique (équation 1.1 : un gradient méridional de température réduit implique un cisaillement vertical de vents réduit). Ceci aurait donc pour effet de ralentir le courant-jet polaire et de le décaler vers le sud, comme lors d'une phase négative du NAM. La réduction du gradient méridien de température pourrait également réduire la baroclinicité et aussi décaler l'activité dépressionnaire vers le sud.

Francis et Vavrus (2012) ont par ailleurs suggéré grâce à des études observationnelles que l'affaiblissement du courant-jet polaire pourrait : 1) ralentir la propagation des ondes planétaires vers l'est et 2) rendre le courant-jet plus *sinueux*, autrement dit plus facilement dévié de sa trajectoire par l'orographie et les contrastes de température terre-mer, avec

une composante méridionale amplifiée. Ces deux effets sont associés à une augmentation des événements de blocages et donc à l'augmentation des événements extrêmes dans les moyennes latitudes, tels que des températures et des précipitations hivernales plus sévères.

Affaiblissement du vortex polaire via la propagation verticale d'ondes planétaires

L'interaction troposphère-stratosphère (voir section 1.2.3) pourrait également jouer un rôle dans la modification de la circulation suite au déclin de la glace de mer. L'augmentation des flux de chaleur résultant de la diminution de la glace de mer augmenterait le flux de chaleur des tourbillons vers le nord (proportionnel à la propagation verticale des ondes planétaires) et favoriserait ainsi la propagation des ondes planétaires vers la stratosphère, si les conditions de propagation sont réunies. La dissipation de ces ondes pourrait alors affaiblir le vortex polaire, contribuant à augmenter la fréquence des réchauffements stratosphériques soudains, et à favoriser l'intrusion d'air froid polaire vers les plus basses latitudes (Cohen *et al.*, 2013).

1.6.4 Le déclin de la glace de mer *peut-t-il* influencer les moyennes latitudes ?

Plusieurs études de sensibilité réalisées avec des modèles climatiques ont permis d'isoler l'impact de la diminution de la glace de mer en Arctique dans le système climatique et ont ainsi pu montrer que le déclin de la glace de mer pouvait effectivement affecter la circulation atmosphérique et les moyennes latitudes. Celles-ci sont généralement basées sur des forçages simulant la réduction récente de la glace ou sur des forçages beaucoup plus forts simulant des conditions futures.

Certaines études de ce type ont ainsi montré que la réponse de l'atmosphère à la réduction de la glace de mer était similaire à la phase négative du NAM (Deser *et al.*, 2010; Peings et Magnusdottir, 2014; Sun *et al.*, 2015; Oudar *et al.*, 2017). Cependant, d'autres études ont suggéré d'autres effets tels qu'une réponse atmosphérique plutôt similaire à la phase positive du NAM (Screen *et al.*, 2014; Cassano *et al.*, 2014) ou une réponse faible (Screen *et al.*, 2013; Blackport et Kushner, 2016). Les différences obtenues sur la réponse de l'atmosphère au déclin de la glace de mer concernent essentiellement des études basées sur des expériences de sensibilité de l'atmosphère forcée par l'océan (avec un modèle de circulation générale de l'atmosphère). Les réponses obtenues grâce à des expériences de sensibilité couplées (avec un modèle de circulation générale couplé océan-atmosphère) sont en revanche plus cohérentes entre elles (Screen *et al.*, 2018b). La plupart de ces expériences montrent que la réduction de la glace de mer arctique favorise un affaiblissement des vents d'ouest troposphériques des moyennes latitudes, un renforcement du cœur du courant-jet subtropical, une intensification de l'anticyclone de Sibérie et de la dépression des Aléoutiennes, et un affaiblissement de la dépression d'Islande, avec une réponse de la pression au niveau de la mer qui pourrait être similaire à l'ARP précédemment introduit (Screen *et al.*, 2018b). Certaines études ont également obtenu des résultats en faveur d'une diminution de l'activité dépressionnaire au niveau des hautes latitudes et un décalage

vers le sud (Magnusdottir *et al.*, 2004; Oudar *et al.*, 2017), de manière cohérente avec l'hypothèse de réduction du gradient méridien de température.

L'impact du déclin de la glace de mer arctique sur la circulation stratosphérique peut varier selon les études de modélisation. Des études ont trouvé un affaiblissement du vortex polaire (Peings et Magnusdottir, 2014; Kim *et al.*, 2014), d'autres un renforcement (Screen *et al.*, 2013; Sun *et al.*, 2014) ou encore aucune amplification des ondes planétaires qui peuvent être à l'origine de l'interaction entre la troposphère et la stratosphère (Meleshko *et al.*, 2016). Dans leur étude, Peings et Magnusdottir (2014) se sont intéressés à la linéarité de la réponse en imposant des anomalies de glace de mer correspondant à la période récente de 2007-2012, et des anomalies correspondant aux conditions attendues à la fin du siècle. Dans les deux cas, une augmentation de l'activité des ondes planétaires a été obtenue ainsi qu'un affaiblissement du vortex polaire, précédant la phase négative du NAM dans l'atmosphère. Avec le forçage imposé le plus fort, la réponse dans la troposphère est de plus forte amplitude qu'avec le forçage correspondant aux conditions récentes, et la réponse dans la stratosphère est de plus faible amplitude. Cela suggère que la réponse dans la stratosphère pourrait être non linéaire par rapport à l'amplitude du forçage. Une diminution de glace de mer dans les régions de l'Atlantique et du Pacifique pourrait également être à l'origine d'effets opposés sur le vortex polaire, avec un affaiblissement pour le premier cas et un renforcement pour le second (Sun *et al.*, 2015; McKenna *et al.*, 2018). L'étude du rôle du couplage troposphère-stratosphère pour l'établissement de la réponse atmosphérique nécessite cependant des expériences dédiées, afin d'isoler les effets respectifs de la troposphère et de la stratosphère. De telles expériences ont pu récemment souligner l'importance de la stratosphère dans le développement de cette réponse (Wu et Smith, 2016; Nakamura *et al.*, 2016; Zhang *et al.*, 2018).

La diminution de la glace de mer pourrait également affecter les températures extrêmes des moyennes latitudes. Dans certaines études, des températures plus sévères au niveau de l'Eurasie et de l'Amérique du Nord sont obtenues, avec une intensité qui augmenterait de manière non linéaire avec l'amplitude du forçage (Zhang *et al.*, 2018; Peings et Magnusdottir, 2014). L'étude de Screen *et al.* (2015) a en revanche reporté une diminution de la fréquence des extrêmes froids en Amérique du Nord, avec un forçage correspondant à des anomalies de glace de mer prévues pour la fin du XXI^{ème} siècle. Malgré la possibilité pour la glace de mer d'affecter les températures extrêmes des moyennes latitudes, aucun changement robuste de sinuosité du courant-jet polaire n'a encore été mis en évidence (Peings et Magnusdottir, 2014; Oudar *et al.*, 2017; Blackport et Screen, 2020), suggérant que l'effet de la réduction de la glace de mer sur les températures extrêmes est également mal compris dans les expériences de sensibilité tout comme dans les études observationnelles.

En plus d'affecter la circulation atmosphérique de l'hémisphère nord à laquelle on s'intéresse, la réduction de la glace de mer en Arctique pourrait également avoir des impacts sur la circulation océanique et sur l'hémisphère sud, comme le suggèrent des expériences de sensibilité réalisées sur des durées de l'ordre de la décennie (Deser *et al.*, 2015; Simon *et al.*, 2020b). L'augmentation de la quantité d'eau douce suite à la l'augmentation de la quantité de glace de mer fondue pourrait diminuer la salinité de surface et réduire la formation d'eaux denses dans les régions de convections profondes de l'Atlantique Nord. Ceci pourrait contribuer à ralentir l'AMOC au cours des décennies suivant la fonte de la glace de mer arctique (Oudar *et al.*, 2017; Suo *et al.*, 2017; Sévellec *et al.*, 2017; Liu et

Fedorov, 2019).

Si le déclin de la glace de mer imposé dans des expériences de sensibilité à la possibilité d'affecter les plus basses latitudes, nous avons vu que les mécanismes expliquant ce lien sont encore incertains et sujets à plusieurs hypothèses. D'autre part, comme soulevé dans la section précédente, cette possibilité n'implique pas que le lien a effectivement été observé ni qu'il sera prépondérant dans un climat futur.

1.6.5 Le déclin de la glace de mer *va-t-il* influencer les moyennes latitudes ?

L'effet de la réduction de la glace de mer arctique sur la circulation atmosphérique des moyennes latitudes dans le climat futur pourrait interagir ou être masqué par l'effet de l'amplification tropicale mentionnée précédemment, qui est également une conséquence majeure du forçage par les GES (figure 1.19).

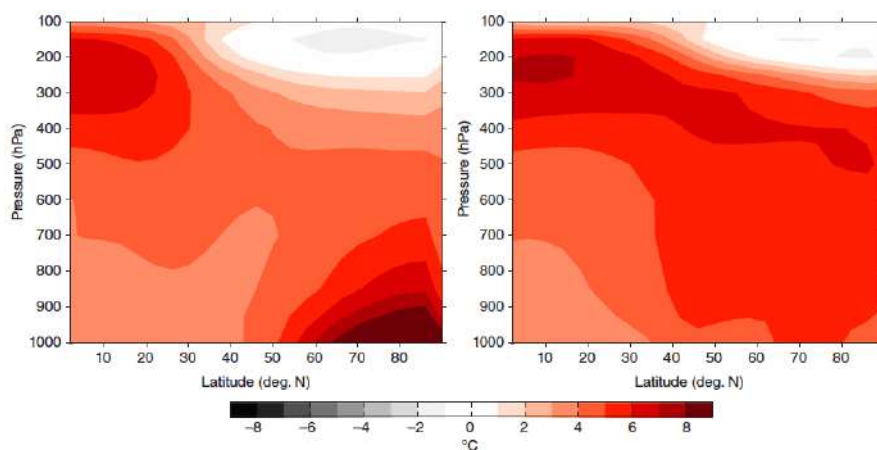


FIGURE 1.19 – Changements de la moyenne zonale de la température verticale en hiver (gauche, JFM) et en été (droite, JAS) entre la période (2076-2099) du scénario RCP8.5 et la période (1980-2004) des simulations historiques. La moyenne de 27 modèles CMIP5 est représentée. (Crédits : Barnes et Polvani 2015)

La comparaison entre les projections climatiques de plusieurs modèles semble révéler un léger décalage vers le pôle du courant-jet polaire dans la troposphère à la fin du siècle (Woollings et Blackburn, 2012; Barnes et Polvani, 2013; Rivière, 2011), et particulièrement un rétrécissement du courant-jet dans l'Atlantique (Peings *et al.*, 2018). Avec un décalage vers le nord du courant-jet et une intensification des vents d'ouest des moyennes latitudes, la sinuosité du courant-jet et la fréquence des blocages pourraient ainsi être diminuées (Cattiaux *et al.*, 2016). Dans la stratosphère, aucune influence robuste de l'effet de l'augmentation des GES sur les événements SSW n'est obtenue dans les projections climatiques (Ayarzagüena *et al.*, 2018, 2020). Concernant les événements extrêmes, une diminution de la variance des températures au niveau des moyennes et hautes latitudes est attendue ainsi qu'une diminution de la fréquence des températures extrêmes (Screen, 2014; Screen *et al.*, 2015; Schneider *et al.*, 2015).

La modification future de la circulation atmosphérique, particulièrement incertaine en hiver, pourrait dépendre de l'équilibre entre l'amplification arctique et l'amplification tropicale, qui apparaissent linéairement additives en saison hivernale mais qui ont tendance à s'opposer (McCusker *et al.*, 2017). L'amplification arctique pourrait favoriser un décalage vers le sud du courant-jet polaire et la phase négative du NAM comme précédemment mentionné, et l'amplification tropicale un décalage vers le nord du courant-jet et la phase positive du NAM (Deser *et al.*, 2015; Oudar *et al.*, 2017; Blackport et Kushner, 2016; Screen *et al.*, 2018a). Le refroidissement prévu de la stratosphère polaire pourrait également jouer un rôle dans la modification future de la circulation troposphérique (Butler *et al.*, 2015; Zappa et Shepherd, 2017; Oudar *et al.*, 2020). Les effets de l'amplification arctique et de l'amplification tropicale sur le courant-jet dans l'Atlantique pourraient ne pas s'opposer lorsque les rétroactions avec la stratosphère interviennent (Peings *et al.*, 2019). Le rôle du déclin de la glace de mer et/ou de l'amplification arctique dans les changements futurs est encore indéterminé et pourrait ne pas être l'effet dominant (Barnes et Screen, 2015).

1.6.6 Limitations : sources de différences dans les réponses atmosphériques au déclin de la glace de mer dans les études de modélisation

Les réponses de l'atmosphère à la réduction de la glace de mer arctique dans les expériences de sensibilité basées sur des modèles climatiques peuvent varier selon les études (section 1.6.4). Plusieurs effets pourraient expliquer ces divergences (Smith *et al.*, 2017; Screen *et al.*, 2018b). Ils sont indiqués sur la figure 1.20 et résumés ci-dessous.

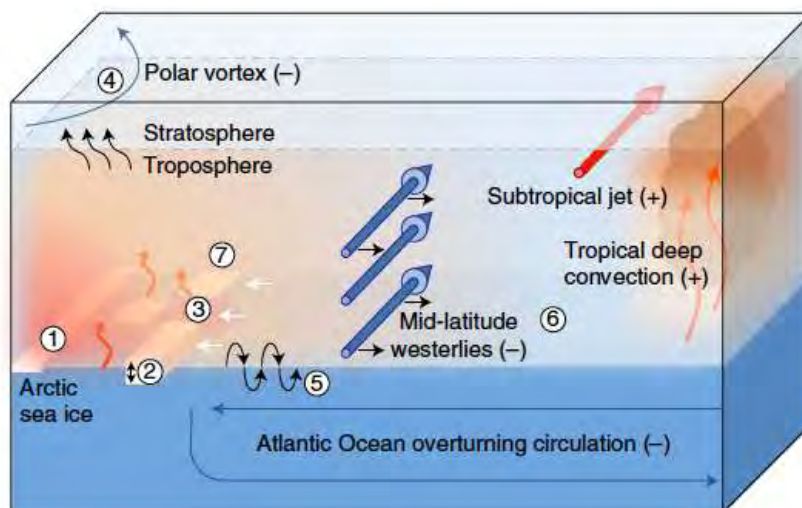


FIGURE 1.20 – Schéma illustrant les principaux effets du déclin de la glace de mer arctique sur la circulation atmosphérique. Les numéros indiquent les sources possibles de différences sur les réponses atmosphériques obtenues dans les différentes études de modélisation. Celles-ci sont détaillées dans le texte principal. (Crédits : Screen *et al.* 2018b)

- La réponse atmosphérique dépend tout d'abord de l'amplitude et de la localisation

du forçage, c'est-à-dire de la réduction de glace de mer imposée dans le modèle (point numéro 1 sur le schéma). Nous avons vu précédemment que la réponse pouvait par exemple être non linéaire par rapport à l'amplitude du forçage (e.g. Peings et Magnusdottir 2014) et qu'elle pouvait également être différente suite à une réduction de la glace de mer dans l'Atlantique ou dans le Pacifique (e.g. Sun *et al.* 2015, McKenna *et al.* 2018).

- La réponse atmosphérique peut également dépendre de la modification de l'épaisseur de la glace qui est prescrite dans les modèles avec une atmosphère forcée (numéro 2). Lorsque l'épaisseur diminue en plus de la concentration de la glace de mer, les impacts sur la circulation atmosphérique peuvent être beaucoup plus forts (e.g. Gerdes 2006; Lang *et al.* 2017).

- Egalement dans le cadre de simulations où l'atmosphère est forcée, la réponse atmosphérique peut dépendre de la température de la surface de la mer prescrite dans les régions où la glace de mer disparaît (numéro 3).

- La représentation des processus stratosphériques et du couplage troposphère-stratosphère peut également jouer un rôle dans la réponse obtenue (numéro 4). Nous avons vu que le déclin de la glace de mer pouvait être à l'origine d'un affaiblissement du vortex polaire, contribuant à la phase négative du NAM (e.g. Sun *et al.* 2015, Wu et Smith 2016, Zhang *et al.* 2018).

- Le couplage océan-atmosphère peut affecter la réponse de l'atmosphère (numéro 5). En incluant les rétroactions avec l'océan, la réponse de l'atmosphère peut être amplifiée et impactée jusque dans les tropiques et les moyennes latitudes de l'hémisphère sud (Deser *et al.*, 2015, 2016a). D'autre part, la plupart des études basées sur des modèles couplés (analysées par Screen *et al.* 2018b) obtiennent un renforcement du cœur du courant-jet subtropical en réponse au déclin de la glace de mer et une diminution des vents d'ouest troposphériques sur la partie nord du courant-jet (indiqués sur le schéma).

- La différence entre les modèles et les protocoles expérimentaux peut également être à l'origine de différents états moyens (numéro 6). Par exemple, des expériences de sensibilité avec différentes conditions de température de surface de la mer imposées peuvent simuler des réponses du NAM opposées (Smith *et al.*, 2017).

- Une autre source possible de différences parmi les réponses atmosphériques concerne la représentation de la physique du modèle (numéro 7).

La difficulté de la détection d'une réponse robuste de l'atmosphère au déclin de la glace de mer en Arctique pourrait également être liée à sa faible ampleur par rapport à la variabilité interne. Le rapport signal sur bruit de la réponse par rapport à la variabilité interne est souvent très faible dans les expériences de sensibilité (Smith *et al.*, 2017) et un grand ensemble de membres est requis pour détecter une réponse robuste (pouvant dépendre des variables analysées, Screen *et al.* 2014). Récemment, Labe *et al.* (2020) ont suggéré qu'un minimum de 150 à 200 membres était requis pour évaluer la réponse de l'atmosphère à une réduction de glace de mer arctique (à la fois pour des conditions de forçage actuelles et futures), et spécialement pour l'étude de la stratosphère où le rôle de la variabilité interne peut être encore plus important.

1.7 Objectifs de la thèse

Les études passées suggèrent que le déclin de la glace de mer en Arctique peut modifier la circulation atmosphérique de grande échelle. Les questions qui subsistent sont celles de savoir *comment* ce déclin pourrait affecter la circulation atmosphérique et ainsi impacter le climat des moyennes latitudes, et si cet effet pourrait être dominant dans le système climatique où toutes les composantes interagissent et où elles sont forcées par l'augmentation de la concentration des GES dans l'atmosphère. Une meilleure compréhension des mécanismes expliquant le lien entre la réduction de la glace de mer en Arctique et les moyennes latitudes pourrait permettre d'apporter de nouvelles réponses aux questions de l'impact passé et de l'impact futur de cette réduction sur les moyennes latitudes. La compréhension de ces mécanismes constitue l'objectif central de la thèse. Pour cela, nous isolons les effets du déclin de la glace de mer arctique sur la circulation atmosphérique grâce à des expériences de sensibilité dédiées. Nous nous intéressons plus particulièrement à l'effet du déclin de la glace de mer sur la circulation atmosphérique en saison froide, correspondant à la saison où l'amplitude de l'amplification arctique est la plus importante. De plus, nous nous focalisons sur la réponse rapide de l'atmosphère, c'est-à-dire dans les mois qui suivent la réduction de la glace de mer.

Dans le second chapitre, nous présentons les expériences de sensibilité réalisées ainsi que les principales méthodes employées dans les chapitres suivants pour étudier la réponse atmosphérique. Nous caractérisons dans le chapitre 3 le comportement du modèle de climat CNRM-CM6 utilisé pour l'étude de la réponse au déclin de la glace de mer, par rapport aux conditions réelles. L'objectif est notamment de mettre en évidence les principales caractéristiques des états moyens modélisés, qui serviront de référence aux différentes expériences de sensibilité analysées au cours de la thèse. Ces expériences de modélisation sont réalisées avec un couplage océan-atmosphère ainsi qu'un couplage troposphère-stratosphère.

Dans le chapitre 4, nous étudions les mécanismes qui entrent en jeu dans la réponse de l'atmosphère à la réduction de la glace de mer arctique. L'objectif est de mieux comprendre les impacts obtenus au niveau des moyennes latitudes ainsi que les changements de circulation. Pour cela, nous analysons un premier ensemble d'expériences de sensibilité comprenant 200 membres, dans lequel une disparition complète de la glace de mer arctique est obtenue en saison estivale. Le rôle des changements de circulation sur la réponse de la température aux moyennes latitudes et de l'interaction troposphère-stratosphère sera notamment abordé. Ce chapitre s'organise autour de résultats qui sont présentés sous la forme d'un article publié dans la revue *Journal of Climate*.

Dans le chapitre 5, nous nous intéressons à la question de la sensibilité de la réponse de l'atmosphère à l'état moyen du modèle. Nous étudions en particulier l'influence de la résolution horizontale du modèle sur cette réponse en comparant des expériences de sensibilité réalisées à haute et à basse résolution. Nous analysons également l'influence des forçages externes sur la réponse atmosphérique.

Les questions auxquelles nous essaierons de répondre au cours de la thèse seront plus précisément introduites au début de chaque chapitre. Nous concluons ensuite avec une

synthèse des résultats obtenus et exposons les principales perspectives qui s'en dégagent.

Chapitre 2

Expériences de sensibilité, méthodes statistiques et diagnostics

Pour étudier les liens Arctique-moyennes latitudes et isoler la réponse de l'atmosphère au déclin de la glace de mer arctique, plusieurs simulations numériques ont été réalisées avec le modèle de climat CNRM-CM6. Dans ce chapitre, nous commençons par exposer les principales caractéristiques du modèle utilisé. Nous présentons ensuite la réanalyse atmosphérique et les observations de la glace de mer qui seront utilisées dans la suite pour évaluer le comportement du modèle par rapport à des conditions climatiques réelles. Nous détaillons les différentes simulations climatiques effectuées qui serviront de base à différents chapitres et permettront de traiter différents aspects de la réponse atmosphérique au déclin de glace de mer arctique. Nous explicitons dans la dernière section de ce chapitre les méthodes statistiques et métriques utilisées pour l'analyse des mécanismes physiques impliqués dans cette réponse atmosphérique.

2.1 Le modèle de climat CNRM-CM6

Le modèle de climat utilisé correspond à la dernière version du modèle développé par le groupe CNRM/CERFACS (Voldoire *et al.*, 2019) pour le projet CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, Eyring *et al.* 2016). Ce projet vise à coordonner au niveau international des simulations numériques du climat passé, présent et futur pour répondre à des questions fondamentales de la science du climat.

Le modèle CNRM-CM6 est un modèle de circulation générale couplant l'océan et l'atmosphère et dont les différentes composantes sont schématisées sur la figure 2.1 : le modèle d'atmosphère ARPEGE-Climat version 6.3, le modèle d'océan NEMO version 3.6, le modèle de glace de mer GELATO version 6 et le modèle des surfaces continentales SURFEX version 8. Nous utiliserons deux versions du modèle CNRM-CM6 correspondant à différentes résolutions horizontales atmosphériques et océaniques : la basse résolution CNRM-CM6-LR et la haute résolution CNRM-CM6-HR.

Le modèle d'atmosphère ARPEGE-Climat (Roehrig *et al.*, 2020) est discrétisé en 91 niveaux selon la verticale, s'étend jusqu'à 0.01 hPa et résout ainsi la stratosphère et la mésosphère (modèle "high-top"). La résolution horizontale vaut 1.4° à l'équateur (environ 130 km) dans la configuration basse résolution et vaut 0.5° (environ 50 km) dans la

configuration haute résolution. Le modèle SURFEX modélise les flux de surface au-dessus des continents, lacs et océans et englobe les modèles ISBA-CTRIP (surfaces continentales et hydrologie) et FLAKE (lacs). Il est intégré dans ARPEGE-Climat et dispose donc de la même résolution horizontale. Le modèle d’océan NEMO (Madec *et al.*, 2017) possède 75 niveaux verticaux. La résolution horizontale vaut 1° (environ 100 km) dans la configuration basse résolution et vaut 0.25° (environ 25 km) dans la configuration haute résolution. Le modèle de glace de mer GELATO est intégré dans NEMO, et possède 5 catégories d’épaisseur de glace et 9 couches verticales. ARPEGE-SURFEX et NEMO-GELATO sont couplés toutes les heures grâce au coupleur OASIS3-MCT (Craig *et al.*, 2017).

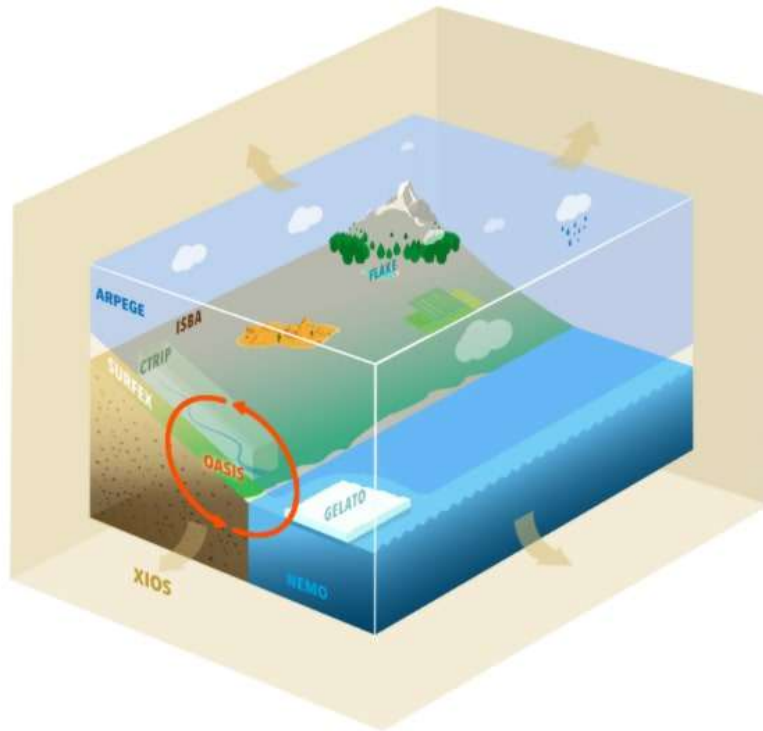


FIGURE 2.1 – Représentation des différentes composantes du modèle de climat CNRM-CM6.

2.2 Les réanalyses d’atmosphère et les observations de glace de mer

Nous listons brièvement dans cette section la réanalyse atmosphérique et les observations de concentration de glace de mer arctique qui sont utilisées dans le chapitre 3 pour analyser le comportement du modèle CNRM-CM6.

Les réanalyses atmosphériques globales correspondent généralement au produit de l’assimilation des nombreuses observations disponibles dans un modèle atmosphérique. Les observations proviennent de diverses sources, telles que les radiosondes, satellites, bouées, ou encore les capteurs embarqués sur les avions et navires. Leur assimilation dans un

modèle atmosphérique permet de reconstruire un ensemble de données global avec des résolutions spatiales et temporelles cohérentes, sur une période de plus de trente ans. Nous utiliserons dans cette thèse la réanalyse ERA-Interim (Berrisford *et al.*, 2011) du centre européen ECMWF. Elle possède une résolution horizontale d'environ $80 \text{ km} \times 80 \text{ km}$, 60 niveaux verticaux et s'étend jusqu'à 0.01 hPa.

Les observations de concentration de glace de mer sont obtenues grâce aux radiomètres micro-onde à bord de satellites dédiés. La mesure du rayonnement micro-onde émis par l'objet observé permet de remonter aux propriétés physiques de cet objet (structure cristalline et composition atomique) et ainsi de différencier la glace de mer de l'océan (l'eau solide émet plus de radiations micro-ondes que l'eau liquide). Le rayonnement micro-onde pénètre les nuages et permet de détecter la glace de mer de jour comme de nuit. Plusieurs jeux de données existent et résultent des différents instruments d'observation et des différentes méthodes d'algorithme permettant de calculer la concentration de glace de mer à partir des températures de brillance observées. La concentration de la glace de mer obtenue correspond à la proportion d'un point de grille recouverte de glace. Nous utiliserons les données de la NSIDC avec l'algorithme NASA Team (Cavalieri *et al.*, 1997), de novembre 1978 à décembre 2014 avec un pas de temps mensuel et une résolution horizontale de $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$.

2.3 Les simulations numériques

Afin d'isoler l'effet de la disparition et/ou diminution de la glace de mer arctique sur la circulation atmosphérique, plusieurs simulations numériques – ou encore *expériences de sensibilité* – ont été réalisées.

Ces expériences de sensibilité ont été mises au point dans le cadre du projet européen Horizon 2020 PRIMAVERA¹; visant à comprendre les effets du déclin de la glace de mer en Arctique sur le climat de l'Europe et à évaluer l'impact de l'augmentation de la résolution horizontale des modèles climatiques. Elles ont été réalisées avec les deux versions du modèle, en basse résolution, et en haute résolution.

Pour ces expériences, une simulation de *contrôle* d'une centaine d'années est réalisée, pour chaque résolution. Elle correspond à des conditions climatiques fixées à l'année 1950, représentative de la période *historique* observée tout en évitant les conditions de la deuxième moitié du XX^{ème} siècle avec réchauffement plus intense. Nous appellerons ainsi respectivement LR1950 et HR1950 les deux expériences de sensibilité réalisées à basse et à haute résolution. Les forcages externes tels que la concentration de CO₂ résultants des émissions de gaz à effet de serre, les aérosols anthropiques, les volcans ou l'activité solaire sont donc fixes. L'évolution des variables climatiques dans cette simulation traduit ainsi la variabilité interne climatique. Les simulations ont été analysées après un *spin-up* de 30 ans, avec des températures de surface de l'océan que l'on considère comme quasiment équilibrées. Ce spin-up est court pour que les ajustements océaniques profonds aient lieu et a été préconisé par le protocole pour des raisons pratiques (Haarsma *et al.*, 2016). Nous

1. PProcess-based climate sIMulation : AdVances in high resolution modelling and European climate Risk Assessment, <https://www.primavera-h2020.eu/>

limiterons ainsi notre analyse à la réponse de l’atmosphère et de la surface de l’océan dans la suite.

A partir de chaque simulation de contrôle, 100 simulations perturbées – aussi appelés *membres* – sont réalisées sur une durée de 3 ans. La perturbation appliquée consiste à réduire globalement la valeur de l’albédo de la glace de mer² à la valeur de l’océan (0.07). Ceci a pour effet de simuler une disparition de la glace de mer pendant toute la période où le flux solaire atteint l’Océan Arctique, c’est-à-dire essentiellement en été. Les membres sont initialisés au hasard, tous les un, deux ou trois ans de la simulation de contrôle. La faible durée de ces simulations perturbées permet d’étudier la réponse transitoire de l’atmosphère au déclin de la glace de mer. Cela ne prend pas en compte les processus d’interaction avec la circulation océanique qui ont lieu à plus long terme. Nous verrons que ce déclin est abrupt car la réduction de l’albédo permet, dans le modèle CNRM-CM6, de faire fondre totalement la glace de mer d’été dès la première année de perturbation. Notons que la perturbation est en fait globale et qu’elle agit donc aussi sur la glace de mer en Antarctique. Toutefois, aux échelles de temps considérées, nous faisons l’hypothèse que la fonte dans l’hémisphère sud n’impacte pas la circulation atmosphérique de l’hémisphère nord à laquelle on s’intéresse. Cette hypothèse a été effectuée dans une étude comparable (Blackport et Kushner, 2016). Nous appellerons PERT l’ensemble de tous les membres et CTL la simulation de contrôle. La réponse d’une variable étudiée est définie comme étant la différence entre PERT et CTL.

Les simulations de contrôle seront notamment analysées dans le chapitre 3 afin d’évaluer le comportement du modèle concernant le lien entre la variabilité de la glace de mer et la variabilité de l’atmosphère du pôle nord jusqu’aux moyennes latitudes. La simulation PERT en basse résolution sera exploitée dans le chapitre 4 afin d’analyser les mécanismes de la réponse de l’atmosphère au déclin de la glace de mer. Les résultats de la simulation PERT en haute résolution seront comparés dans le chapitre 5 avec ceux de la basse résolution pour comprendre l’impact de l’augmentation de la résolution horizontale du modèle – et donc la modification de l’état moyen climatique – sur la réponse atmosphérique.

Enfin, la même expérience de sensibilité que LR1950 a été réalisée à partir d’une simulation de contrôle correspondant aux conditions climatiques de l’année 1850, avec 40 membres. Nous l’appellerons LR1850. Celle-ci permettra de compléter dans le chapitre 5 l’analyse de la dépendance à l’état moyen de la réponse atmosphérique au déclin de la glace de mer.

Les différentes expériences de sensibilité réalisées sont récapitulées dans le tableau 2.1. L’initialisation des 40 membres pour LR1850 et des 100 membres pour LR1950 est illustrée sur la figure 2.2 à titre d’exemple, par rapport à aux conditions d’étendue de la glace de mer arctique dans les simulations de contrôle respectives. Les simulations de contrôle seront analysées plus en détail dans le chapitre suivant.

2. Cette réduction d’albédo est l’une des techniques permettant d’imposer une fonte de glace de mer avec une configuration couplée du modèle et a été préconisée par le protocole PRIMAVERA pour des raisons pratiques et de coordination entre les différents modèles. Une autre technique est par exemple d’ajouter un flux de chaleur additionnel à la surface de l’océan (e.g. Oudar *et al.* 2017 avec le modèle CNRM-CM5).

Expérience de sensibilité	Année CTL	Durée* CTL	Nombre de membres	Durée** des membres	Perturbation
LR1950	1950	150	100	36	albédo
HR1950	1950	150	100	36	albédo
LR1850	1850	370	40	27	albédo

TABLEAU 2.1 – Tableau récapitulant les trois cas d’expériences de sensibilité réalisées et analysées. (*durée CTL en année, après le spinup. **durée membres en mois)

2.4 Méthodes statistiques

2.4.1 Analyse en composantes principales

Pour caractériser l’évolution temporelle d’une structure de variabilité climatique, l’analyse en composantes principales (ACP) est couramment utilisée (introduite dans le chapitre 1 dans le cas du NAM). Celle-ci permet de décomposer le champ d’une variable en plusieurs modes orthogonaux et décorrélés, chacun représentant une part de variance des données. La méthode consiste ainsi à décomposer en valeurs singulières la matrice de variance-covariance du champ de variable, dont les valeurs propres λ_i correspondent à la variance expliquée par chaque mode par rapport à la variance totale. Les structures spatiales associées à chaque mode sont appelées les fonctions empiriques orthogonales (EOF) et les indices temporels donnant l’évolution de ces structures dans le temps sont appelés les composantes principales (CP). La variable V peut s’écrire comme la somme sur les n modes du produit de l’EOF et de la CP :

$$V(t, lat, lon) = \frac{1}{var(V)} \sum_{i=1}^n \lambda_i \times 100 \times CP_i(t) \times EOF_i(lat, lon), \quad (2.1)$$

où le facteur $\frac{1}{var(V)} \sum_{i=1}^n \lambda_i \times 100$ correspond à fraction de la variance du mode i par rapport à la variance totale. L’EOF du mode i correspond au produit scalaire de la variable V et de la CP de ce mode, et de la même façon la CP correspond au produit scalaire de la variable et de l’EOF pour le mode i :

$$EOF_i = \left(\frac{1}{Nt - 1} \right) \sum_{i=1}^{Nt} CP_i \times V \quad \text{et} \quad CP_i = \left(\frac{1}{Np - 1} \right) \sum_{i=1}^{Np} EOF_i \times V, \quad (2.2)$$

avec des EOF et CP normalisés et où Nt et Np correspondent respectivement au nombre de pas de temps et au nombre de points de grille. Les modes obtenus sont classés de telle sorte que le premier représente le maximum de variance. Ils sont statistiques et géométriques et n’ont pas nécessairement de signification physique, en particulier pour les nombres de mode élevés. Nous appliquerons cette méthode notamment à la pression au niveau de la mer (SLP) et nous nous limiterons au premier mode afin de caractériser le mode annulaire de l’hémisphère nord (NAM).

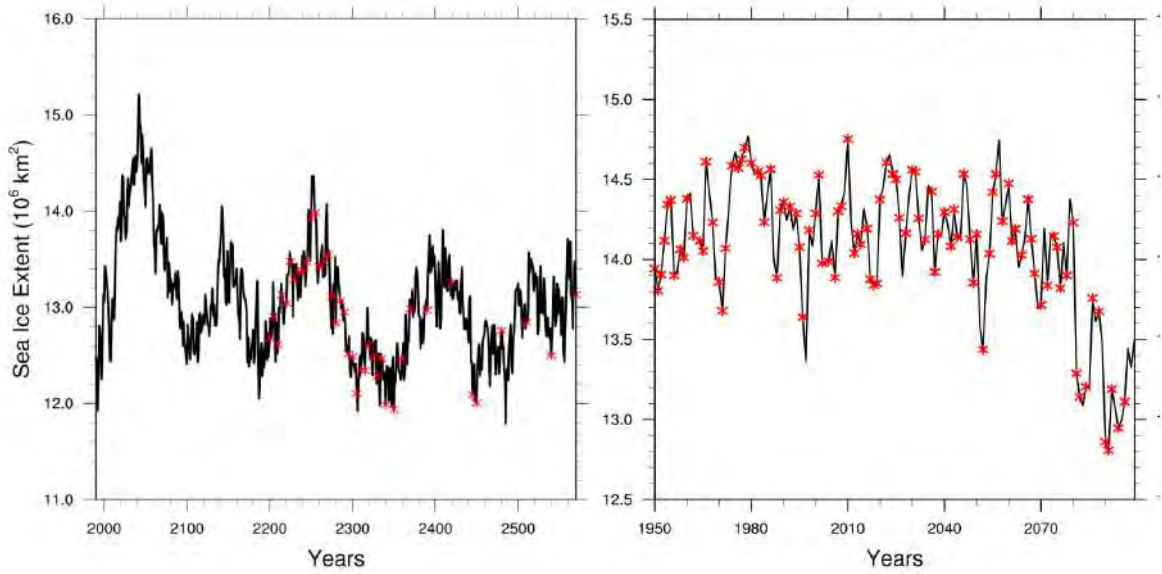


FIGURE 2.2 – Illustration des états initiaux des 40 membres dans la simulation de contrôle de LR1850 par rapport à l'étendue de glace de mer arctique (10^6 km^2 , gauche), et pour les 100 membres dans la simulation de contrôle de LR1950 (droite).

2.4.2 Significativité statistique

L'évaluation de la significativité statistique d'un paramètre d'un ensemble de données par rapport à celui d'un autre ensemble de données repose sur le test de l'*hypothèse nulle* H_0 selon laquelle ces paramètres statistiques (par exemple la moyenne ou la variance) sont égaux pour ces deux ensembles de données. Cette évaluation se réalise selon un *test statistique* approprié et un *seuil de confiance* à choisir. Dans la suite, nous serons amenés à déterminer si la perturbation imposée (fonte de la glace de mer) affecte *significativement* – à un certain niveau de confiance – l'état climatique initial simulé par le modèle. L'hypothèse nulle peut dans ce cas être formulée ainsi : "la perturbation n'affecte pas l'état moyen initial climatique". On considère l'hypothèse vraie *a priori*. Le test statistique calcule pour chaque point de grille et entre toutes les réalisations, la probabilité (appelée *valeur p*), d'observer H_0 (et non la probabilité qu'elle soit vraie). Prenons par exemple un *niveau de confiance* à 95 %. Le résultat du test appliqué sur une variable climatique offre deux possibilités : l'hypothèse est soit *rejetée* ou soit *non rejetée* pour chaque point de grille au *niveau de significativité* α de 5 %. Ceci signifie que dans le premier cas il y a 5 % de chance ou moins que l'hypothèse soit observée, autrement dit plus de 95 % de chance que l'hypothèse soit fautive et donc que la variable perturbée ait une moyenne différente de la variable de l'état initial (valeurs $p < \alpha$). Dans le second cas, il y a plus de 5 % de chance que l'hypothèse soit observée, autrement dit suffisamment pour qu'on ne puisse pas considérer qu'elle est fautive (valeurs $p > \alpha$).

En pratique nous disposerons de deux distributions de la variable à tester : toutes les réalisations climatologiques de l'état initial et toutes les réalisations correspondants aux membres d'une expérience de sensibilité. Chaque réalisation est considérée comme indépendante de chaque autre réalisation de la distribution. Plus le nombre de réalisations

indépendantes sera grand, plus la moyenne de ces réalisations tendra vers une loi normale (théorème de la limite centrale). En faisant l'hypothèse de la normalité des distributions et de l'égalité des variances entre les distributions initiale et perturbée, nous testerons la moyenne de ces distributions via un test de Student (t -test). Les résultats ont été confirmés avec un test Bootstrap ne nécessitant pas d'hypothèse sur la normalité.

Afin de tenir compte de la corrélation spatiale entre différents points de grille et d'éviter de rejeter par erreur un trop grand nombre de points – autrement dit de surestimer le nombre de points significatifs – nous adopterons également l'approche d'évaluation de la "significativité des champs" (*field significance*) de Wilks (2016). Celle-ci consiste à "contrôler le faux taux de découverte" (*controlling the False Discovery Rate, FDR*) en évaluant la probabilité qu'une hypothèse nulle rejetée soit en fait vraie. Le principe est de calculer un nouveau seuil de niveau de significativité global et d'éliminer les points qui ne respectent pas ce seuil. Celui-ci correspond à une nouvelle valeur p , appelée p_{FDR} , et est calculé à partir de la distribution croissante $p_{(i)}$ des valeurs p précédemment obtenues avec le test de Student, après avoir été réordonnées de deux dimensions à une dimension, pour chaque mois ou saison considéré :

$$p_{FDR} = \max_{i=1,\dots,N} [p_{(i)} : p_{(i)} \leq (i/N)\alpha_{FDR}], \quad (2.3)$$

où i correspond au point de grille, N au nombre de points de grille global ($lat \times lon$) et α_{FDR} au critère de significativité FDR, à choisir et dépendant de l'échelle de décorrélation spatiale de la variable considérée. Pour les variables à faible échelle de décorrélation spatiale, typiquement inférieure à environ 1500 km (telles que la pression au niveau de la mer), choisir un critère $\alpha_{FDR} = \alpha = 0.05$ mènerait à un niveau de significativité statistique atteint de 5 % (95 % de niveau de confiance). En revanche, pour les variables à grande échelle de décorrélation spatiale (telles que la température de surface de l'air ou les vents zonaux), choisir un critère $\alpha_{FDR} = \alpha = 0.05$ mènerait à un niveau de significativité statistique atteint inférieur ; valant $\alpha/2 = 0.025$ (97.5 % de niveau de confiance). Pour ce type de variable, on pourrait donc se limiter à $\alpha_{FDR} = 2\alpha = 0.10$, pour atteindre un niveau de significativité de 5 % comme dans le test global de Student. Pour une variable donnée, augmenter le critère α_{FDR} revient ainsi à diminuer le niveau de significativité atteint. Dans la suite, le choix de $\alpha_{FDR} = 0.05$ quelque soit la variable a été fait par simplicité, c'est-à-dire avec un niveau de confiance de 95 % pour les variables à faible échelle de décorrélation spatiale et de 97.5 % pour les variables à grande échelle de décorrélation spatiale.

2.5 Diagnostics

Dans les chapitres suivants, nous utiliserons plusieurs métriques pour analyser la réponse de l'atmosphère à la disparition de la glace de mer en Arctique. Nous décrivons ci-après les méthodes utilisées.

NAM et indice de Woollings (2008)

Pour caractériser le premier mode de variabilité de l'atmosphère dans l'hémisphère nord, le NAM, nous réalisons une analyse en composantes principales du champ de pression au niveau de la mer (Thompson et Wallace, 2000). Le champ de pression est préalablement pondéré par la racine carrée du cosinus de la latitude pour que des aires égales de la grille aient un poids égal dans le calcul. L'analyse sera effectuée sur des échelles de temps saisonnières ou mensuelles. La composante principale normalisée de ces modes (la série temporelle de l'EOF) peut ensuite être projetée sur des champs d'anomalies de PSL, de hauteur du géopotentiel, de température de surface, etc., pour obtenir les variations spatiales de ces variables associées au mode sélectionné (régression linéaire). Les cartes de régression obtenues correspondent ainsi aux anomalies de la variable qui sont associées à une anomalie de 1 écart-type de la série temporelle.

Afin d'identifier également la phase du NAM jusque dans la stratosphère, nous utilisons la métrique proposée par Woollings *et al.* (2008), basée sur un indice zonal de hauteur du géopotentiel. Pour un niveau de pression donné, l'indice correspond à la moyenne spatiale de la hauteur du géopotentiel entre 20 et 50°N, moins la moyenne entre 60 et 90°N. Lorsque la phase du NAM est positive, l'indice est positif, et le gradient méridional de pression est vers le sud. A l'inverse, lorsque la phase du NAM est négative, l'indice est négatif, et le gradient méridional de pression est vers le nord.

Ces diagnostics seront notamment utilisés dans les chapitres 3 et 4.

ENSO

Plusieurs indices existent pour caractériser l'ENSO (Hanley *et al.*, 2003). Nous adoptons une définition basée sur l'indice Nino 3.4 (Trenberth, 1997). Cet indice est calculé comme étant la moyenne spatiale normalisée de la température de surface de la mer en hiver dans la région du Pacifique tropical entre 5°S et 5°N, et entre 170°O et 120°O. La moyenne est réalisée sur les mois de novembre à janvier, période correspondant généralement au maximum d'amplitude de la température de surface de la mer lors d'un événement El Nino (Trenberth, 1997). Un indice supérieur à 1 (en unité d'écart-type de la distribution) correspond à une phase positive de l'ENSO (événement El Nino) et inversement un indice inférieur à -1 correspond à une phase négative de l'ENSO (événement La Nina). La phase neutre de l'ENSO est définie entre ces deux valeurs.

Nous calculerons cet indice dans le chapitre 4.

QBO

La QBO est définie comme étant la moyenne zonale des vents zonaux dans la stratosphère tropicale entre 5°S et 5°N. Afin d'évaluer sa phase, nous définissons un indice QBO correspondant à la valeur de cette moyenne zonale à 10 hPa, moyennée sur les mois d'octobre, novembre et décembre. Ce niveau de pression et ces mois choisis correspondent à l'amplitude maximale de la QBO dans le modèle CNRM-CM6 utilisé. En calculant les deux terciles de la distribution des indices sur les années d'une simulation de contrôle, on peut alors diviser l'indice en trois catégories : un indice QBO d'est (vents d'est), neutre ou d'ouest (vents d'ouest). L'indice QBO sera utilisé dans les chapitres 3, 4 et 5.

Ajustement dynamique et décomposition dynamique/thermodynamique

Le diagnostic d'ajustement dynamique proposé par Deser *et al.* (2016b) sera utilisé pour extraire la composante due aux changements de circulation atmosphérique dans la réponse de la température de surface de l'air (SAT) au déclin de la glace de mer. L'approche est basée sur une variation de la méthode de construction d'analogues de circulation de Van den Dool (1994). Elle sera appliquée aux simulations LR1950 et HR1950 et discutée dans les chapitres 4 et 5. Pour chaque membre m de PERT et à l'échelle de temps choisie (mensuelle ou saisonnière), les Na plus proches analogues de SLP sont identifiés dans CTL, en minimisant le score de Teweles-Wobus (Teweles Jr et Wobus, 1954). Ns analogues sont ensuite sélectionnés au hasard parmi Na et la combinaison linéaire de ces Ns analogues qui se rapproche le plus de la SLP de PERT initiale est calculée :

$$X_{PERT} \approx X_{CA} = X_C \beta, \quad (2.4)$$

avec X_{PERT} la matrice colonne contenant la SLP de PERT du membre m (de dimension $N \times 1$ avec N le nombre de points de grille), X_{CA} l'analogue de SLP construit dans CTL et le plus proche de la SLP de PERT (de dimension $N \times 1$), X_C la matrice contenant les Ns analogues de X_{PERT} ($N \times Ns$) et β les coefficients de la régression linéaire ($Ns \times 1$). Ces coefficients sont estimés grâce à la décomposition en valeurs singulières de la matrice rectangulaire X_C . Ils sont ensuite appliqués à la matrice des Ns SAT de CTL construite en même temps que X_C , permettant d'obtenir la composante *dynamique* de la SAT de PERT pour le membre m . Ces étapes sont répétées Nr fois et la moyenne des SAT reconstruites sur ces Nr fois est calculée afin d'obtenir la composante *dynamique* finale de la SAT perturbée. Enfin, la moyenne d'ensemble sur tous les membres m est réalisée.

L'estimation de la composante dynamique de la SAT perturbée permet ensuite de calculer la composante dynamique de la réponse de la SAT et d'en déduire sa composante thermodynamique. On peut décomposer la réponse de la SAT de la manière suivante :

$$\Delta SAT = SAT_{PERT} - SAT_{CTL} = (SAT_{PERT}^{dyn} + SAT_{PERT}^{thermo}) - (SAT_{CTL}^{dyn} + SAT_{CTL}^{thermo}), \quad (2.5)$$

où les notations *dyn* et *thermo* indiquent les composantes dynamique et thermodynamique de la SAT perturbée et dans la simulation de contrôle. Or, la composante thermodynamique de la SAT dans CTL n'existe pas car la simulation de contrôle est par définition entièrement *dynamique*. Ainsi $SAT_{CTL}^{thermo} = 0$ et $SAT_{CTL}^{dyn} = SAT_{CTL}$. On obtient alors les deux composantes de la réponse de la SAT, ΔSAT^{dyn} et ΔSAT^{thermo} :

$$\Delta SAT = (SAT_{PERT}^{dyn} - SAT_{CTL}) + SAT_{PERT}^{thermo} = \Delta SAT^{dyn} + \Delta SAT^{thermo}, \quad (2.6)$$

en posant $\Delta SAT^{dyn} = (SAT_{PERT}^{dyn} - SAT_{CTL})$ et $\Delta SAT^{thermo} = SAT_{PERT}^{thermo}$.

L'ajustement dynamique permet d'obtenir SAT_{PERT}^{dyn} , et ainsi d'en déduire ΔSAT^{dyn} puis ΔSAT^{thermo} .

Avec cette méthode de décomposition basée sur l'ajustement dynamique, la composante dynamique de la réponse de la SAT correspond aux changements de température dus aux changements de circulation atmosphérique en réponse au déclin de la glace de mer. Cela inclut des effets d'advection et des effets locaux, représentatifs des conditions climatologiques des surfaces continentales et océaniques. La composante thermodynamique correspond aux changements de température qui ne sont pas dus aux changements de circulation. Cela inclut des processus tels que l'advection par le flux climatologique de masses d'air océaniques ou des effets thermodynamiques locaux dus à des anomalies de conditions de surfaces continentales favorisant des anomalies de température (e.g. couverture neigeuse, humidité du sol). Comme cette composante peut inclure des effets qui ne sont pas entièrement thermodynamiques mais qui peuvent aussi être liés à la dynamique, nous adopterons l'appellation de composante *résiduelle*.

Cette composante résiduelle contient également les erreurs dues à la reconstruction des analogues, dépendant du choix des paramètres N_a , N_s et en particulier de N_r . La reconstruction de la SLP selon le nombre d'itérations a été testée pour la simulation LR1950, avec deux approches spatiales différentes pour le calcul des analogues, décrites ci-après.

Approche globale versus approche régionale

Dans le cas de l'approche globale, la reconstruction des analogues de circulation est effectuée à l'échelle de l'hémisphère nord. Dans le cas de l'approche régionale, celle-ci est réalisée dans trois régions des moyennes latitudes d'intérêt pour l'analyse de la réponse de la SAT au déclin de la glace de mer arctique : l'Amérique du Nord (définie comme étant la région entre 30-60°N et 140-50°O), l'Europe (35-60°N, 15°O-45°E) et l'Asie centrale (30-50°N, 70-125°E).

L'erreur quadratique moyenne (RMSE pour *root-mean-square error*) entre la SLP reconstruite par la méthode des analogues et la SLP perturbée cible est représentée sur la figure 2.3 en fonction du nombre d'itérations choisis N_r (entre 20 et 200). La RMSE est illustrée pour le cas de l'hémisphère nord (approche globale) et pour le cas de l'Europe (approche régionale), pour les mois de novembre et de décembre. Pour l'analyse de la réponse atmosphérique, nous nous focaliserons principalement sur les mois de novembre à février (chapitres 4 et 5), et les RMSE calculées en janvier et février sont du même ordre de grandeur que celles calculées en novembre et décembre.

De manière générale, la RMSE diminue lorsque le nombre d'itérations augmente, particulièrement pour le mois de novembre (valable également en janvier et février, mais moins clair en décembre). Cette variation est de l'ordre de 10^{-3} dans le cas de l'hémisphère nord. Dans le cas régional en revanche, cette variation est de l'ordre de 10^{-4} et donc réduite de 1 ordre de grandeur par rapport au cas précédent. La reconstruction régionale des analogues de SLP est donc meilleure avec l'approche régionale, quelque soit le nombre d'itérations choisi. Mentionnons que seulement 10 membres ont été utilisés ici pour limiter le coût de calcul. Nous supposons que la différence entre les deux approches reste valide avec 200 membres.

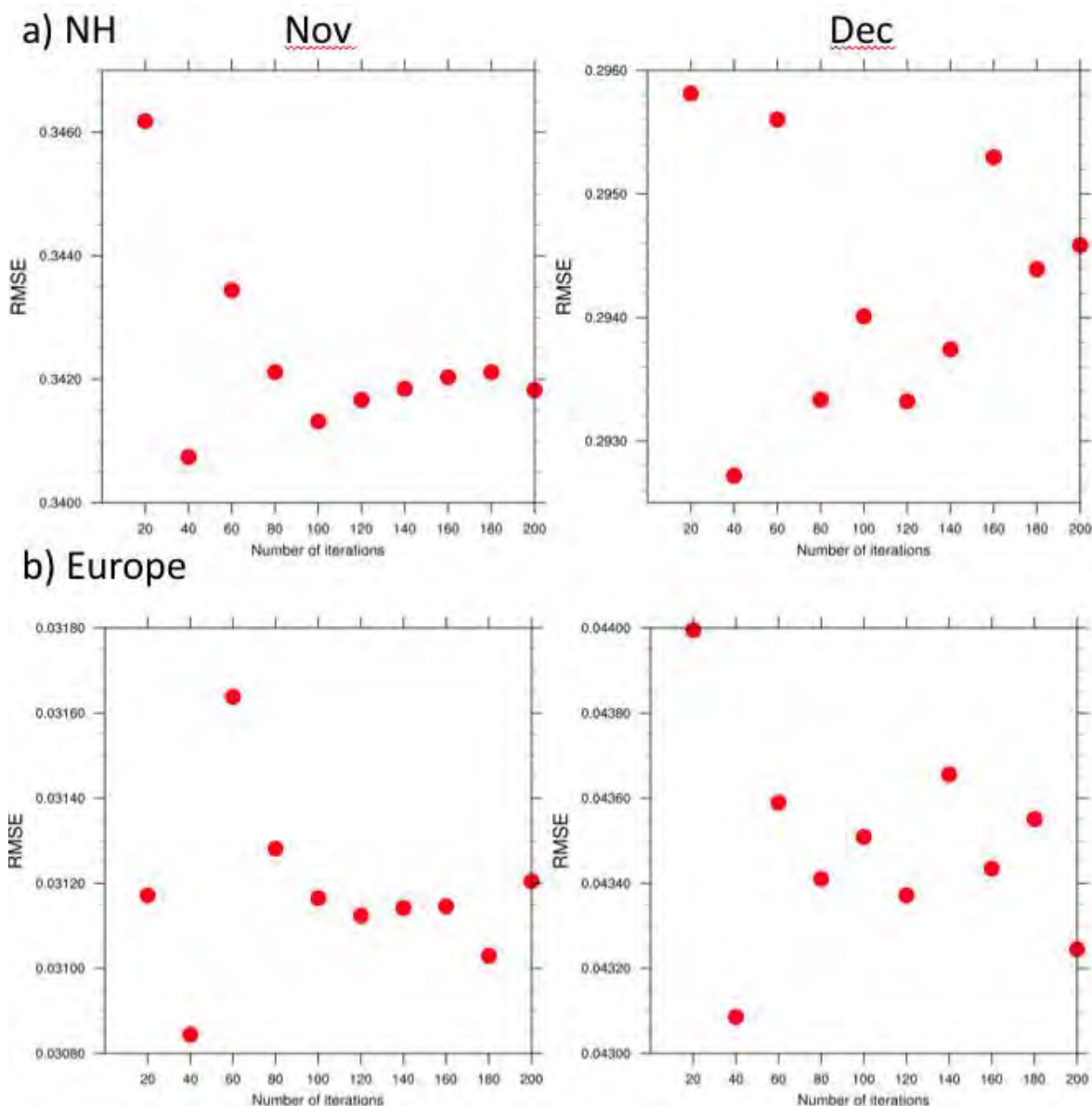
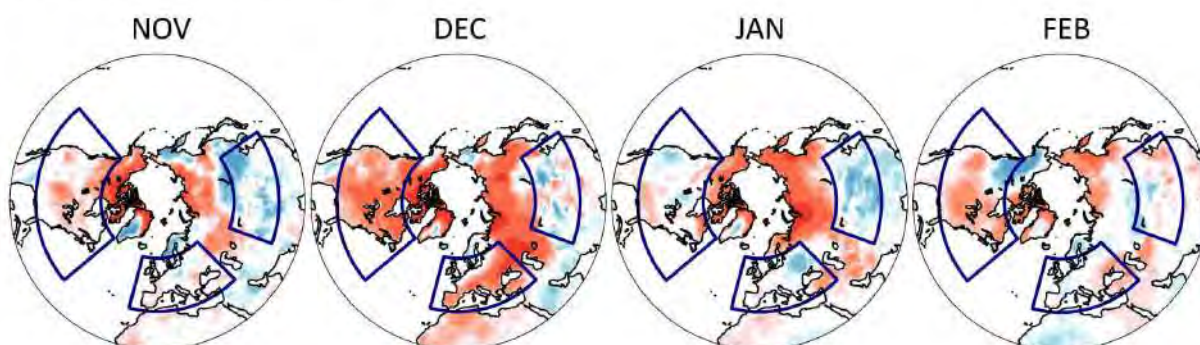


FIGURE 2.3 – Erreur quadratique moyenne (RMSE) entre la SLP reconstruite par la méthode des analogues et la SLP perturbée cible, selon le nombre d’itérations, en novembre (première colonne) et en décembre (deuxième colonne). (a) Cas de l’hémisphère nord. (b) Cas de l’Europe avec l’approche régionale. Moyennes sur 10 membres.

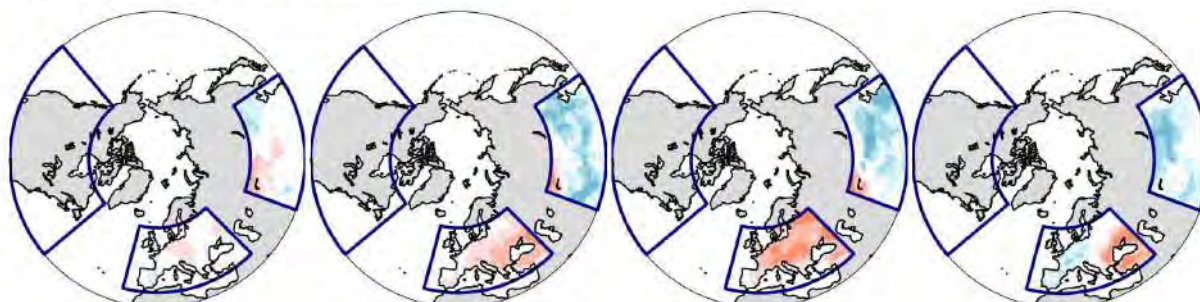
Avec 200 membres et pour un nombre d’itérations choisi à 60, la SAT induite par les changements de circulation et obtenue grâce à la reconstruction de la SLP, présente des caractéristiques qui peuvent changer notablement d’une approche à l’autre, à la fois en terme d’amplitude et de signe (figure 2.4a,b). Notons que pour cet exemple, la reconstruction en Amérique du Nord n’a pas été effectuée pour des raisons de coût de calcul. Par ailleurs, augmenter le nombre d’itérations de 60 à 200 dans le cas régional n’impacte pas la composante dynamique de la SAT (figure 2.4b,c). Les différences entre les deux approches sont principalement obtenues en Asie centrale en novembre, décembre et février, et en Europe en décembre et janvier. La SAT dynamique en Amérique du Nord présente

des caractéristiques plus semblables entre les deux approches que pour les deux autres régions (figure 2.4a,c). Avec l'approche régionale, la réponse de la SAT résiduelle obtenue en soustrayant la réponse de la SAT totale à la SAT dynamique, est moins variable d'un mois à l'autre par rapport à celle qui est obtenue avec l'approche globale.

a) Global, 60 itérations



b) Régional, 60 itérations



c) Régional, 200 itérations

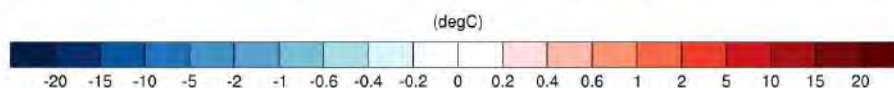
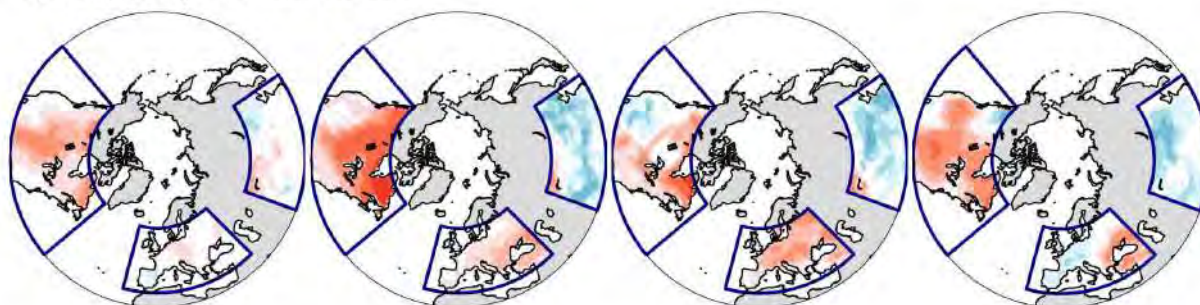


FIGURE 2.4 – Composante dynamique de la SAT, obtenue (a) avec l'approche globale et 60 itérations, (b) l'approche régionale et 60 itérations et (c) avec l'approche régionale et 200 itérations. Moyennes sur 200 membres.

L'approche régionale est ainsi plus adaptée pour l'analyse de la décomposition de la SAT dans les trois régions d'intérêt aux moyennes latitudes. Par ailleurs, des tests

supplémentaires montrent que la méthode d'ajustement dynamique n'est pas sensible à des variations de la taille de la région sur la longitude jusqu'à environ $\pm 30^\circ$ dans les deux directions.

L'approche régionale sera utilisée dans le chapitre 4 pour l'étude des mécanismes de la réponse de la SAT aux moyennes latitudes en réponse à la perte de glace de mer (cas de la figure 2.4c). Dans le chapitre 5 traitant de la simulation à haute résolution, nous nous limiterons à une analyse réalisée à l'aide de l'approche globale (cas de la figure 2.4a répété à haute résolution).

Flux d'Eliassen-Palm

Pour analyser la propagation des ondes planétaires et leur interaction avec le flux moyen atmosphérique en deux dimensions (verticale et latitudinale), nous utilisons le flux d'Eliassen-Palm (EP, Eliassen et Palm 1961, mentionné dans le chapitre 1) et adoptons la formulation décrite par Edmon Jr *et al.* (1980). Dans le cadre de l'approximation quasi-géostrophique et dans le plan (ϕ, p) , le vecteur flux EP \vec{F} et sa divergence sont définis de la manière suivante en coordonnées sphériques :

$$\vec{F} = \{F_{(\phi)}, F_{(p)}\}, \quad (2.7)$$

$$F_{(\phi)} = -a \cos(\phi) \overline{u'v'}, \quad (2.8)$$

$$F_{(p)} = a \cos(\phi) f \frac{\overline{v'\theta'}}{\partial\theta/\partial p}, \quad (2.9)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{F} = \frac{1}{a \cos(\phi)} \frac{\partial}{\partial\phi} (F_{\phi} \cos(\phi)) + \frac{\partial F_p}{\partial p}, \quad (2.10)$$

où ϕ est la latitude, p est la pression, a est le rayon de La Terre, f est le paramètre de Coriolis, u et v sont les vitesses du vent zonal et méridional et θ est la température potentielle. Les symboles "prime" et "barre" correspondent respectivement aux anomalies zonales et aux moyennes zonales. Le vecteur flux EP \vec{F} (eq. 2.7) mesure le transfert d'activité des ondes planétaires selon la latitude et le niveau de pression, et représente en d'autres termes la direction de propagation de l'onde. La composante horizontale de \vec{F} (eq. 2.8) est proportionnelle à l'opposé du flux de moment angulaire vers le nord des tourbillons transitoires $-\overline{u'v'}$. La composante verticale de \vec{F} (eq. 2.9) est proportionnelle au flux de chaleur vers le nord des tourbillons $\overline{v'\theta'}$. Notons que $F_{(p)}$ est positif vers le bas (hautes valeurs de pression). $\delta\bar{\theta}/\delta p$ est négatif pour une atmosphère stable statiquement, ainsi $F_{(p)}$ est proportionnel à l'opposé de $\overline{v'\theta'}$. Pour une onde se propageant vers le haut, $F_{(p)}$ sera négatif et $\overline{v'\theta'}$ positif. La divergence du flux EP (eq. 2.10) représente l'amplitude du forçage tourbillonnaire sur le flux zonal moyen \bar{u} :

$$\frac{1}{a \cos(\phi)} \vec{\nabla} \cdot \vec{F} = \frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f \bar{v}^\dagger - \bar{\mathcal{F}}, \quad (2.11)$$

où $\bar{v}^\dagger = \bar{v} - \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\overline{v'\theta'}}{\partial\theta/\partial p} \right)$ est la moyenne zonale d'une vitesse méridionale résiduelle et $\bar{\mathcal{F}}$ la moyenne zonale d'une force de frottement. Le forçage tourbillonnaire tend à accélérer les

vents moyens lorsque le flux EP diverge et à l'inverse il tend à les décélérer lorsque le flux EP converge (Holton, 1992). Pour des conditions moyennes hivernales, de fortes anomalies de convergence sont observées dans la basse troposphère vers 400 hPa, au nord de 30°N (figure 2.5 gauche). En conditions stables, le vent zonal \bar{u} est constant. Un ralentissement des vents par la convergence du flux EP est ainsi compensé par la circulation méridionale résiduelle \bar{v}^\dagger . Des anomalies de divergence sont également observées au niveau du coeur du courant-jet subtropical à 200 hPa ainsi que dans la basse troposphère vers 800 hPa.

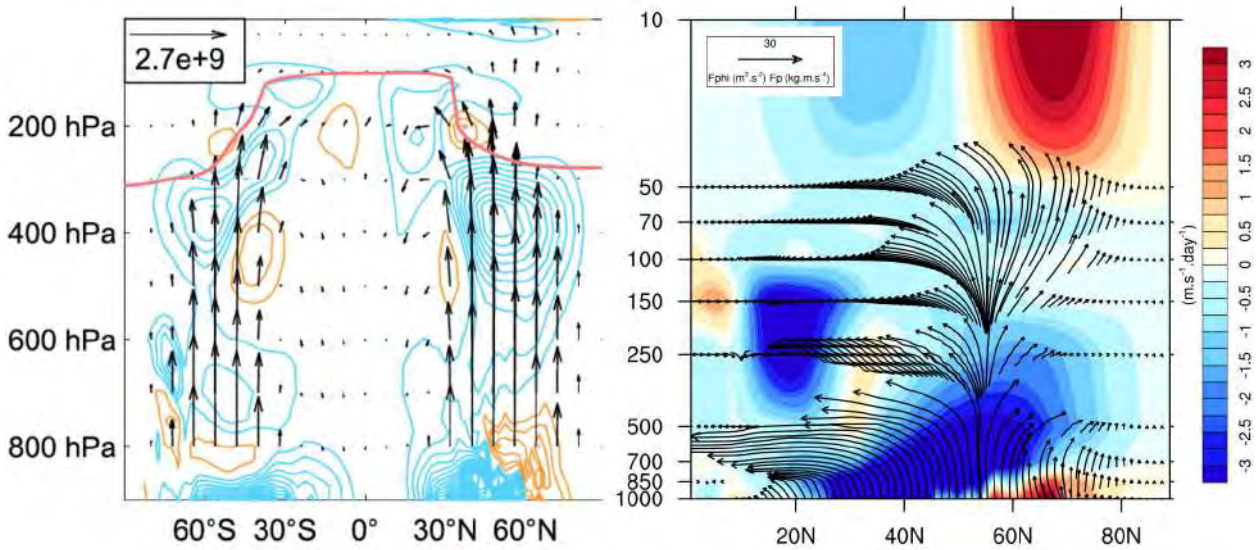


FIGURE 2.5 – Moyenne du flux EP (flèches) et de sa divergence (contours) pour ERA-Interim sur la période 1980-2013 en DJF (gauche, figure tirée de Dwyer et O’Gorman 2017) et pour la simulation de contrôle LR1950 en décembre sur l’hémisphère nord (droite). A gauche, les intervalles des contours sont de $75 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, avec en bleu les valeurs négatives indiquant une convergence du flux EP et en orange les valeurs positives indiquant une divergence. L’échelle horizontale des flèches est de $2,7 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2}$ et l’échelle verticale de $2,7 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2} \times 4,5 \cdot 10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{m}^{-1}$. La courbe orange correspond à la tropopause. A droite, les intervalles de contours sont de $0,25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{jour}^{-1}$, avec en bleu les valeurs indiquant également une convergence et en rouge les valeurs indiquant une divergence. L’échelle horizontale des flèches est de $30 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ et l’échelle verticale de $30 \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-4}$.

Le flux EP et sa divergence seront calculés à l’aide de données de sortie de modèle journalières (moyenne zonale de la température, du vent zonal et du vent méridien). Afin de ne prendre en compte que les fluctuations d’échelle planétaire, ces données seront préalablement filtrées pour ne garder que les fluctuations dont la période est supérieure à 10 jours. Pour le tracé des vecteurs EP et de la divergence, la convention décrite par Edmon Jr *et al.* (1980) est appliquée : la composante verticale de \vec{F} est multipliée par $\cos(\phi)$ et par la distance occupée par 1 Pa sur la figure (i.e. $1/10^5$). La composante horizontale est multipliée par $1/a$ et par la distance occupée par 1 radian de latitude (i.e. $1/\pi$). Les deux composantes sont multipliées par $\sqrt{(1000/p)}$, avec p la pression en hPa. Elles sont aussi amplifiées d’un facteur 3 au-dessus de 100 hPa pour étendre les vecteurs dans la stratosphère et faciliter l’analyse.

Ce diagnostic sera appliqué dans le chapitre 4 pour l'analyse du rôle de l'interaction troposphère-stratosphère dans la réponse atmosphérique au déclin de la glace de mer. Une illustration du flux EP dans la simulation de contrôle utilisée dans ce chapitre et servant de référence est donnée en figure 2.5 à droite, pour le mois de décembre. Le flux d'activité des ondes dans la simulation est cohérent avec les conditions hivernales moyennes observées, dans la troposphère et dans la stratosphère (figure 2.5 gauche). Dans la stratosphère, les ondes convergent au niveau des moyennes latitudes tandis que de fortes anomalies de divergence se situent au niveau du pôle.

Afin d'illustrer dans le plan horizontal les zones "sources" de la propagation des ondes planétaires, nous nous intéresserons également dans ce chapitre au flux de chaleur des tourbillons $v'\theta'$ selon la latitude et la longitude, celui-ci étant proportionnel à l'activité verticale des ondes.

Réchauffements stratosphériques soudains

Lors d'un réchauffement stratosphérique soudain (SSW, voir chapitre 1), une anomalie de convergence du flux EP est observée dans la stratosphère suite à une anomalie verticale du flux d'activité des ondes. Afin d'identifier un SSW, nous utilisons la définition proposée par [Charlton et Polvani \(2007\)](#). Un événement SSW a lieu lorsque la moyenne zonale du vent zonal à 10 hPa, à 60°N et de novembre à mars, devient négative (traduisant le renversement des vents d'ouest). Deux événements doivent être au moins séparés par une période de 20 jours consécutifs où les vents zonaux sont redevenus d'ouest pour être considérés comme faisant partie de deux épisodes SSW indépendants.

D'autres définitions existent et sont détaillées par [Butler et al. \(2015\)](#), certaines incluant une condition sur la température dans la stratosphère. Plusieurs sont imprécises, par exemple concernant les conditions de température. Celle de [Charlton et Polvani](#) est la plus communément utilisée. Les recommandations de [Butler et al. \(2015\)](#) seront toutefois appliquées et nous choisirons également 65°N au lieu de 60°N pour identifier un événement SSW.

Nous nous intéresserons aux réchauffements stratosphériques soudains dans le chapitre 4.

Sinuosité du courant-jet

Nous analyserons les changements de sinosité du courant-jet à l'aide de deux métriques. Celles-ci seront appliquées dans le chapitre 4.

1) Indice de circulation méridionale de [Francis et Vavrus \(2015\)](#)

Cet indice (Meridional Circulation Index, MCI) mesure la contribution de la composante méridionale de la vitesse du vent par rapport à la vitesse totale. Il s'exprime de la façon suivante :

$$MCI = \frac{v * |v|}{u^2 + v^2}, \quad (2.12)$$

où u et v désignent respectivement les composantes zonale et méridionale de la vitesse du vent. L'indice dépend de la latitude et de la longitude. Lorsque le flux atmosphérique

est entièrement zonal, l'indice vaut 0. Plus l'indice se rapproche de 1 ou -1, plus le flux possède une grande amplitude méridionale et donc plus il est sinueux. L'indice MCI est en fait positif quand le flux est dirigé du sud vers le nord ($v > 0$) et est à l'opposé négatif quand il est dirigé du nord vers le sud ($v < 0$). Nous calculerons cet indice à l'aide de données de sorties de modèle journalières à 500 hPa entre 20°N et 80°N comme suggéré par Francis et Vavrus (2015).

2) Indice d'activité d'onde planétaire de Irving et Simmonds (2015)

Contrairement à l'indice précédent qui est basé sur la géométrie du courant-jet, nous calculons un indice basé sur l'amplitude des paquets d'ondes planétaires. A partir de données journalières de vitesse de vent méridional ou de hauteur du géopotential à un niveau de pression choisi (par exemple 500 hPa) et entre 35°N et 65°N, l'enveloppe du paquet d'ondes est reconstruite selon la méthode de Zimin *et al.* (2003) par une transformée de Hilbert. L'indice de sinuosité est obtenu tout d'abord en prenant le maximum méridional de l'enveloppe pour chaque longitude et ensuite en prenant la médiane de ces valeurs. Nous calculerons cet indice sur un intervalle de nombre d'ondes correspondant aux ondes synoptiques ($k = 4 - 7$), celui-ci étant le plus communément adopté pour faire le lien avec la modification des conditions atmosphériques extrêmes.

Dépressions synoptiques

Plusieurs méthodes existent pour caractériser les dépressions synoptiques imbriquées au sein des tourbillons transitoires (introduits au chapitre 1), telles que des méthodes de suivi automatique pour évaluer leur trajectoire ou des méthodes eulériennes décrivant la position moyenne des routes dépressionnaires. Nous utiliserons cette seconde approche. Nous nous intéresserons à la modification de l'intensité de ces dépressions en réponse au déclin de la glace de mer et utiliserons deux métriques. L'une consiste au calcul de l'écart-type de la hauteur du géopotential journalier à 500 hPa (e.g. Wallace *et al.* 1988). L'autre consiste au calcul de la variance du vent méridional journalier à 500 hPa (e.g. Booth *et al.* 2017). Les données de sorties de modèle journalières de hauteur du géopotential et de vent méridional sont préalablement filtrées pour ne tenir compte que des fluctuations synoptiques ayant une période comprise entre 2 et 8 jours.

Ces diagnostics seront employés dans le chapitre 4.

Chapitre 3

Représentation de l'état moyen, de la variabilité interne et des téléconnexions Arctique - moyennes latitudes dans CNRM-CM6

L'objectif de ce chapitre est de caractériser le comportement du modèle CNRM-CM6 par rapport à des conditions climatiques réelles, à partir des trois simulations de contrôle qui serviront de référence à l'étude de la réponse atmosphérique au déclin de la glace de mer arctique dans les deux chapitres suivants. Nous utilisons les trois simulations de contrôle associées aux expériences de sensibilité référencées comme LR1850, LR1950 et HR1950, ainsi que les observations de glace de mer et la réanalyse atmosphérique présentées dans le chapitre 2. Il est important de préciser que la correspondance entre les simulations et les observations n'est pas nécessairement attendue, car les observations sont moyennées sur des conditions climatiques en évolution tandis que les trois simulations de contrôle sont moyennées sur des conditions climatiques fixes, dont les trois périodes de référence sont antérieures à la date de début de la période observée. La comparaison aux observations des états moyens simulés et de leur variabilité permet de mettre en perspective les conditions modélisées par rapport à des conditions réalistes. Nous nous intéressons aux questions suivantes :

1) Comment sont représentés les trois états moyens climatiques et leur variabilité dans le modèle par rapport aux observations ?

2) Quels sont les liens entre la variabilité de la glace de mer arctique et la variabilité atmosphérique dans le modèle et dans les observations ?

Ces deux questions seront abordées dans deux sections distinctes. Nous nous focalisons sur la saison hivernale, que l'on définit de janvier à mars, et qui correspond à la saison durant laquelle la variabilité atmosphérique dans l'hémisphère nord est la plus importante. Le terme "observations" sera parfois employé pour faire référence à la fois à la réanalyse atmosphérique et aux observations de concentration de glace de mer.

3.1 Etat moyen et variabilité

Dans cette section, nous comparons les états moyens climatiques entre les trois simulations de contrôle LR1850, LR1950 et HR1950. Nous les comparons également aux observations de concentration de glace de mer ainsi qu'à la réanalyse ERA-Interim. La comparaison entre LR1850 et LR1950 permet de comprendre l'influence de l'état moyen associée à différents forçages externes et la comparaison entre LR1950 et HR1950 permet de comprendre l'influence de la résolution horizontale atmosphérique et océanique sur la réponse de l'atmosphère au déclin de la glace de mer arctique. Nous nous focaliserons sur les représentations de la glace de mer arctique, celles de la température de surface de l'air, des zones de dépression et haute pression, des vents troposphériques et stratosphériques, ainsi qu'à la représentation du mode annulaire de l'hémisphère nord (NAM) et de l'oscillation quasi-biennale (QBO).

3.1.1 La glace de mer arctique

L'évolution inter-annuelle et le cycle saisonnier de l'étendue de glace de mer en Arctique sont représentés sur la figure 3.1 pour les trois simulations de contrôle. La simulation LR1850 correspond à un état moyen climatique avec légèrement moins de glace de mer que pour la simulation LR1950, avec une différence d'environ 1 million de kilomètres carrés (figure 3.1a). Toutefois, cette différence n'affecte pas la glace de mer d'hiver (figure 3.1b) et la différence entre les deux simulations reste faible en ce qui concerne l'étendue de la glace de mer arctique. Les différences d'étendue de glace de mer entre LR1850 et LR1950 restent en effet plus faibles que la variabilité de LR1850.

L'augmentation de la résolution, en comparant HR1950 et LR1950, aboutit en revanche à un état moyen climatique différent avec environ 3 millions de kilomètres carrés de glace de mer en moins dans HR1950 (figure 3.1a), et une différence maximale en hiver (figure 3.1b). La couverture spatiale durant cette saison est réduite en bordure de glace dans la mer d'Okhotsk, la mer de Barents et la mer du Labrador (figure 3.2a). Cette différence de quantité de glace de mer est cohérente avec un état moyen plus chaud sur l'Arctique dans la simulation à haute résolution par rapport à la simulation basse résolution, pouvant atteindre 2 °C en saison hivernale (figure 3.2b).

Le cycle saisonnier de l'étendue de glace de mer arctique est également illustré pour deux jeux d'observations NSIDC-Team et NSIDC-Bootstrap sur la figure 3.1b, correspondant à la période 1979-2014. L'état moyen simulé de glace de mer arctique qui s'approche le plus des conditions réelles est celui de la simulation HR1950.

Concernant la variabilité spatiale de glace de mer, la simulation LR1950 correspond à un état climatique moins variable que pour la simulation LR1850 en saison hivernale (figure 3.3a). Les différences se situent en bordure de glace et notamment dans la région des mers du Groenland, Islande et Norvège. L'augmentation de la résolution contribue également à diminuer la variabilité de la concentration de la glace de mer, avec des valeurs plus faibles essentiellement dans la mer d'Okhotsk et la mer du Labrador dans la simulation HR1950 par rapport à LR1950. Les variations hivernales de la glace de mer restent

généralement plus élevées que celles qui sont observées, avec la simulation haute résolution qui s'approche à nouveau le plus des conditions réelles, ce qui suggère une surestimation de la variance des autres simulations.

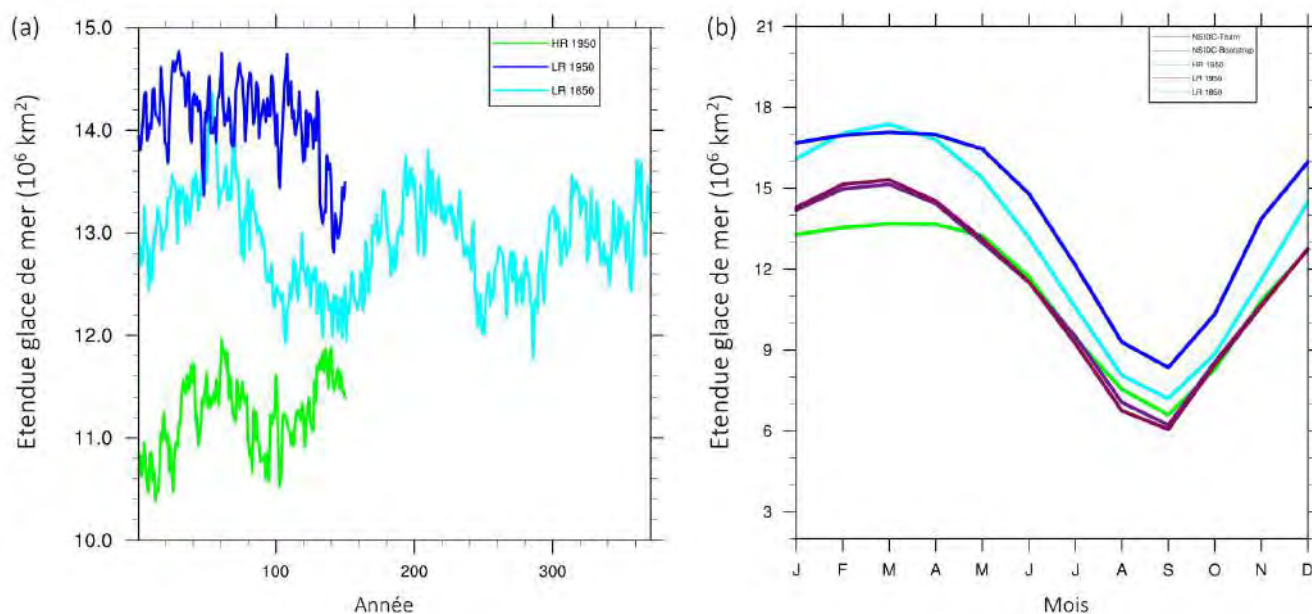


FIGURE 3.1 – Evolution inter-annuelle (a) et cycle saisonnier (b) de l'étendue de la glace de mer arctique dans les trois simulations de contrôle LR1850 (cyan), LR1950 (bleu foncé) et HR1950 (vert). Le cycle saisonnier des observations de glace de mer est représenté en violet (b).

3.1.2 Les conditions à la surface de l'atmosphère et dans la troposphère

La variabilité de la température de surface de l'air est la plus forte en Arctique, au-dessus des zones à forte variabilité de glace de mer (figure 3.3b). Les conditions climatiques de 1950 contribuent essentiellement à une diminution de la variabilité de la température dans les mers du Groenland, d'Islande et de Norvège par rapport aux conditions climatiques de 1850, en lien avec la diminution de la variabilité de la glace de mer décrite précédemment.

Les trois états moyens modélisés sont généralement plus froids (figure 3.2b) et plus variables (figure 3.3b) que les conditions climatiques observées en hiver, excepté dans la mer d'Okhotsk en comparant HR1950 avec les observations, ce qui est cohérent avec des valeurs légèrement plus faibles de glace de mer dans cette région dans HR1950 (figure 3.2a) et avec moins de variabilité (figure 3.3a).

La position et l'intensité des zones de haute et basse pression au niveau de la mer sont très similaires entre les simulations LR1850 et LR1950 (figure 3.2c), tout comme leur variabilité (figure 3.3c). L'augmentation de la résolution contribue par contre à un affaiblissement de la dépression d'Islande et de l'anticyclone des Açores dans l'Atlantique Nord, un affaiblissement de l'anticyclone de Sibérie au sud-ouest du lac Baïkal et à l'inverse

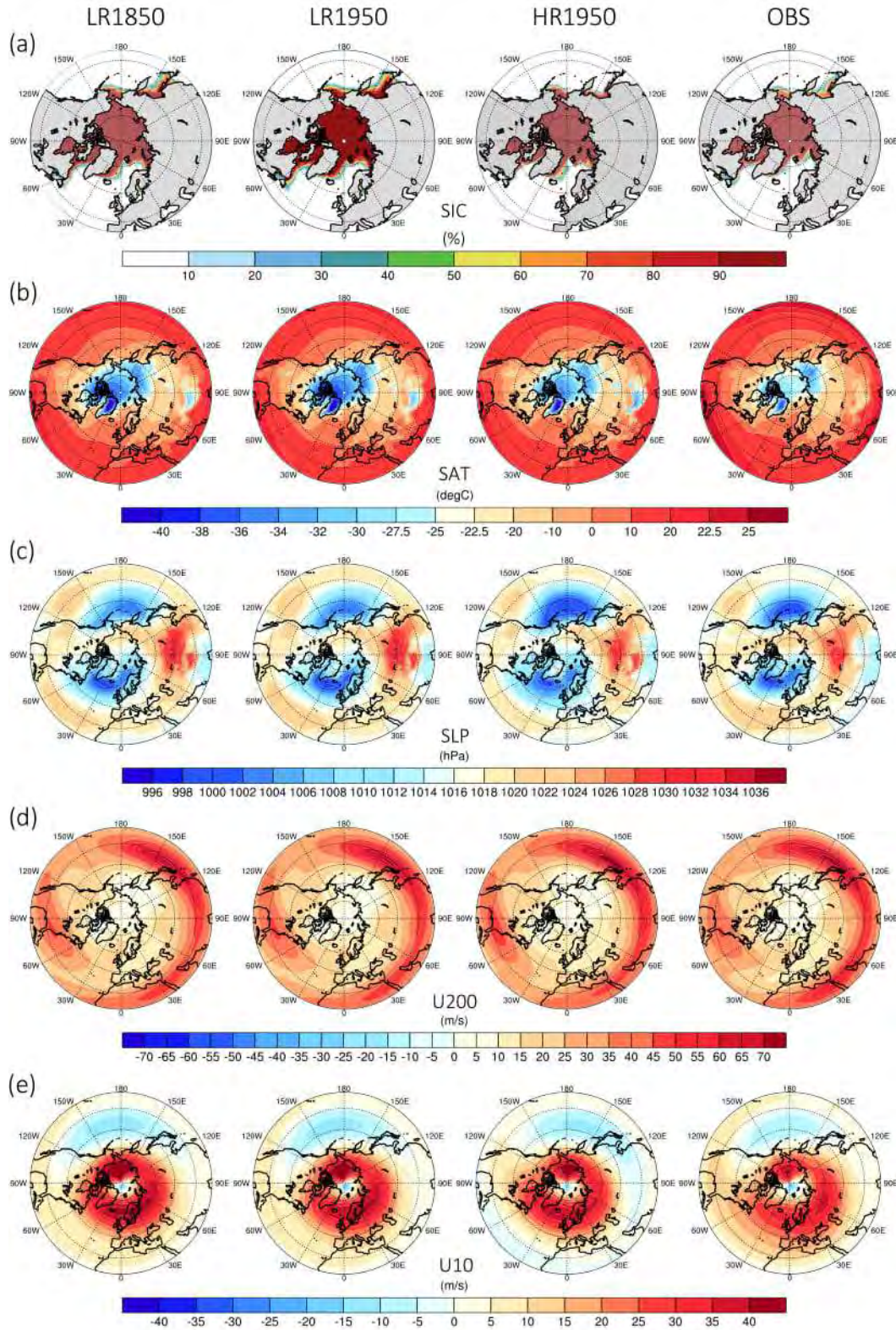


FIGURE 3.2 – Etat moyen en hiver des trois simulations de contrôle LR1850, LR1950, HR1950 et des observations pour (a) la concentration de glace de mer arctique (SIC, %), (b) la température de surface de l'air (SAT, °C), (c) la pression au niveau de la mer (SLP, hPa), (d) le courant-jet subtropical à 200 hPa dans la troposphère (U200, m/s) et (e) le courant-jet de la nuit polaire à 10 hPa dans la stratosphère (U10, m/s).

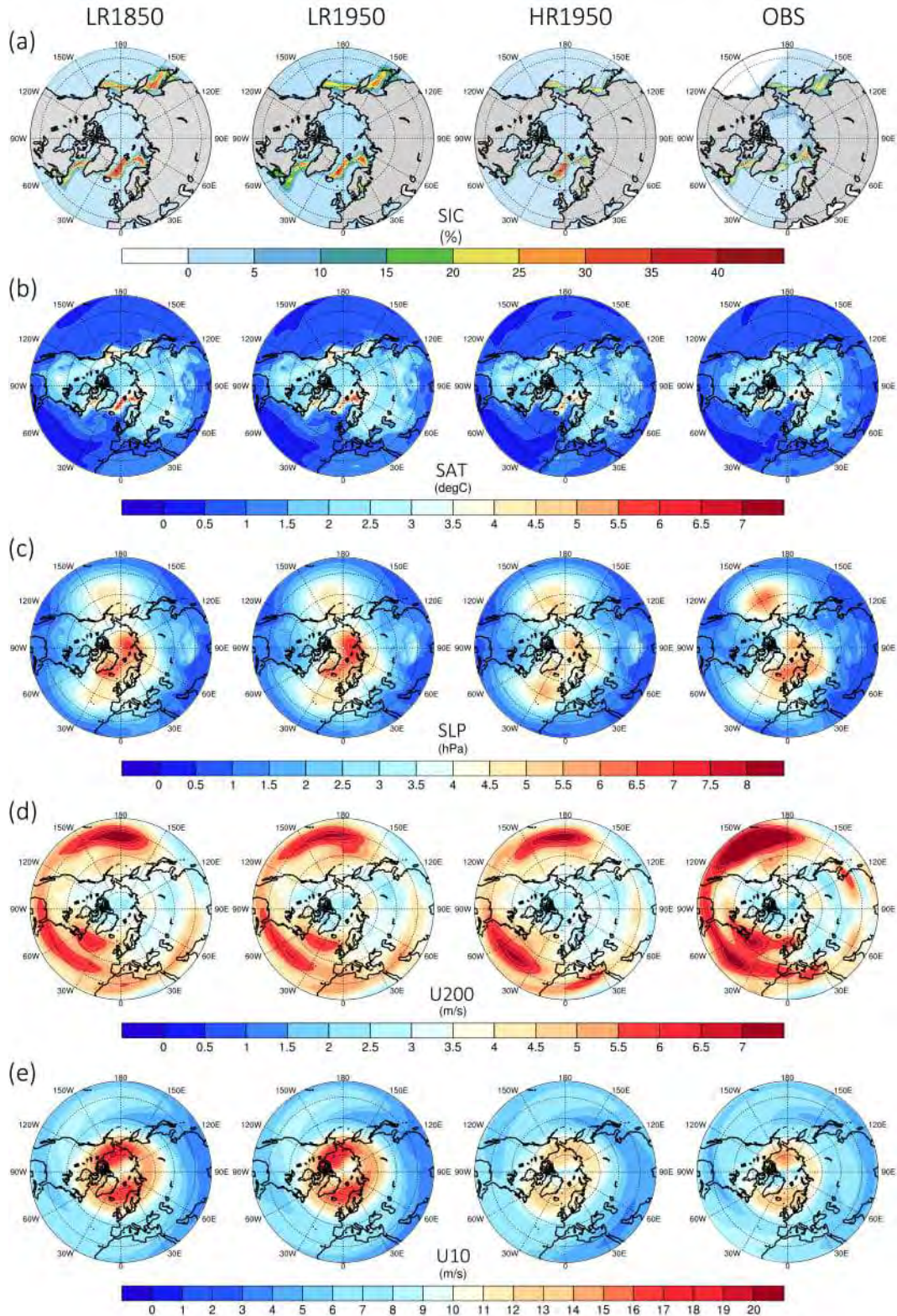


FIGURE 3.3 – Variabilité de l'état moyen (écart-type) en hiver pour les trois simulations de contrôle LR1850, LR1950, HR1950 et des observations pour (a) la concentration de glace de mer arctique (SIC, %), (b) la température de surface de l'air (SAT, °C), (c) la pression au niveau de la mer (SLP, hPa), (d) le courant-jet subtropical à 200 hPa dans la troposphère (U200, m/s) et (e) le courant-jet de la nuit polaire à 10 hPa dans la stratosphère (U10, m/s).

à un renforcement de la dépression des Aléoutiennes (figure 3.2c). Quant à la variabilité, celle-ci est nettement réduite au-dessus de l'Océan Arctique et de la dépression d'Islande avec une résolution plus fine (figure 3.3c). Comparé aux observations, le modèle simule un anticyclone de Sibérie avec un double maximum d'intensité pour les trois simulations de contrôle (figure 3.2c). La variabilité de la pression au-dessus de l'Arctique est plus réaliste pour la simulation HR1950 que pour les simulations LR1850 et LR1950. En revanche, les trois simulations possèdent un état moyen moins variable dans le Pacifique Nord que dans les observations, et à l'opposé un anticyclone de Sibérie plus variable.

La position et l'intensité du courant-jet subtropical à 200 hPa ne sont également pas affectées par une modification des conditions climatiques de 1850 à 1950 (figure 3.2d). En revanche, le courant-jet dans le bassin pacifique est légèrement moins variable dans la simulation LR1950 que dans la simulation LR1850 (figure 3.3d). L'augmentation de la résolution, en comparant HR1950 à LR1950, augmente légèrement l'intensité du courant-jet dans le Pacifique (figure 3.2d) et la variabilité à la fois dans le Pacifique et dans l'Atlantique (figure 3.3d). Les conditions des vents modélisées avec la haute résolution sont plus proches des conditions observées qu'avec la basse résolution dans le Pacifique. Toutefois, dans l'Atlantique, le modèle à basse résolution simule un courant-jet plus proche des caractéristiques observées, avec un courant-jet légèrement moins zonal qu'à haute résolution et un double maximum en terme de variabilité qui est mieux reproduit.

La variabilité du courant-jet dans les observations est toutefois bien supérieure à la variabilité représentée dans les trois simulations de contrôle, en particulier concernant le courant-jet dans le Pacifique (figure 3.3d). Les modèles à basse et haute résolution ne parviennent donc pas à simuler un courant-jet suffisamment variable, surtout dans le Pacifique.

Pour caractériser plus spécifiquement la variabilité atmosphérique dans les trois simulations de contrôle, nous analysons leur représentation du mode annulaire de l'hémisphère nord, le NAM, qui correspond au mode dominant de la variabilité atmosphérique dans l'hémisphère nord, à l'échelle de temps journalière, mensuelle et interannuelle. Le NAM est défini par la première EOF de la pression au niveau de la mer (SLP). Ses caractéristiques spatiales sont illustrées sur la figure 3.4 pour les trois simulations de contrôle ainsi que pour la réanalyse ERA-Interim, et sont calculées à partir des anomalies saisonnières de SLP. Le pourcentage de variance de SLP qui est associé à ce mode de variabilité est indiqué en haut à droite sur chaque figure. La convention adoptée est celle de la phase négative : un NAM en phase négative correspond à un affaiblissement de la dépression située au niveau de l'Islande et de l'anticyclone des Açores, se traduisant par des anomalies positives de SLP au-dessus de l'Arctique et des anomalies négatives dans l'Atlantique Nord et le Pacifique Nord. Les caractéristiques spatiales sur la figure 3.4 sont celles qui sont associées à une variation de -1 écart-type de la CP de SLP.

Les structures spatiales du NAM sont très similaires entre les simulations LR1850 et LR1950. Toutefois, l'état climatique simulé correspondant à des conditions de forçages externes de 1950 est associé à un NAM qui représente davantage de variance de la SLP que pour 1850 (29 % contre 18 %, figure 3.4). L'utilisation d'une résolution plus fine pour des conditions de forçages externes de 1950 contribue en revanche à diminuer la part de la variabilité de SLP associée au NAM (16 % contre 29 %). Les amplitudes caractérisant ce

mode au-dessus de l'Arctique sont également plus faibles avec une plus haute résolution, et plus proches de celles qui sont observées. D'autre part, la variance de SLP associée au NAM est également beaucoup plus proche des observations pour la simulation HR1950 que pour la simulation LR1950 à basse résolution.

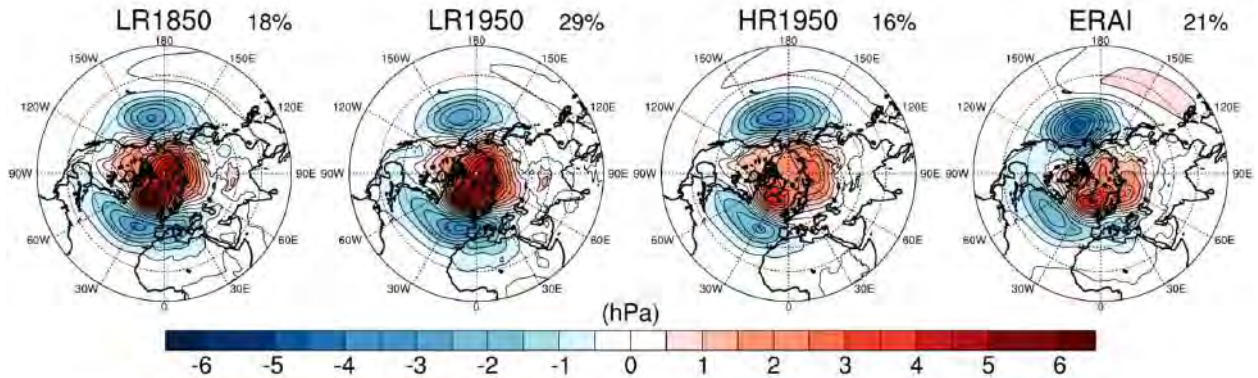


FIGURE 3.4 – Mode annulaire de l'hémisphère nord en hiver (NAM, EOF 1 calculée sur les anomalies saisonnières de SLP) pour les trois simulations de contrôle LR1850, LR1950, HR1950 et ERA-Interim. La phase négative est représentée. Les valeurs en haut à droite correspondent à la variance de SLP associée au NAM.

Si l'on calcule le NAM pour la saison hivernale cette fois-ci en se basant sur des anomalies moyennées à l'échelle mensuelle (3 valeurs par année contre 1 pour le cas précédent), on peut ainsi prendre en compte la variabilité à l'échelle intra-saisonnière. Par exemple, pour la simulation LR1950, la variance de SLP associée au NAM évolue de 29 % (figure 3.4) à 20 % (figure 3.5). Mentionnons que les composantes principales restent elles très similaires. A l'échelle du mois, les variances de SLP représentant le NAM sont légèrement plus importantes en février et mars qu'en janvier (22 % contre 19 %, figure 3.5).

3.1.3 Les conditions dans la stratosphère

Dans la stratosphère, l'intensité et la variabilité du courant-jet de la nuit polaire à 10 hPa situé au-dessus du pôle sont similaires dans les simulations LR1850 et LR1950 (figures 3.2e et 3.3e). L'augmentation de la résolution, en comparant HR1950 avec LR1950, diminue la variabilité du courant-jet stratosphérique de quelques mètres par seconde, l'amenant à des valeurs proches de la variabilité observée telle qu'estimée dans la réanalyse ERA-Interim (figure 3.3e).

Le courant-jet stratosphérique présente une plus grande variabilité que le courant-jet troposphérique (figures 3.3d et 3.3e). La plus grande manifestation de variabilité hivernale dans la stratosphère arctique correspond aux réchauffements stratosphériques soudains (SSW, introduits au chapitre 1). En utilisant la méthode de [Charlton et Polvani \(2007\)](#) décrite dans le chapitre 2 et calculée à la latitude de 60°N, nous obtenons une fréquence de 0.73 ± 0.10 événements par année pour la simulation LR1950. Cette valeur est relativement proche des valeurs de 0.61 et 0.65 obtenues pour les périodes observées

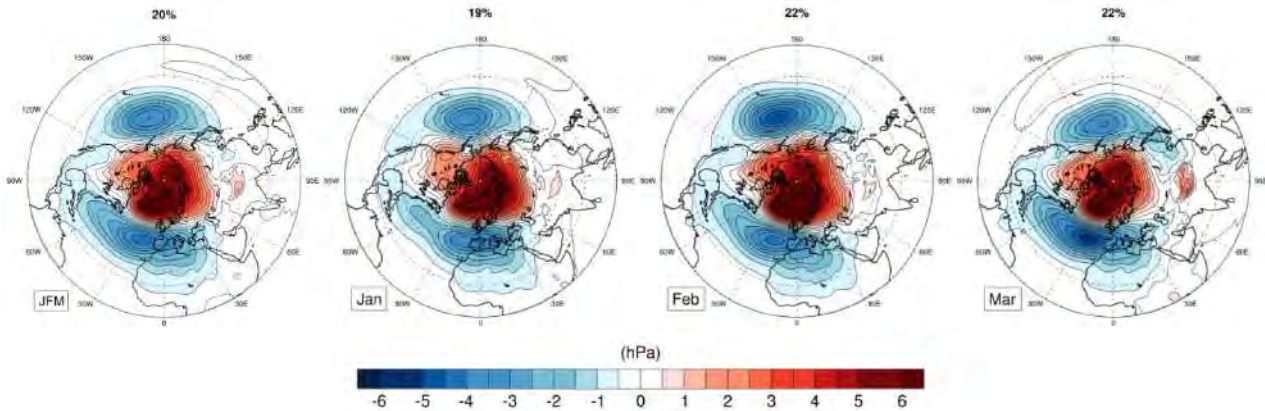


FIGURE 3.5 – Mode annulaire de l'hémisphère nord (NAM, EOF 1 calculée sur les anomalies mensuelles de SLP) pour la simulation de contrôle LR1950 en hiver (gauche) et séparément pour les mois de janvier à mars. La phase négative est représentée. Les valeurs en haut à droite correspondent à la variance de SLP associée au NAM.

de 1958 à 2014 selon deux jeux de données (NCEP/NCAR et ERA-40/ERA-Interim, référencées dans [Butler et al. \(2015\)](#) et avec la même méthode, indiquant une représentation réaliste des SSW dans le modèle CNRM-CM6 avec des conditions historiques de l'année 1950. Mentionnons toutefois que l'estimation de l'occurrence des SSW diffère sensiblement d'une méthode à l'autre dans les observations, avec des valeurs pouvant aller de 0.35 à 0.91 événements par année selon la méthode employée ([Butler et al., 2015](#)).

Concernant la stratosphère équatoriale, l'oscillation quasi-biennale (QBO, chapitre 1) est illustrée sur la figure 3.6 pour les trois simulations de contrôle et les observations, avec la moyenne des vents zonaux entre 5°S et 5°N. L'intensité de ces vents modélisée n'est pas affectée lors du passage des conditions climatiques de 1850 à 1950. En revanche, une résolution plus fine avec des conditions climatiques de 1950 contribue à augmenter l'amplitude des vents, essentiellement lorsqu'ils sont d'ouest (anomalies positives), avec une amplitude d'environ 12 m/s pour LR1950 et 16 m/s pour HR1950. De plus, la résolution plus fine a pour effet de diminuer la période de l'oscillation des vents, avec une période plus courte dans HR1950 que dans LR1950 (2 ans environ pour LR1950 et entre 1 et 2 ans pour HR1950). D'un point de vue de l'intensité des vents, la simulation à haute résolution HR1950 est à nouveau celle dont les conditions climatiques modélisées sont les plus proches des conditions climatiques réalistes. Rappelons que seulement la résolution horizontale du modèle est modifiée et que la résolution verticale dans l'atmosphère reste inchangée entre LR1950 et HR1950. Dans les trois simulations de contrôle, la période de l'oscillation est plus faible que pour ERA-Interim, dont la période de la QBO est d'environ 3 ans.

Nous avons décrit les principales caractéristiques de l'état moyen de l'atmosphère et de la glace de mer des trois simulations de contrôle LR1850, LR1950 et HR1950, et la variabilité associée. La simulation HR1950 correspond à celle qui possède le plus de points

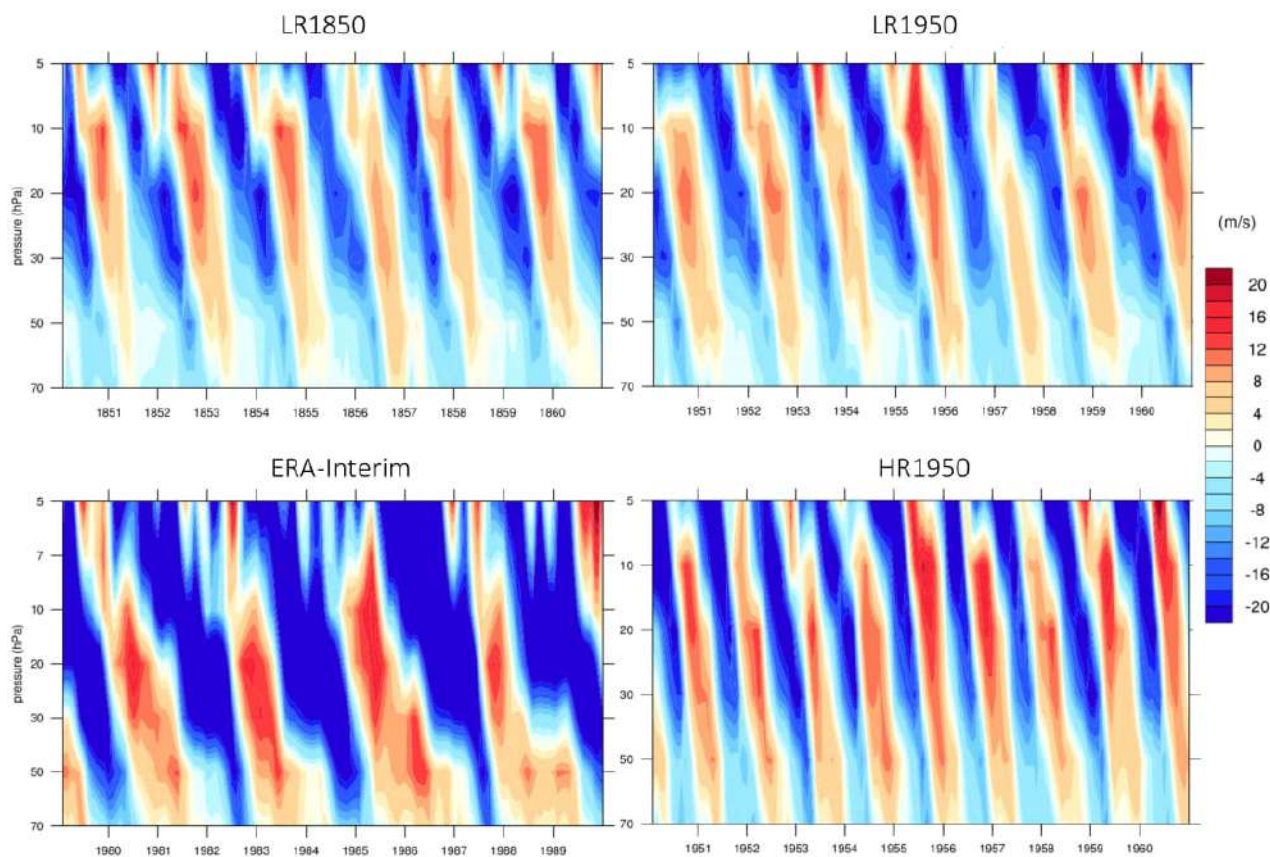


FIGURE 3.6 – Oscillation quasi-biennale (QBO), correspondant à la moyenne des vents zonaux entre 5°S et 5°N , en fonction de l’altitude (hPa) et de l’année, pour les trois simulations de contrôle LR1850, LR1950, HR1950 et la réanalyse ERA-Interim. Pour une meilleure comparaison visuelle, un échantillon de même durée (11 ans) a été gardé pour les quatre cas.

communs avec les caractéristiques des observations. Rappelons que la période analysée pour la simulation LR1850 est plus longue que celle utilisée pour les simulations LR1950 et HR1950 (370 ans contre 150 ans), et que la période observationnelle correspond à une durée de 36 ans. L’analyse effectuée sur des durées égales de simulations et d’observations (36 ans) donne des résultats quasiment identiques aux résultats précédemment décrits, montrant que les résultats sont indépendants de la durée de la simulation choisie.

3.2 Liens entre variabilité de la glace de mer arctique et variabilité atmosphérique

Afin de caractériser les liens entre la variabilité de la glace de mer en Arctique et celle de l’atmosphère dans l’hémisphère nord, nous analysons dans cette section la simulation de contrôle LR1850. Nous illustrons également le cas des observations de concentration de glace de mer et de la réanalyse pour comparaison, en gardant à l’esprit que les états moyens

sont différents, mais dans le but de mettre en perspective les téléconnexions modélisées par rapport à celles qui sont observées.

3.2.1 Téléconnexions Arctique - moyennes latitudes associées à des anomalies de glace de mer

Nous nous intéressons aux téléconnexions atmosphériques qui sont associées à des anomalies positives/négatives de glace de mer, pour la région Arctique dans son ensemble, ainsi que séparément pour quatre régions situées en bordure de glace où la variabilité est la plus importante : les mers de Barents et de Kara, la mer du Groenland, les mers de Béring et des Tchouktches et la mer d'Okhotsk (figure 3.7). Nous calculons pour ces cinq régions la régression linéaire de la température de surface de l'air (SAT) et de la pression au niveau de la mer (SLP) de l'hémisphère nord sur un indice d'étendue de glace de mer, pour la saison hivernale (JFM). Cet indice correspond aux anomalies de glace de mer normalisées et est moyenné dans les cinq régions. La régression de la SAT sur cet indice de glace est illustrée sur la figure 3.8 et celle de la SLP sur la figure 3.9. Le signe de la régression est inversé de telle sorte que les figures représentent des anomalies associées à une réduction de la glace de mer d'une valeur de 1 écart-type par rapport à la moyenne de l'indice. La même analyse appliquée aux observations est également illustrée sur les figures 3.8 et 3.9 pour comparaison.

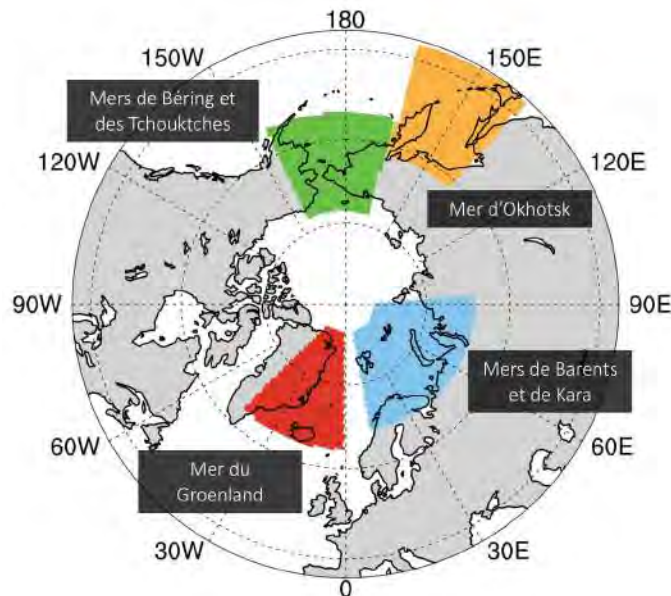


FIGURE 3.7 – Régions de l'Océan Arctique pour lesquelles sont calculées l'indice d'étendue de glace de mer, moyenné spatialement.

Dans la simulation LR1850 et lorsque l'indice de glace de mer est moyenné sur l'Océan Arctique complet, des anomalies négatives de glace de mer sont associées à un réchauffement au-dessus des régions où la glace de mer a tendance à être la plus variable, c'est-

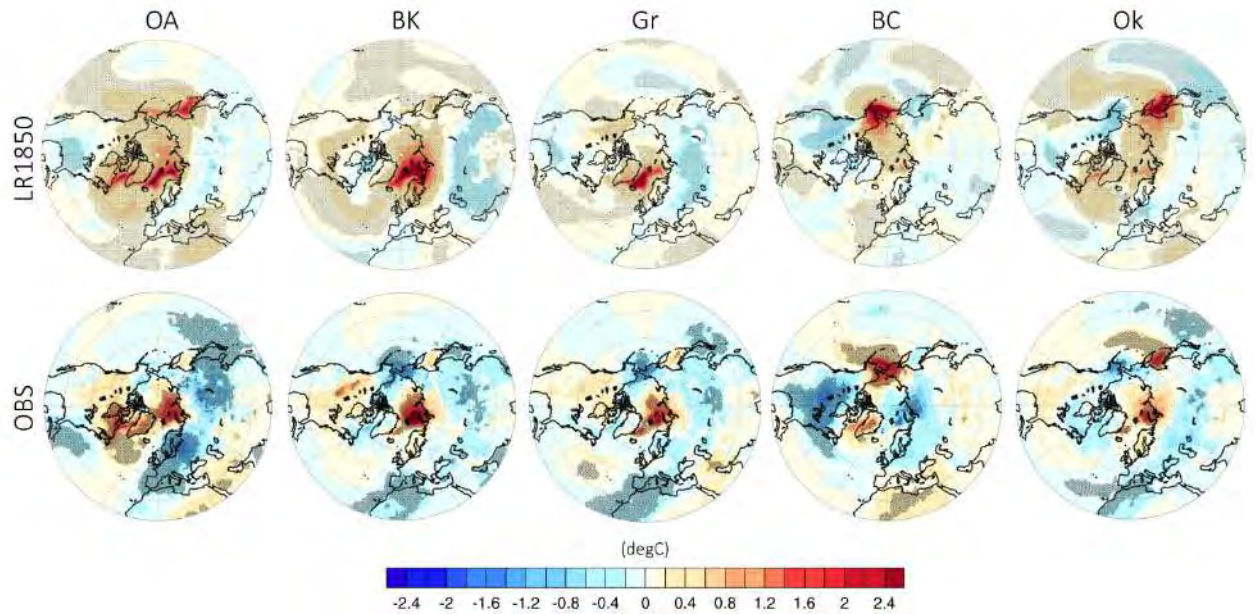


FIGURE 3.8 – Régression linéaire de la température de surface de l'air (SAT) sur l'indice d'étendue de glace de mer, moyenné sur l'Océan Arctique (OA) et les quatre régions indiquées sur la figure 3.7 : les mers de Barents et de Kara (BK), la mer du Groenland (Gr), les mers de Béring et des Tchouktches (BC) et la mer d'Okhotsk (Ok). Les points indiquent les régions où la régression est statistiquement significative à un niveau de confiance de 95 %.

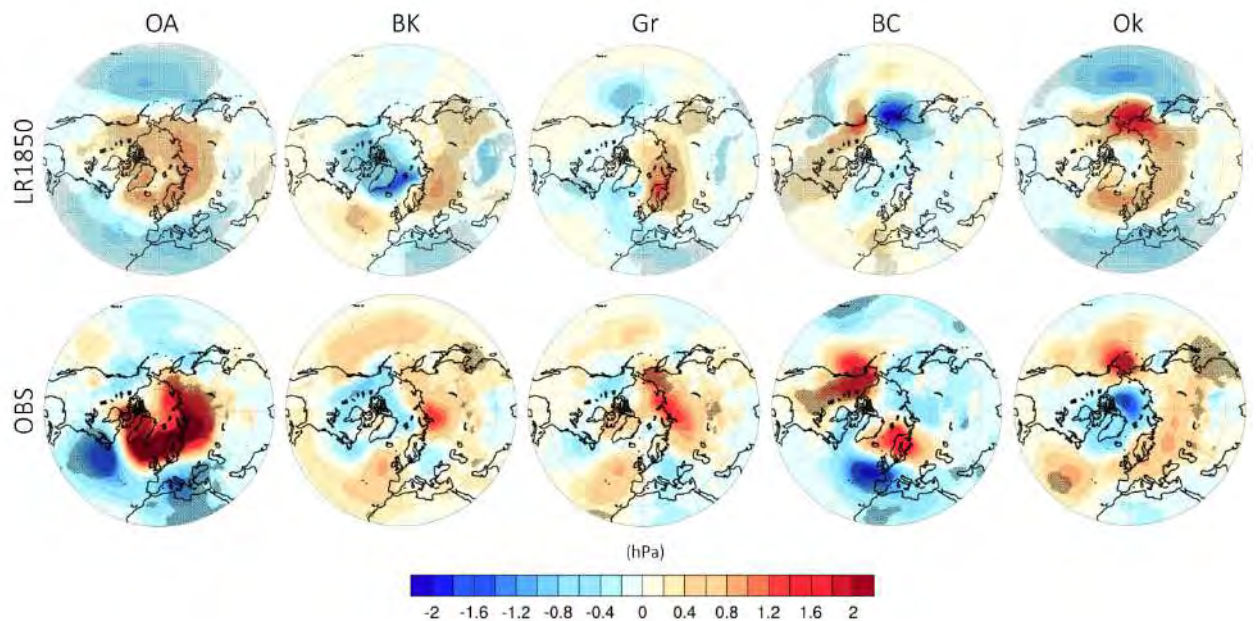


FIGURE 3.9 – Comme pour la figure 3.8 mais pour la pression au niveau de la mer (SLP).

à-dire essentiellement en bordure de glace, dans les mers de Barents et de Kara, du

Groenland, d'Okhotsk et du Labrador (figure 3.8). Ce réchauffement est également corrélé à un refroidissement au niveau de l'est de l'Amérique du Nord, et de manière plus faible et non significative à un refroidissement au niveau de l'Eurasie. Les caractéristiques spatiales de la SLP qui sont associées aux anomalies négatives de glace de mer ressemblent fortement à la phase négative du NAM, avec des anomalies anticycloniques au-dessus de l'Arctique et des anomalies cycloniques au-dessus de l'Atlantique Nord et du Pacifique Nord (figure 3.9). De plus, la phase négative a tendance à favoriser un réchauffement en Arctique et un refroidissement sur l'Amérique du Nord et l'Eurasie (voir chapitre 1), ce qui est cohérent avec les caractéristiques de la SAT obtenues dans notre analyse de régression.

Une réduction de glace de mer dans les mers de Barents et de Kara, la mer du Groenland, les mers de Béring et des Tchouktches et la mer d'Okhotsk, est corrélée à un réchauffement au-dessus de ces régions (figure 3.8). Dans ces quatre régions, un indice négatif de glace de mer est également corrélé à une diminution de pression en surface (figure 3.9), ce qui peut s'expliquer par l'ascendance des masses d'air chaudes résultant de la diminution de l'étendue de glace de mer.

Lorsque l'indice de glace de mer moyenné sur la région de Barents et de Kara est négatif, le réchauffement présent au-dessus de cette région est corrélé à un refroidissement sur l'Eurasie centrale et un réchauffement sur l'Amérique du Nord, d'une amplitude plus de deux fois plus faible (figure 3.8). Les anomalies cycloniques présentes au-dessus de la mer de Barents et de Kara s'étendent jusqu'au nord de l'Amérique du Nord, et sont corrélées avec des anomalies anticycloniques sur l'Atlantique Nord et l'Oural, et des anomalies cycloniques au sud du lac Baïkal (figure 3.9). En particulier, les anomalies de SLP au-dessus de l'Oural et au sud du lac Baïkal sont cohérentes avec une advection d'air froid polaire en direction du sud-est de l'Asie, c'est-à-dire avec le refroidissement sur l'Eurasie centrale.

Les anomalies négatives de glace de mer dans la région de Barents-Kara sont également liées à un réchauffement sur la région voisine, la mer du Groenland (figure 3.8). Et inversement, les anomalies négatives de glace de mer dans la mer du Groenland sont associées à un réchauffement sur les mers de Barents et de Kara. Un indice négatif de glace de mer moyenné sur la mer du Groenland est aussi corrélé à un refroidissement sur l'Eurasie, comme pour le cas de la région de Barents et de Kara. Toutefois, les anomalies négatives de SAT s'étendent plus au nord du continent que pour le cas précédent (figure 3.8), avec une anomalie anticyclonique située également plus au nord (figure 3.9). D'autre part, les anomalies négatives de glace de mer dans la mer du Groenland sont liées à un réchauffement au-dessus de l'Alaska et un refroidissement au-dessus de l'est de l'Amérique du Nord (figure 3.8).

La diminution de glace de mer dans les mers de Béring et des Tchouktches, et le réchauffement associé dans cette région, sont corrélés essentiellement à des anomalies opposées de SAT, à l'ouest, au niveau de la mer d'Okhotsk, et, à l'est, au niveau de l'Amérique du Nord (figure 3.8). Ces anomalies sont cohérentes avec le tripôle de SLP qui est favorisé dans ce cas, avec les anomalies cycloniques au-dessus de la région de Béring et des Tchouktches, des anomalies anticycloniques à l'est sur le Golfe d'Alaska, et des anomalies cycloniques, plus faibles, sur l'ouest des Etats-Unis (figure 3.9).

Pour le cas de la mer d'Okhotsk, le réchauffement qui a lieu dans cette région lorsque l'indice de glace de mer est négatif, est corrélé à un réchauffement dans la mer de Barents

et la mer du Labrador (figure 3.8). Il est également corrélé à un refroidissement au-dessus de l'Alaska, de l'ouest de l'Amérique du Nord et de l'Europe de l'ouest. Les caractéristiques de SLP associées sont très ressemblantes de celles de la phase négative du NAM, avec un fort signal dans le Pacifique (figure 3.9).

Parmi les différentes régions considérées dans cette analyse, ce sont les mers de Béring et des Tchouktches, la mer d'Okhotsk et la mer du Groenland qui, avec un indice négatif de glace de mer, semblent favoriser le refroidissement sur l'ouest de l'Amérique du Nord obtenu avec un indice moyenné sur l'Océan Arctique complet. Le faible refroidissement obtenu au-dessus de l'Eurasie semble résulter de la contribution de la réduction de glace de mer dans les mers de Barents et de Kara, et dans la mer du Groenland.

En comparant avec les observations et la réanalyse ERA-Interim ces téléconnexions qui apparaissent dans le cadre de la simulation LR1850 avec un indice négatif de glace de mer, on peut remarquer que les résultats s'accordent dans la majorité des cas, en terme de signe, à la fois pour la SAT et la SLP (figures 3.8 et 3.9). En revanche, les amplitudes associées à une diminution de 1 écart-type de la glace de mer qui sont obtenues dans les observations sont souvent plus fortes. En particulier, le refroidissement simulé aux moyennes latitudes peut excéder de plus de 1°C celui simulé dans LR1850 tandis que parallèlement le réchauffement obtenu localement dans la région de réduction de la glace de mer peut être quant à lui plus faible d'environ 1 °C (e.g. dans le cas de la région de l'Océan Arctique, de la mer du Groenland, des mers de Béring et des Tchouktches, et de la mer d'Okhotsk, figure 3.8). Dans les observations, les anomalies négatives de glace de mer dans l'Océan Arctique sont restreintes aux régions de Barents et de Kara et à la mer du Labrador, et sont associées à un réchauffement au-dessus de ces régions (figure 3.8). Le refroidissement au niveau de l'Amérique du Nord n'est ainsi pas favorisé, ce qui est cohérent avec le fait que celui-ci est plutôt corrélé à un indice négatif de glace de mer dans les mers de Béring et des Tchouktches, d'Okhotsk et du Groenland dans LR1850. Les observations et la simulation LR1850 s'accordent en particulier sur un indice négatif de glace de mer dans les mers de Barents et de Kara corrélé à un refroidissement en Eurasie, ainsi que sur un indice négatif dans les mers de Béring et des Tchouktches corrélé à un refroidissement en Amérique du Nord. Ce lien a notamment été observé par [Kug *et al.* \(2015\)](#). Une différence majeure entre la simulation et les observations concerne le refroidissement qui est favorisé dans les mers de Béring et des Tchouktches dans les observations suite à des anomalies négatives de glace de mer dans les régions de Barents et de Kara et du Groenland.

Concernant la SLP dans les observations, les caractéristiques spatiales associées à un indice négatif de glace de mer dans l'Océan Arctique ressemblent également à la phase négative du NAM, avec des anomalies toutefois largement plus intenses dans l'Atlantique Nord que dans le Pacifique Nord (figure 3.9). Les anomalies de SLP qui sont favorisées dans le cas d'un indice négatif de glace de mer dans les mers de Béring et des Tchouktches, et dans la mer d'Okhotsk, sont parfois opposées à celles qui sont favorisées dans le cas de LR1850 (par exemple au-dessus de l'Europe de l'ouest pour la région de Béring/Tchouktches et au-dessus de l'Atlantique Nord et des mers du Japon et de Chine orientale pour la région d'Okhotsk).

Cette analyse de régression linéaire permet de mieux caractériser les anomalies atmosphériques associées aux variations naturelles de la glace de mer arctique. Notons que des anomalies positives de glace de mer donneraient des téléconnexions en terme de SAT et de SLP de signe opposé à celui des résultats présentés précédemment. Même si une adéquation avec les observations n'est pas entièrement attendue car cela nécessiterait par exemple d'appliquer un forçage en glace de mer avec des anomalies similaires à celles observées, la comparaison avec les observations permet de mettre en perspective les corrélations obtenues dans le modèle avec celles qui existent dans les observations.

3.2.2 Influence de la glace de mer sur l'atmosphère et influence de l'atmosphère sur la glace de mer

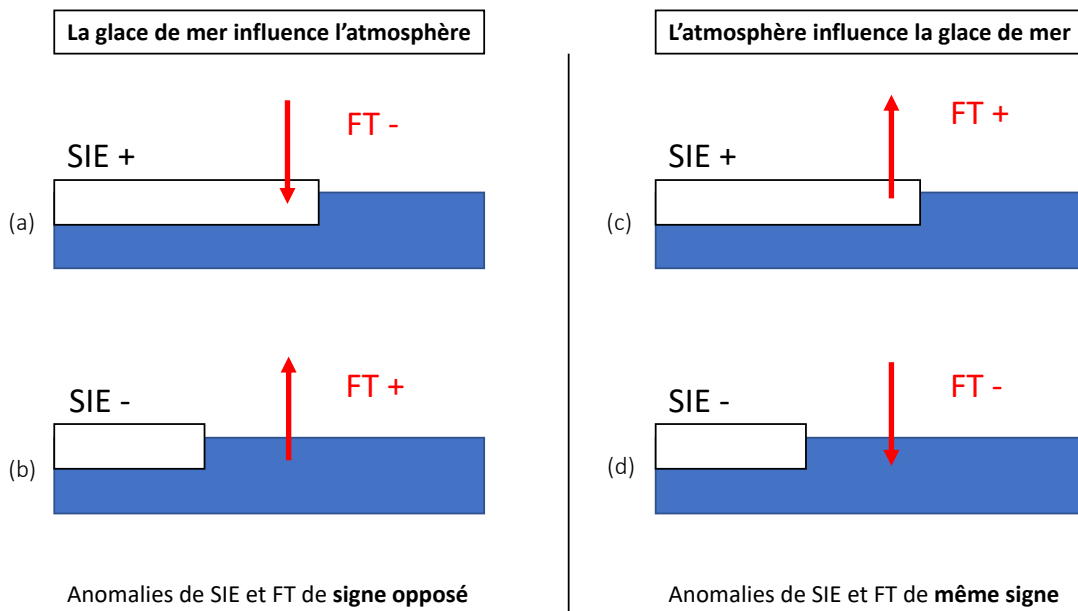


FIGURE 3.10 – Schéma récapitulant les cas où la glace de mer influence l'atmosphère et ceux où l'atmosphère influence la glace de mer selon la méthode de [Blackport *et al.* \(2019\)](#). Les rectangles blancs représentent l'étendue de glace de mer (SIE + pour des anomalies positives et SIE - pour des anomalies négatives). Les flèches rouges représentent le sens de l'échange des flux turbulents entre la surface et l'atmosphère (FT - pour des anomalies de flux de l'atmosphère vers la surface et FT + pour des anomalies vers l'atmosphère).

L'analyse des régressions précédemment effectuée entre les anomalies de glace de mer et les anomalies de SAT et de SLP permet de repérer les liens qui s'opèrent statistiquement entre la glace de mer et l'atmosphère (en phase) mais ne permet pas d'en déduire des relations de cause à effet. Plusieurs interactions et rétroactions peuvent avoir lieu entre la glace de mer et l'atmosphère, où une anomalie particulière de glace de mer peut favoriser une anomalie particulière de circulation, et inversement. Pour mieux identifier cette relation en saison hivernale dans la simulation de contrôle LR1850, nous appliquons

la méthode proposée récemment par Blackport *et al.* (2019) sur les résultats de la régression linéaire effectuée précédemment. Un schéma expliquant la méthode est illustré sur la figure 3.10. La méthode permet de donner une indication sur le sens de l'interaction glace de mer-atmosphère suivant le signe du flux turbulent au-dessus des anomalies de glace de mer. Deux régimes sont ainsi obtenus : des hivers où l'atmosphère est influencée par la glace de mer et des hivers où l'atmosphère influence la glace de mer. Le premier cas est défini lorsque des valeurs d'étendue de glace de mer plus élevée que la moyenne sont associées à des anomalies de flux turbulent négatives dans l'atmosphère, et également lorsque des anomalies négatives d'étendue de glace sont associées à un échange d'énergie de l'océan vers l'atmosphère avec des anomalies positives de flux turbulent (i.e. vers l'atmosphère) (figure 3.10a,b). A l'opposé, les hivers où l'atmosphère gouverne les anomalies de glace de mer sont définis lorsque des anomalies positives de glace sont associées à des anomalies de flux positives dans l'atmosphère (favorisées par une advection d'air froid), et également lorsque des anomalies négatives de glace sont associées à des anomalies négatives de flux dans l'atmosphère (figure 3.10c,d).

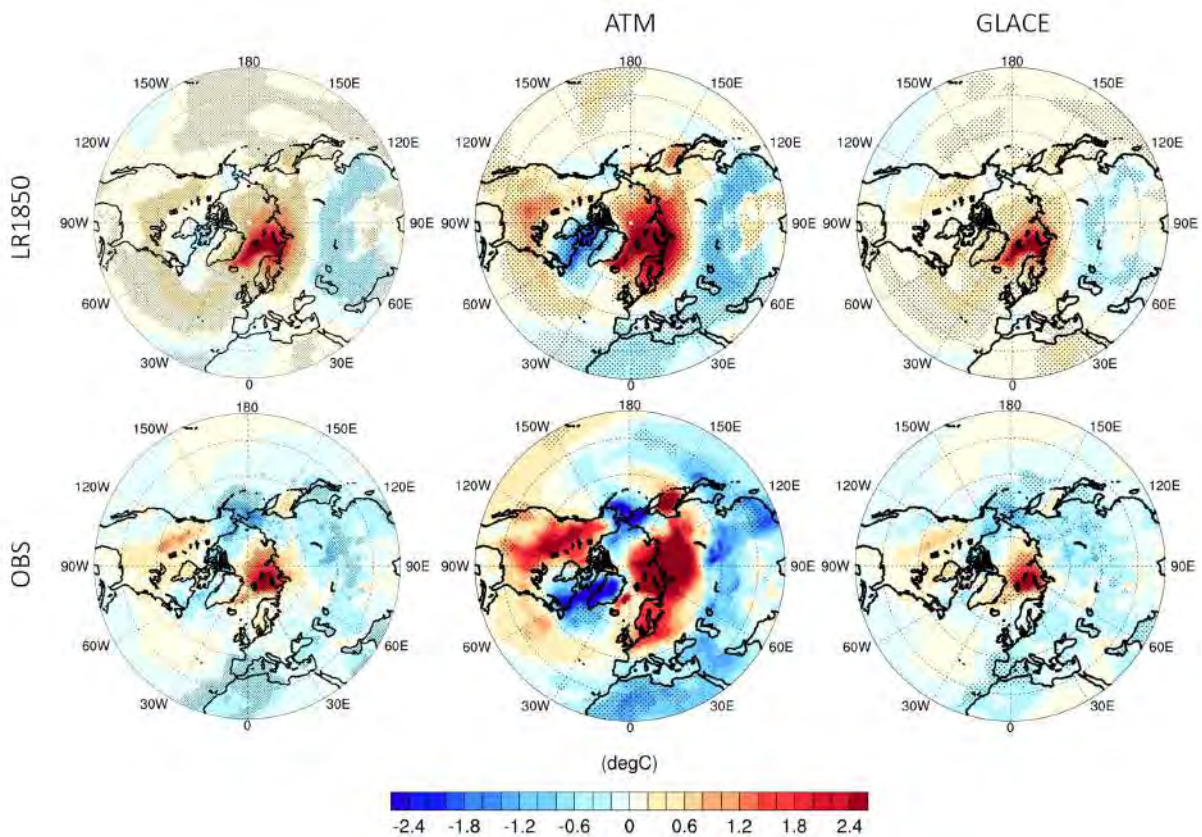


FIGURE 3.11 – Régression linéaire de la température de surface de l'air (SAT) sur l'indice de l'étendue de glace de mer dans la région de Barents et de Kara, et séparation en deux régimes selon la méthode de Blackport *et al.* (2019) : l'un où l'atmosphère influence la glace de mer (ATM) et l'autre où la glace de mer influence l'atmosphère (GLACE). Les signes indiqués correspondent à des anomalies négatives d'étendue de glace de mer. Les points indiquent les régions où la régression est statistiquement significative à un niveau de confiance de 95 %.

Nous appliquons cette méthode à la région incluant les mers de Barents et de Kara en moyennant les indices d'étendue de glace de mer (SIE) et de flux turbulents (FT) sur cette région. La régression linéaire de la SAT et de la SLP est ensuite calculée sur les indices de SIE obtenus pour les deux régimes, dans la simulation LR1850 et dans les observations (figures 3.11 et 3.12). Notons que les régressions associées aux deux régimes ne sont pas additives. Dans le modèle, les hivers où l'atmosphère influence la glace de mer favorisent généralement des anomalies de SAT de même signe que les hivers où la glace de mer influence l'atmosphère (figure 3.11). Toutefois, un refroidissement apparaît au niveau du nord-est du Canada lorsque l'atmosphère génère les anomalies de glace. Par ailleurs, le réchauffement présent au-dessus de la région de Barents et de Kara s'étend sur le nord du continent eurasien, contrairement au cas où l'atmosphère est gouvernée par la glace de mer. D'autre part, le régime correspondant à une influence préférentielle de l'atmosphère sur la glace de mer est le régime dominant, à la fois pour la SAT et la SLP, avec des anomalies plus importantes que pour le régime opposé (figures 3.11 et 3.12). Cet effet est d'autant plus visible concernant les anomalies de circulation, avec des amplitudes dépassant les 2 hPa pour le premier régime et ne dépassant pas les 1 hPa pour le second (figure 3.12).

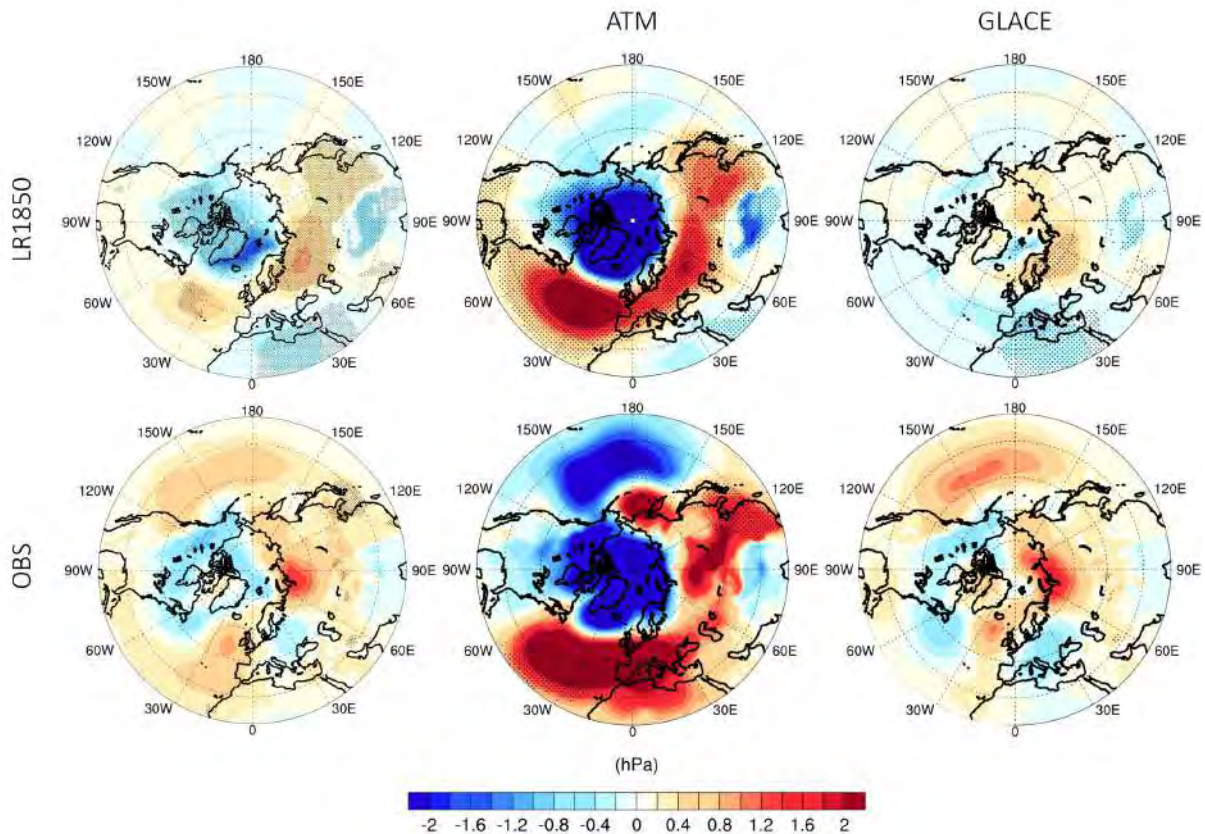


FIGURE 3.12 – Comme pour la figure 3.11 mais pour la pression au niveau de la mer (SLP).

La séparation en ces deux régimes de la régression de la SAT et de la SLP sur l'indice de glace de mer dans la région de Barents et de Kara est cohérente avec les observations dans la simulation LR1850 (figures 3.11 et 3.12). Le rôle prépondérant de l'atmosphère sur la

glace de mer par rapport à celui de la glace de mer sur l’atmosphère dans les observations est l’un des résultats exposés dans l’article de Blackport *et al.* (2019) – parmi d’autres diagnostics –, permettant aux auteurs de suggérer que la réduction de la glace de mer pourrait avoir une influence minimale sur les refroidissements observés aux moyennes latitudes. Pour l’analyse qui est effectuée ici et appliquée à la simulation LR1850, cette méthode met en évidence le rôle important que peut avoir la variabilité atmosphérique par rapport à la variabilité de la glace de mer sur des anomalies de SAT et de SLP.

3.3 Synthèse chapitre 3

Nous avons caractérisé dans ce chapitre le comportement du modèle CNRM-CM6, en basse et haute résolutions, par rapport aux conditions climatiques réelles, en saison hivernale où la variabilité interne est particulièrement importante. Pour cela, nous avons dans un premier temps comparé les trois simulations de contrôle LR1850, LR1950 et HR1950 entre elles, ainsi qu’à la réanalyse atmosphérique ERA-Interim et aux observations de concentration de la glace de mer arctique. Ces trois simulations de contrôle sont celles qui servent de référence pour l’initialisation des simulations perturbées et pour l’étude de la réponse atmosphérique au déclin de la glace de mer simulé. La caractérisation de leur état moyen et de leur variabilité est importante, notamment dans la perspective d’étudier la sensibilité de la réponse atmosphérique à l’état moyen dans le chapitre 5. La comparaison des deux simulations de contrôle LR1850 et LR1950, avec la même résolution du modèle mais avec des forçages externes différents, permet de comprendre l’influence des forçages externes sur l’état moyen climatique modélisé. La comparaison des deux simulations de contrôle LR1950 et HR1950, avec des résolutions du modèle différentes mais avec des forçages externes identiques, permet de comprendre l’influence de la résolution horizontale sur l’état moyen.

Dans un second temps, nous nous sommes intéressés à la représentation des téléconnexions entre l’Arctique et les moyennes latitudes dans le modèle par rapport aux observations, en étudiant les liens de corrélation entre la variabilité de la glace de mer et la variabilité atmosphérique. Nous nous sommes intéressés également au rôle de différentes régions de l’Arctique.

Un résumé des principaux résultats répondant aux questions soulevées en introduction du chapitre est apporté ci-dessous.

Conclusions

1) La modification des conditions de forçages externes (LR1850 vs LR1950) impacte peu l’état moyen et la variabilité simulée de l’atmosphère et de la glace de mer arctique. L’augmentation de la résolution (LR1950 vs HR1950) implique en revanche plus de différences que dans le cas précédent, et en particulier concernant la variabilité de la glace de mer, de la pression au niveau de la mer et des vents dans la stratosphère, suggérant que la variabilité simulée dans le modèle est plus sensible à la résolution horizontale qu’aux changements de forçages externes.

La simulation réalisée avec le modèle à haute résolution HR1950 est celle qui simule généralement un état moyen et une variabilité de l’atmosphère et de la glace de mer arctique

plus réalistes et moins surestimés que pour le cas des deux autres simulations LR1850 et LR950. Ceci s'applique notamment au cycle saisonnier de l'étendue de la glace de mer, à la représentation du NAM en hiver, ainsi qu'à la variabilité hivernale dans la stratosphère.

2) Les téléconnexions entre l'Arctique et les moyennes latitudes qui sont favorisées dans les champs de SAT et de SLP et qui sont corrélées avec la variabilité de la glace de mer arctique sont cohérentes, en terme de signe, avec les observations. Par exemple, le lien entre la glace de mer dans les régions de Barents-Kara et le refroidissement en Eurasie, et le lien entre la glace de mer de Béring-Tchouktches et le refroidissement en Amérique du Nord, qui sont observés (e.g. [Kug et al. 2015](#)), sont également simulés dans le modèle. D'autre part, en accord avec [Blackport et al. \(2019\)](#), le modèle simule des téléconnexions atmosphériques associées à la variabilité de la glace de mer dans la région de Barents-Kara qui sont plutôt liées à l'influence de la variabilité atmosphérique qui les précèdent qu'à l'effet de la glace de mer elle-même. Cette analyse basée sur des corrélations montre qu'il est difficile de distinguer proprement l'effet de la glace de mer sur l'atmosphère sans faire d'expériences de sensibilité.

Chapitre 4

Mécanismes de la réponse atmosphérique à la disparition abrupte de glace de mer d'été et impacts sur les moyennes latitudes en saison froide

Dans ce chapitre, nous analysons l'expérience de sensibilité LR1950 décrite dans le chapitre 2, dans laquelle une modification de l'albédo est appliquée pour modéliser une fonte de la glace de mer arctique dans le modèle de climat couplé CNRM-CM6. L'objectif est de mettre en évidence les mécanismes de la réponse atmosphérique d'automne et d'hiver à une disparition rapide de la glace de mer arctique. Ce chapitre est motivé par les questions suivantes :

1) Quels sont les effets de la disparition/diminution de la glace de mer arctique sur la circulation atmosphérique de grande échelle et quel est le rôle de l'interaction troposphère-stratosphère dans l'établissement de cette circulation ?

2) Quels sont les impacts climatiques aux moyennes latitudes (état moyen et extrêmes) ? Quelle est la contribution des changements de circulation, contribution *dynamique/indirecte*, par rapport à la contribution *thermodynamique (résiduelle)* résultant directement de l'amplification arctique ?

Afin de pouvoir répondre à ces questions, nous présentons dans la section 4.1 l'effet de la perturbation imposée sur l'état de la glace de mer pendant toute la durée de la simulation. L'expérience de sensibilité réalisée inclut plusieurs membres dont l'état initial pourrait influencer la réponse atmosphérique moyenne. Pour pouvoir rejeter cette hypothèse, nous évaluons dans la section 4.2 l'état moyen initial des membres dans les tropiques afin de déterminer la phase de l'ENSO et de la QBO, et comprendre si des téléconnexions entre les tropiques et les plus hautes latitudes pourraient influencer la réponse des moyennes latitudes qui nous intéresse. Nous nous intéressons ensuite aux mécanismes de la réponse atmosphérique en saison froide dans la section 4.3 et abordons les questions précédemment soulevées. Les résultats sont présentés sous la forme d'un article

publié dans la revue *Journal of Climate*. Des analyses complémentaires sont également apportées pour renforcer et discuter l'interprétation de la réponse atmosphérique.

4.1 Perturbation de la glace de mer

La modification de l'étendue et du volume de la glace de mer suite à la réduction de son albédo à la valeur de celui de l'océan est illustrée sur la figure 4.1, pour les 30 premiers mois de la simulation. L'étendue de glace de mer arctique correspond à l'aire recouverte par la glace, en prenant en compte tous les points de grille au nord de 60°N où l'on peut considérer que de la glace de mer est présente, c'est-à-dire ceux où la concentration de la glace à la surface de l'océan vaut au moins 15 %. Le cycle saisonnier de l'étendue de glace de mer dans les simulations perturbées est représenté en rouge sur les figures 4.1a,b, et les périodes de la simulation CTL correspondantes sont représentées en bleu. L'amplitude de la perte de glace de mer définie par la différence entre les deux expériences est représentée sur les figures 4.1c-f, avec respectivement la perte relative (en %) par rapport à la simulation CTL (figures 4.1c,d), et la valeur nette (figures 4.1e,f). Dans les simulations perturbées la glace de mer disparaît totalement en été et début d'automne du mois de juillet à octobre, tant en terme de concentration que de volume. Cet effet est cohérent avec la modification de l'albédo de la glace qui, en cette saison, résulte en une absorption considérable de rayonnement solaire par l'océan. Nous nous intéressons à la période qui suit la disparition de glace de mer d'été et nous définissons ainsi une année comme la période de juillet à juin. L'hiver suivant cette disparition, l'étendue de glace de mer est reformée en quasi-totalité par rapport à l'état de CTL, mais avec toutefois une légère perte de $0,6 \cdot 10^2 \text{ km}^2$ (4 % CTL) la première année et de $0,9 \cdot 10^2 \text{ km}^2$ (5 % CTL) la deuxième année (figures 4.1c,e). Le volume reformé est quant à lui moindre, avec une perte notable de $7 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ (40 %) la première année en hiver et de $8 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ (48 %) la deuxième année. Ceci traduit le fait que la glace de mer se reformant l'hiver est plus fine après un été libre de glace qu'après un été comportant de la glace. La différence nette entre l'état de CTL et l'état perturbé concernant l'étendue de glace est maximale en juin/juillet puis en octobre/novembre (double pic figure 4.1e). Concernant le volume, la différence est maximale de manière presque simultanée en mai/juin et novembre/décembre (pics figure 4.1f). Nous verrons dans la section 4.3 que les échanges d'énergie entre l'océan et l'atmosphère sont eux marqués en novembre, c'est-à-dire lors du deuxième maximum de perte de glace de mer de novembre/décembre.

Lors de la première année de la simulation, la concentration de glace de mer persistant après la perturbation est localisée au nord du Groënland en automne (octobre à décembre) avec des concentrations n'excédant pas 70 %. Une disparition complète est obtenue en mer de Chukchi (figure 4.2a,b). En hiver (janvier à mars), la glace de mer au centre de l'Océan Arctique perdure mais elle disparaît à proximité de la bordure de glace. Au printemps (avril à juin), de la glace est présente au centre de l'Océan Arctique mais avec une concentration maximale de 70 %. La perte maximale de glace en cette saison se situe dans la Baie d'Hudson. Le déclin plus marqué de la glace de mer lors de l'année 2 par rapport à l'année 1 est représenté sur la figure 4.2c. La diminution de concentration en automne est supérieure d'environ 10 % la deuxième année (15 % relativement à la

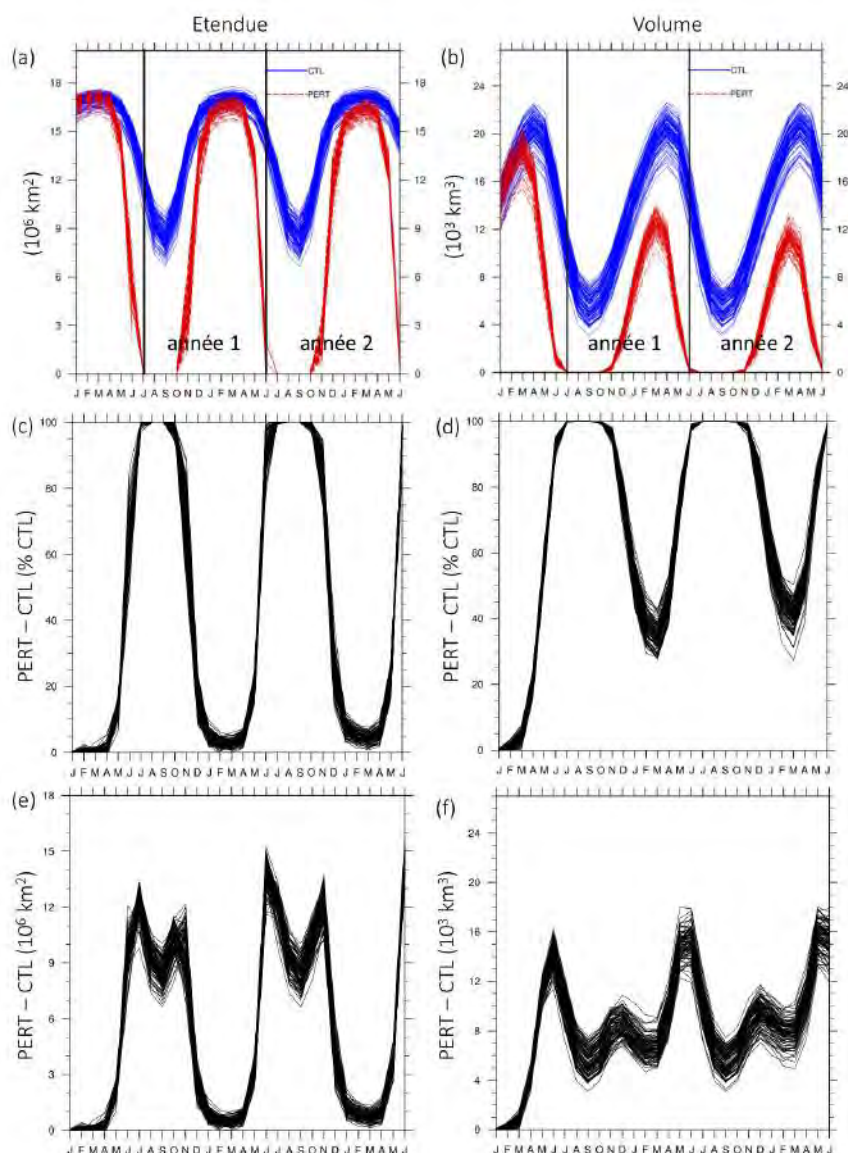


FIGURE 4.1 – Cycles saisonniers de l’étendue (a) et du volume (b) de la glace de mer arctique dans CTL (bleu) et PERT (rouge) pour les 200 membres (respectivement en million de km^2 et en millier de km^3). (c-d) Perte relative de glace de mer dans PERT par rapport à CTL (%). (e-f) Perte nette.

diminution de l’année 1) sur l’Arctique central. Cette différence entre la deuxième et la première année peut atteindre environ 20 % dans la mer de Barents en hiver en terme de valeur nette (environ le double de la perte de l’année 1). Toutefois, cette dernière valeur n’excède pas le fort écart-type entre les différents membres de la réponse de la glace présent dans cette région la première année (figure 4.2d) et peut donc être considérée comme relativement faible.

Au vu de ces faibles différences de forçage en glace de mer entre les deux années, nous faisons l'hypothèse que celles-ci sont indépendantes et considérons ainsi un ensemble de (100×2) simulations perturbées (figure 4.2e) pour l'analyse de la réponse atmosphérique. Nous supposons donc que la réponse atmosphérique de l'année 2 est indépendante de celle de l'année 1. Afin de confirmer cette hypothèse, nous comparons dans la section suivante les états initiaux entre 100 et 200 membres et analysons la significativité statistique de la différence de réponse atmosphérique entre les deux années.

4.2 Conditions climatiques initiales des membres et doublement du nombre de membres

4.2.1 Conditions initiales océaniques et stratosphériques dans les tropiques et effet de la perturbation

La réponse atmosphérique au déclin de la glace de mer peut être modulée par les conditions initiales atmosphériques et océaniques. En particulier, les modes de variabilité que sont l'ENSO et la QBO, caractérisant la variabilité climatique dans les tropiques, peuvent affecter les hautes et moyennes latitudes. Il est ainsi important de caractériser l'état initial des membres afin de déterminer si la réponse atmosphérique obtenue pourrait être influencée par un état initial particulier qui modulerait le forçage par la glace de mer. Pour ce faire nous utilisons les indices Nino3.4 (novembre à janvier) et QBO (octobre à décembre) définis dans le chapitre 2. Les distributions de ces indices obtenues avec les 100 états initiaux des membres définis à partir de la simulation de contrôle totale sont représentées sur la figure 4.3a,e. Notons que les mois utilisés pour le calcul de ces indices dans l'état initial précèdent le départ des membres qui a lieu en janvier. Un indice Nino3.4 valant 1 pour un départ de membre signifie que ce membre possède un état initial qui s'éloigne de 1 écart-type par rapport à la moyenne réalisée sur la simulation CTL complète. On peut remarquer que la distribution est quasiment symétrique, et que la moyenne et la médiane des états initiaux valent zéro. Ceci signifie qu'autant de membres sont initialisés avec une phase chaude qu'une phase froide de températures de surface océaniques dans le Pacifique tropical, et que l'état moyen initial des 100 membres est bien représentatif de l'état moyen initial de la simulation CTL complète. En moyenne, aucune phase préférentielle de l'ENSO n'est donc privilégiée. Concernant l'indice QBO, la distribution représente la part des membres initialisés en phase est, neutre ou ouest, dont les terciles permettant les délimitations des phases sont obtenus à nouveau à l'aide de la simulation CTL complète. Nous remarquons qu'autant de membres sont initialisés en phase est ou ouest et qu'en moyenne la phase de la QBO est neutre, n'impliquant ainsi pas de téléconnexions particulières entre la stratosphère tropicale et les hautes et moyennes latitudes.

4.2 Conditions climatiques initiales des membres et doublement du nombre de membres

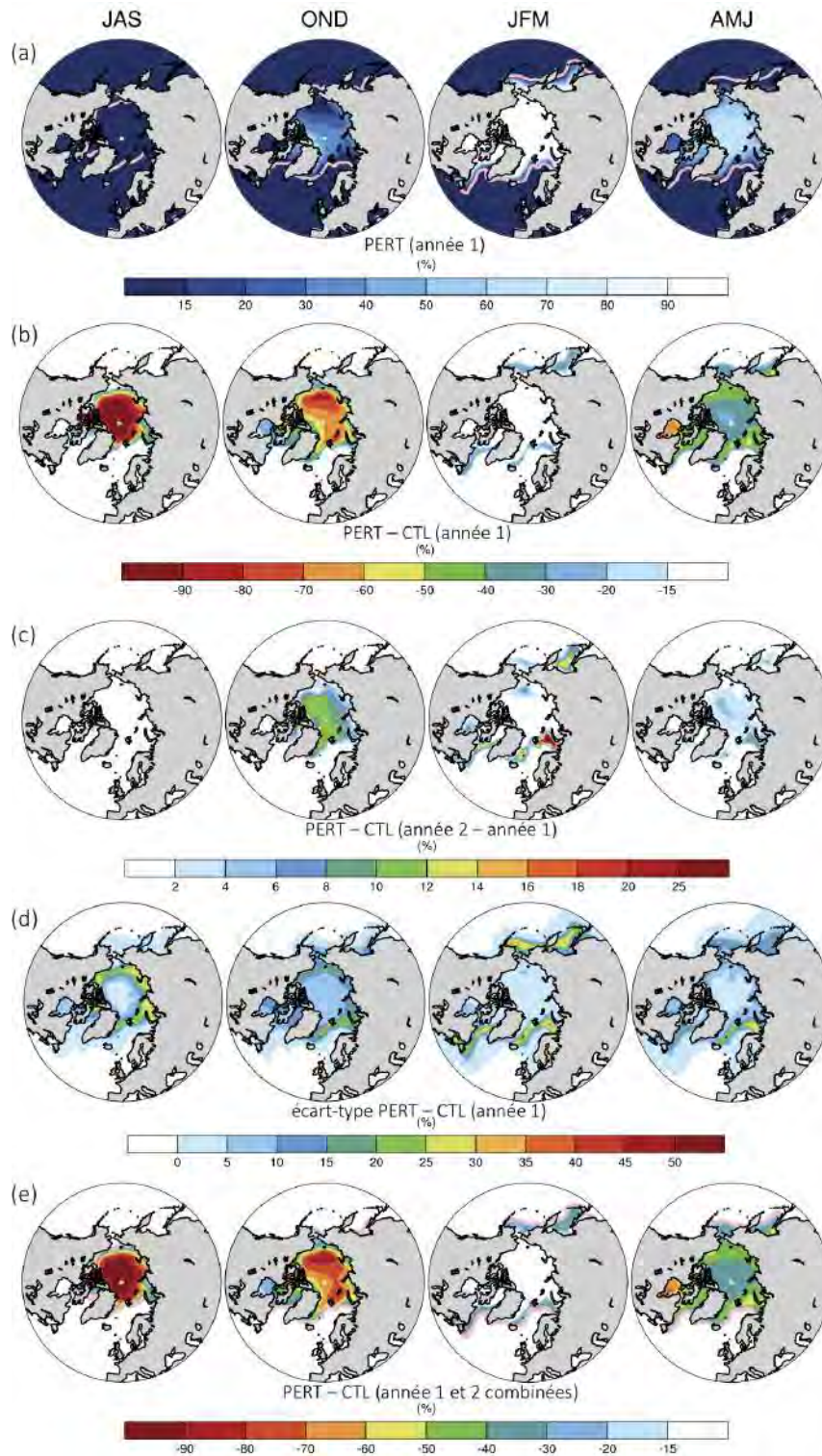


FIGURE 4.2 – (a) Concentration de la glace de mer (%) dans PERT en été (juillet à septembre, JAS), automne (octobre à décembre, OND), hiver (janvier à mars, JFM) et au printemps (avril à juin, AMJ). (b) Perte nette de la concentration de glace de mer durant l’année 1 (PERT - CTL, %). (c) Différence entre la perte nette de la concentration de glace de mer entre l’année 2 et l’année 1 (%). (d) Ecart-type inter-membre (variabilité) de la perte nette de concentration de glace de mer durant l’année 1 (%). (e) Perte nette de la concentration de la glace de mer en combinant les 2 années et moyennant sur 200 réalisations (%).

Pour pouvoir combiner les deux années des simulations perturbées et les considérer comme indépendantes, nous devons vérifier que la perturbation n'agit pas sur ces modes de variabilité l'année 1 (n'affectant ainsi pas l'année 2), ni l'année 2. Les figures 4.3b,c,f,g illustrent les distributions des indices Nino3.4 et QBO lors des années 1 et 2 des simulations perturbées pour les mois correspondant à la définition des indices. La distribution de ces indices, calculés de nouveau relativement à la simulation de contrôle complète, reste quasiment inchangée et la moyenne de la distribution est nulle. Nous pouvons ainsi en conclure que la diminution de la glace de mer modélisée n'impacte en moyenne ni la phase de l'ENSO ni celle de la QBO. Ceci nous permet de pouvoir considérer l'hiver de l'année 1 comme l'état initial de l'année 2 sans privilégier un état initial particulier d'ENSO ou de QBO. En combinant les deux années et les états initiaux, les moyennes et médianes des distributions sont donc inchangées, comme attendu (figures 4.3d,h).

Nous avons vérifié premièrement que la réponse atmosphérique au déclin de la glace de mer ne sera donc pas influencée par une phase particulière des modes de variabilité de l'ENSO et de la QBO. Deuxièmement, nous avons vérifié que la perturbation n'affectait pas non plus ces modes de variabilité, nous confortant dans l'hypothèse de l'indépendance de l'état de l'atmosphère entre les deux années.

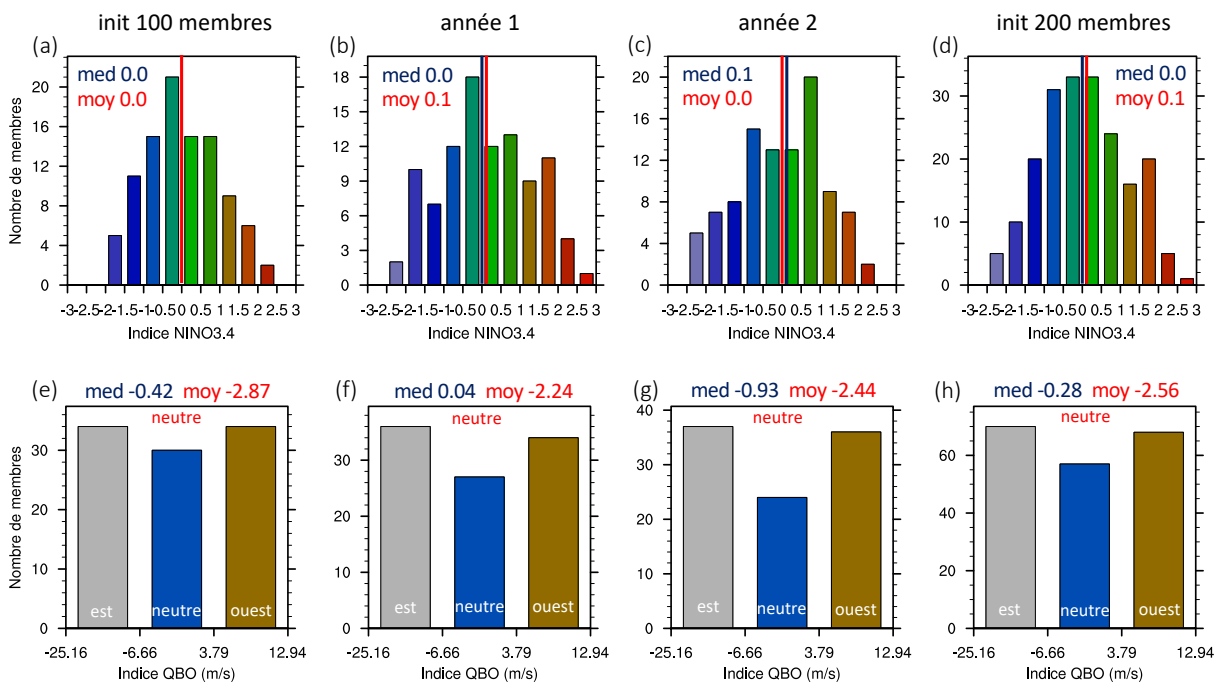


FIGURE 4.3 – (a-d) Distributions des indices Nino3.4 normalisés par rapport à la simulation CTL totale pour (a) les états initiaux des 100 membres, (b) l'année 1 de PERT, (c) l'année 2 de PERT et (d) les états initiaux des 200 réalisations, combinant (a) et (b). (e-h) Comme pour (a-d) mais pour les distributions des indices QBO (m/s), avec les phases est, neutre et ouest définies selon les 3 terciles de la simulation CTL totale.

4.2.2 Indépendance statistique des deux années

Une autre possibilité pour analyser l'indépendance de la réponse atmosphérique entre les deux années est d'évaluer la significativité statistique de cette différence en utilisant la méthode introduite au chapitre 2. Autrement dit, il s'agit d'évaluer si les réponses atmosphériques les deux années sont en moyenne statistiquement différentes avec un niveau de significativité statistique choisi à 5 % ($\alpha_{FDR} = 0.05$), en se basant sur un nombre de membres égal à 100. Nous illustrons sur la figure 4.4 ces différences pour le cas de trois variables climatiques qui nous intéressent particulièrement : la température de l'air (SAT), la pression au niveau de la mer (SLP) et la moyenne zonale du vent zonal (U). On peut remarquer que la perturbation n'induit pas de différence entre les deux années sur la réponse de l'atmosphère, hormis la différence statistiquement significative pour le cas de la SAT essentiellement située au-dessus de l'Arctique. Les différences présentes en Arctique en automne et en hiver peuvent s'expliquer par la légère augmentation de la perte de glace de mer la deuxième année, provoquant un réchauffement en Arctique plus important d'environ 2 °C (environ 10 %). Toutefois, les réponses continentales au niveau des moyennes latitudes qui nous intéressent particulièrement ne peuvent quasiment pas être différenciées entre les deux années.

Mentionnons que le protocole PRIMAVERA prévoyait initialement un nombre de membres égal à 40. Si on ne considère que 40 membres dans notre ensemble, la même analyse révèle des différences entre les deux années d'une plus grande amplitude pour chacune des variables illustrées sur la figure 4.5, et statistiquement différentes sur plus de régions des moyennes latitudes (notamment en Asie en hiver et au printemps). Ceci nous indique que plus on dispose d'un nombre important de membres, plus la différence statistique entre les deux années est faible. L'analyse avec 100 membres nous conforte particulièrement dans l'hypothèse de l'indépendance entre les deux années. D'autre part, un grand ensemble s'avère nécessaire notamment pour étudier la réponse de la stratosphère, sujette à une grande variabilité interne durant la saison froide. L'augmentation de 40 à 100 membres, puis la combinaison des deux années pour un passage de 100 à 200 membres nous permet d'obtenir un grand ensemble de simulations perturbées et de proposer une analyse robuste et originale. Nous explorerons plus précisément dans le chapitre suivant la dépendance de la réponse atmosphérique au nombre de membres.

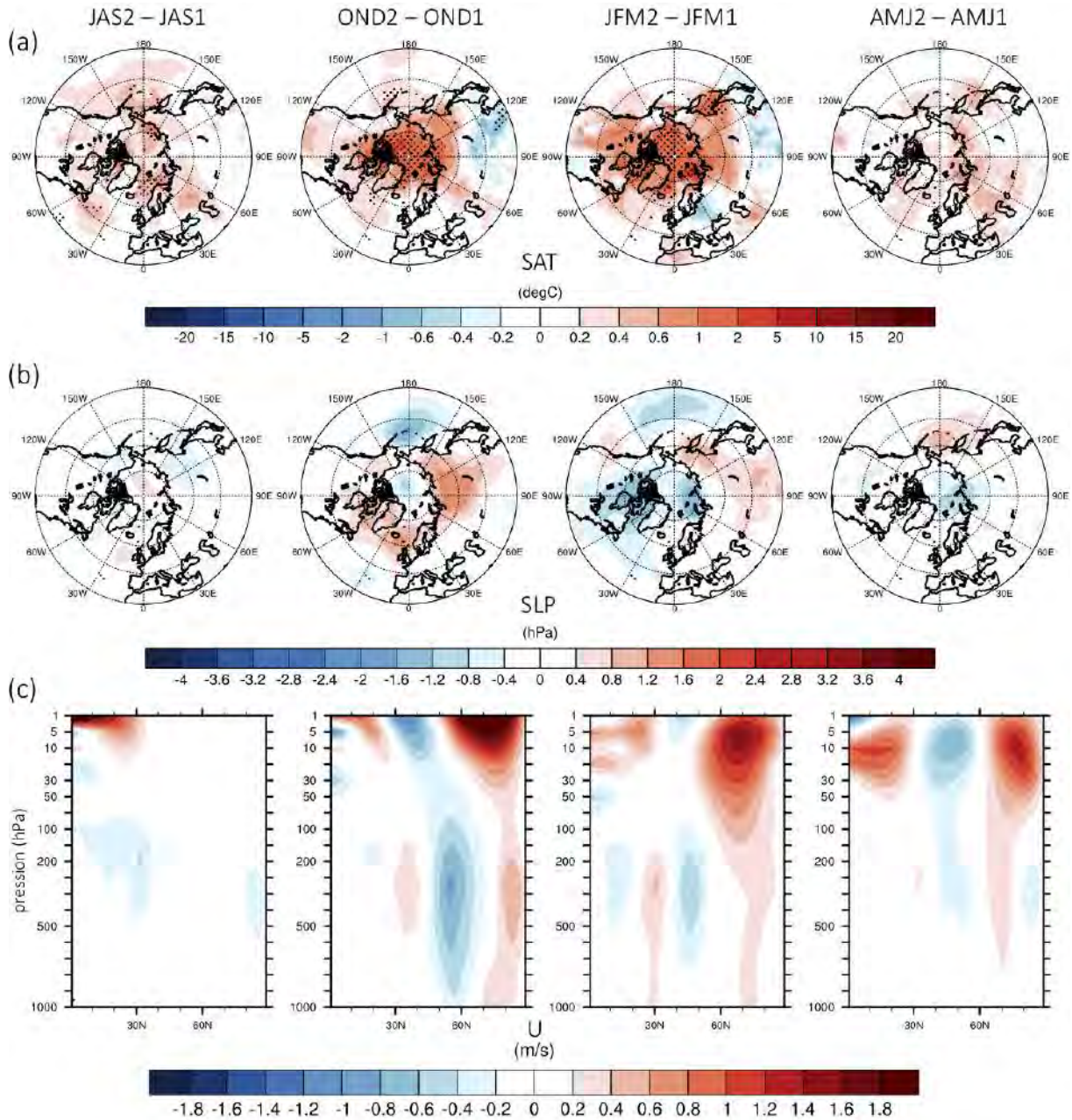


FIGURE 4.4 – Différences des réponses atmosphériques entre l'année 2 et l'année 1 avec 100 membres pour (a) la température de surface de l'air (SAT, °C), (b) la pression au niveau de la mer (SLP, hPa) et (c) la moyenne zonale du vent zonal (U, m/s). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.

4.2 Conditions climatiques initiales des membres et doublement du nombre de membres

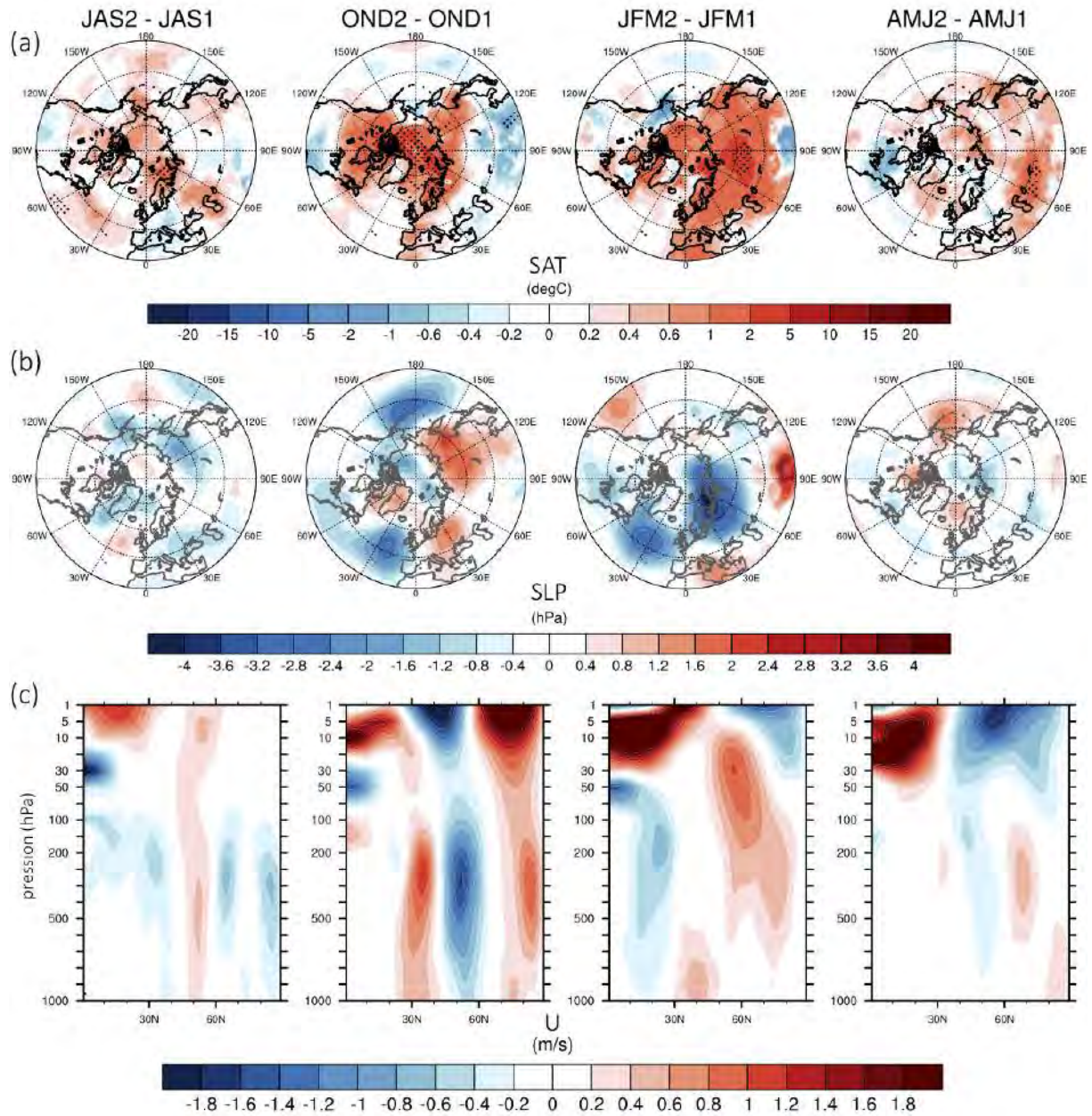


FIGURE 4.5 – Comme pour la figure 4.4 mais pour les 40 premiers membres.

4.3 Mécanismes de la réponse atmosphérique et impacts sur les moyennes latitudes

L'analyse de la réponse atmosphérique en automne et en hiver à la perturbation de glace de mer dans l'expérience LR1950 fait l'objet de l'article "Impact of Reduced Arctic Sea Ice on Northern Hemisphere Climate and Weather in Autumn and Winter", accepté dans la revue *Journal of Climate*. Les principaux résultats sont résumés ci-après, puis des analyses complémentaires sont présentées après l'article.

4.3.1 Article : "Impact of Reduced Arctic Sea Ice on Northern Hemisphere Climate and Weather in Autumn and Winter"

L'objectif de cette étude est de caractériser les changements mensuels de circulation atmosphérique qui ont lieu suite au déclin de la glace de mer arctique et de déterminer les impacts associés sur la température de surface de l'air aux moyennes latitudes. Il s'organise selon trois parties principales. La première partie est centrée sur l'étude des mécanismes physiques qui expliquent la réponse de la température, grâce à la décomposition de cette réponse en une composante *dynamique* et en une composante *thermodynamique/résiduelle*. La seconde partie s'intéresse aux mécanismes de l'interaction entre la troposphère et la stratosphère dans l'établissement de la réponse de la circulation atmosphérique et discute ce possible lien. La dernière partie analyse les effets de la fonte de la glace de mer sur les températures extrêmes froides.

Une originalité de l'étude est de proposer une analyse des mécanismes de la réponse à l'échelle mensuelle, qui est adaptée pour expliquer les processus d'évolution de la température en surface ainsi que pour les processus d'interaction troposphère-stratosphère. Nous nous focalisons sur la réponse atmosphérique du mois de novembre au mois de février, lorsque l'impact sur l'atmosphère est le plus important. Mentionnons que la réponse atmosphérique au cours du mois de mars, à la fin de la période hivernale, est très proche de celle du mois de février.

Les points principaux de l'étude sont résumés ci-dessous.

Réponse atmosphérique moyenne

- La disparition de la glace de mer en été et la diminution en automne/hiver modifient le budget énergétique de surface au-dessus de l'Océan Arctique. Le maximum d'échange d'énergie de l'océan vers l'atmosphère a lieu en novembre, quasiment en phase avec le maximum de perte de glace d'octobre/novembre. L'augmentation d'absorption d'énergie par l'atmosphère a lieu sous forme de rayonnement infrarouge, de chaleur latente et de chaleur sensible.
- En phase avec la modification du budget énergétique, l'amplification arctique est maximale en novembre et peut atteindre la valeur considérable de 25°C au centre de l'Océan Arctique. L'augmentation de la température de l'air s'étend jusqu'à 500 hPa. La pression au niveau de la mer répond avec des anomalies cycloniques au-dessus de l'Océan Arctique, avec des valeurs maximales en novembre/décembre. Au-dessus, des anomalies

positives de hauteur du géopotential se propagent jusque dans la basse stratosphère à 10 hPa en décembre. La réponse de la pression est ainsi barocline au-dessus de l'Arctique en novembre/décembre. Ce résultat est cohérent avec d'autres études (Screen *et al.*, 2018b) et peut s'expliquer par la présence d'air chaud ascendant au-dessus des régions où de la glace de mer disparaît : la convection induit des anomalies négatives de pression en surface et des anomalies positives au-dessus suite à l'expansion thermique de l'atmosphère.

- Un affaiblissement des vents d'ouest dans la troposphère centrés sur 60°N (partie nord des courants-jets) est obtenu de novembre à février, de manière cohérente avec la diminution du gradient méridien de hauteur du géopotential (relation du vent thermique, équation 1.1). La réponse des vents dans la troposphère peut se diviser en deux étapes. En novembre/décembre, lors du maximum de la réponse, un rétrécissement du courant-jet subtropical a tout d'abord lieu (renforcement du cœur et affaiblissement des parties nord et sud) ainsi qu'un décalage vers le sud du courant-jet polaire dans les basses couches (dipôle). En février dans un second temps, un léger décalage vers le sud du courant-jet polaire a ensuite lieu, avec de plus faibles anomalies. L'affaiblissement de la partie nord du courant-jet subtropical et l'intensification de son cœur sont en accord avec les études basées sur des modèles couplés reportées par Screen *et al.* (2018b). Ces études se sont focalisées sur des échelles de temps plus longues ; ce qui met en évidence la robustesse de cette réponse à différentes échelles temporelles.

- Entre ces deux étapes de la réponse du vent zonal dans la troposphère, un affaiblissement de la partie inférieure du vortex polaire est visible en décembre dans la basse stratosphère jusqu'à 10 hPa. Dans la haute stratosphère, le vortex polaire est décalé vers le nord ce mois-là. Les mois suivants, la réponse du vortex polaire est particulièrement indifférenciable de la variabilité interne.

- A la surface, la modification de la circulation est la plus intense en novembre/décembre, avec un renforcement de la partie nord-est de l'anticyclone de Sibérie, un affaiblissement de la dépression d'Islande et une anomalie cyclonique de pression de surface sur l'Amérique du Nord. Une réponse cyclonique est également obtenue en décembre sur la dépression des Aléoutiennes (renforcement) et sur l'Atlantique nord. Ces résultats sont à nouveau cohérents avec la revue multi-modèle de Screen *et al.* (2018b). A 500 hPa, la modification de la circulation est similaire à la phase négative du NAM, et particulièrement en février avec des anomalies négatives significatives aux moyennes latitudes.

- Les températures de surface de l'air sont modifiées jusqu'aux moyennes latitudes de novembre à février. Les terres arctiques adjacentes à l'Océan Arctique se réchauffent avec une amplitude d'environ 6°C. Un réchauffement d'environ 1°C affecte une grande partie de l'Europe et de l'Amérique du Nord et un refroidissement d'environ -1°C est obtenu en Asie centrale de décembre à février. Cette réponse ressemble à la tendance WACE identifiée dans les études observationnelles (voir chapitre 1), mais avec une étendue spatiale bien moindre concernant le refroidissement asiatique.

- L'atmosphère est également affectée jusque dans les tropiques, avec un réchauffement

de la colonne troposphérique tropicale et une augmentation de la hauteur du géopotentielle en novembre/décembre. Cet effet est probablement expliqué par le couplage océan-atmosphère, qui implique des échanges de flux d'énergie à l'interface air-mer à l'échelle de temps mensuelle. Ceci est différent des études basées sur des modèles couplés qui ont analysé la réponse atmosphérique à l'échelle de temps décennale ou à l'équilibre, dans laquelle des changements de circulation océanique entrent également en jeu (e.g. [Deser et al. 2015](#); [Screen et al. 2018b](#); [Wang et al. 2018](#)).

Mécanismes de la réponse de la SAT par décomposition dynamique/thermodynamique

- La combinaison des effets liés aux changements dynamiques et thermodynamiques explique la réponse de la température continentale de surface de l'air. Elle dépend des mois et des régions considérées (Amérique du Nord, Europe, Asie centrale).
- En novembre, lorsque l'amplification arctique est maximale, l'augmentation de la SAT en Europe et Amérique du Nord s'explique principalement par la composante thermodynamique, résultant de l'advection de masses d'air chaudes de l'Océan Arctique vers les plus basses latitudes et d'une augmentation du budget énergétique de surface vers le bas. Les autres mois, la composante dynamique devient notable et parfois dominante, notamment en Asie centrale.
- En Amérique du Nord, le réchauffement obtenu de novembre à février peut s'expliquer par la combinaison des deux composantes : la composante thermodynamique, qui domine la réponse totale au niveau de la partie nord de l'Amérique du Nord, et la composante dynamique, qui domine la réponse totale au niveau de la partie sud. Le réchauffement dans la composante thermodynamique est principalement dû à l'advection vers le sud des masses d'air réchauffées de l'Arctique ainsi qu'à l'advection vers l'est des masses d'air océaniques réchauffées provenant de l'est de l'Océan Pacifique Nord (advection par le flux moyen). Le réchauffement induit par les changements dynamiques est quant à lui lié à la réponse cyclonique au niveau de l'Amérique du Nord, qui favorise l'intrusion d'air océanique relativement chaud de l'Atlantique Nord et de l'air chaud provenant du sud.
- En Europe, le réchauffement obtenu s'explique à la fois par les changements thermodynamiques et les changements dynamiques. Les premiers sont dus à l'advection des masses d'air océaniques chaudes par les vents d'ouest provenant de l'ouest de l'Atlantique Nord, de novembre à février. En janvier, les changements cycloniques de circulation au nord de l'Atlantique Nord contribuent également au réchauffement.
- En Asie centrale, le refroidissement présent de décembre à février peut être entièrement expliqué par la modification de la circulation atmosphérique, c'est-à-dire par le renforcement de l'anticyclone de Sibérie, et des anomalies cycloniques au-dessus de la mer d'Okhotsk. Ceux-ci favorisent l'advection vers le sud-ouest d'air polaire relativement froid et expliquent le refroidissement obtenu dans cette région.

Mécanismes de la réponse de la circulation atmosphérique par l'interaction troposphère-stratosphère

- L'affaiblissement des vents d'ouest – l'augmentation de hauteur du géopotential – sur la partie nord des courants-jets troposphériques jusqu'à la partie inférieure du vortex polaire stratosphérique en décembre, est lié à l'amplification de la propagation verticale d'ondes planétaires de la troposphère vers la stratosphère au niveau des moyennes latitudes. Cette amplification est révélée par une modification du flux EP, avec une augmentation de la composante verticale proportionnelle à la propagation verticale des ondes et une convergence des ondes dans la stratosphère en janvier. Toutefois, la réponse du vortex polaire stratosphérique dans ces simulations reste faible, ce qui semble lié à la faible interférence constructive entre les ondes planétaires forcées et climatologiques.
- Les anomalies de circulation dans la troposphère et à la surface les mois suivants sont probablement liées aux processus troposphériques, associés au déclin simultané de la glace de mer arctique, plutôt qu'à l'influence vers le bas des faibles anomalies stratosphériques. Des expériences de sensibilité supplémentaires seraient nécessaires pour distinguer les effets des processus stratosphériques des processus troposphériques.

Modification des températures extrêmes froides et de la variabilité de la température

- Le déclin de la glace de mer arctique affecte également les températures extrêmes froides jusqu'aux moyennes latitudes. Celles-ci suivent l'évolution de la température moyenne, avec des températures extrêmes beaucoup moins sévères sur l'Europe et l'Amérique du Nord de novembre à février (5°C en plus représentant 15 % de changement). En Asie centrale, les températures extrêmes froides sont amplifiées d'environ 1.5°C (5 %), particulièrement en février.
- La variabilité de la SAT est réduite sur la majeure partie de l'hémisphère nord en réponse à la diminution de glace de mer. Ce résultat est cohérent avec d'autres études, comme celles de [Screen \(2014\)](#) et de [Schneider *et al.* \(2015\)](#).

Impact of Reduced Arctic Sea Ice on Northern Hemisphere Climate and Weather in Autumn and Winter

SVENYA CHRIPKO,^a RYM MSADEK,^a EMILIA SANCHEZ-GOMEZ,^a LAURENT TERRAY,^a LAURENT BESSIÈRES,^a AND MARIE-PIERRE MOINE^a

^aCECI, Université de Toulouse, CNRS, CERFACS, Toulouse, France

(Manuscript received 6 July 2020, in final form 13 April 2021)

ABSTRACT: The Northern Hemisphere transient atmospheric response to Arctic sea decline is investigated in autumn and winter, using sensitivity experiments performed with the CNRM-CM6-1 high-top climate model. Arctic sea ice albedo is reduced to the ocean value, yielding ice-free conditions during summer and a more moderate sea ice reduction during the following months. A strong amplification of temperatures over the Arctic is induced by sea ice loss, with values reaching up to 25°C near the surface in autumn. Significant surface temperature anomalies are also found over the midlatitudes, with a warming reaching 1°C over North America and Europe, and a cooling reaching 1°C over central Asia. Using a dynamical adjustment method based on a regional reconstruction of circulation analogs, we show that the warming over North America and Europe can be explained both by changes in the atmospheric circulation and by the advection of warmer oceanic air by the climatological flow. In contrast, we demonstrate that the sea ice–induced cooling over central Asia is solely due to dynamical changes, involving an intensification of the Siberian high and a cyclonic anomaly over the Sea of Okhotsk. In the troposphere, the abrupt Arctic sea ice decline favors a narrowing of the subtropical jet stream and a slight weakening of the lower part of the polar vortex that is explained by a weak enhancement of upward wave activity toward the stratosphere. We further show that reduced Arctic sea ice in our experiments is mainly associated with less severe cold extremes in the midlatitudes.

KEYWORDS: Arctic; Sea ice; Atmospheric circulation; Teleconnections; Annular mode; Arctic Oscillation; Stratosphere–troposphere coupling; Climate models

1. Introduction

Over the last three decades, surface temperatures in the Arctic region have been increasing twice as fast as global mean temperature (Bindoff et al. 2013). This phenomenon is called Arctic amplification and is strongest in winter (Bintanja and van der Linden 2013). One major consequence of this effect is the decline of Arctic sea ice that has been observed since the beginning of satellite measurements (Serreze et al. 2009; Screen and Simmonds 2010a). Arctic sea ice extent has decreased in every month and every season (Onarheim et al. 2018), and particularly in summer with a rate of more than 10% per decade since 1979 (Stroeve et al. 2012). Furthermore, future climate projections indicate a high probability of having ice-free summers by the middle to end of the twenty-first century in response to the increasing greenhouse gas concentrations (Notz et al. 2020). Sea ice decline also tends to reinforce Arctic amplification, mainly through infrared radiation feedbacks and through the delayed positive surface albedo feedback (Bintanja and van der Linden 2013). The latter

contributes to the amplification of the warming in the lower troposphere in autumn and winter, when the transfer of energy between the ocean and the atmosphere is the strongest (Screen and Simmonds 2010b).

Arctic sea ice loss affects local weather through the increased amount of energy and moisture released in the atmosphere when sea ice has melted, leading to warmer and wetter Arctic air masses (Vihma 2014). It was also suggested that Arctic sea ice loss could affect lower latitudes through southward advection of the warmer Arctic air masses—the *direct contribution*—and possibly through changes of the large-scale atmospheric circulation—the *indirect contribution* (Screen et al. 2018). However, these two contributions could oppose each other (Screen 2017) and the mechanisms leading to a change in atmospheric circulation are still not fully understood. In observational studies, a positive correlation was found between Arctic sea ice decline and cold winters over Eurasia and North America since the 1980s—the warm Arctic and cold continents (WACC) pattern (Overland et al. 2011; Cohen et al. 2013), sometimes restricted to the warm Arctic and cold Eurasia (WACE) pattern (Mori et al. 2014, 2019). Observations also suggest a link between Arctic sea ice decline and the negative phase of the northern annular mode (NAM), also called the Arctic Oscillation (AO), which is the dominant mode of wintertime Northern Hemisphere atmospheric variability (Jaiser et al. 2012; Cohen et al. 2012;

Denotes content that is immediately available upon publication as open access.

Supplemental information related to this paper is available at the Journals Online website: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0515.s1>.

Corresponding author: Svenya Chripko, chripko@cerfacs.fr

DOI: 10.1175/JCLI-D-20-0515.1



Nakamura et al. 2015). This raises the question of the role of Arctic sea ice decline in modulating Northern Hemisphere climate variability and affecting midlatitude weather and climate. However, statistical correlations do not necessarily imply a causal link (Smith et al. 2017; Screen et al. 2018), and analysis based on observations can have some limitations due to the limited length of the observational records and the nonstationarity of the relationship between sea ice and the midlatitude weather and climate (Blackport and Screen 2020). Modeling studies can provide useful insights as they allow us to isolate the impacts of Arctic sea ice loss from those driven by greenhouse gas increase.

Many climate model studies have been dedicated to the understanding of the influence of past or projected Arctic sea ice loss on lower latitudes. However, the detection of a robust atmospheric response to Arctic sea ice loss is difficult due to several key differences across the modeling experiments: the magnitude and spatial pattern of the prescribed sea ice loss, the background mean state, the representation or lack of ocean–atmosphere and troposphere–stratosphere coupling, the transient versus equilibrium response, or model biases (Smith et al. 2017; Screen et al. 2018). In addition, large ensembles of simulations are needed to isolate the forced response from internal atmospheric variability, suggesting that the effect of Arctic sea ice loss on the atmospheric circulation is probably small (Screen 2014). Several modeling experiments have suggested that the anomalously cold winters observed in the midlatitudes could be the result of internal variability rather than being driven by Arctic sea ice reduction (Screen et al. 2013; Blackport and Kushner 2016; Chen et al. 2016; Sun et al. 2016; McCusker et al. 2016; Ogawa et al. 2018; Dai and Song 2020). This is in agreement with the observational study of Blackport et al. (2019), which suggested that the anomalously cold observed midlatitude winters could be driven by atmospheric circulation anomalies that precede sea ice loss rather than by the sea ice anomaly itself. However, this does not preclude a possible influence of Arctic sea ice loss in the future, as suggested by idealized experiments that show that projected late-twenty-first-century sea ice reduction could lead to significant weather and climate anomalies in the Northern Hemisphere (e.g., Sun et al. 2018).

The atmospheric response to Arctic sea ice reduction shows some similarities with the negative phase of the NAM in some atmosphere-only experiments (Deser et al. 2010; Peings and Magnusdottir 2014; Sun et al. 2015). Others find however an opposite response (Screen et al. 2014; Cassano et al. 2014). More robustness is found in coupled ocean–atmosphere model experiments in which the imposed sea ice forcing is often larger (Screen et al. 2018). These models show that Arctic sea ice loss favors a decrease and equatorward shift of the midlatitude westerly winds accompanied with a strengthening of the subtropical jet stream, an intensification of the Siberian high and Aleutian low, and a weakening of the Icelandic low. Ocean–atmosphere coupling may also favor a stronger response than in atmosphere-only experiments for equal magnitudes of sea ice perturbation (e.g., Peings et al. 2021). Moreover, several modeling studies have shown that the atmospheric response to Arctic sea ice loss can extend southward to the tropics with active ocean–atmosphere coupling (Deser et al. 2015; Wang et al. 2018; England et al. 2020).

The hypothesized processes through which Arctic amplification could influence the midlatitude circulation involve either tropospheric or tropospheric–stratospheric pathways (Barnes and Screen 2015). Recent studies have highlighted the role of troposphere–stratosphere interactions in the time and spatial evolution of the large-scale atmospheric response to sea ice decline. They showed that planetary-scale waves might propagate from the troposphere to the lower stratosphere in response to sea ice loss in early winter (Cohen et al. 2014), with a reinforced propagation when there is a linear interference between the forced waves and the climatological waves (Garfinkel et al. 2010; Smith and Kushner 2012). If the planetary waves reach the lower stratosphere and break, the polar vortex is weakened (Charney and Drazin 1961; Limpasuvan et al. 2004). In turn, this stratospheric anomaly can propagate downward and further weaken the tropospheric jet stream, forcing the negative phase of the NAM (Jaiser et al. 2013). The characteristics of the stratospheric response and associated mechanisms vary among studies. Some modeling studies show a weakening of the polar vortex as a result of sea ice loss (Peings and Magnusdottir 2014; Kim et al. 2014), while others find a strengthening (Screen et al. 2013; Sun et al. 2014) or no amplification of planetary waves (Meleshko et al. 2016). Peings and Magnusdottir (2014) found that imposed sea ice anomalies from the period 2007–12 yield an increase in planetary wave activity and a weakening of the stratospheric polar vortex, preceding the negative phase of the NAM. They investigated the linearity of the response by imposing a stronger sea ice forcing corresponding to conditions expected at the end of the century. They found a stronger NAM-like tropospheric response and a much weaker stratospheric response, suggesting that the response in the stratosphere is nonlinear with respect to the magnitude of sea ice loss. Furthermore, other modeling experiments have suggested that sea ice loss in the Atlantic and in the Pacific sectors could drive opposite changes in the stratosphere, with respectively a weakening and a strengthening of the polar vortex (Sun et al. 2015; McKenna et al. 2018). McKenna et al. (2018) also found that a similar NAM response is induced in the troposphere for both sectors when a large magnitude of sea ice loss is applied, suggesting that a larger magnitude of sea ice loss could increase the preponderance of tropospheric processes with respect to stratospheric processes. Specific experiments that have isolated the tropospheric and stratospheric pathways using stratospheric nudging indicate that the stratosphere could play an important role for the development of the atmospheric response to sea ice decline (Wu and Smith 2016; Nakamura et al. 2016; Zhang et al. 2018).

One motivation for better understanding the atmospheric response to Arctic sea ice decline is the possible link with midlatitude weather extremes. This has received a lot of attention among observational and modeling studies, but no consensus has emerged yet (Cohen et al. 2020). A reduction in the meridional temperature gradient due to Arctic lower tropospheric warming may reduce baroclinicity and shift storm tracks equatorward (Magnusdottir et al. 2004; Oudar et al. 2017). Arctic amplification may also lead to more persistent midlatitude weather patterns and hence more extreme weather events due to a slower eastward propagation of planetary-scale waves (Francis and Vavrus 2012). The proposed mechanism

includes first a reduction in the meridional temperature gradient that would slow down the jet stream according to the thermal wind balance and then slow down the horizontal propagation of waves, favoring prolonged weather conditions. Another link would result from an increased meridional amplitude of planetary-waves that would increase the *waviness* of the jet stream and favor the intrusion of cold air southward and warm air northward. This would also slow down the eastward propagation of waves, yielding more persistent and extreme weather. However, these links remain controversial as the results have been shown to strongly depend on the methodology used to define relevant time scales for the analysis of planetary waves, either daily or seasonal (Barnes 2013). Colder extreme temperatures over Eurasia and/or North America have been reported in some studies in response to Arctic sea ice decline (Zhang et al. 2018). Their intensity has been shown to increase nonlinearly with respect to the magnitude of sea ice loss (Peings and Magnusdottir 2014). However, less frequent cold extremes over North America were also obtained as a result of Arctic sea ice loss (Screen et al. 2015). Screen (2014) showed that Arctic amplification as observed during the past decades and in future climate could decrease both temperature variability and the number of temperature extremes in the mid-latitudes. Despite the link described in some studies between Arctic sea ice loss and extreme temperature changes over land, no robust change in waviness has been found (Peings and Magnusdottir 2014; Oudar et al. 2017; Blackport and Screen 2020), suggesting the need to better investigate this link both in observations and in models.

In this study, we investigate the transient wintertime atmospheric response to Arctic sea ice loss in the Northern Hemisphere using the high-top coupled climate model CNRM-CM6-1. Idealized experiments with ice-free summertime conditions and more moderate wintertime sea ice reduction are performed. We are interested in the atmospheric response that follows sea ice reduction by few months. Hence, only the ocean–atmosphere feedbacks that occur on these short time scales are accounted for. We do not consider the longer time scale oceanic changes like those associated with thermohaline or gyre modifications. With the strong imposed forcing and the great ensemble member size, the high-top configuration allows us to account for stratospheric processes that have been shown to play a role on the response. The goal of this study is to characterize the month-to-month changes in atmospheric circulation that can occur in response to abrupt Arctic sea ice reduction and to determine associated impacts in terms of surface air temperature. First, we focus on the physical mechanisms underlying the surface temperature response through a decomposition into a dynamically induced component and a residual component. Second, we investigate the interaction mechanisms between the troposphere and stratosphere in the circulation response. Finally, we analyze the effects of Arctic sea ice decline on cold extreme temperatures.

In section 2 we present the model, sensitivity experiments, and methods used to analyze the atmospheric response to Arctic sea ice loss. In section 3 we describe the response and the possible mechanisms at play. In section 4 we summarize the main points and discuss the results.

2. Sensitivity experiments and methods

a. Model description

We use CNRM-CM6-1, the fully coupled atmosphere–ocean general circulation model recently developed by the CNRM/CERFACS modeling group for CMIP6 (Voldoire et al. 2019). The atmospheric component of CNRM-CM6-1 is the high-top ARPEGE-Climat version 6.3, with a horizontal resolution of 1.4° at the equator on a reduced Gaussian grid (linear triangular truncation T1127). It is discretized into 91 vertical levels extending up to 0.01 hPa, resolving the stratosphere and the mesosphere. The model has a relatively well-represented quasi-biennial oscillation (QBO), and it is able to simulate the Holton–Tan effect, which links the QBO to the winter stratospheric polar vortex (Rao et al. 2020). The surface component is SURFEX version 8, which simulates the surface fluxes over land, lakes, and oceans. It is embedded within ARPEGE-Climat and therefore shares the same horizontal grid. The ocean component is NEMO version 3.6 (Madec et al. 2017) with a nominal resolution of 1° (eORCA1 horizontal tripolar grid) and 75 vertical levels. The sea ice component, embedded within NEMO, is GELATO version 6, which has five ice thickness categories and nine vertical layers. ARPEGE-SURFEX and NEMO-GELATO are coupled using the OASIS3-MCT software (Craig et al. 2017). A complete description of the characteristics of CNRM-CM6-1 is provided by Voldoire et al. (2019).

b. Sea ice perturbation

To investigate the role of Arctic sea ice loss on the atmosphere, we perform two sets of simulations with CNRM-CM6-1: a control experiment and perturbed experiments. The control experiment is a 150-yr simulation with prescribed constant external forcings fixed to climate conditions of 1950 after a spinup of 30 years (Haarsma et al. 2016). The spinup starts from an ocean at rest with temperature and salinity taken from the EN4 dataset (Good et al. 2013). This spinup is short for the deep ocean adjustment to take place, but given that the focus of this study is on the atmospheric response, we do not expect a strong negative impact resulting from this protocol. The perturbed experiments consist of 100 members initialized randomly every one or two years from the control experiment, in which sea ice albedo is reduced to the ocean value (0.07). Each member is run for 3 years. We checked that on average the members are not initialized with a particular phase of the QBO from the control experiment, which could have favored teleconnections between the tropical and polar stratosphere and could have affected the polar vortex response to Arctic sea ice loss (Labe et al. 2019).

Figure 1 shows the seasonal cycles of Arctic sea extent and volume in the 100-member perturbed experiments and the 100-member overlapping control periods. Only the first 30 months are shown. We find a complete melt of Arctic sea ice both in terms of extent and volume during all summer months from July to October. This can be explained by the increased incoming solar radiation resulting from the modified albedo. Every summer it corresponds to a loss of sea ice extent of $(10 \pm 2) \times 10^6 \text{ km}^2$ and a loss of sea ice volume of $(7 \pm 2) \times 10^3 \text{ km}^3$. Note that while the experiments are started in January, in the

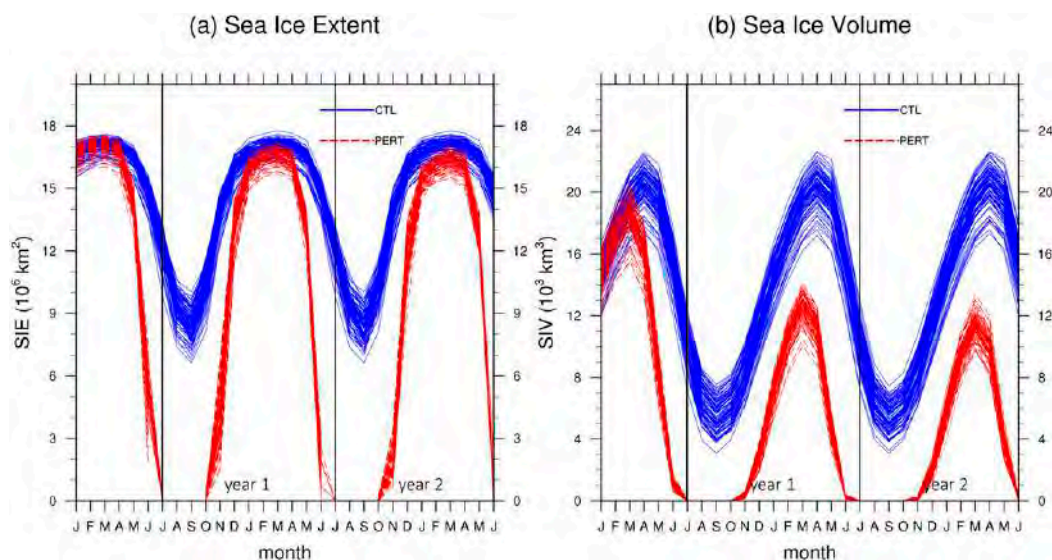


FIG. 1. Seasonal cycles of Arctic (a) sea ice extent (SIE; 10^6 km^2) and (b) sea ice volume (SIV; 10^3 km^3) for the 100 perturbed runs (red) and the respective control states (blue) during the 30 first months of the simulations.

following we will not use the first 6 months (January–June) as we are interested in the autumn and wintertime atmospheric response that follows a complete summertime sea ice loss. This rapid atmospheric response is expected to occur in phase with sea ice loss during autumn and winter (Blackport and Screen 2019), but the possible link between autumn and winter responses will be discussed in this study. During the two winter seasons (January–March), reduction in sea ice extent is not as marked as in the previous summer season with a loss of $(0.6 \pm 0.4) \times 10^6 \text{ km}^2$ (4% of the control mean) the first winter and $(0.9 \pm 0.5) \times 10^6 \text{ km}^2$ (5%) the second winter (Fig. 1). Sea ice is moreover much younger and hence thinner after the very large volume loss perturbation of $(7 \pm 2) \times 10^3 \text{ km}^3$ (40%) that occurs during the first winter and $(8 \pm 2) \times 10^3 \text{ km}^3$ (48%) the second one. Note that sea ice reduction in our experiments is very large and unrealistic. Wintertime sea ice loss is still larger by one order of magnitude than the year-to-year 1979–2019 observed trend, which is about $0.041 \times 10^6 \text{ km}^2$ for March sea ice extent (Meredith et al. 2019) and about $0.27 \times 10^3 \text{ km}^3$ for April SIV (PIOMAS; Schweiger et al. 2011). In view of these small differences between the two years, we consider that they are statistically independent and therefore analyze an ensemble of 200 wintertime periods ($2 \text{ years} \times 100 \text{ members}$). We justify our choice by the lack of statistically significant difference in the atmospheric response between the two years (see supplement SM1 in the online supplemental material). Note that the sea ice albedo changes are applied globally, but as we focus only on the rapid response during the first two years we can discard any influence of Antarctic sea ice changes on these time scales. The same protocol and assumptions were used by Blackport and Kushner (2016). The ensemble mean of the perturbed experiment is hereinafter called PERT. In the same way, CTL refers to the ensemble mean of the control periods overlapping the perturbed simulations. The climate response

to the imposed sea ice loss is computed by subtracting CTL from PERT for several atmospheric variables.

To visualize the spatial distribution of sea ice loss, we show in Fig. 2 the sea ice response in terms of sea ice concentration (SIC) and sea ice volume (SIV) averaged over the 200 members, starting in July and for different seasons. We define the summer season as the July–September average (JAS), the autumn season as the October–December average (OND), the winter season as the January–March average (JFM) and the spring season as the April–June average (AMJ). In summer, most of sea ice concentration is lost over central Arctic where the sea ice layer is the thickest. In autumn, the reduction is largest over the Chukchi and Barents Seas with a net loss of about 85 percentage points in concentration (PERT SIC – CTL SIC). Sea ice loss is also large over central Arctic and the Canadian Bays with more than 60 percentage points of sea ice concentration being lost. In winter, sea ice loss occurs mainly at the climatological edges in the Barents Sea, Greenland, Iceland, and Norwegian Seas, and the Labrador, Bering, and Okhotsk Seas where it can reach a decline of up to 40 percentage points. In spring, sea ice concentration loss is found over the whole Arctic with values reaching about 40 percentage points. Note that the reduction of sea ice volume is strongest over central Arctic for all seasons and is largest in spring.

c. Methods

1) DYNAMICAL ADJUSTMENT

To extract the role of atmospheric circulation changes in the near-surface atmospheric temperature (SAT) response, we use the dynamical adjustment approach described in Deser et al. (2016b) and also used by O'Reilly et al. (2017). The method is based on a circulation analog reconstruction that allows to identify the dynamical SAT response solely due to circulation changes occurring in response to sea ice loss. For each PERT

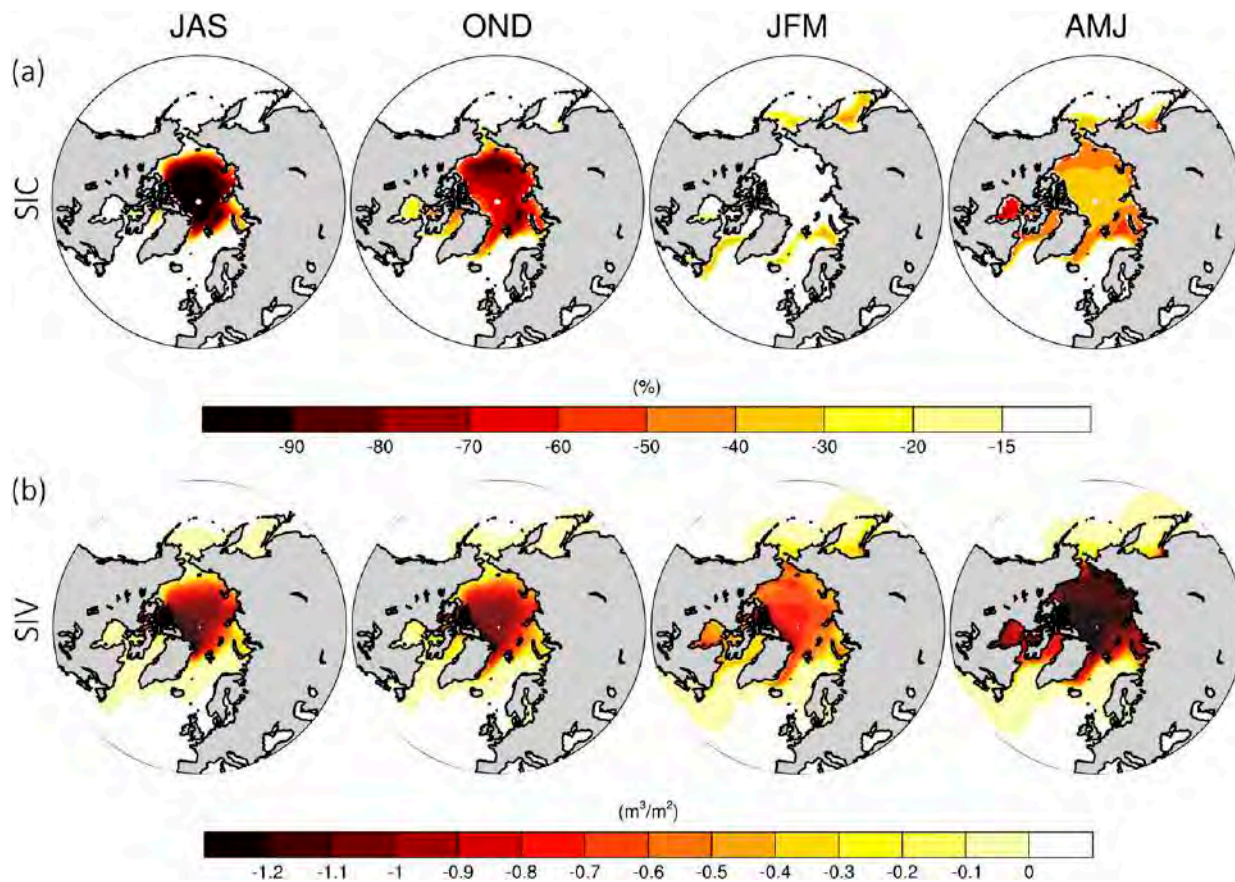


FIG. 2. Spatial distribution of (a) sea ice concentration (SIC) response (%) and (b) sea ice volume (SIV) response ($\text{m}^3 \text{m}^{-2}$) in summer [July–September (JAS)], autumn [October–December (OND)], winter [January–March (JFM)], and spring [April–June (AMJ)].

member and month, the closest sea level pressure (SLP) analogs in CTL are selected by minimizing the Teweles–Wobus score (Teweles and Wobus 1954). The PERT monthly mean SLP is then reconstructed from a set of SLP patterns (selected randomly among the closest SLP analogs from CTL) using multiple linear regression. The regression coefficients are subsequently applied to the corresponding monthly mean SAT in CTL to provide an estimate of SAT associated with circulation changes. These steps are repeated 200 times and the final dynamical SAT estimate for this PERT simulation and month is the average of the individual SAT estimates over the 200 iterations. After averaging this value over the 200 members and subtracting the CTL temperature from it, we obtain the dynamical contribution of the SAT response for a given month. The dynamical SAT represents the so-called mean contribution of the SAT changes due to atmospheric circulation, including both advective and local effects. Here, the use of “mean” can be viewed as a climatological average over multiple land and ocean surface conditions. The residual SAT response is then obtained by subtracting the dynamical response from the total response. Note that this residual response mainly corresponds to a thermodynamic contribution. It can include several processes like advection of anomalous oceanic air masses by the climatological flow but also local effects due to

changes in the surface energy budget over land surface (e.g., snow cover, soil moisture, or cloud cover changes). The residual part can also include errors due to the analog reconstruction, but these are found to be small (not shown).

We compute the decomposition of the SAT response into dynamical and residual components on three midlatitude regions that are shown in Fig. 7: North America (defined as $30^\circ\text{--}60^\circ\text{N}$, $140^\circ\text{--}50^\circ\text{W}$), Europe ($35^\circ\text{--}60^\circ\text{N}$, $15^\circ\text{W}\text{--}45^\circ\text{E}$), and central Asia ($30^\circ\text{--}50^\circ\text{N}$, $70^\circ\text{--}125^\circ\text{E}$). To do that, we apply the dynamical adjustment method on each of the three target regions. Note that the method is insensitive to variations in the longitudinal size of the region (i.e., smaller than $\pm 30^\circ$ in both directions), but it provides a better reconstruction of the circulation analogs than a global approach (root-mean-square error improved by a factor of 10; not shown).

2) PLANETARY WAVE–MEAN FLOW INTERACTION

To analyze the interaction between the circulation changes in the troposphere and the stratosphere, we use the Eliassen–Palm (EP) flux formulation defined by Edmon et al. (1980). For planetary-scale eddy dynamics, the EP flux vector \mathbf{F} represents the transfer of wave activity according to the latitude and pressure level; in other words it represents the direction of wave propagation. The horizontal component of the EP flux

vector is proportional to the negative of the northward eddy angular momentum flux and the vertical component is proportional to the northward eddy heat flux. The EP flux divergence represents the magnitude of the eddy forcing on the zonal mean flow. The latter accelerates where the EP flux diverges and decelerates where the EP flux converges (Holton 1992). We compute the response of the EP flux vectors and divergence using daily data that are first low-pass filtered to keep planetary-scale fluctuations with periods larger than 10 days. We perform a scaling of \mathbf{F} by applying the convention described in Edmon et al. (1980): the vertical component is multiplied by the cosine of latitude and by the distance occupied by 1 Pa on the diagram. The horizontal component is divided by the radius of Earth and multiplied by the distance occupied by 1 rad of latitude. Both components are scaled by $\sqrt{1000/p}$, with p being the pressure (hPa). They are also scaled by a magnification factor of 3 above 100 hPa to extend the vectors in the stratosphere (e.g., Sun et al. 2015).

3) STATISTICAL SIGNIFICANCE

To evaluate the statistical significance of the atmospheric response, we first use a two-sided Student's t test to compute the p values. We then account for field significance by using the false discovery rate (FDR; Wilks 2016) with $\alpha_{\text{FDR}} = 0.05$. The FDR correction computes a threshold level based on the sorted distribution of the Student's t test p values. This yields a global achieved test level of 0.025 (97.5% confidence level) for the variables with moderate and relatively strong spatial autocorrelation described in this study, such as near-surface air temperature or zonal-mean zonal winds, and a global achieved test level of 0.05 (95% confidence level) for the variables with low spatial correlation (Wilks 2016), such as sea level pressure. Figure S2 in the online supplemental material highlights the importance of taking into account the FDR to address properly the statistical significance of the atmospheric response.

3. Atmospheric response to Arctic sea ice loss

a. Surface energy budget response over the Arctic Ocean

The changes in Arctic sea ice cover and thickness that occur in response to the modified sea ice albedo affect the local surface energy budget. Figure 3 illustrates the monthly response of the net surface energy fluxes and details the respective contributions of turbulent fluxes (sensible and latent), as well as longwave and shortwave radiative fluxes. The seasonal cycle of the SIC loss is also shown for comparison as a histogram. A positive flux corresponds to an energy flux from the ocean to the atmosphere, therefore adding heat to lowest atmospheric levels. The net surface energy flux response follows a marked seasonal cycle, with a maximum in November and a minimum in May/June. The negative fluxes during the summer/spring months indicate an increased absorption of shortwave radiation by the ice-free Arctic Ocean caused by the sea ice albedo perturbation. The positive fluxes during the autumn/winter months correspond to an increased absorption of longwave radiation by the atmosphere and to a larger oceanic heat loss in the form of turbulent heat fluxes. This larger wintertime exchange of energy from the ocean to the

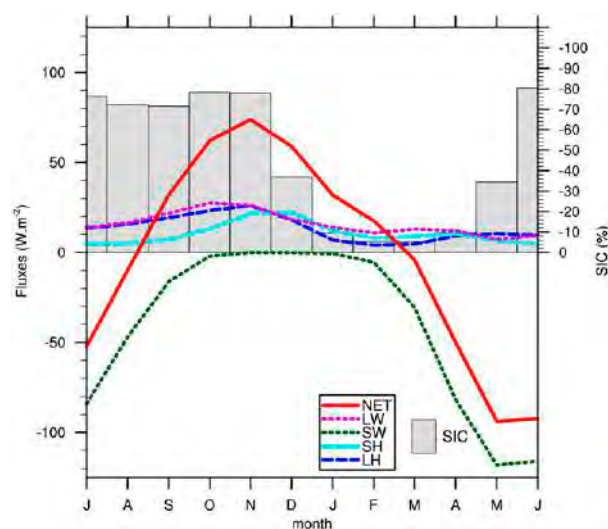


FIG. 3. Seasonal cycle of the response of the net surface energy absorbed by the atmosphere (red curve), the longwave (magenta curve) and shortwave (green curve) radiative fluxes, and the sensible (cyan curve) and latent (blue curve) heat fluxes (scale for fluxes on the left; W m^{-2}). Positive fluxes are upward. Seasonal cycle of the SIC response (gray bars; scale on the right: %). The responses are averaged month by month over the Arctic sea ice covered regions where SIC exceeds 15% in the control run north of 60°N .

atmosphere is explained by warmer local sea surface temperatures (SSTs) starting from the previous summer months as a result of sea ice loss. Moreover, Fig. 3 shows that there is a maximum of energy absorbed by the atmosphere in November, nearly in phase with the maximum of SIC loss occurring in October–November. From this surface energy budget analysis, we expect that the strongest atmospheric response to sea ice loss in our experiments will occur in November. Hence, in the following sections, we will focus on the atmospheric response to Arctic sea ice reduction from November through February, when the strongest Arctic amplification and remote response occur. Given that seasonal averages can mask processes that occur rapidly from one month to the other, in particular in the stratosphere (see supplement SM2 in the online supplemental material), we will use monthly averages.

b. Monthly evolution of the atmospheric response

1) ZONAL-MEAN RESPONSE IN THE TROPOSPHERE AND STRATOSPHERE

The perturbed Arctic surface energy budget due to the imposed sea ice melt not only modifies local air masses, but also leads to changes in atmospheric circulation up to the stratosphere and the tropics. The zonal-mean response of temperature, geopotential height, and zonal wind are represented in Fig. 4.

As a result of sea ice loss, Arctic amplification extends up to midtropospheric levels around 500 hPa for each month (Fig. 4a). The strongest magnitude is found in November, in phase with the maximum net surface energy budget response obtained in Fig. 3, and it reaches up to 20°C in the near surface. In the polar stratosphere, a significant cooling is found in November at the tropopause and at the polar vortex core. During the

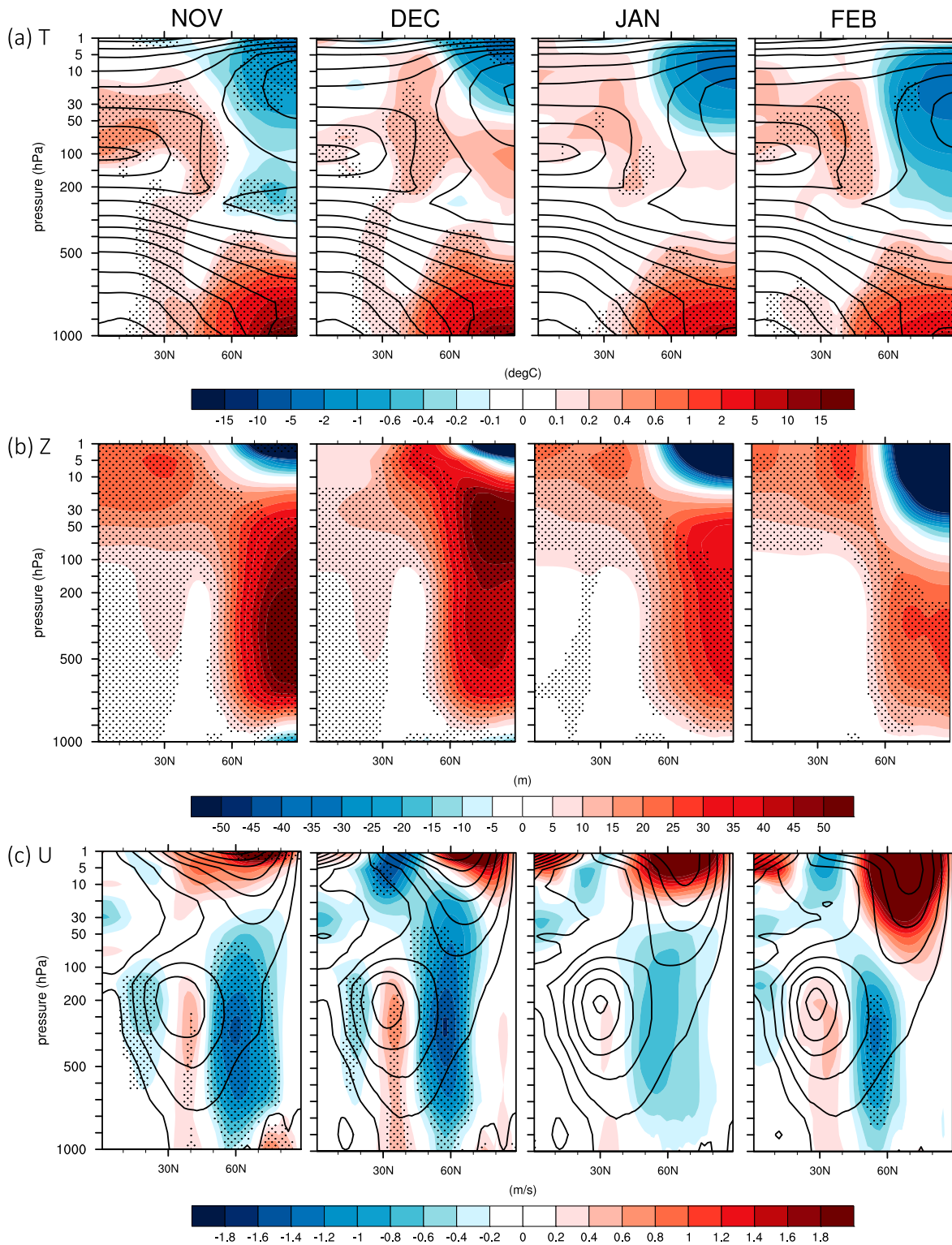


FIG. 4. Monthly responses of zonal-mean (a) temperature T ($^{\circ}\text{C}$), (b) geopotential height Z (m), and (c) zonal wind U (m s^{-1}) from November to February. Contours in (a) show zonal-mean temperature control climatology (interval: 10°C). Contours in (c) show zonal-mean zonal wind control climatology (interval: 8 m s^{-1}). Note the nonlinear scale in (a). Dots indicate statistically significant grid points with p values < 0.05 using the two-sided Student's t test and false discovery rate (Wilks 2016).

following months, it is confined to the upper stratosphere but the response is hardly significant. Over the polar cap, the geopotential height increases up to the midstratosphere around 20 hPa (Fig. 4b). The atmospheric response north of 55°N is baroclinic in November–December, with negative anomalies near the surface and positive anomalies above. The strongest increase in geopotential height of more than 50 m occurs in the midtroposphere around 600 hPa in November and it reaches the stratosphere in December. In January–February, the positive anomalies from the surface to the lower stratosphere decrease by a factor of 2 with respect to December, and they are confined to lower levels in February.

Around 30°N, a warming 10 times smaller than over the Arctic occurs in the tropospheric column in November–December (Fig. 4a), in line with the weak increase in geopotential height (Fig. 4b). This effect is consistent with an enhanced tropical convection due to warmer tropical sea surface temperatures (not shown). This enhanced tropical convection in response to Arctic sea ice loss might be due to ocean–atmosphere coupling, involving changes in energy flux exchanges at the air–sea interface at monthly time scale. This differs from coupled studies that have investigated the decadal or equilibrium response to Arctic sea ice loss, in which changes in ocean dynamics were additionally involved (e.g., Deser et al. 2015; Screen et al. 2018; Wang et al. 2018). A warming is also found in the lower tropical stratosphere, from the equator to 60°N for each month. Consistent with the warming of the tropical troposphere and stratosphere, we find that the geopotential height south of 60°N largely increases from the midtropospheric to the upper stratospheric levels (Fig. 4b).

These changes in temperature and pressure from the polar cap to the tropics and from the troposphere to the stratosphere are associated with changes in the position and intensity of the midlatitude westerly winds, the subtropical jet stream, and the polar vortex. We find a weakening of the zonal-mean zonal wind centered at 60°N in the troposphere during every month (Fig. 4c), which is consistent with an increase of the polar cap geopotential height and thermal wind balance. It is largest in December with values reaching up to -1.6 m s^{-1} (about 10% of the climatological value). The subtropical jet stream is strengthened and narrowed in November–December with a positive response in its core and a negative one at both flanks. At low levels, the midlatitude westerly winds are shifted southward. In January, the zonal-mean zonal winds are hardly affected, but in February we find a slight southward shift of the subtropical jet stream and of the midlatitude westerly wind belt. The zonal wind response near the tropopause and at low levels is zonally symmetric and it affects the North Atlantic and North Pacific jet streams similarly, consistent with the results reported in Deser et al. (2015) and Oudar et al. (2017), with an eastward shift of both jets (not shown). This is also in agreement with the study of Ronalds et al. (2020), who found an eastward shift of the North Pacific jet in response to Arctic sea ice loss. Moreover, the zonal wind response near the tropopause and at low levels resembles the negative NAM pattern, with spatial correlations of about 0.60 for the four months with respect to the NAM pattern obtained from CTL. The storm tracks response, computed using the variance of the meridional

wind component at 500 hPa, is consistent with the midlatitude westerly wind response (Fig. 5). In general, synoptic activity largely decreases over the Arctic and the midlatitudes in response to Arctic sea ice decline, in line with what has been reported in previous studies (Screen et al. 2018). The largest storm track response is observed from November to December, in agreement with the zonal-mean zonal wind response. A slight but significant increase of storm tracks between 20° and 40°N is found in the Pacific in November, December, and February, and in the Atlantic in December, indicating a southward shift these months. This is consistent with the results of Magnusdottir et al. (2004), Semmler et al. (2016), and Oudar et al. (2017).

We find that the weakening of the zonal-mean zonal winds centered at 60°N in the troposphere extends up to the lower part of the polar vortex core in the stratosphere at 10 hPa in December, in line with the geopotential height response (Figs. 4b,c), but with significant values up to 50 hPa. In the upper stratosphere, the polar vortex is shifted northward that month, with significant negative anomalies on the equatorward side and positive ones on the poleward side above 10 hPa. The following months, the polar vortex is strengthened but this response does not exceed the internal variability in the stratosphere represented in the model, leading to a response that is not statistically significant. Note that the weakening of the lower part of the polar vortex is only visible in December. Seasonal averages can mask the vertical extension of this weakening as it is only visible up to 50 hPa during the autumn season when using 3-month averages (Fig. S2). The weakening up to 10 hPa found in December is consistent with what has been reported in some previous modeling studies, albeit with a different timing for the response. For instance, Peings and Magnusdottir (2014) found that the weakening of the lower part of the polar vortex occurs in February, while Kim et al. (2014) have detected it in January–February, and Sun et al. (2015) in December–February. A possible explanation for this different timing could be the discrepancies in sea ice forcings among the various modeling protocols leading to different timings for the Arctic amplification response and hence different timings for the stratospheric response. The different responses could also be related to a different representation of the stratosphere in the models (mean state and internal variability) or more generally to the low signal-to-noise ratio of the atmospheric response to Arctic sea ice loss.

In the polar stratosphere, stratospheric sudden warming (SSW) events can also occur when the weakening of the zonal winds is strong enough to cause their reversal (Butler et al. 2015). To analyze the changes in the occurrence of SSW events in our experiments, we define a SSW index based on the method of Charlton and Polvani (2007). We find that the weakening of the polar vortex in December is too weak to change the SSW frequency. Note that such changes in the SSW frequency could not be detected even in studies with a stronger polar vortex response to Arctic sea ice loss or to Arctic amplification (e.g., Wu and Smith 2016).

Our results stress the importance of investigating the month-to-month evolution of the atmospheric circulation response to Arctic sea ice loss. We showed that the tropospheric circulation response can be decomposed into two steps. First, we found that the circulation changes are largest in November–December, with a narrowing of the subtropical jet stream and a southward shift of

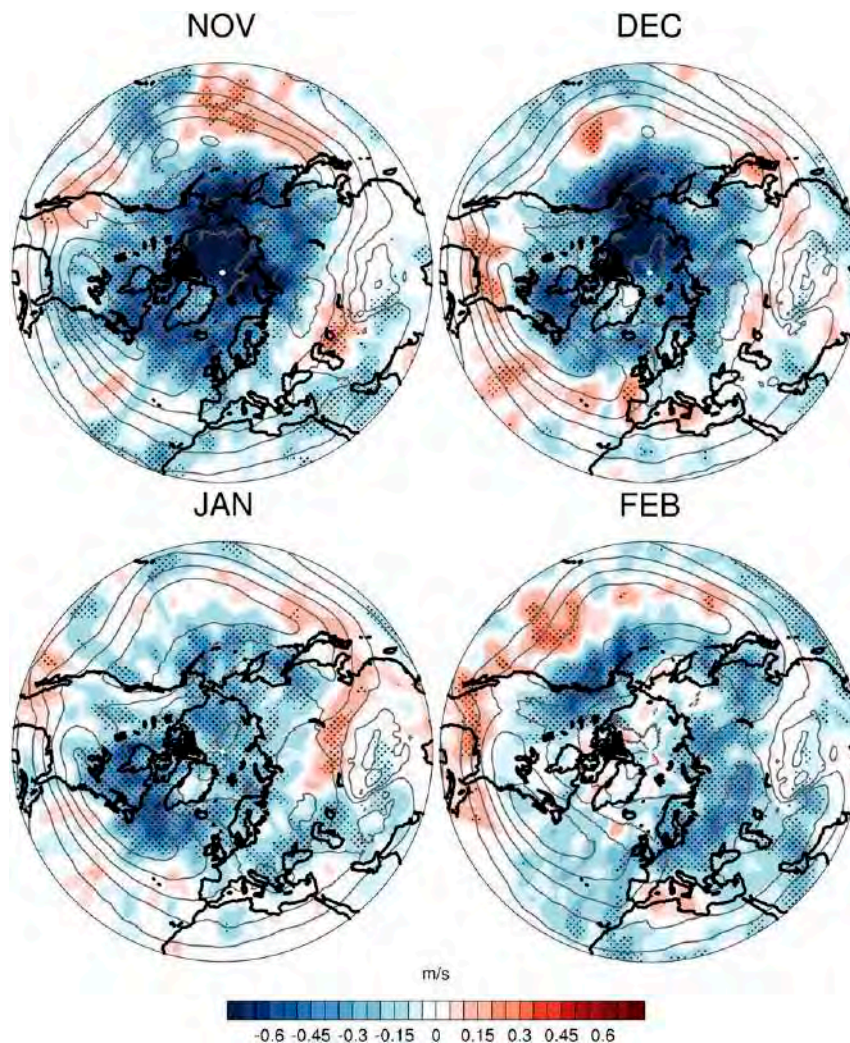


FIG. 5. Monthly response of the variance of the meridional wind at 500 hPa (m s^{-1}), filtered at synoptic scales (2–8 days). Contours: control climatology (interval: 1 m s^{-1}). Dots indicate statistically significant grid points as described in Fig. 4.

the low-level midlatitude westerly winds. Then, we showed a slight equatorward shift of the subtropical jet stream and midlatitude westerlies in February. We find that the circulation in the stratosphere does not change much in response to Arctic sea ice loss, with only a slight weakening of the lower part of the polar vortex.

2) NEAR-SURFACE RESPONSE

In this section, we describe the spatial evolution of the near-surface atmospheric response to Arctic sea ice decline. Figures 6a–c show the monthly responses of near-surface air temperature (SAT), sea level pressure (SLP), and geopotential height at 500 hPa (Z500).

Arctic amplification resulting from the imposed sea ice perturbation spreads to midlatitudes over North America, Europe, and Asia (Fig. 6a) and is maximum in November as previously shown in Fig. 4a. We find that this increase in energy amount and temperature over the Arctic is also linked with an

increase in local precipitations, especially over the Arctic Ocean (not shown). The Arctic amplification over the Arctic ocean reaches its maximum in November with a magnitude of 25°C and spreads to adjacent continents over Siberia and North America with a warming of about 6°C in November–December in the Arctic region. Arctic sea ice loss also affects surface temperatures over land up to the midlatitudes. From November to February a warming of 1°C is found over a great part of Europe and North America (Fig. 6a). Moreover, a cooling of less than 1°C is observed over central Asia from December to February. The temperature response is consistent with the result of Deser et al. (2016a), who used an ocean–atmosphere coupled configuration. The wintertime cooling over central Asia is also consistent with some other modeling studies (Peings and Magnusdottir 2014; Smith et al. 2017) and with the WACC pattern seen in observations, although less spatially extended (Mori et al. 2014). Note that using inappropriate seasonal

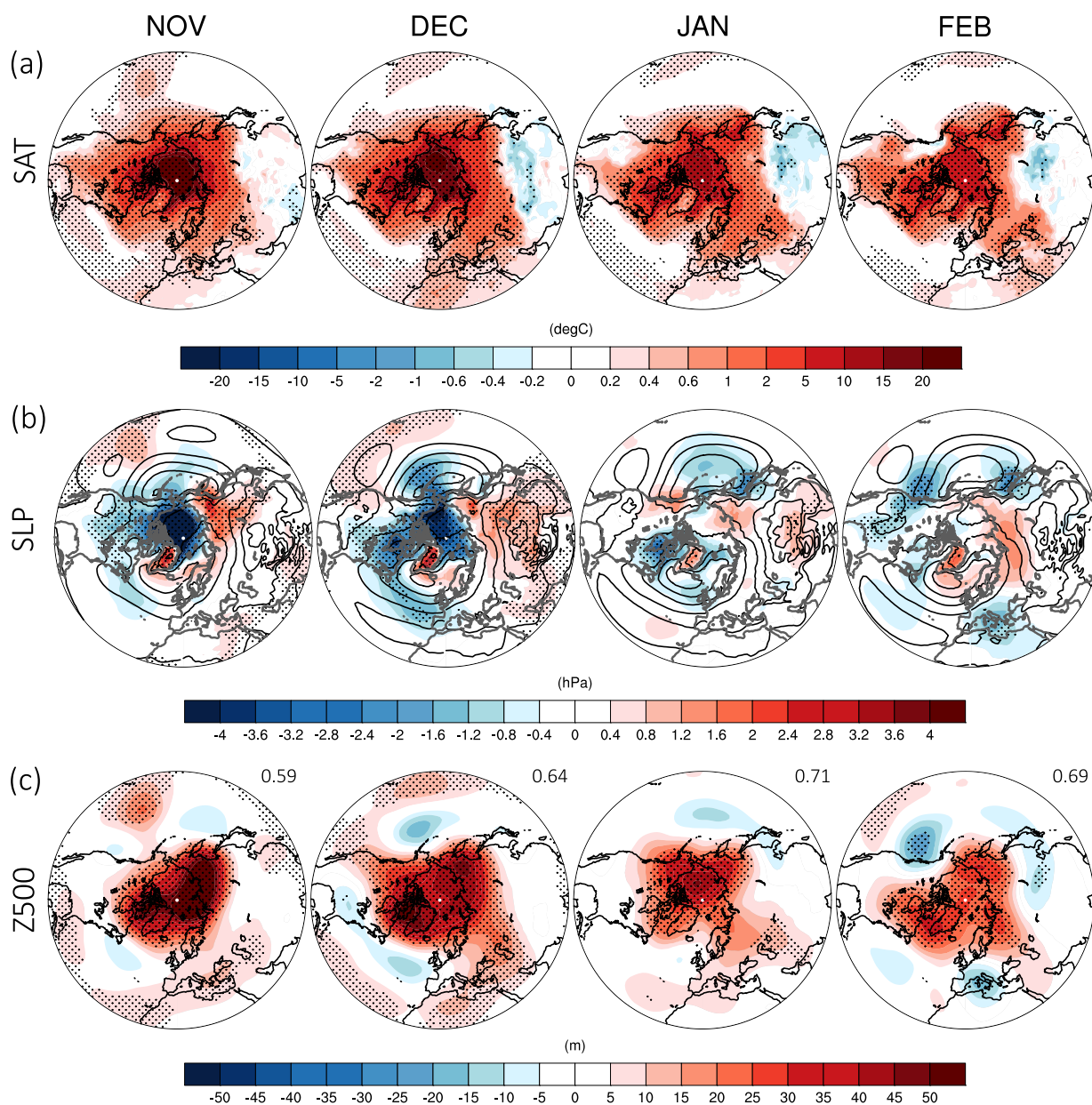


FIG. 6. Monthly responses of (a) near-surface air temperature (SAT; $^{\circ}\text{C}$), (b) sea level pressure (SLP; hPa), and (c) 500-hPa geopotential height (Z500; m) from November to February. Contours in (b) show SLP control climatology (interval: 5 hPa). Note the nonlinear scale in (a). The numbers at the top right of (c) show the spatial correlation of the Z500 response with the spatial pattern of Z500 associated with the negative NAM computed in the CTL experiment. Dots indicate statistically significant grid points as described in Fig. 4.

averages would mask the cooling over central Asia that first emerges in December (Fig. S2). The robustness of the atmospheric response over the midlatitudes also depends on the number of members considered (Fig. S3). If we had considered only 40 members, which corresponds to the initial H2020-PRIMAVERA protocol that this study is part of, we would have had a stronger and more spatially extended cooling over

central Asia than with more members, and no significant warming over eastern Europe and North America (Fig. S3). Including more members like we did in this study shows that the cooling over central Asia is intermittent and difficult to detect due to the large internal variability.

The largest pressure anomalies over the Northern Hemisphere occur in November–December, in phase with the maximum

SAT response over the Arctic (Figs. 6b,c). As seen in Fig. 4b, the pressure response over the Arctic Ocean shows a typical baroclinic pattern during these months when the energy absorbed by the atmosphere is the strongest, with a cyclonic response at sea level and anticyclonic response at 500 hPa. This is associated with ascending warmer air over the regions of sea ice loss leading to a negative pressure anomaly at sea level and an increased geopotential height caused by thermal expansion (Osborne et al. 2017). The SLP anomalies in November–December depict an intensification of the northeastern part of the Siberian high, a weakening of the Icelandic low, and a reduction of SLP over North America. In December, there is in addition a noticeable cyclonic response over the Aleutian low and above the North Atlantic. These results are in good agreement with other recent coupled model studies reported by Screen et al. (2018), suggesting that this late-autumn response is robust. In January–February, the pressure response is very weak at sea level but it is still large and statistically significant at 500 hPa (Figs. 6b,c). The pattern correlation between the Z500 response and the negative NAM pattern remains high during the four months. The response projects well onto the negative NAM pattern in particular in February with significant negative anomalies in the midlatitudes (see Fig. 1 in Baldwin and Dunkerton 1999). We note that the intensification of the Siberian high, which is expected to favor a southward advection of cold Arctic air, is consistent with the cooling found in central Asia in December–January. However, temperature anomalies over midlatitude regions can result from a complex interaction between the effects of dynamical changes and thermodynamical changes due to Arctic amplification. We further investigate this link in the next section and analyze the mechanisms of the SAT response over the three following midlatitude regions of interest: North America (defined as 30°–60°N, 140°–50°W), Europe (35°–60°N, 15°W–45°E), and central Asia (30°–50°N, 70°–125°W).

c. Mechanisms of the temperature response over land:
Dynamical and residual components

To explain the mechanisms driving the temperature anomalies over North America, Europe, and central Asia in response to Arctic sea ice loss and extract the role of sea level circulation changes, we decompose the SAT response into two contributions, using the dynamical adjustment method introduced in section 2c. Recall that the first one is the *indirect* or *dynamical* contribution that is due to sea level circulation changes occurring in response to Arctic sea ice decline. The second one is the *direct* or *residual* contribution. It can be related either to the advection of anomalous warmer oceanic air masses by the climatological flow near the surface or to local changes in the surface energy budget. Figure 7 illustrates the two contributions of the SAT response obtained with this method. The ratio of the residual contribution with respect to the total one is represented in the last row to visualize the relative amplitude of the two components.

1) NORTH AMERICA

From November to February, the warming found over North America can be explained by a combination of the two components: the residual component, which dominates the

total response over the northern part, and the dynamical component, which dominates over the southern part (Fig. 7c). The dynamically induced warming is linked to a cyclonic change in the atmospheric circulation (Figs. 7a and 6b). Indeed, the anomalous surface wind conditions tend to bring milder oceanic air from the North Atlantic toward the southwest from November to February and, in addition, milder air from the south in November and February. Note that in January, the cyclonic anomaly is restricted to the eastern part of North America while an anticyclonic anomaly is found over the western part. Together, they favor an advection of cold Arctic air toward the southwest, which explains the cooling over the western part of North America that is dynamically induced. Although the anticyclonic response is not statistically significant (Fig. 6b), this cooling counteracts the residual warming, yielding a response that is close to zero in the western part of North America in January (Fig. 6a and white areas in Fig. 7c).

The residual warming obtained over North America during the four months is likely due to the southward advection of warm Arctic air resulting from the temperature increase in response to sea ice loss over the central Arctic Ocean, Beaufort Sea, and Hudson Bay (Fig. 8). The residual warming over North America could also be explained by an advection toward the east of warmer oceanic air masses over the eastern North Pacific. This is consistent with the positive SST anomalies in this region shown in Fig. 8. This residual warming is more pronounced in the northern part of the North American region. It generally exceeds the dynamically induced warming by more than 70% (Fig. 7c). Note that an increase in the residual SAT over this part of the region could also be linked to an increase in the net downward surface energy budget that is explained both by an increase in net downward sensible heat flux and net downward longwave flux in November–December (not shown).

2) EUROPE

The warming over Europe is largely explained by the residual component in November, and by both dynamical and residual components during the other months (Fig. 7c). The residual warming obtained from November to February is likely due to the advection by the westerlies of warmer oceanic air masses over the western North Atlantic and European west coast in response to Arctic sea ice loss (Fig. 8). Note that the European warming could also be related to an increase in the net downward long wave flux in November (not shown).

The warming over Europe can also be explained by dynamical changes in December and January. It is likely related to the advection toward the north east by the anomalous flow of air masses of oceanic origin, which are relatively mild during these months compared to cold and dry land surface temperatures. In December, the residual warming gets larger than the dynamically induced warming (especially in the northeastern part). In January however, the dynamically induced warming dominates the SAT response, especially over western Europe (Fig. 7c). It could be explained by the circulation changes occurring above the North Atlantic and over Europe (Fig. 6b) although these are weak and not statistically significant. In February, the cyclonic response over the Mediterranean Sea favors a warming over the eastern part of Europe and a cooling

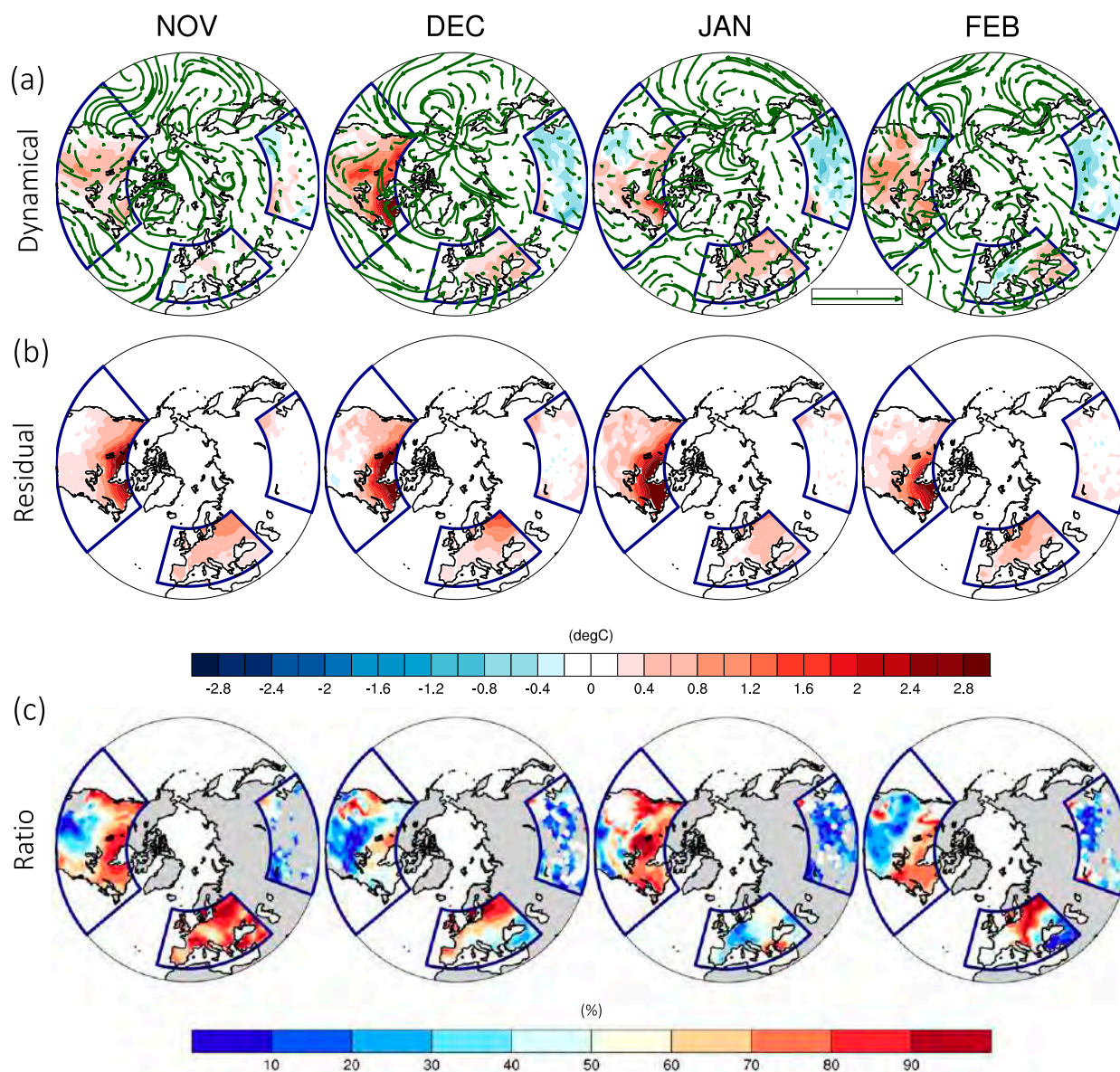


FIG. 7. (a) Dynamical and (b) residual contributions of the near-surface air temperature response over North America, Europe, and central Asia, from November to February ($^{\circ}\text{C}$). Contours in (a) show surface winds response (1 unit: 1 m s^{-1}), associated with the SLP response used to reconstruct the dynamically induced SAT. Note the different color scale than in Fig. 6a. (c) Ratio of residual vs total SAT response (%), computed as $|\text{residual}|/(|\text{residual}| + |\text{dynamical}|)$. Gray shading inside the three regions in (c) indicates masked areas where both components and the total response are weak (below 0.2°C). White full dots in (c) show areas where both components cancel each other. Note that red shading (>50%) in (c) corresponds to areas where the residual component dominates the total response and blue shading (<50%) where the dynamical component dominates the total response.

over the western part. This cooling counteracts the residual warming over western Europe, which leads to the absence of a SAT response over this part of Europe in February (Fig. 6a and white areas in Fig. 7c).

3) CENTRAL ASIA

While near-surface air temperatures over North America and Europe increase in November in response to the Arctic sea

ice forcing imposed in our experiments, we find no change in SAT over central Asia during this month (Fig. 6a). Rather than due to an offset between the two components, this can be explained both by the lack of a dynamical and a residual response in the vast majority of the region (gray areas in Fig. 7c).

From December to February however, the cooling found over central Asia is entirely explained by changes in circulation occurring in response to the Arctic sea ice reduction. More

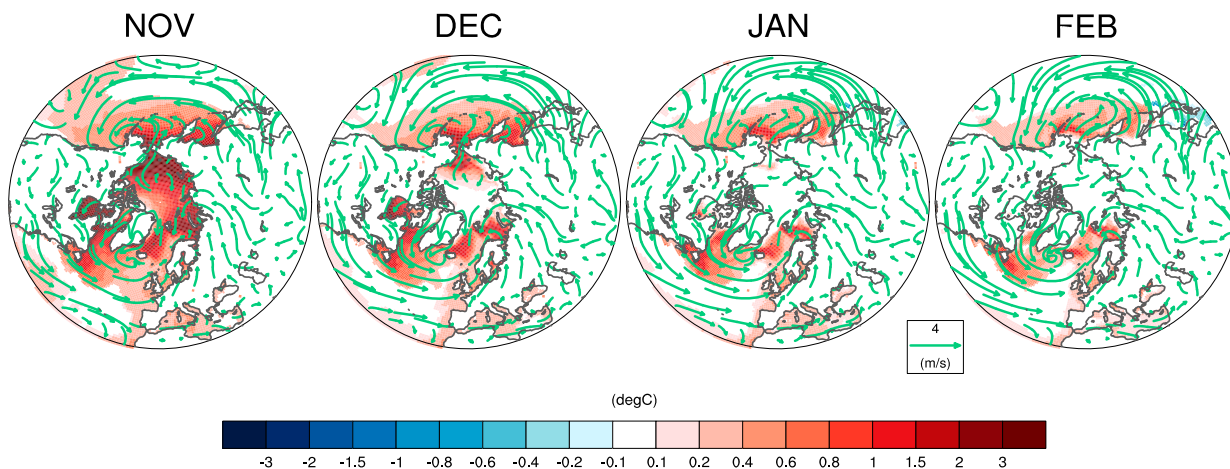


FIG. 8. Monthly response of sea surface temperature (SST; °C) in the Arctic and midlatitudes from November to February. Vectors: surface winds climatology in CTL (1 unit: 4 m s^{-1}). Only the statistically significant grid points as described in Fig. 4 are shown.

specifically in December, anticyclonic anomalies found over the Siberian high (i.e., an intensification of the Siberian high) and over its northeastern part, favor a southwestward advection of cold polar air masses into central Asia, which explains the dynamically induced cooling. In January, the strengthening of the Siberian high is located farther south, and it contributes, together with the weak anticyclonic response over northeastern Siberia and the significant cyclonic response over the Sea of Okhotsk, to the dynamical cooling over central Asia. In February, the combination of the significant cyclonic response over the Sea of Okhotsk and the anticyclonic response over northern Siberia also leads to a significant dynamically induced cooling, although less spatially extended than during the previous month. Note that from December to February, some areas where a small residual warming counteracts the dynamical cooling are found. This leads to a lack of total SAT response in these areas (white areas in Fig. 7c).

d. Mechanisms of the atmospheric circulation response: Role of troposphere–stratosphere interaction

We have shown in section 3b that the atmospheric circulation response to Arctic sea ice loss extends up to the lower stratosphere and that tropospheric circulation can evolve differently from late autumn to early winter. In this section we discuss the role of upward propagation of the tropospheric response to the stratosphere until 10 hPa, and whether the stratospheric response could play a role in the circulation changes occurring at lower levels.

Figure 9 shows the evolution of the polar cap (60° – 90° N) daily geopotential height response from October to March. This diagnostic is an indication of the NAM index response throughout the troposphere and stratosphere, with positive (negative) values corresponding to a negative (positive) NAM index (Baldwin and Dunkerton 2001; Peings and Magnusdottir 2014; Kim et al. 2014; Sun et al. 2015). The geopotential height response is baroclinic over the polar cap from November to early December, as described in section 3b, with negative anomalies at the surface and positive anomalies above. The

evolution of the geopotential height anomalies suggests that the strong positive anomalies in the stratosphere in mid-December originate from the troposphere in early December. We hence hypothesize that the weakening of the lower part of the polar vortex is due to an upward propagation of planetary-scale waves from the troposphere. The positive anomalies in the stratosphere persist until early January. Then, they are confined to the troposphere and near the surface the following months, which indicates a positive NAM response. Note that the anomalies at the surface remain quite weak, in agreement with the weak SLP response that was found in January and February (Fig. 6b).

To better understand the mechanism behind these possible troposphere–stratosphere interactions, we analyze the response of the EP flux and its divergence, using the formulation defined in section 2c. In agreement with Fig. 9, we find that the

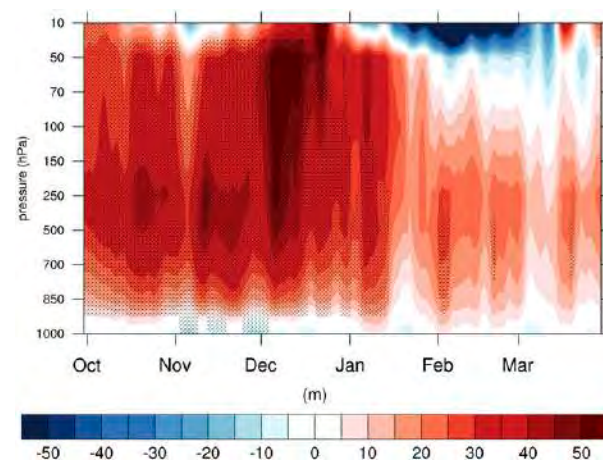


FIG. 9. Polar cap time–pressure cross section of the daily geopotential height response (m), averaged north of 60° N, from October to March. Dots indicate statistically significant grid points as described in Fig. 4.

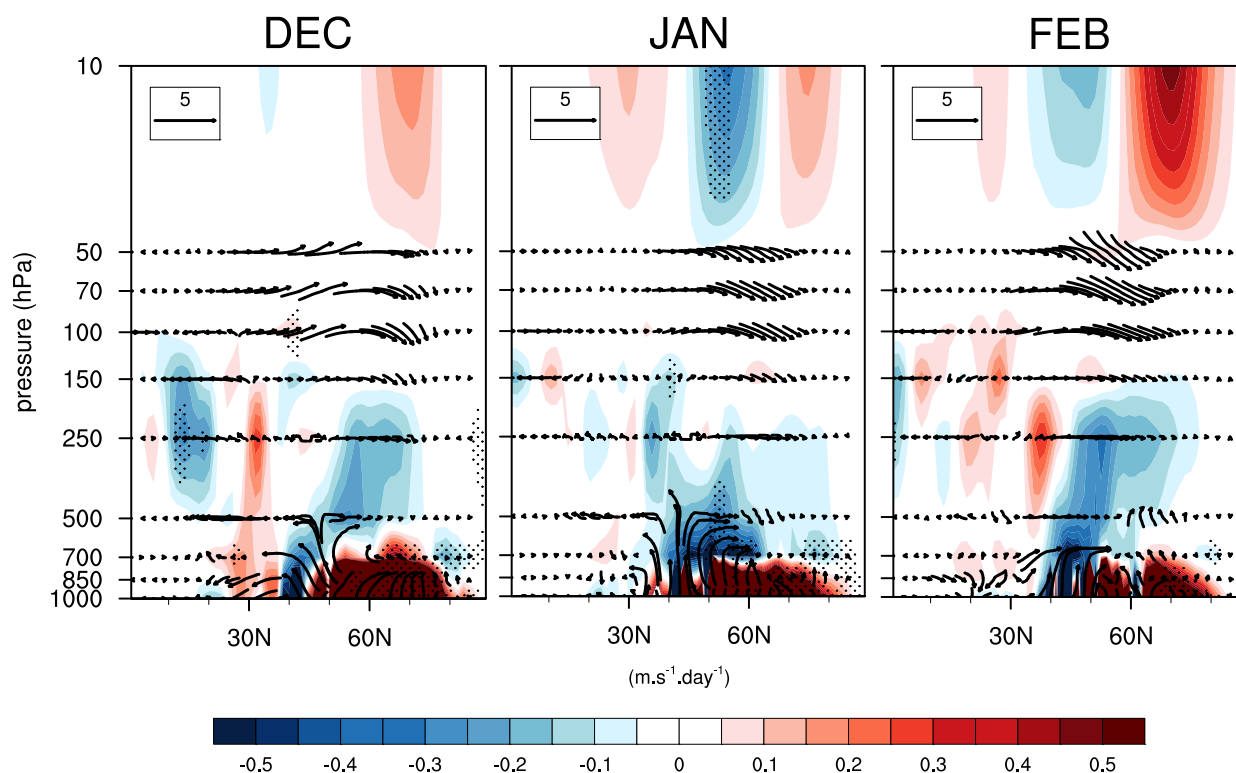


FIG. 10. Monthly response of the Eliassen–Palm flux vectors (horizontal component in $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ and vertical component in kg m s^{-4}) and divergence ($\text{m s}^{-1} \text{day}^{-1}$; color shading) from December to February. The vectors are scaled according to the convention described in Edmon et al. (1980) and by a magnification factor of 3 above 100 hPa to extend the vectors in the stratosphere. See section 2c in the main text for more details. Dots indicate grid points where the divergence is statistically significant as described in Fig. 4.

emerging upward propagating signal from the troposphere to the stratosphere occurs in December. Hence, we only show the response of the EP flux starting in December (Fig. 10).

An enhanced upward wave activity is found in December around 45°N in the lower troposphere and in the lower stratosphere (Fig. 10). Farther north around 70°N , we find a reduction of upward wave activity in the stratosphere. Above 700 hPa in the troposphere, a convergence of EP flux occurs around 60°N , consistent with weaker westerlies (Fig. 4c). At 250 hPa, the divergence around 30°N and convergence around 15°N are consistent with the narrowing of the subtropical jet stream (Fig. 4c). The analysis of the meridional eddy heat flux, proportional to upward wave activity (e.g., Shaw et al. 2014; García-Serrano et al. 2015), reveals that the main sources of upward wave propagation at 850 hPa are located over the Siberian high, the Gulf of Alaska, western Europe, and Baffin Bay (not shown). This is in agreement with previous studies that showed that the Siberian high region appears to be a key region for the upward propagation of the response from the troposphere to the stratosphere (e.g., Labe et al. 2019).

In January, a significant convergence of these planetary waves occurs in the lower part of the polar vortex core at 10 hPa (Fig. 10). There is also a downward stratospheric wave flux and a downward movement of the EP flux convergence

between 45° and 90°N toward the troposphere in January–February. Further, there is a convergence of EP flux in these two months in the troposphere, which is coherent with the deceleration of the westerly winds that was shown in Fig. 4c. Southward of 40°N , there is a divergence of EP fluxes at 250 hPa in February, which is also consistent with the intensification of the subtropical jet stream core occurring that month (Fig. 4c).

A possible dynamical explanation for the enhanced upward propagation of planetary waves is the constructive interference that can occur between the forced planetary waves and the mean flow (Garfinkel et al. 2010). We show in Fig. 11 the departure from the zonal mean of the geopotential height response at 300 hPa in December and January for the first two wavenumbers, which represent the response of the planetary-scale waves. A constructive interference between the forced and the climatological planetary waves is found in the midlatitudes between 30° and 50°N in December and January, in line with the upward propagating response. The upward propagation in December, which was shown in Figs. 9 and 10, is likely driven by the constructive interference for wavenumber 2 in the midlatitudes, and the weak interference for wavenumber 1 is consistent with the weak stratospheric response (Fig. 4c). In January, we find a constructive interference for both wavenumbers, in agreement with the convergence of

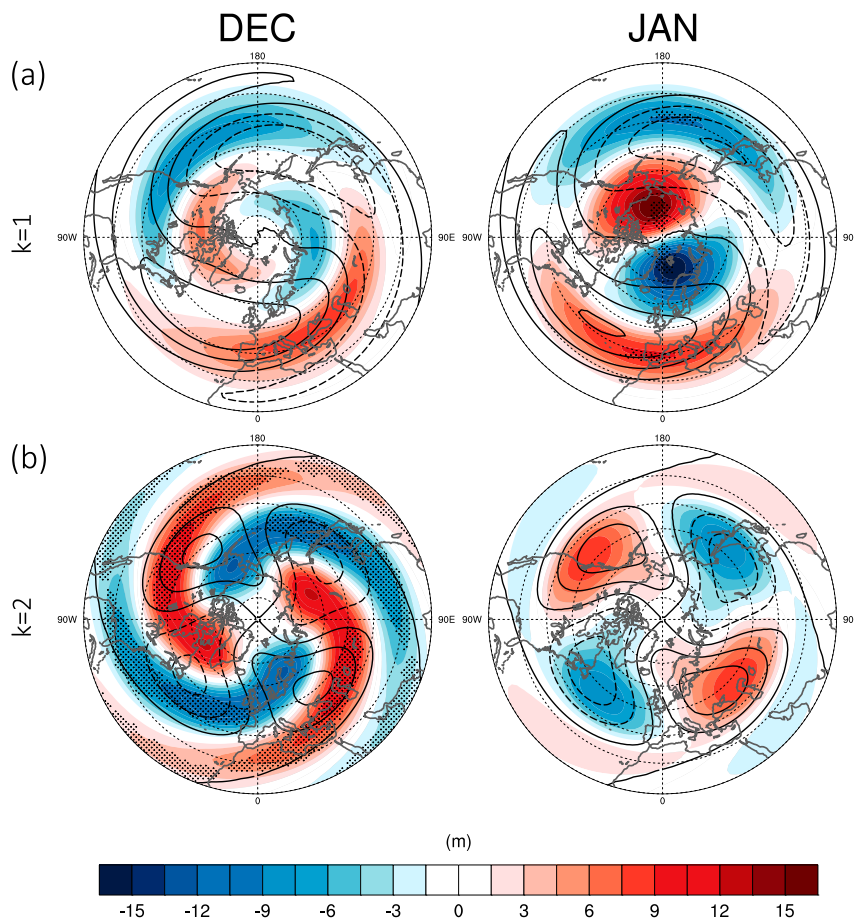


FIG. 11. Monthly response of the 300-hPa geopotential height zonal anomaly (m) for (a) zonal wavenumber 1 ($k = 1$) and (b) zonal wavenumber 2 ($k = 2$) in December and January, obtained by a Fourier decomposition of the zonal departure of the geopotential height using monthly means. Contours show control climatology (interval: 50 m); dotted lines are negative values. Dots indicate statistically significant grid points as described in Fig. 4.

planetary waves shown in Fig. 10. While the convergence of the waves in the stratosphere is found in January (Fig. 10), the most intense weakening of the lower part of the polar vortex occurs in December and not in January (Fig. 4c). This might be related to the large variability of the stratosphere in January that could mask the influence of planetary waves on the zonal mean flow that month.

Our analysis suggests that the weakening of the lower part of the polar vortex in December probably results from the enhancement of upward planetary wave activity from the troposphere to the stratosphere. The polar vortex response remains however weak in our experiments, which is likely related to the weak constructive interference between the forced and the climatological planetary waves. The anomalies in the troposphere and at the surface in January–February could either be explained by the delayed downward influence of the stratospheric anomalies, that however seem to be small in our experiments, or solely by tropospheric processes associated with simultaneous sea ice loss. Dedicated experiments would be needed to distinguish these two effects.

e. Impact on cold extreme temperatures

In this section, we investigate the impacts of Arctic sea ice loss on extreme weather with a focus on the three midlatitude regions highlighted in section 3c: North America, Europe, and central Asia. We analyze the cold extreme temperature response and the changes in temperature variability in November–December and January–February.

Changes in cold extreme temperatures are represented in Fig. 12 and are computed as the response of the 5th quantile of daily minimum SAT obtained from the whole distribution of 200 members. The spatial patterns of the cold extreme and mean SAT responses are very similar (Figs. 12 and 6a). Over North America and Europe, minimum daily temperatures largely increase from November to February. The warming can reach 5°C (about 15% change) over the midlatitudes in eastern Europe and in North America in November–December. The largest decrease in minimum daily temperature occurs over central Asia in February and it reaches 1.5°C, which represents a change of less than 5%. These results suggest that Arctic sea ice

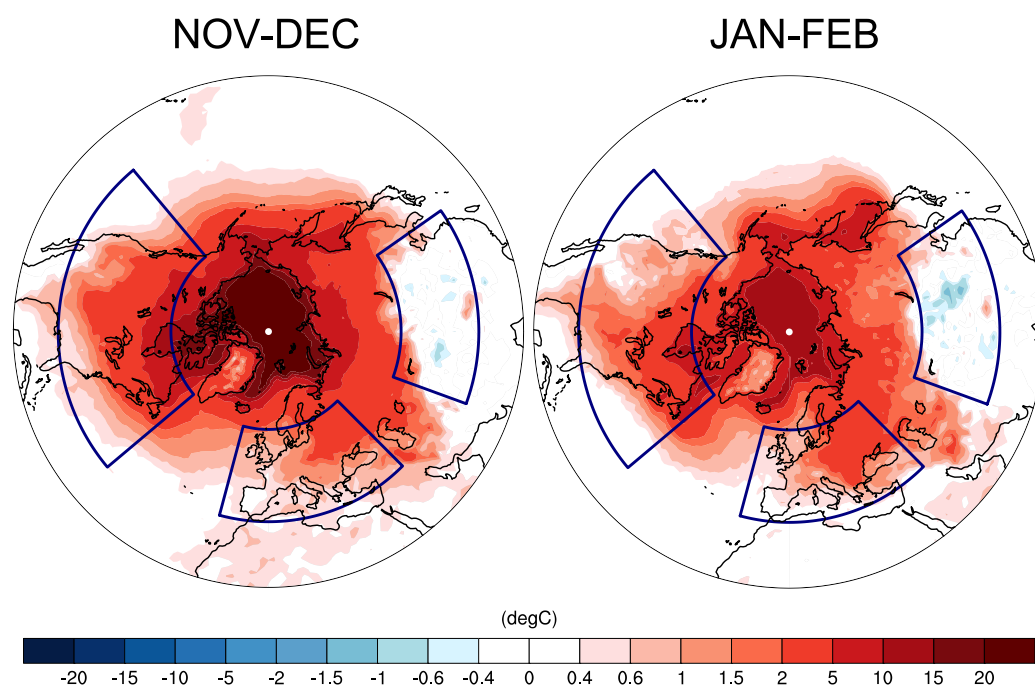


FIG. 12. Response of the 5th quantile of daily minimum surface air temperature ($^{\circ}\text{C}$) for November–December and January–February, computed over the whole 200-member distribution.

loss can have a significant impact on midlatitude extreme temperatures. Moreover, we find a reduction of SAT variability over most of the Northern Hemisphere in response to sea ice decline (Fig. 13), which is opposite to the hypothesis of Francis and Vavrus (2012) that would lead to an increase in extreme temperature variations (Barnes and Screen 2015). The largest decrease occurs over the Arctic in November–December with values reaching about -3°C . A significant signal spreads down to midlatitudes from November to February, over North America and Europe. This result is consistent with other modeling studies (e.g., Peings and Magnusdottir 2014; Blackport and Kushner 2017; Collow et al. 2019) and with the study of Screen (2014), who found that Arctic amplification is coincident with a decrease in subseasonal temperature variability in middle and high latitudes, over the recent decades and under future climate forcing. It is also in agreement with the results of Schneider et al. (2015) based on an idealized general circulation model and CMIP5 models.

4. Summary and discussion

In this study we have investigated the rapid atmospheric response in autumn and winter to Arctic sea ice loss, using idealized experiments performed with the high-top climate model CNRM-CM6-1 in which sea ice albedo is reduced to the ocean value. With this protocol, an ice-free Arctic Ocean is obtained from July to October, leading to a very large Arctic amplification which is maximum in November. We first highlighted the physical mechanisms underlying the surface

temperature response in the midlatitudes and the role of atmospheric circulation changes. To achieve this, we applied a dynamical adjustment method based on the regional reconstruction of circulation analogs and we decomposed the response into a dynamical and a residual contribution. We then focused our analysis on the circulation changes and discussed the possible interaction mechanisms between the tropospheric and stratospheric responses. Finally, we analyzed the impacts of Arctic sea ice loss on cold extreme temperatures in the midlatitudes. Hereinafter, we summarize the main findings of our study, and discuss their limitations and implications.

We found that surface temperature changes in response to Arctic sea ice decline reach the midlatitudes in autumn and winter, with a warming over Europe and North America from November to February and a cooling over central Asia from December to February. We showed that the warming over North America and Europe from November to February can be explained both by the circulation changes and by the advection of warmer air masses by the climatological flow originating from the Arctic or from other oceanic regions with increased SST. However, the cooling over central Asia from December to February is entirely explained by the dynamical changes occurring in response to the imposed Arctic sea ice reduction, involving an intensification of the Siberian high and a cyclonic response over the Sea of Okhotsk. The decomposition of the SAT response also allows to highlight that the month-to-month variations of the SAT response (e.g., the lack of cooling over central Asia in November unlike the other months, the lack of response over the western North America

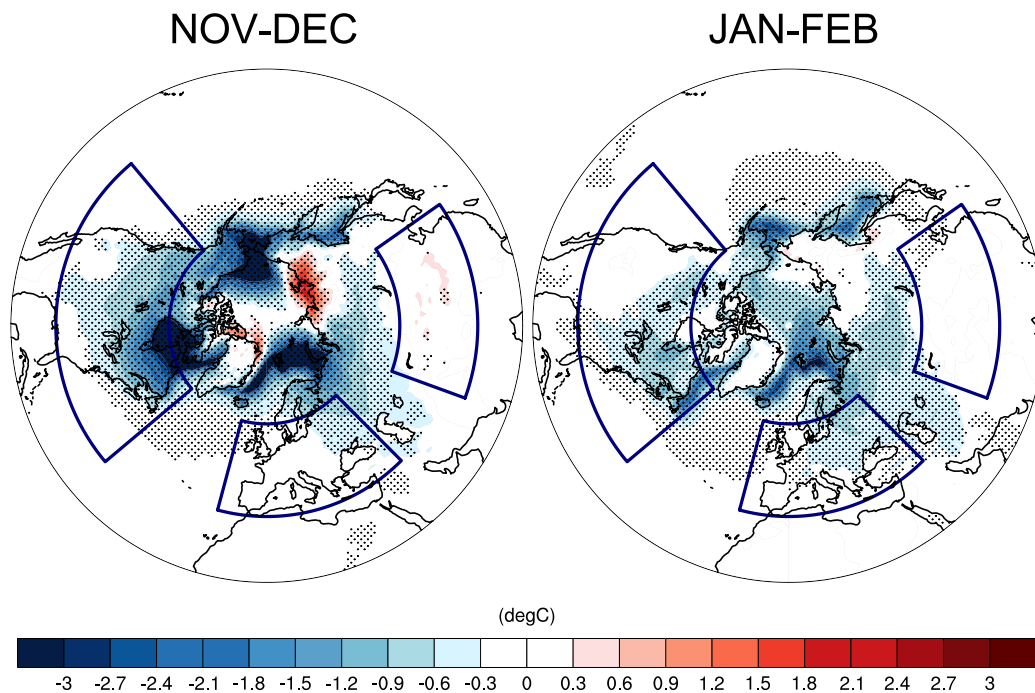


FIG. 13. Response of the standard deviation of the daily near-surface air temperature ($^{\circ}\text{C}$) for November–December and January–February. Dots indicate statistically significant grid points as described in Fig. 4.

in January, and over Europe in February) are mostly driven by the month-to-month variations in the dynamical component. Note that the sea level pressure changes used to compute the dynamical contribution are strongest in November–December (autumn), when Arctic amplification is strongest, with an intensification of the northeastern part of the Siberian high and the Aleutian low, a weakening of the Icelandic low, and a cyclonic anomaly over North America and the North Atlantic. These patterns are similar to the results of other coupled model studies reported in Screen et al. (2018), although investigating longer time scale responses, which supports the robustness of this response on various time scales. In January–February (winter) however, the sea level circulation response is weaker and more noisy due to lower signal-to-noise ratio. This can be interpreted both as a result of a larger atmospheric variability in winter than in autumn and also of a weaker sea ice forcing in winter than in autumn. Hence in our experiments, the dynamical contribution of the temperature response described in January–February is likely more influenced by internal variability than in November–December. The decomposition of the SAT response could also explain the differences that exist among some studies in the midlatitudes. In particular, the cooling over central Asia was suggested to be possibly weaker in ocean–atmosphere coupled experiments than in atmosphere-only experiments because of a greater offset by the residual warming effect (Screen et al. 2018; Deser et al. 2016a). In contrast, our results suggest that the cooling found over central Asia is entirely due to circulation changes and that there is no contribution of the residual warming.

Arctic sea ice loss also drives significant changes in atmospheric circulation up to the stratosphere and the tropics in our experiments. We find a narrowing of the subtropical jet stream and a southward shift of midlatitudes westerlies in November–December, which is in agreement with the results presented in Screen et al. (2018). The response is, again, weaker in January–February and is characterized by a slight southward shift of the zonal-mean zonal winds in February. In the stratosphere, we find that the response is characterized by a weakening of the lower part of the polar vortex in December, likely a result of the enhancement of upward planetary wave activity from the troposphere to the stratosphere. However, we hypothesize that this response is weak because of the weak constructive interference occurring between the forced and the climatological planetary waves. The following months, the atmospheric response is consistent with the negative phase of the NAM but the downward influence of the weak stratospheric anomalies probably plays a minor role on the tropospheric anomalies. Dedicated experiments in which the stratosphere is nudged toward a reference state like in Wu and Smith (2016) and Zhang et al. (2018) would be needed to isolate this link, which was beyond the scope of this study. A variety of polar vortex responses has been obtained among previous modeling studies, which could be explained by the different stratospheric mean states and highlights the importance of correctly representing the stratosphere in climate models. Labe et al. (2019) suggested that the phase of the QBO can modulate this response, with easterly (westerly) QBO favoring a weakening (strengthening) of the polar vortex. In our study, the QBO was initialized with a neutral phase, but

additional composite analyses have revealed the same conclusion as the study of Labe et al. (2019). Further analysis and dedicated experiments are currently ongoing to better understanding the role of the QBO and other stratospheric processes in the atmospheric response to sea ice decline.

Finally, we have shown that in addition to affecting the midlatitude atmospheric mean state, Arctic sea ice loss in our experiments can also lead to less severe extreme cold temperatures over a great part of the midlatitudes and significantly decrease near-surface air temperature variability. More work has to be done in order to understand the physical processes at play in the extreme weather changes occurring in response to Arctic sea ice decline. Blackport and Screen (2020) showed that Arctic amplification and the resulting weakening of the midlatitude westerly winds does not necessarily imply a wavier circulation, in observations or models. They suggested instead that the causal relationship is opposite: changes in waviness are likely driving the changes in the meridional temperature gradient. Combined with internal variability, this could explain the absence or very weak waviness changes found in modeling studies so far in response to Arctic sea ice loss (e.g., Oudar et al. 2017). We have computed a waviness index over North America, Europe, and central Asia, based on Rossby wave packet envelope reconstruction pioneered by Zimin et al. (2003), and we found a very small decrease in the waviness of the jet stream in the three regions of interest. Further analysis is however needed to understand the link between waviness and temperature extreme changes in the CNRM-CM6.1 model, which will be done in future work.

The present study provides useful insights regarding the relative roles of dynamical and nondynamical processes in driving the impacts of Arctic sea ice loss on the midlatitude climate and weather. Higher-resolution experiments have been done as part of the H2020 PRIMAVERA project and the analysis of these simulations that will be documented in future work will allow us to determine whether the processes identified in this study are robust with changes in resolution.

Acknowledgments. This work has been funded by the European Union's Horizon 2020 programme under Grant Agreement 727862: APPLICATE (Advanced Prediction in Polar regions and beyond: Modelling, observing system design and Linkages associated with ArctiC ClimATE change). The designed experiments are part of the Horizon 2020 PRIMAVERA project (PRocess-based climate sIMulation: AdVances in high resolution modelling and European climate Risk Assessment, Grant Agreement 641727). We thank James Screen for valuable comments on this work and for hosting S. Chripko at the University of Exeter in April 2019. We also thank Christophe Cassou and Bruno Tremblay for helpful discussions, and the CNRM-CERFACS modelling group for developing the CNRM-CM6 model. We thank the three anonymous reviewers for their comments that helped to improve the manuscript.

Data availability statement. All the data used in this study are openly available and shared under request.

REFERENCES

- Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 1999: Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 30 937–30 946, <https://doi.org/10.1029/1999JD900445>.
- , and —, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581–584, <https://doi.org/10.1126/science.1063315>.
- Barnes, E. A., 2013: Revisiting the evidence linking Arctic amplification to extreme weather in midlatitudes. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 4734–4739, <https://doi.org/10.1002/grl.50880>.
- , and J. A. Screen, 2015: The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream: Can it? Has it? Will it? *Wiley Interdiscip. Rev.: Climate Change*, **6**, 277–286, <https://doi.org/10.1002/wcc.337>.
- Bindoff, N., and Coauthors, 2013: Detection and attribution of climate change: From global to regional. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. T. F. Stocker et al., Eds., Cambridge University Press, 867–952.
- Bintanja, R., and E. van der Linden, 2013: The changing seasonal climate in the Arctic. *Sci. Rep.*, **3**, 1556, <https://doi.org/10.1038/srep01556>.
- Blackport, R., and P. J. Kushner, 2016: The transient and equilibrium climate response to rapid summertime sea ice loss in CCSM4. *J. Climate*, **29**, 401–417, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0284.1>.
- , and —, 2017: Isolating the atmospheric circulation response to Arctic sea ice loss in the coupled climate system. *J. Climate*, **30**, 2163–2185, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0257.1>.
- , and J. A. Screen, 2019: Influence of Arctic sea ice loss in autumn compared to that in winter on the atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **46**, 2213–2221, <https://doi.org/10.1029/2018GL081469>.
- , and —, 2020: Insignificant effect of Arctic amplification on the amplitude of midlatitude atmospheric waves. *Sci. Adv.*, **6**, eaay2880, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aay2880>.
- , —, K. van der Wiel, and R. Bintanja, 2019: Minimal influence of reduced Arctic sea ice on coincident cold winters in mid-latitudes. *Nat. Climate Change*, **9**, 697–704, <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0551-4>.
- Butler, A. H., D. J. Seidel, S. C. Hardiman, N. Butchart, T. Birner, and A. Match, 2015: Defining sudden stratospheric warmings. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **96**, 1913–1928, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00173.1>.
- Cassano, E. N., J. J. Cassano, M. E. Higgins, and M. C. Serreze, 2014: Atmospheric impacts of an Arctic sea ice minimum as seen in the Community Atmosphere Model. *Int. J. Climatol.*, **34**, 766–779, <https://doi.org/10.1002/joc.3723>.
- Charlton, A. J., and L. M. Polvani, 2007: A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *J. Climate*, **20**, 449–469, <https://doi.org/10.1175/JCLI3996.1>.
- Charney, J. G., and P. G. Drazin, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 83–109, <https://doi.org/10.1029/JZ066i001p00083>.
- Chen, H. W., F. Zhang, and R. B. Alley, 2016: The robustness of midlatitude weather pattern changes due to Arctic sea ice loss. *J. Climate*, **29**, 7831–7849, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0167.1>.
- Cohen, J., J. C. Furtado, M. A. Barlow, V. A. Alexeev, and J. E. Cherry, 2012: Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling. *Environ. Res. Lett.*, **7**, 014007, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/014007>.
- , J. Jones, J. C. Furtado, and E. Tziperman, 2013: Warm Arctic, cold continents: A common pattern related to Arctic sea ice melt,

- snow advance, and extreme winter weather. *Oceanography*, **26**, 150–160, <https://doi.org/10.5670/oceanog.2013.70>.
- , and Coauthors, 2014: Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nat. Geosci.*, **7**, 627–637, <https://doi.org/10.1038/ngeo2234>.
- , and Coauthors, 2020: Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Nat. Climate Change*, **10**, 20–29, <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0662-y>.
- Collow, T. W., W. Wang, and A. Kumar, 2019: Reduction in northern midlatitude 2-m temperature variability due to Arctic sea ice loss. *J. Climate*, **32**, 5021–5035, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0692.1>.
- Craig, A., S. Valcke, and L. Coquart, 2017: Development and performance of a new version of the OASIS coupler, OASIS3-MCT_3.0. *Geosci. Model Dev.*, **10**, 3297–3308, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3297-2017>.
- Dai, A., and M. Song, 2020: Little influence of Arctic amplification on mid-latitude climate. *Nat. Climate Change*, **10**, 231–237, <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0694-3>.
- Deser, C., R. A. Tomas, M. Alexander, and D. Lawrence, 2010: The seasonal atmospheric response to projected Arctic sea ice loss in the late twenty-first century. *J. Climate*, **23**, 333–351, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3053.1>.
- , —, and L. Sun, 2015: The role of ocean–atmosphere coupling in the zonal-mean atmospheric response to Arctic sea ice loss. *J. Climate*, **28**, 2168–2186, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00325.1>.
- , L. Sun, R. A. Tomas, and J. Screen, 2016a: Does ocean coupling matter for the northern extratropical response to projected Arctic sea ice loss? *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 2149–2157, <https://doi.org/10.1002/2016GL067792>.
- , L. Terray, and A. S. Phillips, 2016b: Forced and internal components of winter air temperature trends over North America during the past 50 years: Mechanisms and implications. *J. Climate*, **29**, 2237–2258, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0304.1>.
- Edmon, H., Jr., B. Hoskins, and M. McIntyre, 1980: Eliassen–Palm cross sections for the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2600–2616, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<2600:EPCSFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2600:EPCSFT>2.0.CO;2).
- England, M. R., L. M. Polvani, L. Sun, and C. Deser, 2020: Tropical climate responses to projected Arctic and Antarctic sea-ice loss. *Nat. Geosci.*, **13**, 275–281, <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0546-9>.
- Francis, J. A., and S. J. Vavrus, 2012: Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L06801, <https://doi.org/10.1029/2012GL051000>.
- García-Serrano, J., C. Frankignoul, G. Gastineau, and A. de la Cámara, 2015: On the predictability of the winter Euro–Atlantic climate: Lagged influence of autumn Arctic sea ice. *J. Climate*, **28**, 5195–5216, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00472.1>.
- Garfinkel, C. I., D. L. Hartmann, and F. Sassi, 2010: Tropospheric precursors of anomalous Northern Hemisphere stratospheric polar vortices. *J. Climate*, **23**, 3282–3299, <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3010.1>.
- Good, S. A., M. J. Martin, and N. A. Rayner, 2013: EN4: Quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates. *J. Geophys. Res. Oceans*, **118**, 6704–6716, <https://doi.org/10.1002/2013JC009067>.
- Haarsma, R. J., and Coauthors, 2016: High Resolution Model Intercomparison Project (HighResMIP v1.0) for CMIP6. *Geosci. Model Dev.*, **9**, 4185–4208, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-4185-2016>.
- Holton, J. R., 1992: *An introduction to Dynamic Meteorology*. 3rd ed. Academic Press, 511 pp.
- Jaiser, R., K. Dethloff, D. Handorf, A. Rinke, and J. Cohen, 2012: Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation. *Tellus*, **64A**, 11 595, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.11595>.
- , —, and —, 2013: Stratospheric response to Arctic sea ice retreat and associated planetary wave propagation changes. *Tellus*, **65A**, 19375, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v65i0.19375>.
- Kim, B.-M., S.-W. Son, S.-K. Min, J.-H. Jeong, S.-J. Kim, X. Zhang, T. Shim, and J.-H. Yoon, 2014: Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nat. Commun.*, **5**, 4646, <https://doi.org/10.1038/ncomms5646>.
- Labe, Z., Y. Peings, and G. Magnusdottir, 2019: The effect of QBO phase on the atmospheric response to projected Arctic sea-ice loss in early winter. *Geophys. Res. Lett.*, **46**, 7663–7671, <https://doi.org/10.1029/2019GL083095>.
- Limpasuvan, V., D. W. Thompson, and D. L. Hartmann, 2004: The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings. *J. Climate*, **17**, 2584–2596, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2584:TLCOTN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2584:TLCOTN>2.0.CO;2).
- Madec, G., and Coauthors, 2017: Nemo ocean engine. Note du Pôle de modélisation de l’Institut Pierre-Simon-Laplace, No. 27, 412 pp., <https://doi.org/10.5281/zenodo.3248739>.
- Magnusdottir, G., C. Deser, and R. Saravanan, 2004: The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part I: Main features and storm track characteristics of the response. *J. Climate*, **17**, 857–876, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0857:TEONAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0857:TEONAS>2.0.CO;2).
- McCusker, K. E., J. C. Fyfe, and M. Sigmond, 2016: Twenty-five winters of unexpected Eurasian cooling unlikely due to Arctic sea-ice loss. *Nat. Geosci.*, **9**, 838–842, <https://doi.org/10.1038/ngeo2820>.
- McKenna, C. M., T. J. Bracegirdle, E. F. Shuckburgh, P. H. Haynes, and M. M. Joshi, 2018: Arctic sea ice loss in different regions leads to contrasting Northern Hemisphere impacts. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 945–954, <https://doi.org/10.1002/2017GL076433>.
- Meleshko, V. P., O. M. Johannessen, A. V. Baidin, T. V. Pavlova, and V. A. Govorkova, 2016: Arctic amplification: Does it impact the polar jet stream? *Tellus*, **68A**, 32330, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v68.32330>.
- Meredith, M., and Coauthors, 2019: Polar regions. *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*, H.-O. Pörtner et al., Eds., IPCC, <https://www.ipcc.ch/srocc>.
- Mori, M., M. Watanabe, H. Shiogama, J. Inoue, and M. Kimoto, 2014: Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nat. Geosci.*, **7**, 869–873, <https://doi.org/10.1038/ngeo2277>.
- , Y. Kosaka, M. Watanabe, H. Nakamura, and M. Kimoto, 2019: A reconciled estimate of the influence of Arctic sea-ice loss on recent Eurasian cooling. *Nat. Climate Change*, **9**, 123–129, <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0379-3>.
- Nakamura, T., K. Yamazaki, K. Iwamoto, M. Honda, Y. Miyoshi, Y. Ogawa, and J. Ukita, 2015: A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea-ice reduction in late autumn. *J. Geophys. Res.*, **120**, 3209–3227, <https://doi.org/10.1002/2014JD022848>.
- , —, —, —, —, —, Y. Tomikawa, and J. Ukita, 2016: The stratospheric pathway for Arctic impacts on mid-latitude climate. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 3494–3501, <https://doi.org/10.1002/2016GL068330>.
- Notz, D., and Coauthors, 2020: Arctic sea ice in CMIP6. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2019GL086749, <https://doi.org/10.1029/2019GL086749>.

- Ogawa, F., and Coauthors, 2018: Evaluating impacts of recent Arctic sea ice loss on the Northern Hemisphere winter climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 3255–3263, <https://doi.org/10.1002/2017GL076502>.
- Onarheim, I. H., T. Eldevik, L. H. Smedsrud, and J. C. Stroeve, 2018: Seasonal and regional manifestation of Arctic sea ice loss. *J. Climate*, **31**, 4917–4932, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0427.1>.
- O'Reilly, C. H., T. Woollings, and L. Zanna, 2017: The dynamical influence of the Atlantic multidecadal oscillation on continental climate. *J. Climate*, **30**, 7213–7230, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0345.1>.
- Osborne, J. M., J. A. Screen, and M. Collins, 2017: Ocean-atmosphere state dependence of the atmospheric response to Arctic sea ice loss. *J. Climate*, **30**, 1537–1552, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0531.1>.
- Oudar, T., E. Sanchez-Gomez, F. Chauvin, J. Cattiaux, L. Terray, and C. Cassou, 2017: Respective roles of direct GHG radiative forcing and induced Arctic sea ice loss on the Northern Hemisphere atmospheric circulation. *Climate Dyn.*, **49**, 3693–3713, <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3541-0>.
- Overland, J. E., K. R. Wood, and M. Wang, 2011: Warm Arctic–cold continents: Climate impacts of the newly open Arctic sea. *Polar Res.*, **30**, 15 787, <https://doi.org/10.3402/polar.v30i0.15787>.
- Peings, Y., and G. Magnusdottir, 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, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00272.1>.
- , Z. M. Labe, and G. Magnusdottir, 2021: Are 100 ensemble members enough to capture the remote atmospheric response to +2°C Arctic sea ice loss? *J. Climate*, **34**, 3751–3769, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0613.1>.
- Rao, J., C. I. Garfinkel, and I. P. White, 2020: Impact of the quasi-biennial oscillation on the northern winter stratospheric polar vortex in CMIP5/6 models. *J. Climate*, **33**, 4787–4813, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0663.1>.
- Ronalds, B., E. A. Barnes, R. Eade, Y. Peings, and M. Sigmond, 2020: North Pacific zonal wind response to sea ice loss in the Polar Amplification Model Intercomparison Project and its downstream implications. *Climate Dyn.*, **55**, 1779–1792, <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05352-w>.
- Schneider, T., T. Bischoff, and H. Plotka, 2015: Physics of changes in synoptic midlatitude temperature variability. *J. Climate*, **28**, 2312–2331, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00632.1>.
- Schweiger, A., R. Lindsay, J. Zhang, M. Steele, H. Stern, and R. Kwok, 2011: Uncertainty in modeled Arctic sea ice volume. *J. Geophys. Res. Oceans*, **116**, C00D06, <https://doi.org/10.1029/2011JC007084>.
- Screen, J. A., 2014: Arctic amplification decreases temperature variance in northern mid- to high-latitudes. *Nat. Climate Change*, **4** (7), 577–582, <https://doi.org/10.1038/nclimate2268>.
- , 2017: The missing northern European winter cooling response to Arctic sea ice loss. *Nat. Commun.*, **8**, 14 603, <https://doi.org/10.1038/ncomms14603>.
- , and I. Simmonds, 2010a: The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, **464**, 1334–1337, <https://doi.org/10.1038/nature09051>.
- , and —, 2010b: Increasing fall-winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L16707, <https://doi.org/10.1029/2010GL044136>.
- , —, C. Deser, and R. Tomas, 2013: The atmospheric response to three decades of observed Arctic sea ice loss. *J. Climate*, **26**, 1230–1248, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00063.1>.
- , C. Deser, I. Simmonds, and R. Tomas, 2014: Atmospheric impacts of Arctic sea-ice loss, 1979–2009: Separating forced change from atmospheric internal variability. *Climate Dyn.*, **43**, 333–344, <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1830-9>.
- , —, and L. Sun, 2015: Reduced risk of North American cold extremes due to continued Arctic sea ice loss. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **96**, 1489–1503, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00185.1>.
- , and Coauthors, 2018: Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models. *Nat. Geosci.*, **11**, 155–163, <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0059-y>.
- Semmler, T., L. Stulic, T. Jung, N. Tilinina, C. Campos, S. Gulev, and D. Koracin, 2016: Seasonal atmospheric responses to reduced Arctic sea ice in an ensemble of coupled model simulations. *J. Climate*, **29**, 5893–5913, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0586.1>.
- Serreze, M., A. Barrett, J. Stroeve, D. Kindig, and M. Holland, 2009: The emergence of surface-based Arctic amplification. *Cryosphere*, **3**, 11–19, <https://doi.org/10.5194/tc-3-11-2009>.
- Shaw, T. A., J. Perlwitz, and O. Weiner, 2014: Troposphere–stratosphere coupling: Links to North Atlantic weather and climate, including their representation in CMIP5 models. *J. Geophys. Res.*, **119**, 5864–5880, <https://doi.org/10.1002/2013JD021191>.
- Smith, D. M., N. J. Dunstone, A. A. Scaife, E. K. Fiedler, D. Copey, and S. C. Hardiman, 2017: Atmospheric response to Arctic and Antarctic sea ice: The importance of ocean–atmosphere coupling and the background state. *J. Climate*, **30**, 4547–4565, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0564.1>.
- Smith, K. L., and P. J. Kushner, 2012: Linear interference and the initiation of extratropical stratosphere–troposphere interactions. *J. Geophys. Res.*, **117**, D13107, <https://doi.org/10.1029/2012JD017587>.
- Stroeve, J. C., M. C. Serreze, M. M. Holland, J. E. Kay, J. Malanik, and A. P. Barrett, 2012: The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: A research synthesis. *Climatic Change*, **110**, 1005–1027, <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0101-1>.
- Sun, L., C. Deser, L. Polvani, and R. Tomas, 2014: Influence of projected Arctic sea ice loss on polar stratospheric ozone and circulation in spring. *Environ. Res. Lett.*, **9**, 084016, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/8/084016>.
- , —, and R. A. Tomas, 2015: Mechanisms of stratospheric and tropospheric circulation response to projected Arctic sea ice loss. *J. Climate*, **28**, 7824–7845, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0169.1>.
- , J. Perlwitz, and M. Hoerling, 2016: What caused the recent “warm Arctic, cold continents” trend pattern in winter temperatures? *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 5345–5352, <https://doi.org/10.1002/2016GL069024>.
- , M. Alexander, and C. Deser, 2018: Evolution of the global coupled climate response to Arctic sea ice loss during 1990–2090 and its contribution to climate change. *J. Climate*, **31**, 7823–7843, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0134.1>.
- Teweles, S., Jr., and H. B. Wobus, 1954: Verification of prognostic charts. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **35**, 455–463, <https://doi.org/10.1175/1520-0477-35.10.455>.
- Vihma, T., 2014: Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A review. *Surv. Geophys.*, **35**, 1175–1214, <https://doi.org/10.1007/s10712-014-9284-0>.

- Voldoire, A., and Coauthors, 2019: Evaluation of CMIP6 DECK experiments with CNRM-CM6-1. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **11**, 2177–2213, <https://doi.org/10.1029/2019MS001683>.
- Wang, K., C. Deser, L. Sun, and R. A. Tomas, 2018: Fast response of the tropics to an abrupt loss of Arctic sea ice via ocean dynamics. *Geophys. Res. Lett.*, **45**, 4264–4272, <https://doi.org/10.1029/2018GL077325>.
- Wilks, D., 2016: “The stippling shows statistically significant grid points”: How research results are routinely overstated and overinterpreted, and what to do about it. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **97**, 2263–2273, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00267.1>.
- Wu, Y., and K. L. Smith, 2016: Response of Northern Hemisphere midlatitude circulation to Arctic amplification in a simple atmospheric general circulation model. *J. Climate*, **29**, 2041–2058, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0602.1>.
- Zhang, P., Y. Wu, I. R. Simpson, K. L. Smith, X. Zhang, B. De, and P. Callaghan, 2018: A stratospheric pathway linking a colder Siberia to Barents-Kara Sea sea ice loss. *Sci. Adv.*, **4**, eaat6025, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aat6025>.
- Zimin, A. V., I. Szunyogh, D. Patil, B. R. Hunt, and E. Ott, 2003: Extracting envelopes of Rossby wave packets. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1011–1017, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<1011:EEORWP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<1011:EEORWP>2.0.CO;2).

Supplemental Materials for "Impact of Reduced Arctic Sea Ice on Northern Hemisphere Climate and Weather in Autumn and Winter"

S. Chripko, R. Msadek, E. Sanchez-Gomez, L. Terray, L. Bessières and M.-P. Moine

SM1. Atmospheric response to Arctic sea ice loss in the first and the second year of the experiments

As described in the main text in section 2.b, our perturbed experiments consist on a set of 100 members defined randomly from the control experiment. Each member contains two wintertime periods of interest. We analysed the ensemble mean of the atmospheric response for each year separately and checked the statistical significance of the difference between the two years. We show in **Fig. S1** the results for the zonal-mean zonal wind response. As in the rest of the study we use monthly means defined from November to February.

The atmospheric response during the second year has generally a stronger amplitude than the first year, especially in December for the subtropical jet stream in the troposphere. This is consistent with a small increase in the magnitude of sea ice loss the second year as described in the main text. However, we find that the differences between the two years are not statistically significant. Hence, in the whole paper we consider that the two years are statistically independent and analyse the ensemble mean of 200 members (100 members x 2 years), providing a more robust atmospheric response.

SM2. Seasonal atmospheric response to Arctic sea ice loss

The seasonal response of the zonal-mean zonal wind and near-surface air temperature are provided in **Fig. S2**, for comparison with the respective monthly responses depicted in **Fig. 4c** and **Fig. 6a**. The seasonal mean underestimates the amplitude of the zonal wind response that occurs in November-December in the troposphere and in the stratosphere. At monthly time scales, the weakening of the lower part of the polar vortex core is visible only in December and it is found up to 10 hPa. This response is masked when taking seasonal means, with the weakening extending only up to 50 hPa. Note that considering the FDR of Wilks (2016), with $\alpha_{\text{FDR}} = 0.05$, decreases the statistically significant areas. Taking into account the FDR is therefore important not to overestimate the signal that is statistically significant.

Similarly, using inappropriate seasonal means can mask the cooling over central Asia that first appears in December in the near-surface atmospheric temperature response (e.g. OND as shown in **Fig. S2**). Considering the response at monthly time scales, as done in this study, is therefore more appropriate to describe properly the processes at play in the atmospheric response to Arctic sea ice loss.

SM3. Effect of the ensemble size on the robustness of the near-surface temperature response

The near-surface winter (JFM) temperature response using different ensemble member sizes is shown in **Fig. S3**. The first 40, 80 and 120 were selected among the 200 members. Increasing the number of members decreases the intensity and spatial extent of the cooling found over central Asia. It also increases the intensity of the warming found over eastern North America and eastern Europe. The statistical significance of the central Asia cooling is intermittent, while the warming over eastern North America and eastern Europe is more robust with an increased number of members. This highlights the difficulty to detect a robust response given the large internal variability and the need to use large ensemble sizes.

Reference:

Wilks, D., 2016, "The stippling shows statistically significant grid points": How research results are routinely overstated and overinterpreted, and what to do about it. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97 (12), 2263-2273.

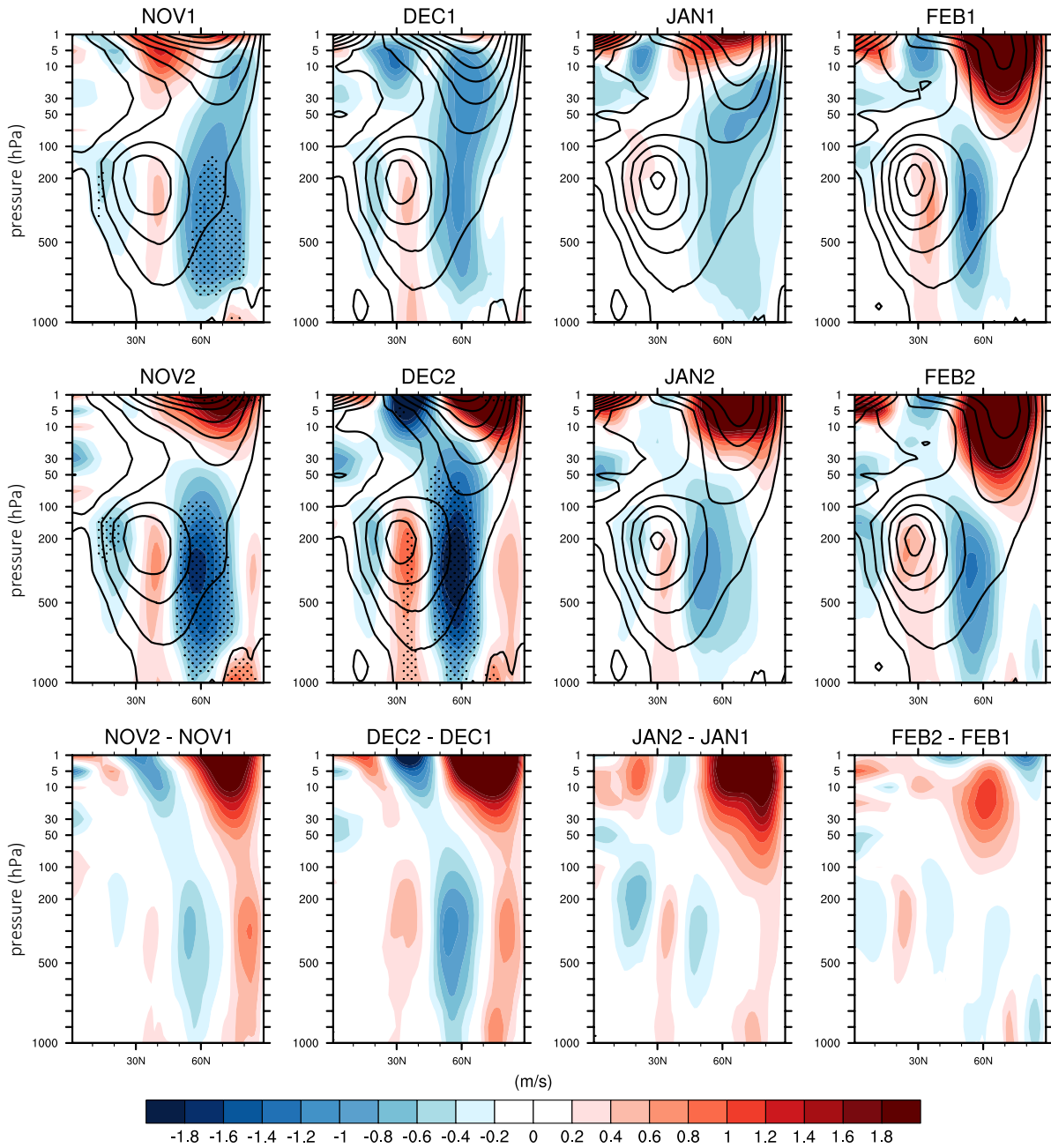


Fig. S1. Monthly response of zonal-mean zonal wind (m/s) from November to February averaged over the initial 100-member ensemble. The first and second rows respectively correspond to the first and second year of the experiments. The third row shows the difference between the two years (second minus first year). Contours: control climatology (interval: 8 m/s). Dots: statistically significant grid points with p -values < 0.05 using the two-sided Student's t test and False Discovery Rate (Wilks 2016).

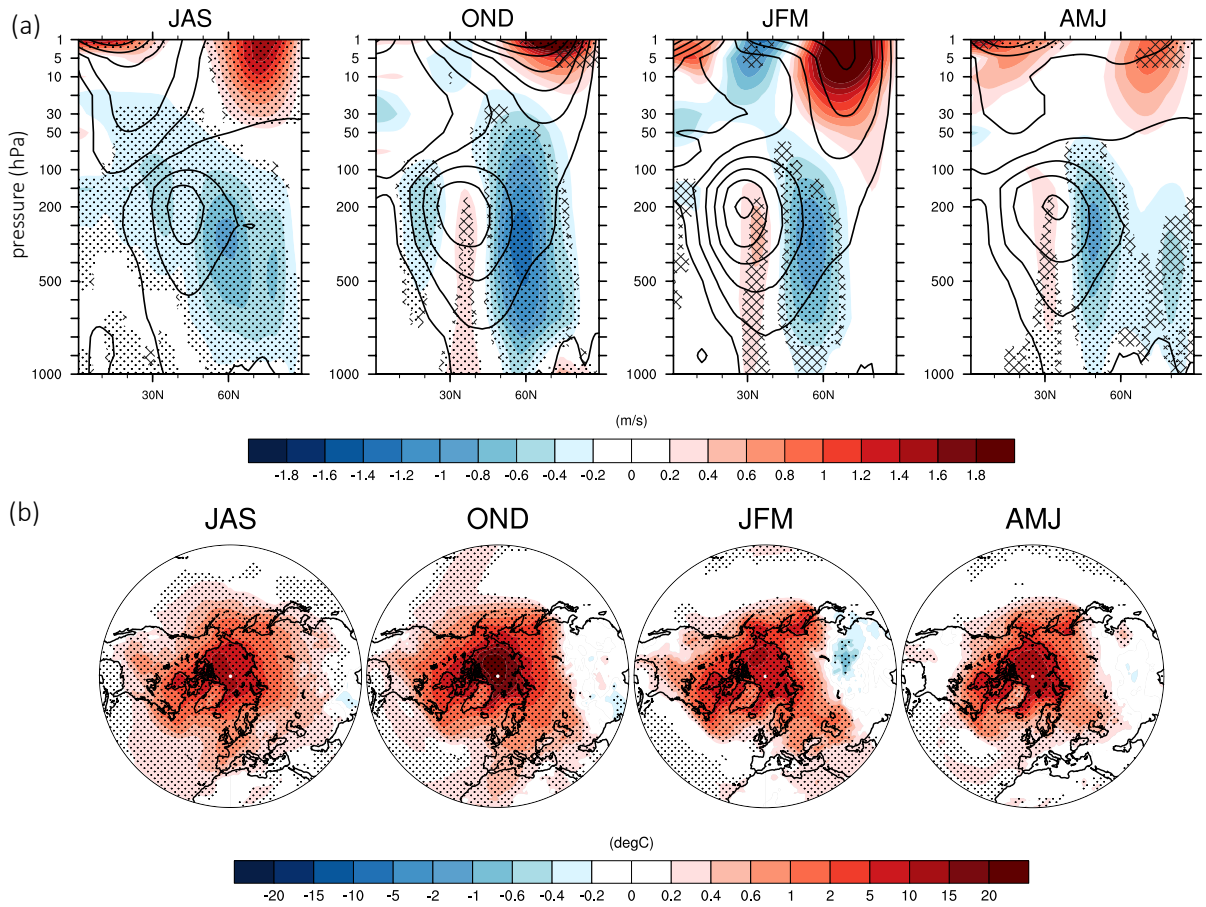


Fig. S2. Seasonal response of (a) zonal-mean zonal wind (m/s) and (b) near-surface air temperature ($^{\circ}\text{C}$) in summer (JAS), autumn (OND), winter (JFM) and spring (AMJ). Contours in (a): control climatology (interval: 8 m/s). Dots: statistically significant grid points with p -values < 0.05 using the two-sided Student's t test and False Discovery Rate (Wilks 2016). Crosses in (a) show areas that are not significant anymore when using the FDR.

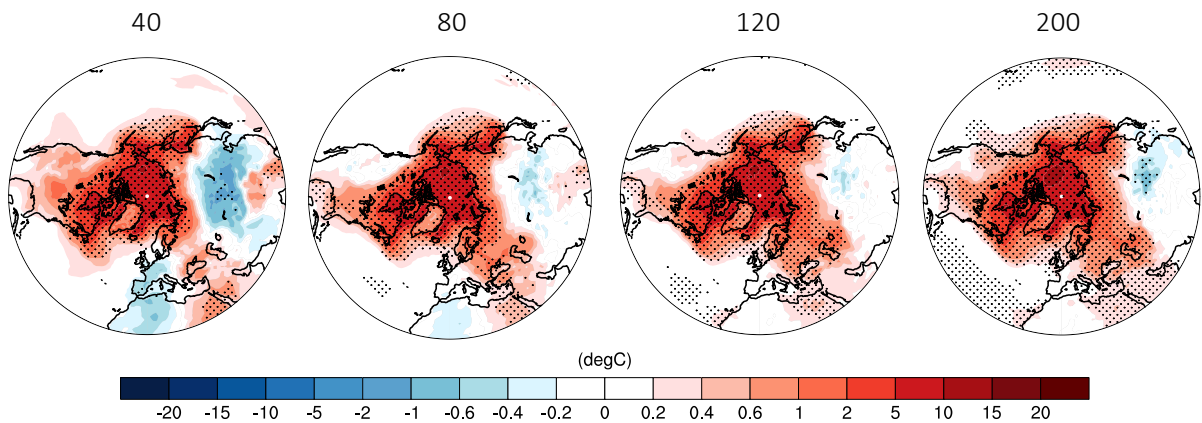


Fig. S3. Near-surface air temperature response in winter (JFM) using 40, 80, 120, 200 ensemble members ($^{\circ}\text{C}$). Dots: statistically significant grid points as described in Fig. S1.

4.3.2 Réponse atmosphérique et variabilité interne : amplitude et robustesse du signal

Une des difficultés dans l'analyse de la réponse atmosphérique au déclin de la glace de mer concerne l'émergence du signal (réponse) par rapport à la variabilité interne climatique (bruit) : *la réponse que l'on obtient est-elle le résultat direct du forçage ou aurait-elle pu être obtenue sans forçage ?* Pour répondre à cette question, une possibilité consiste à évaluer l'amplitude de la réponse par rapport à la variabilité interne, le rapport signal sur bruit, et une seconde possibilité à évaluer la différence statistique de cette réponse par rapport à la variabilité.

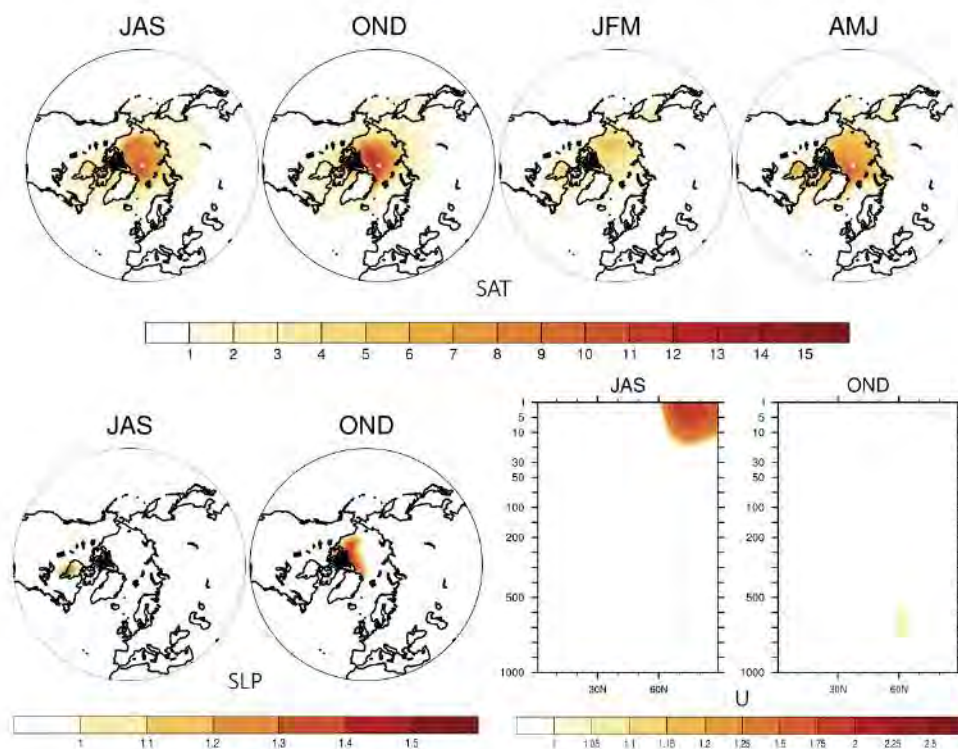


FIGURE 4.6 – Rapport signal sur bruit de la réponse atmosphérique (réponse divisée par l'écart-type climatologique) pour la température de surface de l'air (SAT, °C), la pression au niveau de la mer (SLP, hPa), et la moyenne zonale du vent zonal (U, m/s). Les valeurs indiquées sont celles qui sont supérieures à 1.

L'amplification des températures de l'air, ayant lieu au-dessus de l'Océan Arctique et s'étendant sur les terres adjacentes, émerge de la variabilité interne lors de toutes les saisons (figure 4.6). Le rapport signal sur bruit de la SAT peut atteindre la valeur de 15 en automne, qui est la saison durant laquelle l'amplification polaire est maximale en réponse au forçage de glace de mer. La réponse de la SLP est quant à elle supérieure à l'amplitude de la variabilité interne avec un rapport signal sur bruit supérieur à 1 uniquement en été dans la baie d'Hudson et en automne dans la mer de Beaufort. Concernant les vents zonaux, le signal est de plus grande amplitude que la variabilité interne dans la stratosphère polaire en été et très légèrement dans la troposphère en automne, lorsque les vents

d'ouest centrés sur 60°N s'affaiblissent en réponse à la perturbation. Malgré le doublement du nombre de membre, le rapport signal sur bruit de la réponse atmosphérique reste ainsi inférieur à 1 durant la majorité des saisons pour les trois variables illustrées ici dans la quasi-totalité de l'hémisphère nord, et en particulier aux basses latitudes. L'amplitude de la réponse à ces latitudes reste donc comprise dans celle de la variabilité atmosphérique interne, rendant la réponse de l'atmosphère difficilement discernable du bruit. Notons que la comparaison du rapport signal sur bruit entre 100 et 200 membres ne révèle par ailleurs pas d'amélioration notable de l'amplitude du signal par rapport à la variabilité interne, témoignant de la faible ampleur de la réponse atmosphérique au déclin de la glace de mer simulée. Ce résultat confirme l'idée avancée par d'autres études que la réponse au déclin de la glace de mer arctique pourrait être faible (Screen *et al.*, 2014; Smith *et al.*, 2017). En revanche, le doublement du nombre de membre permet de détecter une réponse plus robuste (ce lien sera discuté plus en détail dans le chapitre 5).

La réponse possède également une certaine variabilité d'un membre à l'autre, illustrée sur la figure 4.7. Des valeurs élevées indiquent les régions où la réponse atmosphérique varie le plus d'un membre à l'autre, c'est-à-dire là où la réponse est probablement très influencée par l'effet de la variabilité interne et où le forçage contraint moins la réponse de l'atmosphère. On peut remarquer, comme attendu, que la réponse varie le plus d'un membre à l'autre en hiver, saison où la variabilité interne atmosphérique est la plus importante. Les variations sont les plus importantes sur les continents concernant la SAT, sur les océans concernant la PSL et dans la stratosphère concernant les vents zonaux. La température sur les continents peut ainsi varier de plus de 5°C par rapport à la moyenne dans certaines simulations perturbées en hiver, la PSL d'environ 9 hPa au-dessus de l'Arctique et U jusqu'à 25 m/s dans la stratosphère. Cette forte variabilité de la réponse est cohérente avec la faible amplitude du rapport signal sur bruit, en particulier en hiver.

La faible amplitude de la réponse au-delà de l'Arctique par rapport à la variabilité interne n'implique cependant pas que le signal ne puisse pas être significativement différent de cette variabilité. L'analyse de la réponse a été essentiellement basée sur les signaux considérés comme robustes, c'est-à-dire validant le test de Student et le FDR avec un niveau de significativité statistique de 5 %, comme introduit au chapitre 2.

4.3.3 Sources de propagation verticale des ondes planétaires

Dans l'article, nous avons mis en évidence une légère amplification de la propagation verticale d'ondes planétaires vers la stratosphère en réponse au déclin de la glace de mer arctique ; responsable de l'affaiblissement de la partie inférieure du vortex polaire en décembre. Afin de localiser plus précisément les sources de cette propagation verticale, nous nous intéressons au flux de chaleur vers le nord des tourbillons transitoires $v'\theta'$. Celui-ci est proportionnel à l'activité verticale des ondes, avec un signe positif indiquant une propagation de la troposphère vers la stratosphère (voir chapitre 2). Ce diagnostic a par exemple été utilisé par Shaw *et al.* (2014), Kim *et al.* (2014) et García-Serrano *et al.* (2015). La figure 4.8 illustre ce flux dans la simulation CTL et la réponse, en novembre et en décembre, en proche surface à 850 hPa et dans la haute troposphère à 100 hPa. Dans la simulation CTL, les zones de fortes anomalies positives correspondent aux régions sources climatologiques qui sont représentées dans le modèle, forçant la propagation

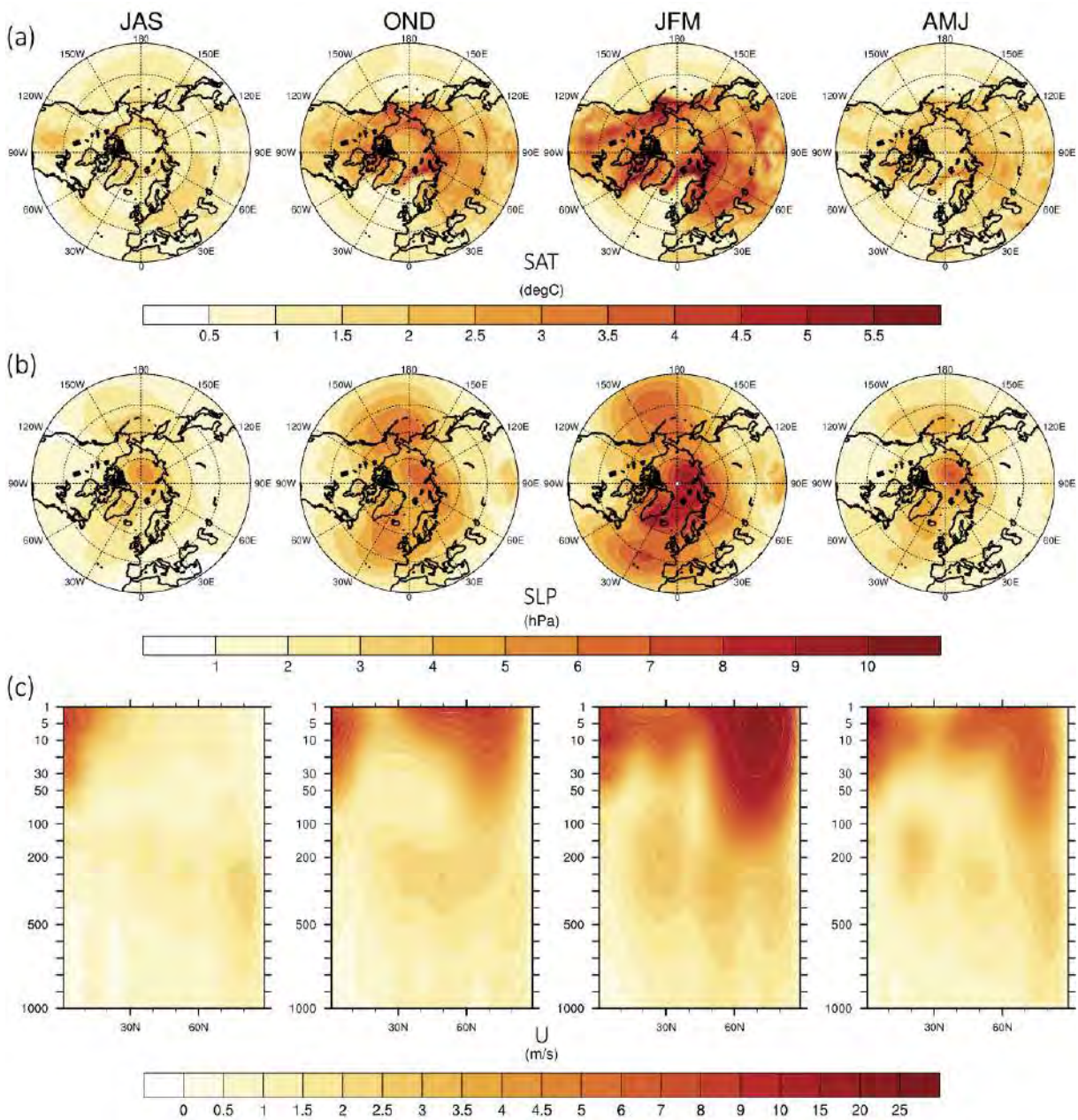


FIGURE 4.7 – Ecart-type inter-membre (variabilité) de la réponse atmosphérique pour (a) la température de surface de l'air (SAT, °C), (b) la pression au niveau de la mer (SLP, hPa), et (c) la moyenne zonale du vent zonal (U, m/s).

d'ondes stationnaires à cause des conditions orographiques et des contrastes terre-mer (Plumb, 1985). Les amplitudes sont différentes suivant le mois et l'altitude considérés, et sont amplifiées dans la haute troposphère. Lorsque l'on s'intéresse à la réponse de ce flux à la perturbation par la glace de mer, on peut remarquer que des anomalies positives de la réponse sont notables à partir de décembre, en accord avec le diagnostic du flux EP indiquant une propagation verticale ce mois-là centrée sur environ 45°N. Quatre régions sources sont observées à 850 hPa, et amplifient le signal climatologique : l'est de

l'anticyclone de Sibérie, le Golfe d'Alaska, l'Europe de l'ouest et la Baie de Baffin. A 100 hPa, la réponse est particulièrement amplifiée au niveau du nord-est de l'anticyclone de Sibérie et sur l'Amérique du Nord. La disparition/diminution de la glace de mer force donc une amplification à distance de la propagation verticale des ondes stationnaires vers la stratosphère. Le signal présent à l'est de la Sibérie est cohérent avec l'étude de [Labe et al. \(2019\)](#), qui montre l'importance de cette région dans la réponse au déclin de la glace de mer arctique.

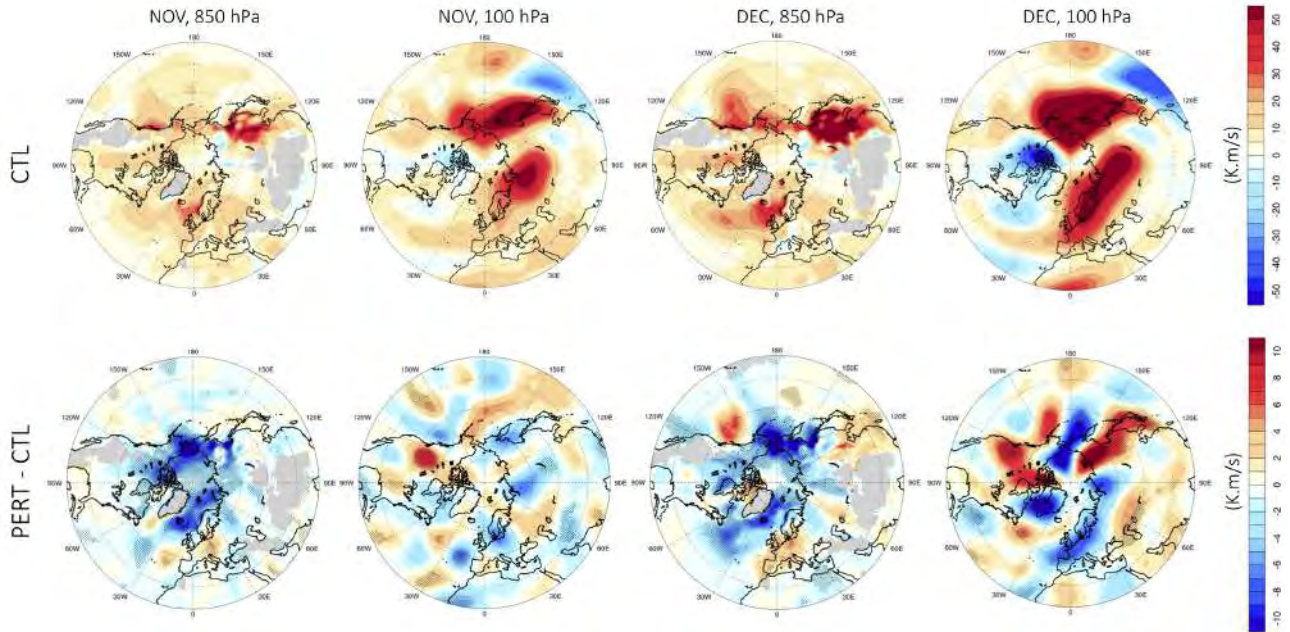


FIGURE 4.8 – Flux de chaleur des tourbillons transitoires $v'\theta'$ dans la simulation CTL et leur réponse (PERT - CTL), pour les mois de novembre et de décembre, à 850 hPa et à 100 hPa (K.m/s).

4.3.4 Effet sur les réchauffements stratosphériques soudains

Une question sous-jacente à la présence de l'affaiblissement de la partie inférieure du vortex polaire en décembre est de savoir si cet affaiblissement est suffisamment important pour pouvoir modifier l'occurrence des réchauffements stratosphériques soudains (SSW). Nous utilisons la méthode décrite au chapitre 2 pour identifier un événement SSW sur la période de novembre à mars, et illustrons sur la figure 4.9 la distribution sur tous les membres du nombre d'événements obtenu par année (c'est-à-dire par membre car un membre dure une année) et celle de la durée d'un événement. Pour évaluer la significativité statistique de ces résultats, nous utilisons la méthode Bootstrap et rééchantillons les résultats avec remise 1000 fois, puis sélectionnons un intervalle de confiance à 95 %. S'il peut y avoir jusqu'à 3 événements par année pour la simulation CTL ou la simulation PERT, on remarque toutefois que 1 ou aucun événement a lieu la majorité des années, avec des valeurs moyennes respectives de 0.80 ± 0.10 et 0.71 ± 0.10 . La durée d'un événement est préférentiellement comprise entre 5 et 10 jours, avec pour valeur moyenne 10.95 ± 0.89 pour CTL et 10.31 ± 1.02 pour PERT. La perturbation diminue ainsi légèrement la

fréquence des événements par année et leur durée, contrairement à ce qui aurait pu être attendu. Néanmoins, l'impact est non significatif ; comme en témoignent les intervalles de confiance aux valeurs moyennes. On peut donc conclure que la diminution de glace de mer arctique, même si responsable d'un léger affaiblissement du vortex polaire, n'affecte pas l'occurrence des événements SSW ni leur durée. Ce résultat est notamment en accord avec l'analyse de [Wu et Smith \(2016\)](#).

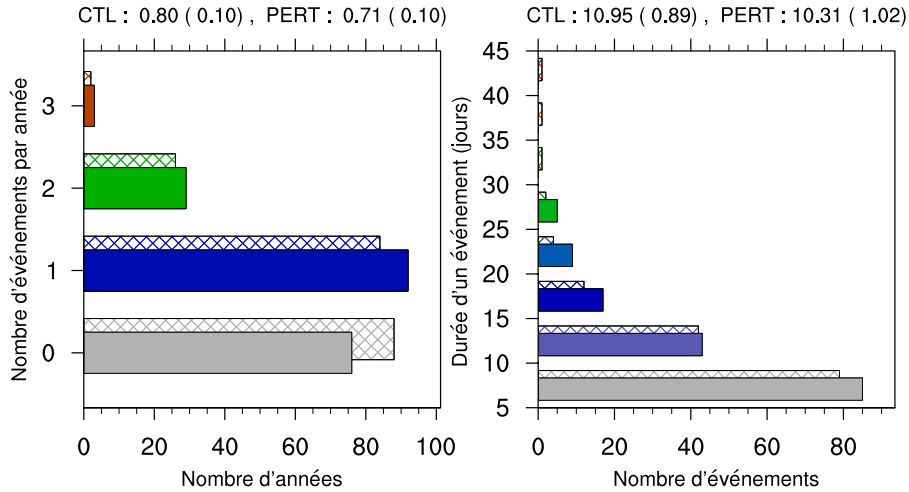


FIGURE 4.9 – Distribution du nombre de réchauffements stratosphériques soudains par année (gauche) et distribution de la durée d'un événement en jours (droite), pour les simulations CTL (barres pleines) et PERT (barres hachurées). Les valeurs indiquées au-dessus des graphes correspondent aux moyennes \pm environ 2σ (intervalle de confiance de 95 %).

Cette méthode d'identification des SSW est basée sur celle de [Charlton et Polvani \(2007\)](#), mais avec la latitude de 65°N , comme préconisé par [Butler et al. \(2015\)](#). La même analyse réalisée à 60°N selon la méthode originale conduit à la même interprétation, mais avec en moyenne des valeurs légèrement plus faibles : 0.73 ± 0.10 (CTL) et 0.62 ± 0.09 (PERT) pour la fréquence des SSW et 10.36 ± 0.86 (CTL) et 9.96 ± 0.96 (PERT) pour leur durée. Nous avons vu au chapitre 3 que la fréquence de 0.73 ± 0.10 obtenue pour la simulation de CTL est proche des valeurs observées, en utilisant la même méthode.

Mentionnons toutefois que l'estimation de l'occurrence des SSW diffère sensiblement d'une méthode à l'autre dans les observations (e.g. [Butler et al. 2015](#)). Dans les études de modélisation, le choix de la méthode et les différences de biais suivant les modèles climatiques (intensité et position du vortex polaire, [Kim et al. 2017b](#)) peuvent rendre ces résultats concernant les SSW difficilement comparables à ceux d'autres études.

4.3.5 Discussion sur la réponse atmosphérique et le NAM

La modification de la circulation atmosphérique en réponse au forçage par la glace de mer soulève la question suivante : *le forçage privilégie-t-il une phase particulière du mode de variabilité atmosphérique principal, le NAM ?* Afin de répondre à cette question, nous comparons les caractéristiques spatiales du NAM- représentées dans la simulation CTL

avec les réponses atmosphériques obtenues. Nous définissons le NAM comme le premier mode de variabilité de la SLP dans la simulation CTL pour la saison JFM. Les projections de la composante principale (CP) obtenue sur la SLP, la hauteur du géopotential à 500 hPa (Z_{500}), la SAT, le courant-jet polaire (U850) et le courant-jet subtropical (U200) nous donnent les caractéristiques spatiales de ces variables associées au NAM. Celles-ci sont représentées sur la figure 4.10 et correspondent à la phase négative du mode de variabilité. Par simplicité, nous illustrons la saison JFM, mais l'analyse réalisée à l'échelle mensuelle de novembre à février révèle des caractéristiques spatiales chaque mois quasiment identiques à la moyenne saisonnière (seules les intensités diffèrent quelque peu). Le calcul des corrélations spatiales entre la réponse d'une variable et sa régression sur le NAM- de novembre à février a été effectué en prenant en compte l'échelle mensuelle pour le NAM-.

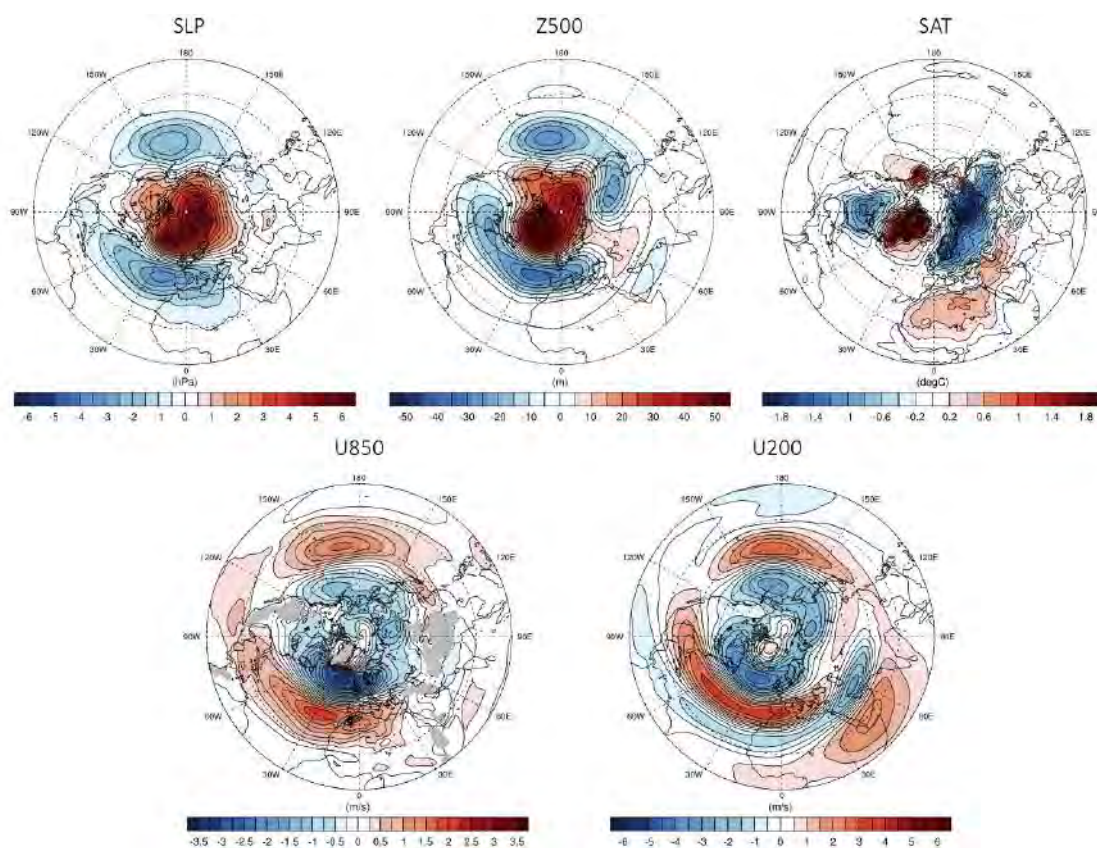


FIGURE 4.10 – Régression de la composante principale du NAM (EOF1 SLP) en phase négative sur la pression au niveau de la mer (SLP, hPa), la hauteur du géopotential à 500 hPa (Z_{500} , m), la température de surface de l'air (SAT, °C), la vitesse du vent zonal à 850 hPa (U850, correspondant au courant-jet polaire, m/s) et la vitesse du vent zonal à 200 hPa (U200, correspondant au courant-jet subtropical, m/s), pour la saison JFM.

On peut remarquer la légère différence dans la structure de la pression entre le niveau de la mer et à 500 hPa (figure 4.10a,b cohérent avec Baldwin et Dunkerton 1999). La projection de la SAT sur le NAM- (figure 4.10c) représente le dipôle entre l'Arctique chaud et les continents froids qui a été identifié dans les observations ("Warm Arctic Cold

Continents pattern" (WACC), chapitre 1, Mori *et al.* 2014). Mentionnons que le deuxième mode de variabilité de la SAT est quant à lui associé à des anomalies continentales froides restreintes sur l'Eurasie et non présentes sur le continent nord-américain ("Warm Arctic Cold Eurasia pattern" (WACE), chapitre 1). La projection des vents zonaux U850 et U200 sur le NAM- correspond à un décalage vers le sud des courants-jets dans l'Atlantique et dans le Pacifique, avec des anomalies positives et négatives respectivement au sud et au nord du maximum climatologique des vents.

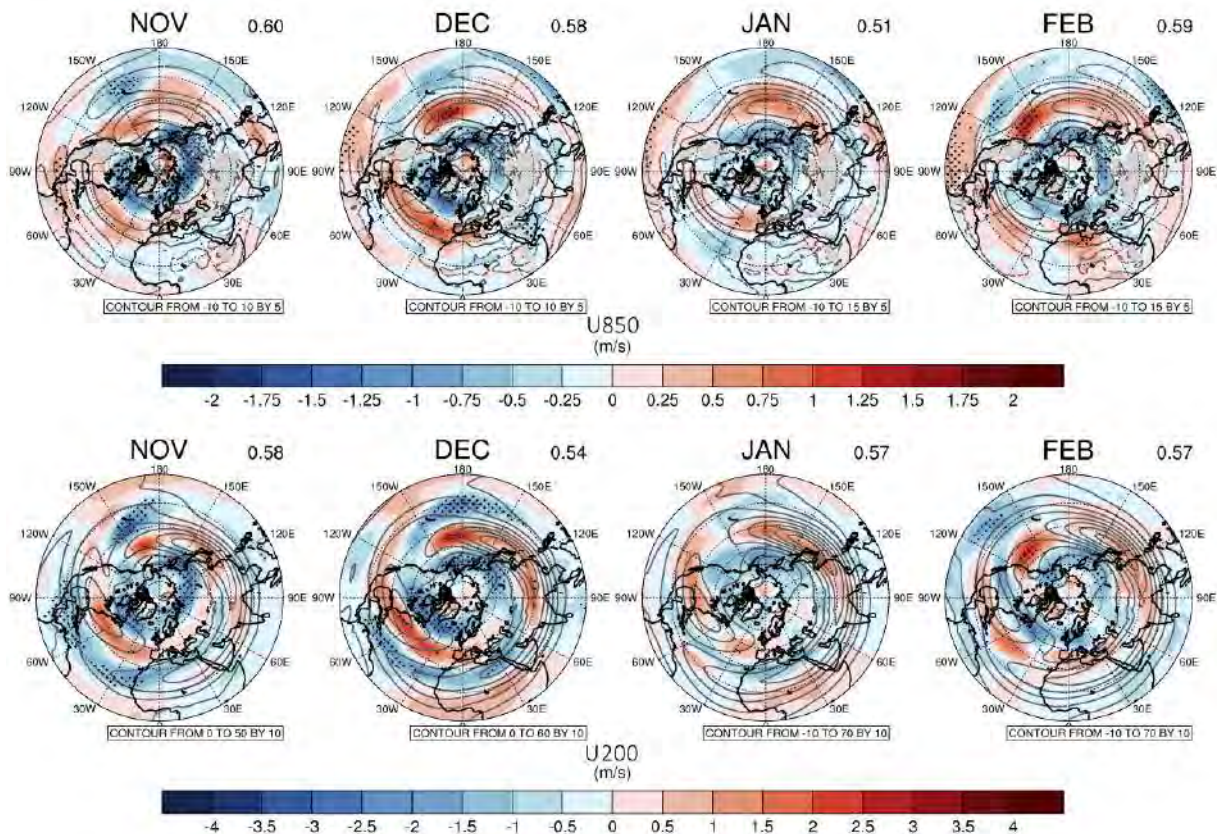


FIGURE 4.11 – Réponses de la vitesse du vent zonal à 850 hPa (U850, correspondant au courant-jet polaire, m/s) et à 200 hPa (U200, correspondant au courant-jet subtropical, m/s) de novembre à février. Les contours représentent la moyenne climatologique (5 m/s pour U850 et 10 m/s pour U200, avec des traits pleins pour les valeurs positives et des pointillés pour les valeurs négatives). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$. Les valeurs en haut à droite des figures indiquent la valeur du coefficient de corrélation spatiale entre la réponse et les valeurs de U850 et U200 associées au NAM- les mois concernés.

Les réponses de Z500, U200 et U850 possèdent de relativement bonnes corrélations spatiales avec le NAM- (voir article, figure 6, et figure 4.11), avec des valeurs allant de 0.54 à 0.71. La modification de Z500 suite au déclin de la glace de mer révèle en particulier des anomalies négatives significatives au niveau des moyennes latitudes le mois de février, ressemblant particulièrement aux caractéristiques attendues dans le cas du NAM-. Dans le cas de la réponse des vents zonaux, on retrouve le rétrécissement du courant-jet subtropical

en novembre/décembre, présent à la fois dans les bassins Atlantique et Pacifique, comme mentionné dans l'article. On retrouve également le décalage vers le sud des courants-jets dans l'Atlantique en février, ce qui est cohérent avec la ressemblance au NAM- ce mois-ci concernant les anomalies de Z500. Toutefois ces décalages ne sont pas significatifs.

Les réponses de la SAT et de la SLP ne ressemblent pas aux caractéristiques spatiales attendues dans le cas du NAM- au niveau des moyennes latitudes. Seul le refroidissement présent en Asie centrale de décembre à février est cohérent avec un refroidissement attendu dans cette région, à la fois dans le cas de la prédominance du premier mode de variabilité de la SAT (NAM-, WACC) tout comme dans le second (WACE). Nous avons vu dans l'article que ce refroidissement était en effet entièrement expliqué par les changements de circulation qui ont lieu en réponse au déclin de la glace de mer, c'est-à-dire par le renforcement de l'anticyclone de Sibérie et des anomalies cycloniques au-dessus de la mer d'Okhotsk.

Pour visualiser le lien entre la réponse atmosphérique jusque dans la stratosphère et le NAM, nous calculons l'indice NAM de [Woollings \(2008\)](#) introduit au chapitre 2 et basé sur les anomalies de hauteur du géopotentiel. Nous illustrons la réponse de cet indice sur la figure 4.12, moyenné de novembre à février. Avec cette méthode, nous obtenons un indice NAM négatif jusqu'à la moyenne stratosphère à 30 hPa pour PERT-CTL. Ce résultat est cohérent avec l'analyse précédente de la réponse du Z500. Ces analyses indiquent que la circulation atmosphérique a tendance à évoluer vers la phase négative du NAM en réponse au déclin de la glace de mer, dans la troposphère et dans la basse stratosphère. En revanche, dans la plus haute stratosphère l'indice est positif, ce qui est cohérent avec le faible affaiblissement de la partie inférieure du vortex polaire et le renforcement de la partie supérieure.

4.3.6 Changements de sinuosité du courant-jet

Pour étudier le rôle de la sinuosité du courant-jet polaire dans le changement des températures extrêmes, nous analysons les changements de sinuosité selon les deux méthodes décrites dans le chapitre 2 : l'indice de circulation méridionale (MCI) de [Francis et Vavrus \(2015\)](#) (figure 4.13) et l'indice de sinuosité WAVI (figure 4.14). Le premier indice est basé sur les moyennes saisonnières d'automne et d'hiver, tandis que le second indice est basé sur des moyennes journalières et est calculé sur les trois régions définies dans l'article : l'Europe, l'Asie centrale et l'Amérique du Nord. La réponse des températures extrêmes froides, calculées comme la réponse du 5^{ème} quantile de la température minimale, est illustrée en moyenne saisonnière sur la figure 4.15.

La réponse de l'indice MCI au forçage est plus accentuée en automne, lorsque la réponse des vents est la plus forte. L'alternance sur la latitude entre anomalies positives et anomalies négatives dénote une tendance méridionale plus marquée des vents au niveau du changement de signe. Les modifications de sinuosité obtenues sont supérieures à 10 % par rapport à l'indice climatologique. Les valeurs les plus marquées se situent sur l'Europe de l'ouest, avec un décalage vers le sud à l'ouest de la Scandinavie et un décalage vers le nord à l'est. Avec un tel changement, on pourrait s'attendre à la persistance de températures froides sur l'Europe de l'ouest. Toutefois, ce changement n'est pas obtenu dans la réponse des températures extrêmes d'automne (figure 4.15). Le rôle des changements de sinuosité

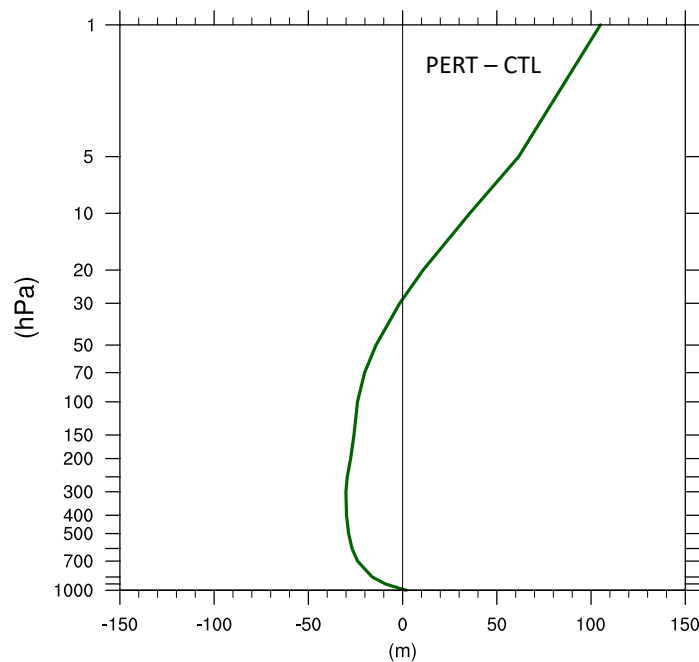


FIGURE 4.12 – Indice NAM (m, Woollings *et al.* 2010) calculé pour la réponse de la hauteur du géopotential, moyenné de novembre à février.

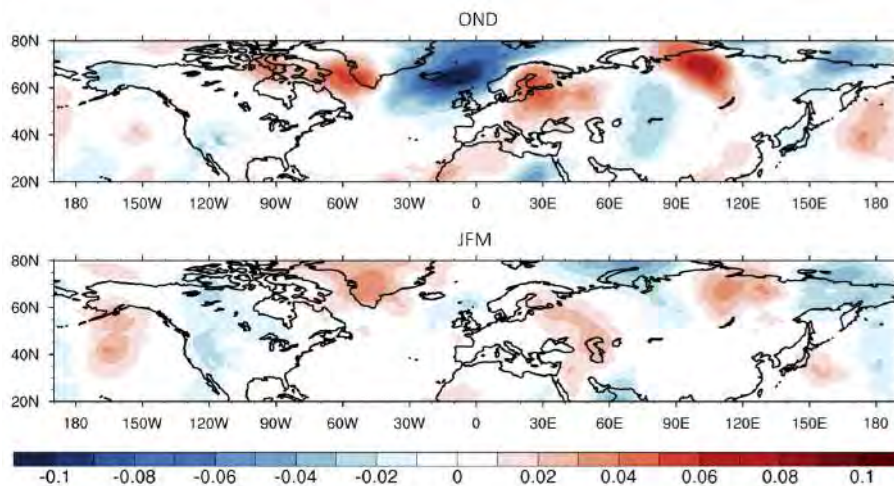


FIGURE 4.13 – Réponse de l'indice de circulation méridionale MCI (Francis et Vavrus, 2015), en automne (OND) et en hiver (JFM).

dans la modification des températures extrêmes semble donc être minimale. En hiver, les amplitudes de la réponse de l'indice MCI sont plus faibles et les températures froides plus sévères sur l'Asie centrale au sud du Lac Baïkal (figure 4.13, plus particulièrement en janvier et février, article, figure 12) ne semblent pas être liées à des changements de sinuosité; on s'attendrait dans ce cas-ci à des anomalies négatives au niveau de cette région.

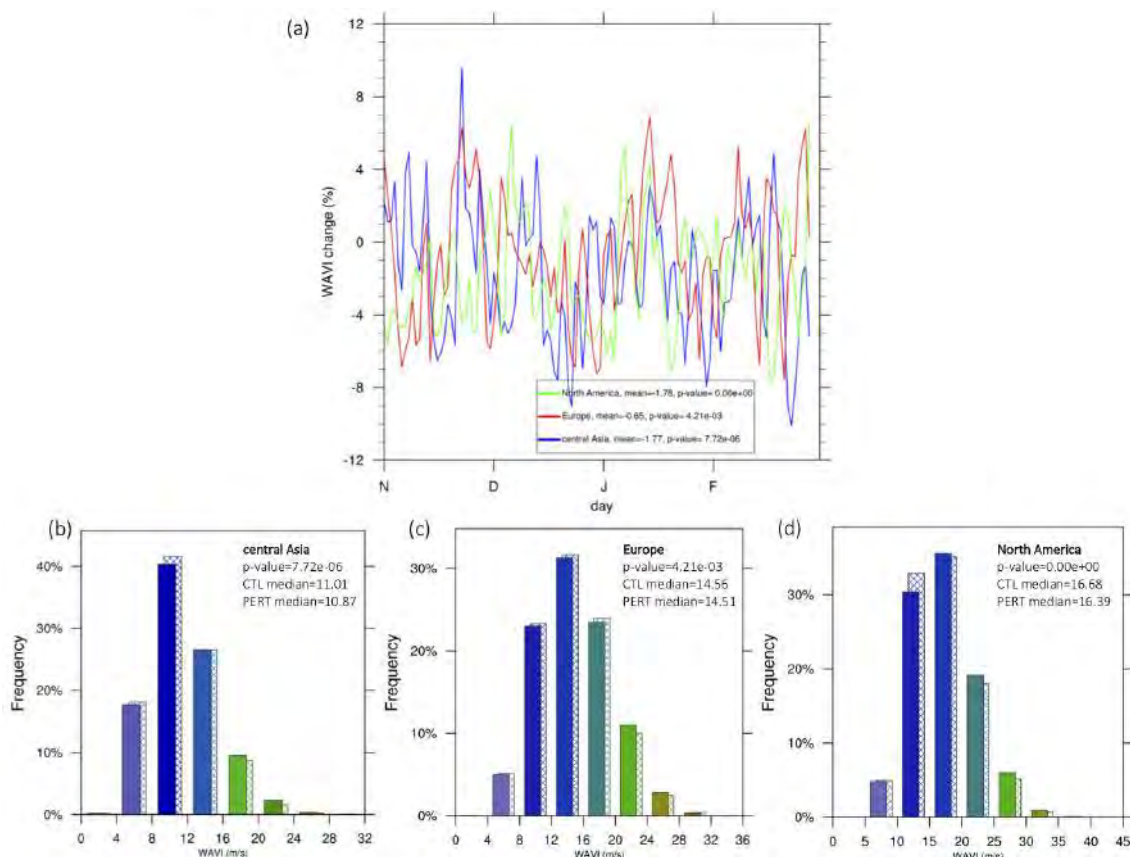


FIGURE 4.14 – (a) Changement journalier de l’indice de sinuosité WAVI de novembre à février, en Europe, Asie centrale et Amérique du Nord, relativement à la simulation CTL. L’indice est calculé pour les ondes synoptiques $k = 4-7$. (b-d) Distribution de cet indice journalier pour les 3 régions, pour CTL (barres pleines) et pour PERT (barres avec croix), de novembre à février.

La deuxième méthode d’évaluation de la sinuosité révèle en moyenne sur la période de novembre à février une légère diminution de l’ondulation du courant-jet, d’environ 1% au-dessus de l’Europe et d’environ 2 % au-dessus de l’Asie centrale et de l’Amérique du Nord (figure 4.14a). Les variations journalières peuvent être élevées, et peuvent aller jusqu’à 10 % d’augmentation et de diminution de l’indice de sinuosité, en particulier pour l’Asie centrale (figure 4.14a, courbe bleue). Dans les trois régions, la distribution de l’indice est légèrement augmentée à gauche et diminuée à droite dans PERT par rapport à CTL, avec ainsi une valeur de la médiane de l’indice journalier plus faible en réponse à la perturbation. Avec cette méthode, des changements beaucoup plus faibles de sinuosité sont obtenus par rapport à la première méthode. D’autre part, celle-ci indique en moyenne une (légère) diminution de la sinuosité contrairement à la première qui suggère une augmentation autour de 60°N. Ces résultats ne permettent donc pas de conclure, à ce stade, sur le rôle de la sinuosité dans les changements des extrêmes de température.

Cette analyse doit également être interprétée avec précaution, car elle présuppose que des changements de sinuosité peuvent être responsables de conditions atmosphériques extrêmes dans le modèle. Il est donc nécessaire de caractériser également le lien sinuosité/extrêmes en situation climatologique et d’identifier, par exemple, les nombres d’ondes

qui expliquent le mieux ce lien. Pour ce faire, nous calculons, pour plusieurs gammes de longueurs d'onde allant de $k = 1$ à $k = 8$ et pour chaque mois de novembre à février, le rapport entre la probabilité d'avoir simultanément une sinuosité extrême et une température extrême, et la probabilité moyenne (odds ratio, aussi appelé rapport des chances). Par exemple, un rapport de 2 dans le cas d'une sinuosité extrêmement élevée correspond à 2 fois plus de chance d'obtenir une valeur extrême de température lorsque la sinuosité est extrêmement élevée, et un rapport de 0.5 dans le cas d'une sinuosité extrêmement faible correspond à 2 fois moins de chance d'obtenir une valeur extrême de température lorsque la sinuosité est extrêmement faible. L'analyse révèle une dépendance des résultats au mois, à la gamme de longueur d'ondes et à la région sélectionnés, avec peu de cas statistiquement significatifs. Elle ne permet pas d'aboutir à une conclusion claire sur le lien sinuosité/extrêmes dans le modèle, ni donc sur les changements obtenus en réponse au déclin de la glace de mer. Ce lien sinuosité/extrêmes reste une question ouverte et constitue ainsi une perspective possible de la thèse.

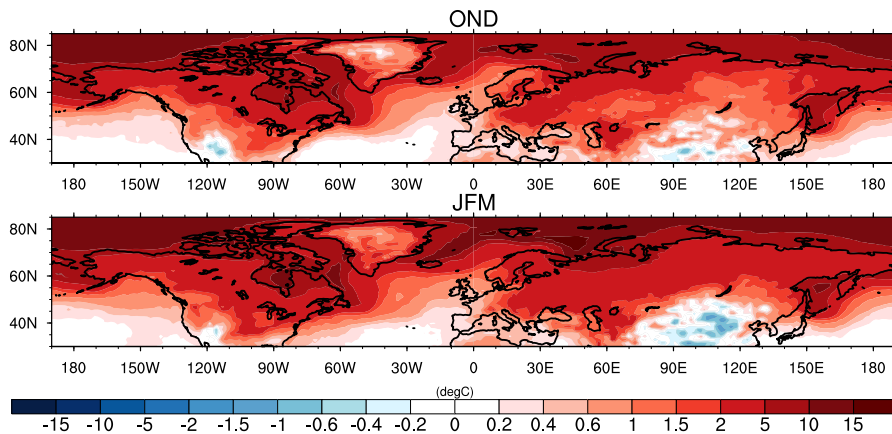


FIGURE 4.15 – Réponse des températures extrêmes froides d'automne (OND) et d'hiver (JFM).

4.3.7 Réponse de l'océan de surface

L'expérience de sensibilité étant réalisée avec la configuration couplée océan-atmosphère du modèle de climat, l'océan répond aussi à la modification d'albédo de la glace. Rappelons que la durée de la simulation est toutefois de quelques mois seulement, donc la réponse a lieu uniquement à la surface de l'océan. La disparition de la glace de mer en été, et donc l'apparition d'un océan libre de glace, provoque une augmentation des températures de surface de la mer (SST) de plus de 12 °C dans l'Océan Arctique (figure 4.16). La réponse de la SST s'étend en fait jusqu'aux tropiques pour toutes les saisons, mais avec une amplitude moindre. Par exemple, on constate un réchauffement de la température de l'eau en surface allant de 0.1 à 0.6 °C dans l'Atlantique tropical au cours des quatre saisons et dans le Pacifique tropical en automne, hiver et printemps. Nous avons vérifié dans la section 4.2 que la perturbation n'affectait néanmoins pas la phase de l'ENSO. En revanche,

l'augmentation de la température de l'océan dans les tropiques est probablement responsable d'une augmentation de convection troposphérique dans les tropiques en automne, comme le traduit l'augmentation de la moyenne zonale de la température de l'atmosphère et de celle de la hauteur du géopotential (article, figure 4). Dans la littérature, cet effet avait été détecté uniquement dans le cadre de simulations couplées océan-atmosphère où des échelles de temps plus longues sont analysées et où des changements de circulation océanique de grande échelle interviennent (Deser *et al.*, 2015).

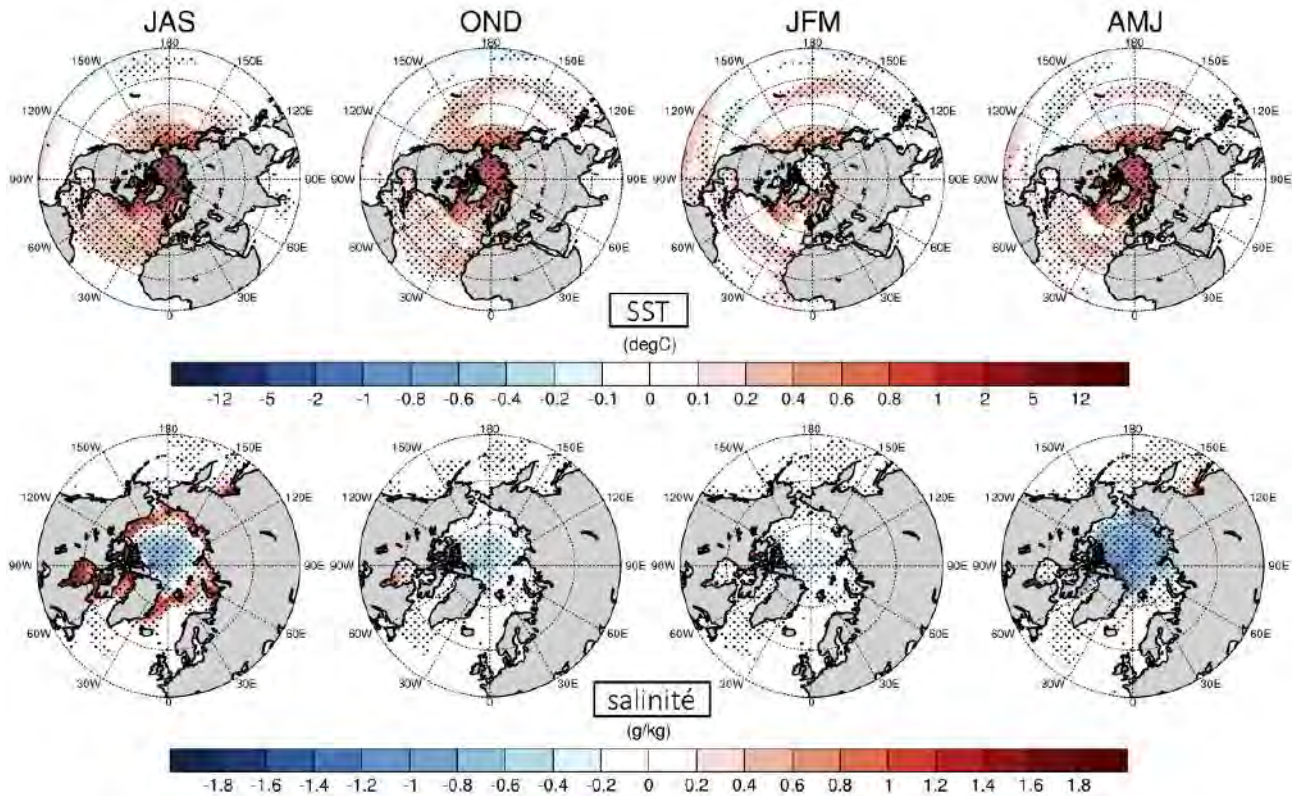


FIGURE 4.16 – Réponses de la surface océanique pour la température de surface de la mer (SST, °C) et la salinité de surface (g/kg). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.

La salinité de la surface de l'océan est également modifiée suite à la diminution de la quantité de glace de mer. On remarque une diminution de salinité au centre de l'Océan Arctique durant toutes les saisons et de façon plus importante au printemps. Cette diminution est cohérente avec le rejet d'eau douce provoqué par la fonte de la glace de mer et avec l'augmentation des précipitations résultant de l'amplification arctique. En été, on remarque également une augmentation de la salinité au niveau de la bordure de glace de l'état initial. Cette augmentation s'explique par une augmentation de l'évaporation par rapport aux précipitations dans cette zone.

4.4 Synthèse chapitre 4

Nous avons analysé les mécanismes de la réponse atmosphérique en saison froide à une modification rapide des conditions de glace mer arctique : une disparition en été et une diminution en automne/hiver. Pour ce faire, nous avons utilisé un grand ensemble de simulations perturbées (200 membres) réalisées avec couplage océan-atmosphère et troposphère-stratosphère.

Conclusions

Un schéma de la réponse atmosphérique obtenue et des mécanismes sous-jacents est proposé dans la figure 4.17. Des réponses aux questions initialement soulevées dans l'introduction de ce chapitre sont apportées ensuite.

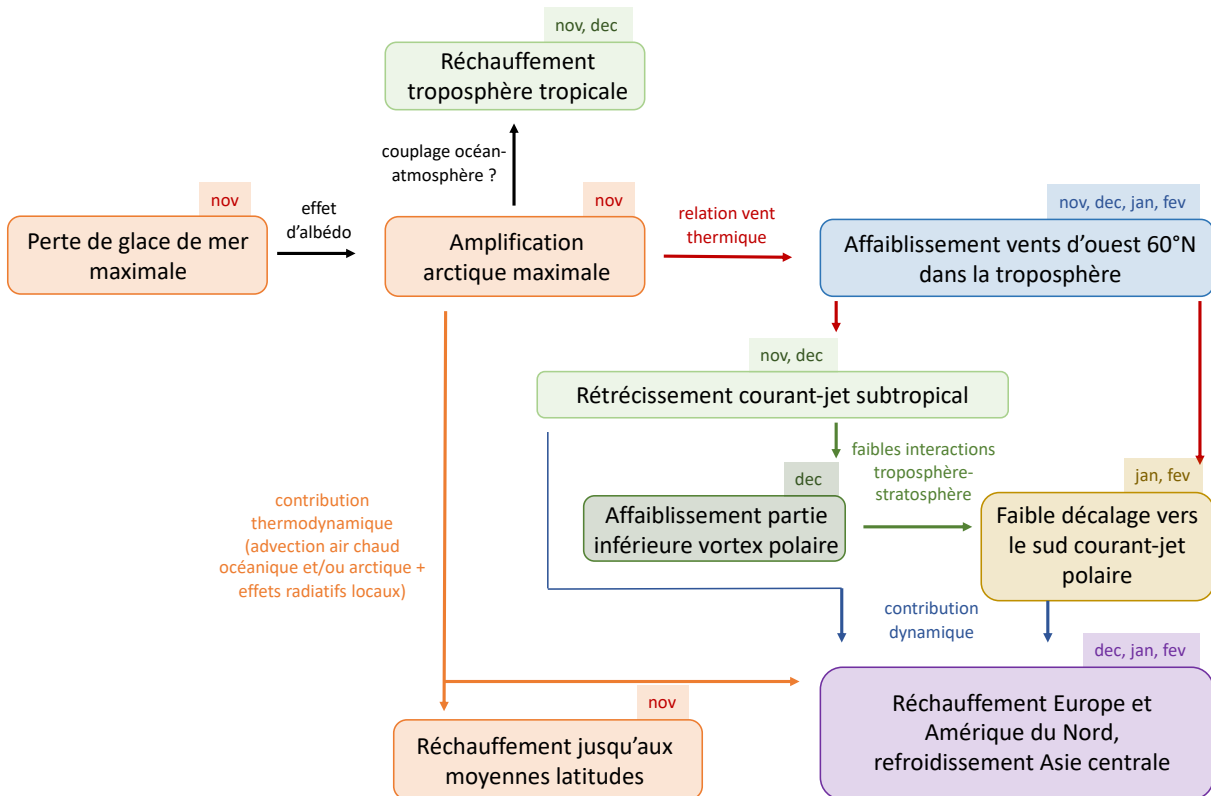


FIGURE 4.17 – Schéma récapitulant les principales étapes de la réponse atmosphérique obtenue dans l'expérience de sensibilité LR1950. Les couleurs utilisées pour les encadrés permettent de visualiser les différents mois. Les flèches indiquent les liens de cause à effet entre les différentes étapes et les mécanismes sous-jacents étudiés dans ce chapitre.

1) La disparition/diminution de la glace de mer arctique affecte la circulation dans la troposphère en deux étapes principales : une réponse maximale en novembre/décembre, avec un rétrécissement du courant-jet subtropical et un décalage vers le sud du courant-jet polaire, et dans un second temps une réponse plus faible en janvier/février, avec un

léger décalage vers le sud du courant-jet polaire. Dans la basse stratosphère, le vortex polaire est légèrement affaibli en décembre, de manière cohérente avec une augmentation de l'activité des ondes planétaires vers le haut. Toutefois cette réponse est faible et résulte probablement de la faible interférence constructive entre les ondes planétaires forcées et climatologiques.

2) Le forçage en glace de mer imposé modifie le climat d'automne et d'hiver jusqu'aux moyennes latitudes, avec un réchauffement sur l'Europe et l'Amérique du Nord, et un refroidissement sur l'Asie centrale. La réponse de la température de surface résulte d'une combinaison entre l'effet des changements de circulation et l'effet des changements thermodynamiques locaux, qui dépendent du mois et de la région considérée. La considération de ces deux composantes est donc nécessaire à la compréhension de l'établissement de la réponse, en particulier au niveau des moyennes latitudes. La contribution thermodynamique peut parfois masquer, et parfois amplifier, le signal attendu suite aux changements de circulation obtenus. En Europe et en Amérique du Nord, le réchauffement obtenu peut être expliqué par les deux composantes tandis qu'en Asie centrale, le refroidissement obtenu est entièrement expliqué par les changements de circulation atmosphérique, consistant en un renforcement de l'anticyclone de Sibérie et des anomalies cycloniques au-dessus de la mer d'Okhotsk.

Les températures extrêmes froides sont affectées par des anomalies de même signe que pour la température moyenne, avec des automnes/hivers moins sévères sur l'Europe et l'Amérique du Nord, mais plus sévères sur l'Asie centrale. La variabilité de la température diminue quant à elle nettement sur la majorité de l'hémisphère nord. Ce résultat est en accord avec d'autres études, comme par exemple celles de [Screen \(2014\)](#) et de [Schneider et al. \(2015\)](#). L'étude du lien entre l'augmentation des températures extrêmes froides dans certaines régions, la diminution de la variabilité de la température et les changements de sinuosité reste cependant une question ouverte.

Perspectives

- La réponse de la pression au niveau de la mer, des courants-jets et l'augmentation de la température de la troposphère dans les tropiques est cohérente avec celle d'autres études basées sur des modèles couplés océan-atmosphère à de plus longues échelles temporelles, témoignant de la robustesse de cette réponse atmosphérique lorsque les rétroactions entre l'océan et l'atmosphère ont lieu et quelle que soit l'échelle de temps considérée. L'étude de [Deser et al. \(2015\)](#) a par ailleurs montré que la réponse s'étendait sur tout le globe dans le cas d'une configuration couplée océan-atmosphère avec plus de cent ans de simulations. L'expérience de sensibilité analysée ne permet cependant pas de savoir si le déclin de la glace de mer arctique a la possibilité d'affecter l'hémisphère sud à de courtes échelles de temps; l'Antarctique ayant également des conditions de glace de mer modifiées avec le protocole adopté. Une étude avec un protocole similaire mais sans effet sur la glace de mer antarctique pourrait permettre de répondre à cette question.

- Parallèlement à l'étude de [Labe et al. \(2019\)](#) qui suggère qu'un affaiblissement (et ré-

ciroquement un renforcement) du vortex polaire est favorisé par la phase QBO est (et réciproquement ouest), un affaiblissement du vortex polaire (partie inférieure) est ici favorisé même en phase neutre. En regroupant les membres qui sont initialisés selon une phase particulière (analyse en composite), nous étudierons la modulation de la réponse atmosphérique par une phase QBO est et une phase QBO ouest dans le chapitre 5.

- L'analyse de la réponse atmosphérique est basée sur un ensemble de 200 membres. Les caractéristiques de la réponse et sa robustesse sont cependant dépendantes de la taille de l'ensemble et soulèvent la question du nombre de membres requis pour que le signal de la réponse émerge de la variabilité interne. Nous aborderons cette question dans le chapitre 5 lorsque nous comparerons les réponses atmosphériques obtenues pour différentes combinaisons de membres.

Chapitre 5

Sensibilité de la réponse atmosphérique à l'état moyen du modèle : influence de la résolution et des forçages externes

Nous nous intéressons dans ce chapitre à l'influence de l'état moyen du modèle sur la réponse atmosphérique au déclin de la glace de mer arctique. Nous avons décrit dans le chapitre 3 les effets de la modification de la résolution horizontale et des forçages externes sur l'état moyen. Afin d'analyser la sensibilité de la réponse atmosphérique à ces deux effets, nous comparons dans ce chapitre les réponses atmosphériques des deux expériences de sensibilité HR1950 et LR1850 à celle de l'expérience LR1950 étudiée dans le chapitre précédent. Ce chapitre s'organise en trois sections, où sont soulevées les questions suivantes :

- 1) Comment l'augmentation de la résolution horizontale et l'augmentation du nombre de membres affectent-elles la réponse atmosphérique ?
- 2) Quel est l'effet de la phase de la QBO de l'état moyen initial sur la réponse atmosphérique et y a-t-il une influence de la résolution ?
- 3) Quelle est l'influence des forçages externes de 1850 sur la réponse atmosphérique, par rapport à des forçages externes de 1950 ?

5.1 Sensibilité de la réponse atmosphérique à la résolution horizontale

5.1.1 Effet de l'augmentation de la résolution sur la glace de mer

Les cycles saisonniers de l'étendue de glace de mer et de son volume dans le modèle à haute résolution horizontale atmosphérique et océanique (HR1950) sont représentés sur la figure 5.1a,b. Pour comparaison, les résultats obtenus pour l'expérience de sensibilité LR1950 à basse résolution et illustrés sur la figure 4.1 du chapitre précédent, sont égale-

ment reproduits sur la figure 5.1. Comme pour la figure 4.1, l'amplitude de la perte de glace de mer relativement à la simulation CTL est représentée en terme d'étendue et de volume sur les figures 5.1c,d ; et les valeurs nettes sur les figures 5.1e,f.

Comme décrit dans le chapitre 3, le cycle saisonnier de l'étendue de glace de mer arctique dans la simulation CTL à haute résolution présente des valeurs inférieures à la simulation CTL à basse résolution (figure 5.1a, courbes cyan et bleue). Rappelons en effet que la simulation CTL HR1950 est caractérisée par un état moyen plus chaud sur l'Arctique, avec une concentration de glace de mer moindre que pour la simulation LR1950, notamment en hiver. En revanche, concernant le volume de glace de mer, les deux simulations de contrôle ont un état moyen similaire (figure 5.1b).

Tout comme pour les simulations perturbées à basse résolution, suite à la réduction de la valeur de l'albédo de la glace de mer à celle de l'océan, la glace de mer disparaît totalement au cours des mois de juillet à octobre dans les simulations perturbées à haute résolution (figure 5.1a,b). La croissance de la glace de mer l'hiver suivant est également similaire aux simulations à basse résolution, avec un faible écart de la glace reformée relativement à l'état de contrôle en terme d'étendue (environ 5 % les deux années), et un écart plus important en terme de volume (40 % et 48 % les années 1 et 2, figure 5.1c,d). De juin à novembre, la perte d'étendue de glace de mer est la plus importante, et est légèrement inférieure dans les simulations à haute résolution qu'à celles à basse résolution, avec des différences d'environ 3 millions de kilomètres carrés (figure 5.1e). La perte de volume est en revanche très similaire dans les deux expériences (figure 5.1f), ce qui est cohérent avec des états moyens et des états perturbés similaires entre les deux expériences (figure 5.1a). Il est ainsi intéressant de remarquer que, si la perte d'étendue de glace nette pour le cas de l'expérience de sensibilité à haute résolution est plus faible que pour celle à basse résolution car basée sur un état moyen avec moins de glace (figure 5.1c), la perte de glace relativement aux simulations CTL respectives est toutefois identique dans les expériences LR1950 et HR1950 (100% en été et environ 5 % en hiver, figure 5.1c).

Les différences de perte de glace de mer entre l'expérience HR1950 et l'expérience LR1950 en terme de concentration et de volume sont illustrées spatialement sur la figure 5.2. Des valeurs positives indiquent une perte de glace supérieure dans le cas de la basse résolution par rapport au cas de la haute résolution. Les différences, pouvant aller jusqu'à 45 % de concentration de glace de mer et $0.4 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-2}$ de volume, sont les plus importantes dans les régions en bordure de glace où les différences des états moyens sont les plus prononcées. Les différences sont majoritairement positives, ce qui est cohérent avec une perte de glace de mer de moindre amplitude à haute résolution qu'en basse résolution, comme illustré sur la figure 5.1e,f.

Ces amplitudes correspondent aux différentes conditions de glace de mer entre les deux expériences. En plus d'affecter l'état moyen de la simulation de contrôle, constituant l'état initial pour les simulations perturbées, la modification de la résolution agit également sur la quantité perdue de glace de mer après perturbation, autrement dit sur les conditions de forçage de glace de mer que l'on souhaite tester.

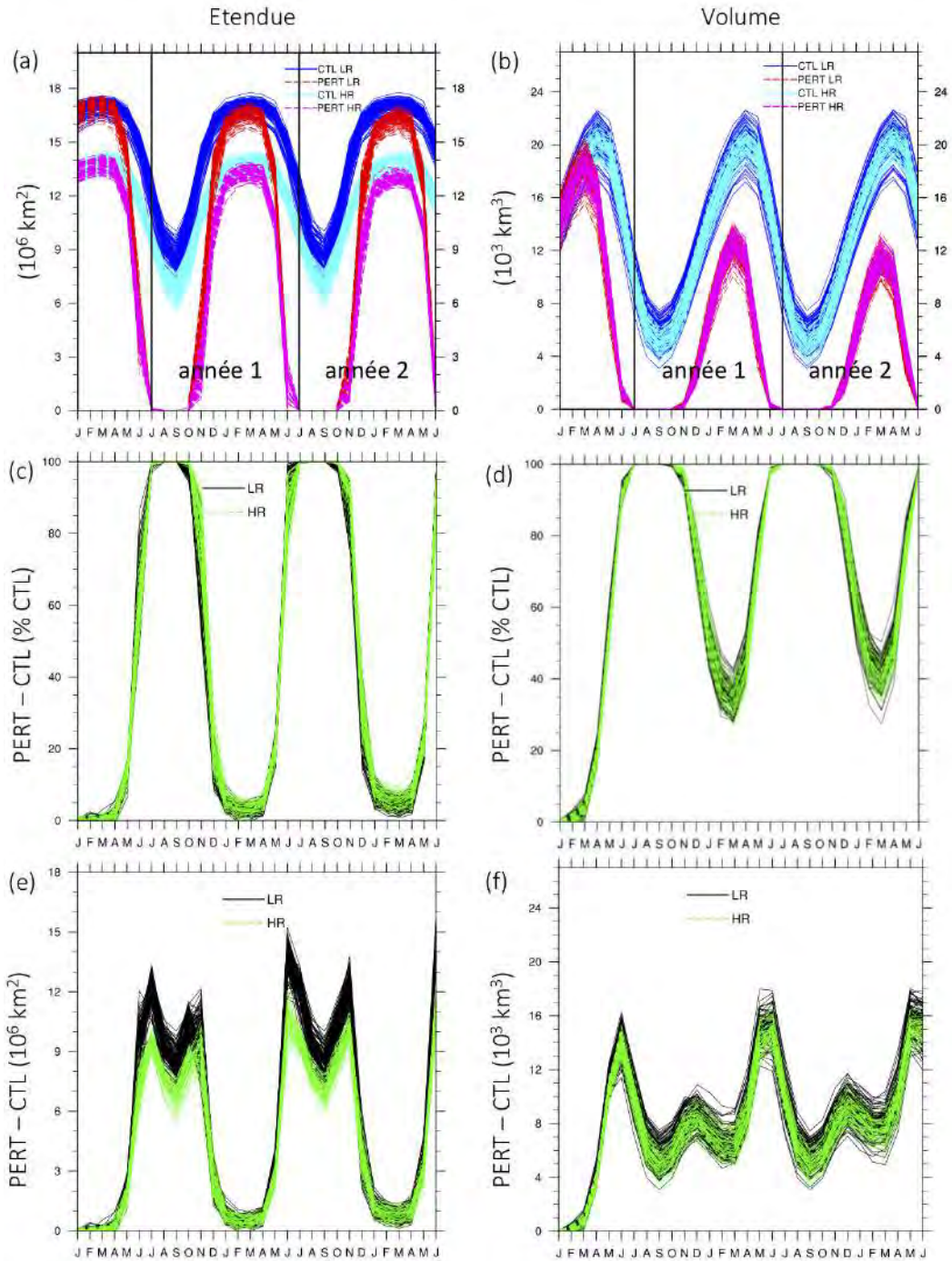


FIGURE 5.1 – Cycles saisonniers de l'étendue (a) et du volume (b) de la glace de mer arctique dans CTL (bleu pour LR1950, cyan pour HR1950) et PERT (rouge pour LR1950, magenta pour HR1950) pour les 200 membres (respectivement en million de km^2 et en millier de km^3). (c-d) Perte relative de glace de mer dans PERT par rapport à CTL (% , noir pour LR1950, vert pour HR1950). (e-f) Perte nette.

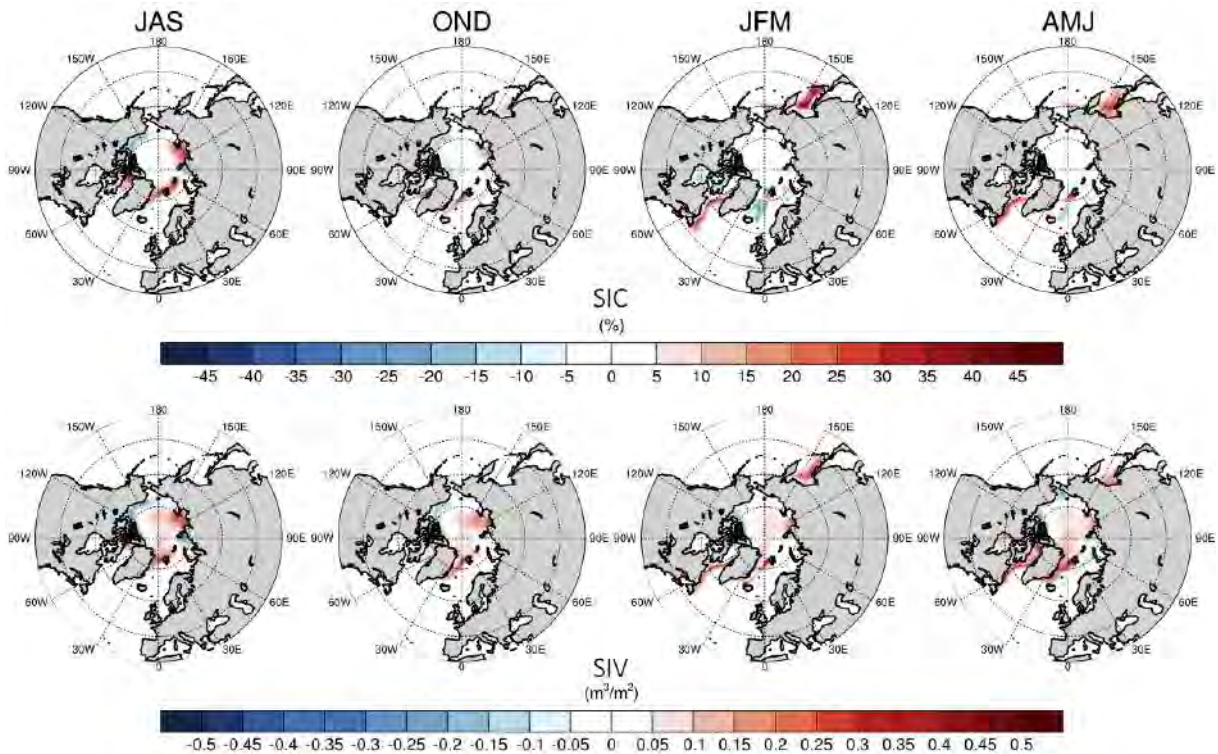


FIGURE 5.2 – Différences entre les pertes de glace de mer obtenues dans les simulations HR1950 et LR1950 (HR1950 - LR1950), pour la concentration de glace de mer (SIC) et pour le volume (SIV).

5.1.2 Effet de l'augmentation de la résolution sur la réponse atmosphérique

Pour analyser la réponse atmosphérique au déclin de la glace de mer de l'expérience de sensibilité à haute résolution HR1950 et la comparer avec celle de l'expérience à basse résolution LR1950 présentée dans le chapitre précédent, nous adoptons la même démarche et considérons un ensemble de (100×2) simulations perturbées. Celles-ci correspondent à la combinaison des deux années des 100 membres réalisés. Une description détaillée de la réponse de l'atmosphère au déclin de la glace de mer ayant été apportée dans le chapitre précédent, nous soulèverons ici les principaux effets de l'augmentation de la résolution sur cette réponse.

Variabilité de la réponse saisonnière

Nous avons souligné dans le chapitre précédent une plus forte variabilité de la réponse atmosphérique en saison hivernale, et donc une plus forte incertitude, avec des écarts-types inter-membres plus élevées sur les continents pour la température de surface de l'air (SAT), sur l'océan pour la pression au niveau de la mer (SLP), et plus fortes dans la stratosphère que dans la troposphère pour la vitesse du vent zonal (U) (figure 4.7). L'effet de l'augmentation de la résolution horizontale sur la variabilité de la réponse saisonnière

est illustré sur la figure 5.3 pour ces trois variables atmosphériques, en indiquant pour chaque variable la différence obtenue entre la variabilité de la réponse à haute résolution et la variabilité de la réponse à basse résolution.

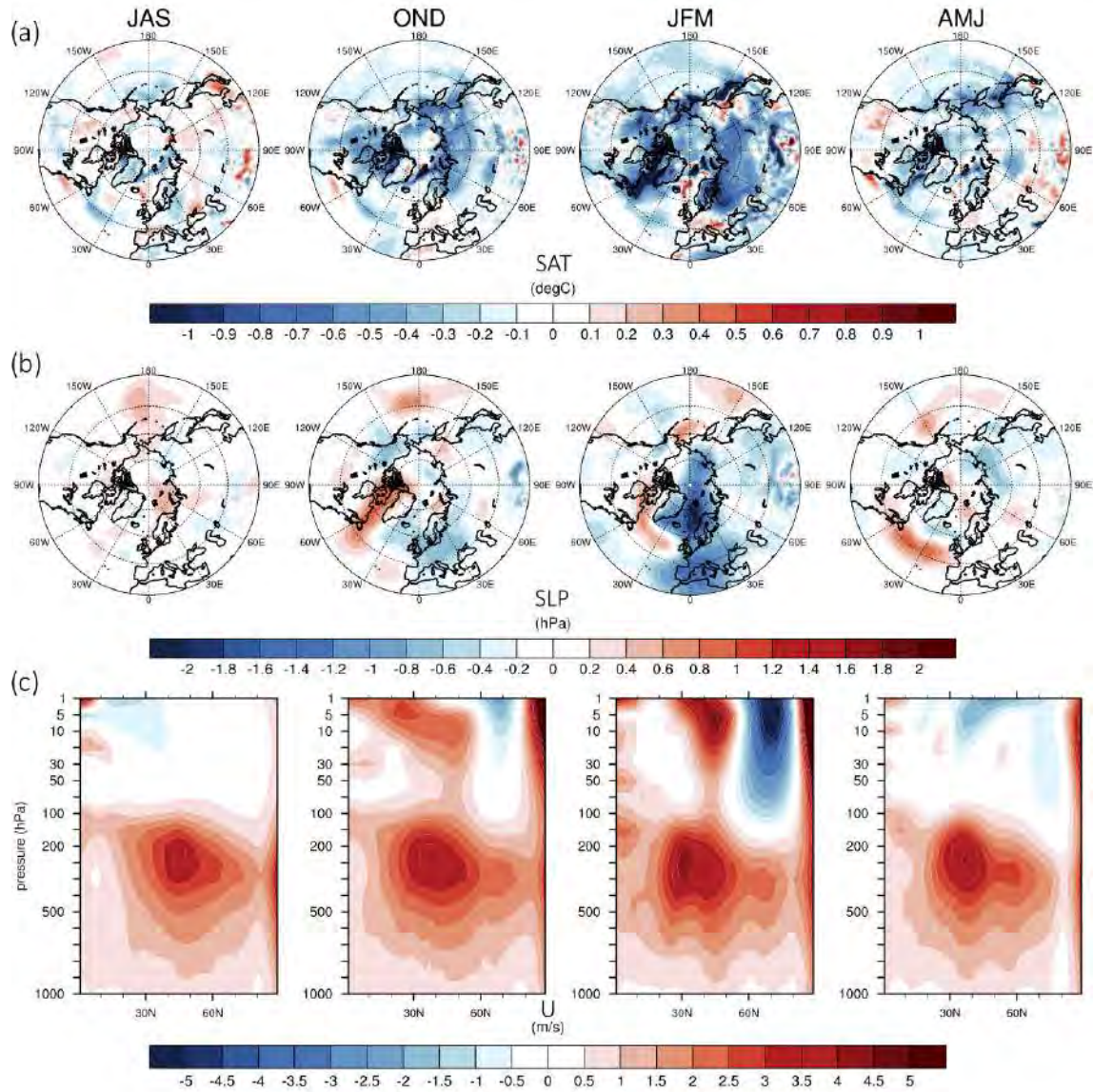


FIGURE 5.3 – Différences d'écart-type entre les réponses de HR1950 et de LR1950 (HR1950 - LR1950) pour (a) la température de surface de l'air (SAT, °C), (b) la pression au niveau de la mer (SLP, hPa), et (c) la moyenne zonale du vent zonal (U, m/s).

Avec une résolution plus fine, l'écart-type de la réponse de la SAT est essentiellement réduit en automne et en hiver, dans les zones de perte de glace de mer sur l'Océan Arctique, et jusqu'aux moyennes latitudes sur les continents (figure 5.3). Les différences entre la haute et la basse résolution peuvent atteindre la valeur de 1 °C, c'est-à-dire environ un cinquième de la variabilité de la réponse en basse résolution (figure 4.7). Concernant la SLP, la réponse est moins variable en hiver, dans l'Océan Arctique et également à

des latitudes plus basses jusqu'au sud de l'Europe (figure 5.3). Plus particulièrement, la différence entre la haute et la basse résolution peut atteindre jusqu'à 2 hPa dans les mers du Groenland, d'Islande, de Norvège et de Barents, soit environ deux neuvièmes de la variabilité à basse résolution (figure 4.7). La réponse de la moyenne zonale du vent zonal dans la troposphère est en revanche deux fois plus variable d'un membre à l'autre dans l'expérience à haute résolution que dans celle à basse résolution, quelle que soit la saison (figures 5.3 et 4.7). Dans la stratosphère, l'effet de la résolution est principalement visible sur le courant-jet de la nuit polaire (50°N-80°N) en hiver, avec une diminution de la variabilité de la réponse des vents de 5 m/s entre la haute et la basse résolution, soit une diminution de 25 % dans HR1950 (figure 5.3) par rapport à LR1950 (figure 4.7). Au coeur et à l'extérieur du courant-jet, la variabilité des vents augmente avec la haute résolution (figure 5.3).

De manière générale, lorsque la résolution augmente et que la variabilité de la simulation de contrôle diminue (chapitre 3, par exemple dans la stratosphère), la variabilité de la réponse atmosphérique diminue également. Lorsque la résolution augmente et que la variabilité de la simulation de contrôle augmente (chapitre 3, courant-jet troposphérique), la variabilité de la réponse augmente également. La variabilité de l'atmosphère dans la simulation de contrôle semble donc conditionner la variabilité de la réponse atmosphérique, et donc l'incertitude sur la réponse atmosphérique.

Dans la suite, nous nous intéressons à la réponse mensuelle de l'atmosphère de novembre à février dans l'expérience de sensibilité à haute résolution HR1950, et comparons les résultats à ceux de l'expérience à basse résolution LR1950 présentés dans le chapitre 4.

Evolution mensuelle de la moyenne zonale de la réponse atmosphérique

La moyenne zonale de la réponse de la température, de la hauteur du géopotential et du vent zonal dans la troposphère et dans la stratosphère est illustrée sur la figure 5.4a-c pour l'expérience à haute résolution. Cette figure est à comparer à la figure 4 de l'article du chapitre précédent, représentant le cas de la basse résolution. La différence du vent zonal entre les réponses à haute et basse résolution est également représentée séparément sur la figure 5.4d pour une meilleure visualisation. De manière générale, on peut constater que les réponses de ces trois variables sont très proches pour les deux résolutions du modèle, à la fois en terme de signe et d'amplitude. La haute résolution semble en revanche défavoriser le réchauffement de la colonne troposphérique tropicale qui est visible à basse résolution à 30°N, pour la moyenne zonale de la température et de la hauteur du géopotential, en novembre et en décembre. Cet effet est cohérent avec un réchauffement moins important des eaux de surface tropicales à haute résolution, diminuant la convection atmosphérique qui en résulte. En décembre, le réchauffement de la basse stratosphère polaire entre 200 hPa et 30 hPa est statistiquement significatif à haute résolution, ce qui n'était pas le cas à basse résolution.

5.1 Sensibilité de la réponse atmosphérique à la résolution horizontale

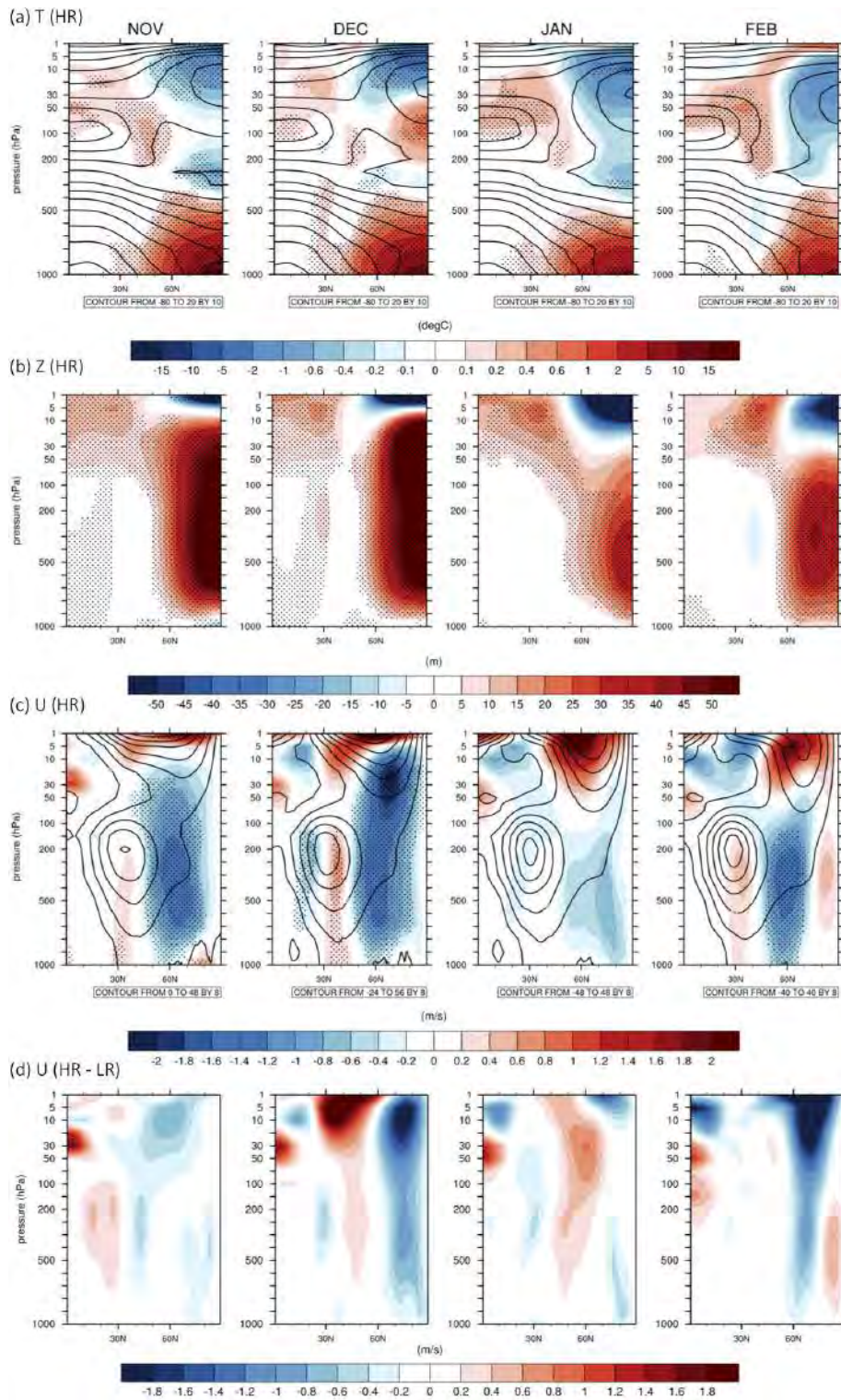


FIGURE 5.4 – Réponses mensuelles pour HR1950 de la moyenne zonale de (a) la température ($T, ^\circ\text{C}$), (b) la hauteur du géopotiel (Z, m) et (c) les vents zonaux ($U, \text{m/s}$) de novembre à février. Contours dans (a) : climatologie de CTL (intervalle : 10°C). Contours dans (c) : climatologie CTL (intervalle : 8 m/s). (d) Différence de la réponse des vents zonaux entre HR1950 et LR1950 ($\text{HR1950} - \text{LR1950}$) (m/s). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.

En novembre et décembre, lorsque l'atmosphère répond de manière plus intense à la perturbation de la glace de mer, la hauteur du géopotential au-dessus du pôle augmente plus fortement dans l'expérience de sensibilité HR1950 que dans LR1950, malgré une perte de glace de mer moindre en haute résolution. La réponse dans HR1950 est également plus forte en février dans la troposphère et dans la basse stratosphère polaire. De manière cohérente avec la hauteur du géopotential, l'amplitude de la réponse du vent zonal est elle aussi accentuée de novembre à décembre à la fois dans la troposphère et dans la stratosphère, particulièrement en décembre et en février (figure 5.4d). L'affaiblissement des vents d'ouest troposphériques au nord de 60°N est renforcé au cours de ces deux mois-là avec l'augmentation de la résolution. Le vortex polaire est également bien plus affaibli dans HR1950, et jusqu'à une altitude plus élevée. Le plus fort affaiblissement des vents d'ouest dans la stratosphère au niveau du courant-jet de la nuit polaire (50°N-80°N) à haute résolution, en décembre et en février, pourrait être lié à la plus faible variabilité à cet endroit dans la simulation de contrôle à haute résolution. Notons toutefois que les différences calculées entre les réponses à haute résolution et à basse résolution pour les trois variables ne sont pas statistiquement significatives, contrairement à ce qui pourrait être attendu suite aux différences entre les états moyens des simulations de contrôle.

Evolution mensuelle de la circulation et de la température proches de la surface

Les réponses de la SAT, de la SLP et de la hauteur du géopotential à 500 hPa sont représentées sur la figure 5.5 pour l'expérience de sensibilité à haute résolution. Cette figure est à comparer à la figure 6 de l'article dans le chapitre 4 correspondant à la basse résolution. Pour comparaison, les différences des réponses de ces variables obtenues entre la haute et la basse résolution sont illustrées sur la figure 5.6. L'amplification arctique en réponse au déclin de la glace de mer est légèrement moins importante dans le cas de l'expérience de sensibilité à haute résolution, avec une réponse de la SAT plus faible d'environ 2 °C au-dessus de la majorité de l'Océan Arctique de novembre à février. Cet effet est cohérent avec une plus faible quantité de glace de mer arctique perdue à haute résolution par rapport à la basse résolution.

Dans le chapitre 4, nous avons montré qu'à basse résolution le déclin de la glace de mer arctique induisait des anomalies significatives sur les continents avec un réchauffement presque sur tout l'hémisphère nord sauf en Asie centrale. A haute résolution, la réponse de la SAT sur les continents peut être jusqu'à 5°C plus faible, et particulièrement en février en Eurasie et en Amérique du Nord. Le refroidissement au sud de l'Asie centrale obtenu dans le cas de la basse résolution en novembre est présent également à haute résolution et s'étend plus vers le nord-est, ce qui est cohérent avec un décalage similaire de l'anomalie anticyclonique de SLP au sud de l'anticyclone de Sibérie. En décembre et janvier, le refroidissement en Asie centrale est moins étendu spatialement à haute résolution. En février en revanche, il est plus important d'environ 1°C et beaucoup plus étendu latitudinalement, ce qui est cohérent avec une réponse anticyclonique plus intense au-dessus de l'anticyclone de Sibérie lorsque la résolution est plus fine.

La réponse de la SLP dans l'expérience de sensibilité à haute résolution est très similaire à celle de l'expérience à basse résolution de novembre à janvier, mais elle est plus intense et plus significative statistiquement en février. Ce mois-là, la réponse à haute ré-

solution ressemble à la phase négative du NAM, avec des anomalies positives de pression au niveau de la dépression d'Islande, et des anomalies négatives dans l'Atlantique Nord et le Pacifique Nord. Les réponses de Z500 sont similaires les quatre mois pour les deux expériences de sensibilité, avec à nouveau une bonne corrélation avec la phase négative du NAM en février à haute résolution.

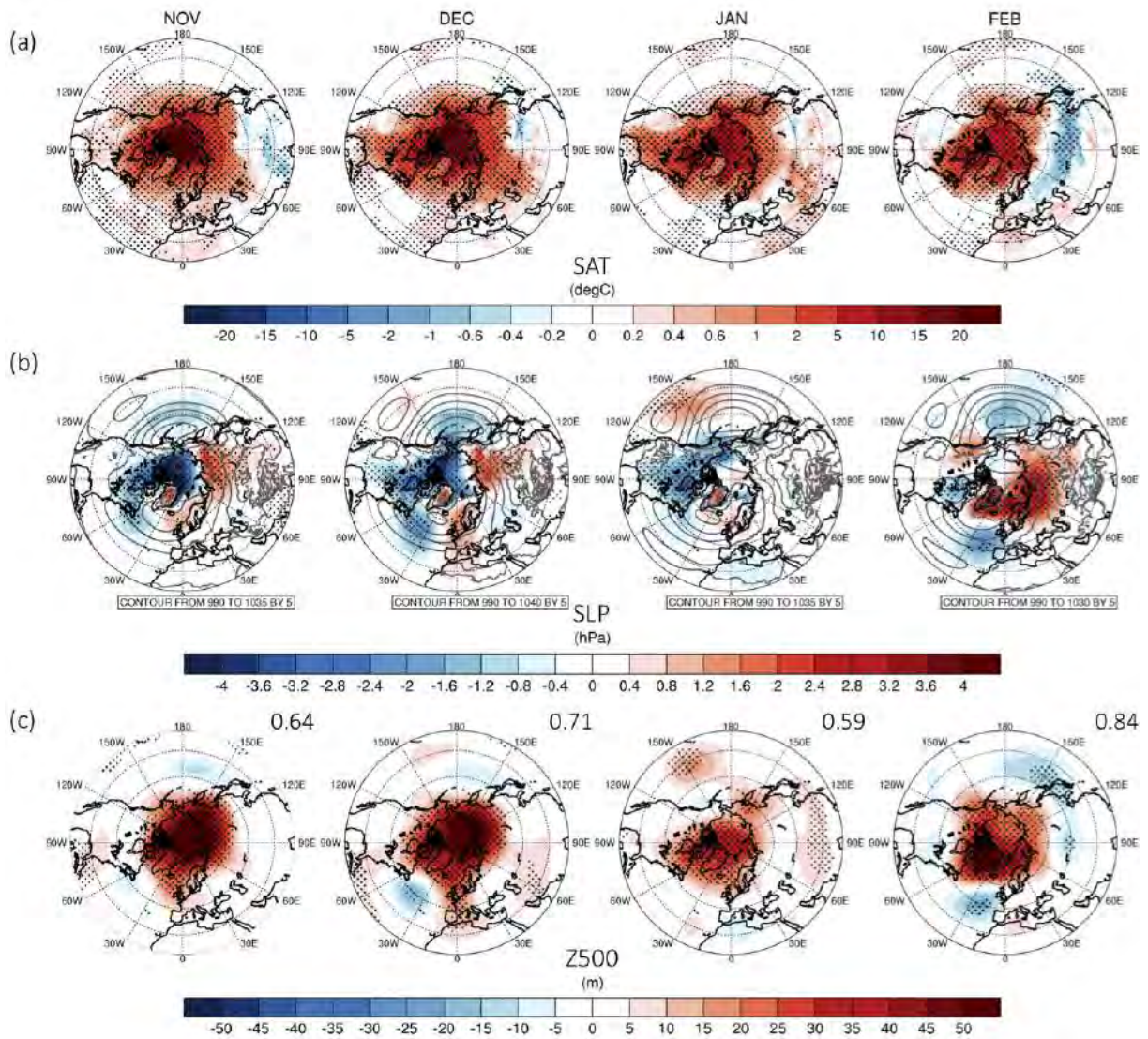


FIGURE 5.5 – Réponses mensuelles pour HR1950 de (a) la température de surface de l'air (SAT, °C), (b) la pression au niveau de la mer (SLP, hPa) et (c) la hauteur du géopotential (Z500, m). Contours dans (b) : climatologie de CTL (intervalle : 5 hPa). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.

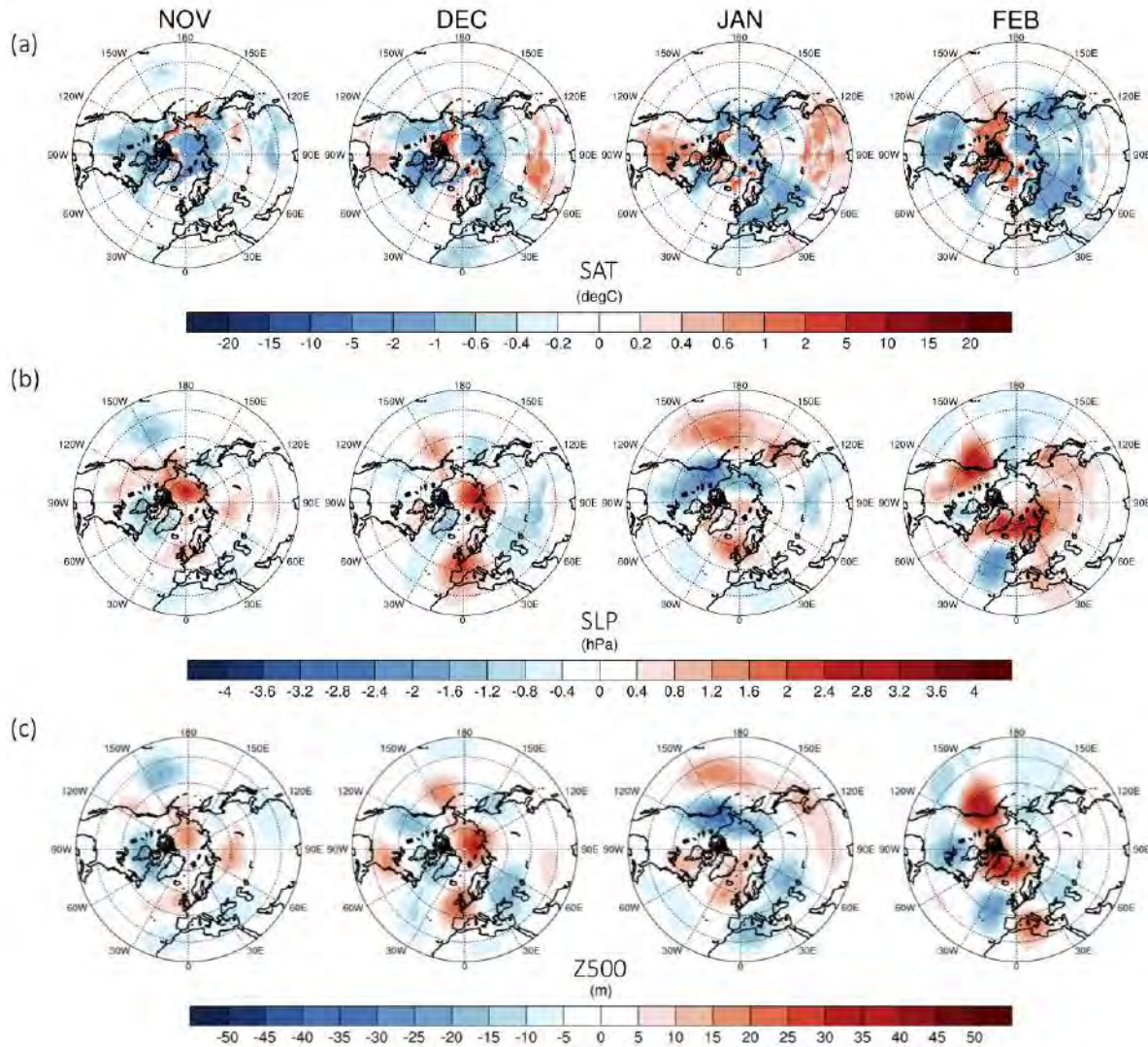


FIGURE 5.6 – Différence des réponses obtenues entre HR1950 et LR1950 pour (a) la SAT ($^{\circ}\text{C}$), (b) la SLP (hPa) et (c) Z500 (m). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.

Mécanismes de la réponse de la température de surface

Afin de mieux comprendre l'effet de la modification de la SLP sur la SAT continentale dans l'expérience de sensibilité à haute résolution, nous décomposons la SAT en une contribution dynamique et une contribution résiduelle due aux effets thermodynamiques, comme effectué dans le chapitre 4 dans le cas de la basse résolution. Nous nous limiterons cependant ici à l'approche globale (voir chapitre 2). Les deux contributions obtenues sont illustrées sur la figure 5.7a,b et sont à comparer avec la figure 5.7c,d, correspondant au cas de la basse résolution pour l'approche globale. Rappelons que la contribution dynamique correspond à la modification de la SAT suite aux changements de circulation, et la contribution résiduelle s'explique par des effets radiatifs locaux (neige, nuages, humidité)

et par l'advection de masses d'air océaniques.

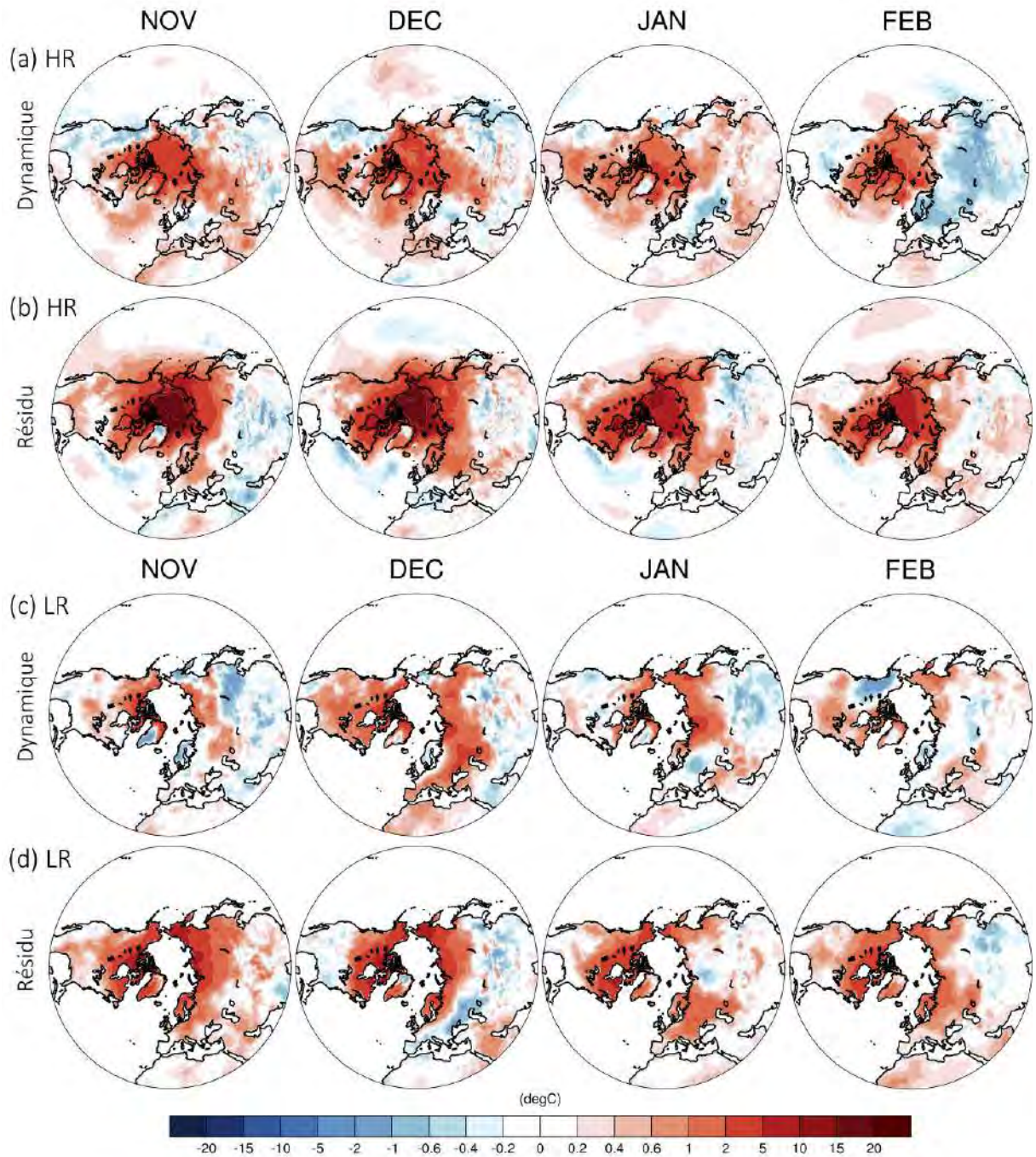


FIGURE 5.7 – Composantes (a) dynamique et (b) résiduelle de la réponse mensuelle de la SAT pour HR1950 (°C) et composantes (a) dynamique et (b) résiduelle de la réponse mensuelle de la SAT pour LR1950, calculées selon l'approche globale.

Comme pour le cas de la basse résolution, la composante résiduelle de la SAT domine la réponse du mois de novembre par rapport à la composante dynamique. Elle contribue majoritairement au réchauffement sur l'Amérique du Nord, l'Europe, la Sibérie, et cette

fois au refroidissement en Asie centrale. Dans cette région, le refroidissement obtenu en décembre à haute résolution résulte à la fois de l'effet de la modification de la circulation et des changements thermodynamiques locaux, tandis que l'effet thermodynamique est prépondérant dans le cas de la basse résolution. En janvier, le refroidissement en Asie centrale est dominé par l'effet thermodynamique à haute résolution contrairement à la basse résolution. Il est par contre largement expliqué par la modification de la circulation en février à haute résolution, tout comme la réponse totale de la SAT dans l'hémisphère nord. Ce mois-là, la composante dynamique de la SAT ressemble à la régression de la SAT sur la phase négative du NAM (voir figure 4.10 dans le chapitre précédent), ce qui est cohérent avec la réponse de la circulation atmosphérique qui possède également une très bonne corrélation avec le NAM à haute résolution (figures 5.5b,c).

Même si les modifications de la circulation sont similaires en haute et basse résolution en novembre et en décembre suite au déclin de la glace de mer, elles sont parfois suffisamment différentes entre les deux expériences de sensibilité pour obtenir des composantes dynamiques de la SAT de signe opposé, comme par exemple à l'ouest de l'Amérique du Nord en novembre/décembre et en Europe de l'est en décembre. Les composantes résiduelles diffèrent aussi dans certaines régions entre les deux résolutions : en Asie centrale en novembre comme mentionné précédemment, et également en janvier et février, et en Europe de l'est en décembre.

5.1.3 Effets combinés du nombre de membres et de la résolution

Nous avons vu que les réponses de l'atmosphère à haute et basse résolution sont très proches et leur différence d'amplitude non significative statistiquement en moyenne mensuelle, pour une moyenne d'ensemble réalisée avec 200 membres. Afin de caractériser la réponse atmosphérique, et l'influence de la résolution horizontale, avec un nombre de membre inférieur à 200, nous sélectionnons les 40, 80 et 120 premiers membres parmi les 200. Les différentes réponses obtenues en hiver pour la SAT et la SLP sont représentées respectivement sur les figures 5.8 et 5.9. Les réponses de la moyenne zonale du vent zonal en automne sont illustrées sur la figure 5.10. Nous nous intéressons à l'hiver (JFM) pour la SAT et la SLP car, cette saison étant sujette à une plus grande variabilité interne, il est intéressant de caractériser le nombre de membres nécessaire pour détecter une réponse robuste aux moyennes latitudes. Nous nous intéressons à l'automne (OND) pour le vent zonal car la réponse s'étend plus haut dans la stratosphère en cette saison.

Dans l'expérience de sensibilité à basse résolution, limiter le nombre de membres à 40, comme préconisé par le protocole PRIMAVERA, conduit à surestimer le refroidissement en Asie centrale de 1°C par rapport à la réponse obtenue avec 200 membres (figure 5.8a). Cela conduit également à un léger refroidissement en Europe de l'Ouest, et à un réchauffement en Europe de l'Est et en Amérique du Nord non significatif. On peut constater qu'augmenter le nombre de membres conduit à une diminution de l'intensité et de l'étendue spatiale du refroidissement obtenu en Asie centrale, et à augmenter l'intensité du réchauffement en Europe de l'Ouest et en Amérique du Nord. En revanche, le refroidissement en Asie centrale n'est pas statistiquement significatif avec 80 et 120 membres, ce qui montre que ce signal est fortement bruité et difficile à détecter à cause de l'effet de la variabilité interne.

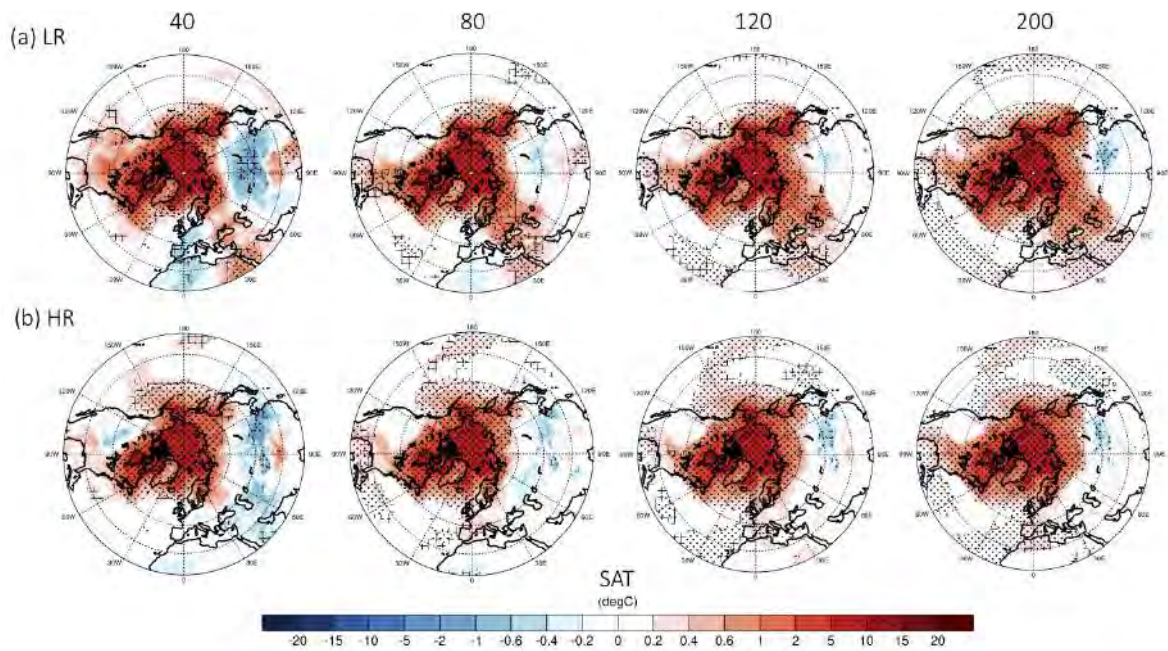


FIGURE 5.8 – Réponse de la température de surface de l’air (SAT) obtenue pour différentes combinaisons de membres (40, 80, 120 et 200), pour (a) LR1950 et (b) HR1950, en hiver (JFM). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l’approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$. Les hachures indiquent les zones qui ne sont plus significatives avec application du FDR.

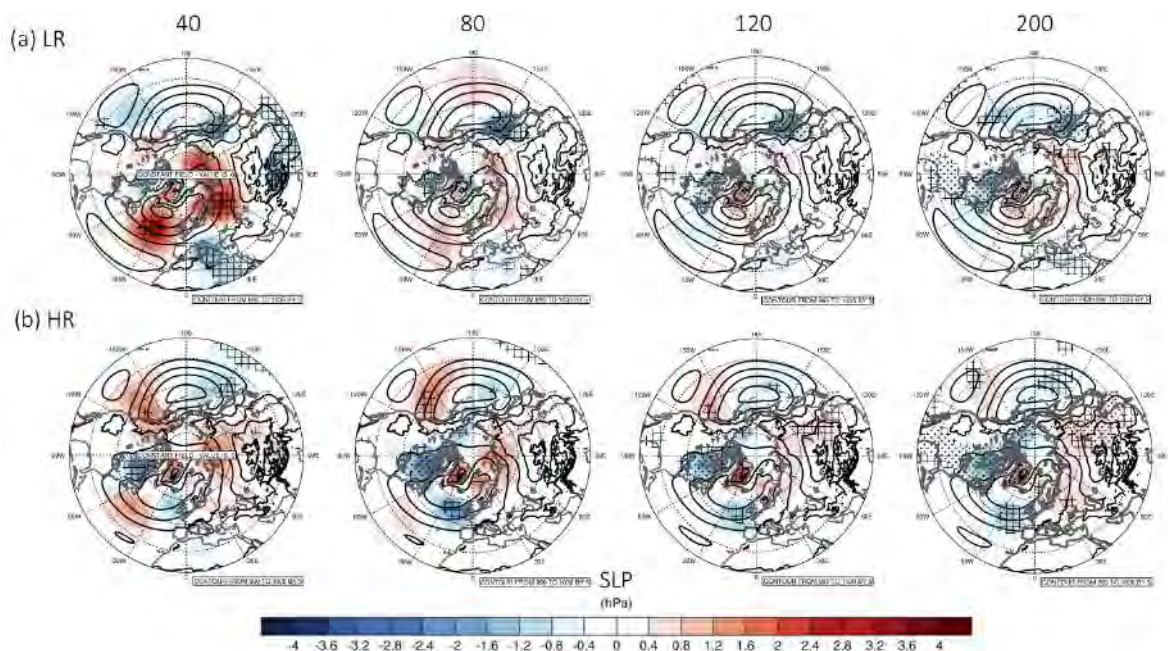


FIGURE 5.9 – Réponse de la pression au niveau de la mer (SLP) obtenue pour différentes combinaisons de membres (40, 80, 120 et 200), pour (a) LR1950 et (b) HR1950, en hiver (JFM). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l’approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$. Les hachures indiquent les zones qui ne sont plus significatives avec application du FDR.

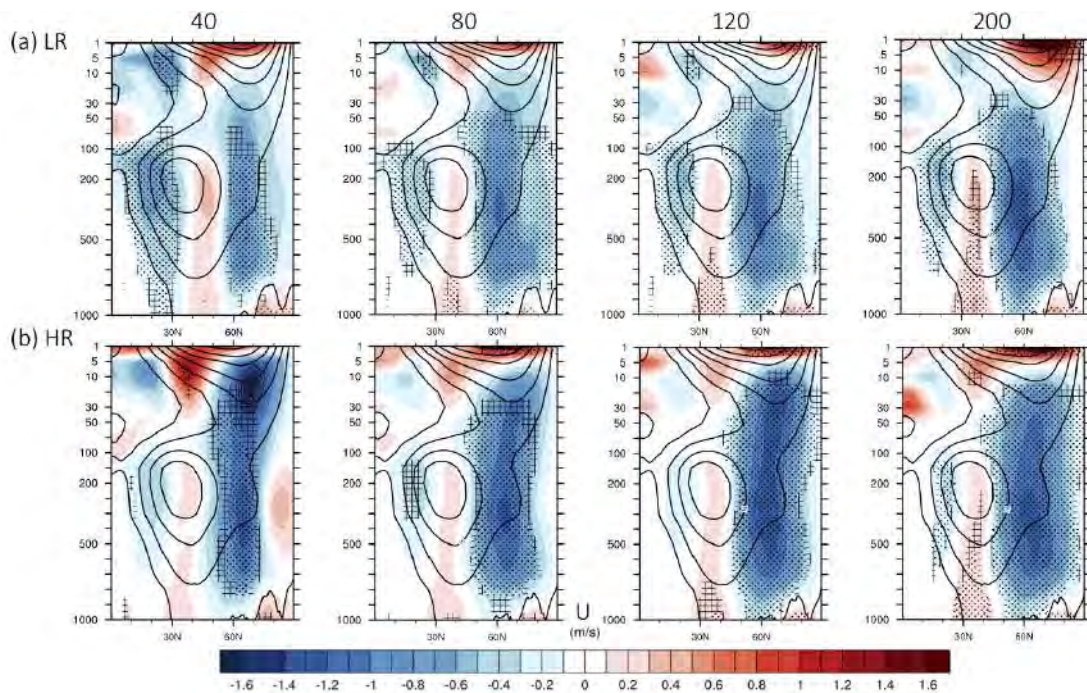


FIGURE 5.10 – Réponse de la moyenne zonale du vent zonal (U) obtenue pour différentes combinaisons de membres (40, 80, 120 et 200), pour (a) LR1950 et (b) HR1950, en automne (OND). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$. Les hachures indiquent les zones qui ne sont plus significatives avec application du FDR.

Concernant la SLP, limiter le nombre de membres à 40 conduit à une surestimation de la réponse anticyclonique dans l'Atlantique Nord et l'Eurasie arctique, par rapport aux cas avec 80, 120 et 200 membres (figure 5.9a). La significativité est cependant réduite lorsque l'approche FDR est appliquée, ce qui souligne par ailleurs la nécessité d'utiliser des tests statistiques appropriés pour caractériser correctement le signal et ne pas le surestimer. On peut remarquer que la réponse de la SLP d'hiver est très faible et difficilement discernable de la variabilité interne quel que soit le nombre de membres considéré.

Pour la réponse de la moyenne zonale du vent zonal, on peut remarquer que la considération d'un plus grand nombre de membres contribue essentiellement à augmenter l'intensité de l'affaiblissement du courant-jet sur sa partie nord (50°N - 80°N), ainsi qu'à l'étendre vers une plus haute altitude dans la basse stratosphère (figure 5.10a). Le renforcement de la partie supérieure du vortex polaire (au-delà de 10 hPa) est également plus prononcé lorsque le nombre de membres est augmenté.

Cette modification de la réponse en fonction du nombre de membres considérés est similaire à haute résolution. Pour la SAT, le refroidissement en Asie centrale est de nouveau réduit en intensité et en étendue spatiale lorsque le nombre de membres augmente à haute résolution (figure 5.8b). Le réchauffement en Europe de l'Est en hiver n'est en revanche pas obtenu dans les simulations à haute résolution quel que soit le nombre de membres. Ceci est cohérent avec les réponses de janvier et février décrites précédemment : le réchauffement dans cette région en janvier résultant des changements thermodynamiques

est contrebalancé par le refroidissement en février résultant des changements dynamiques. Les réponses de la SLP à haute et basse résolution se ressemblent uniquement avec 200 membres, avec des anomalies cycloniques significatives dans les deux cas dans l'est de l'Amérique du Nord, des anomalies anticycloniques significatives au niveau de l'anticyclone de Sibérie, et d'autres anomalies non significatives mais de même signe (figure 5.9b). Concernant la moyenne zonale du vent zonal, la haute résolution favorise un affaiblissement de la partie nord du courant-jet plus fort et plus haut dans la stratosphère par rapport à la basse résolution, quelque soit le nombre de membres (figure 5.10b). Cette fois-ci, l'affaiblissement est moindre lorsque le nombre de membres augmente, contrairement au cas de la basse résolution précédemment décrit.

Même si les réponses atmosphériques sont de manière générale très similaires entre la haute et la basse résolution pour différentes combinaisons de membres, une résolution plus fine semble favoriser une convergence plus rapide de la réponse pour certains cas : (i) le refroidissement en Asie centrale est significatif dès 120 membres à haute résolution et seulement avec 200 membres à basse résolution, et (ii) la réponse s'étend davantage dans la stratosphère à haute résolution quel que soit le nombre de membres. Nous avons par ailleurs vu qu'une limitation du nombre de membres à 40, comme préconisé par le protocole PRIMAVERA, conduisait à la fois à haute et basse résolution à surestimer en hiver le refroidissement en Asie centrale et à sous-estimer le réchauffement en Amérique du Nord. Cela conduit également à sous-estimer la réponse dans la stratosphère en automne, et à obtenir une réponse de la SLP indiscernable du bruit que représente la variabilité interne. Dans le cadre de PRIMAVERA, une comparaison des réponses atmosphériques avec le modèle ECMWF-IFS à haute et basse résolution a également été effectuée avec 40 membres. Les réponses de la pression au niveau de la mer et des précipitations en dehors de l'Arctique sont également peu significatives statistiquement avec ce modèle et pour les deux résolutions, tout comme les changements obtenus dans la stratosphère. 40 membres ne sont ainsi pas suffisants pour obtenir une réponse significative aux moyennes latitudes et dans la stratosphère, à la fois dans le modèle CNRM-CM6 et également dans le modèle ECMWF-IFS.

5.2 Modulation de la réponse atmosphérique par la phase de la QBO et sensibilité à la résolution horizontale

Dans cette section, nous nous intéressons à la façon dont la phase de la QBO dans l'état initial des membres peut affecter la réponse de l'atmosphère, dans les deux expériences de sensibilité à basse et haute résolution (LR1950 et HR1950). Pour cela, une analyse en composites est réalisée. Les membres initialisés avec un état caractérisé par la phase est de la QBO sont isolés de ceux initialisés avec la phase ouest, et les réponses atmosphériques correspondantes sont moyennées dans les deux cas. Comme mentionné dans le chapitre précédent (section 4.2.1), les phases est, neutre et ouest sont délimitées par les deux terciles des indices QBO calculés à partir des simulations de contrôle, à basse et haute résolution. Dans le cas de l'expérience de sensibilité à basse résolution, un total de 70 membres (années) est initialisé en phase est de la QBO, et le même nombre est obtenu

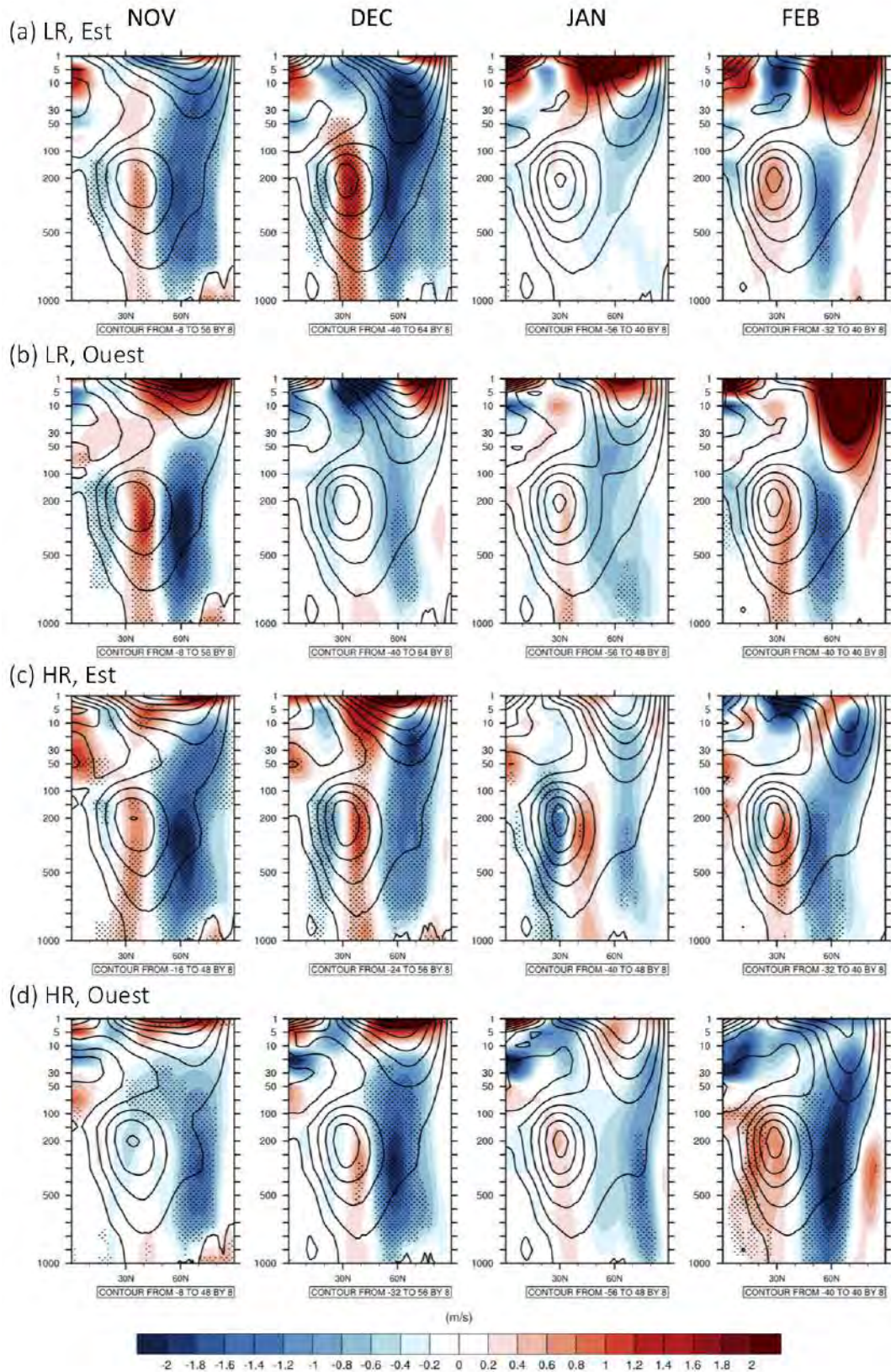


FIGURE 5.11 – Composites de la réponse de la moyenne zonale du vent zonal obtenus pour les phases est et les phases ouest de la QBO, pour LR1950 (a,b) et HR1950 (c,d). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.

pour la phase ouest. Dans le cas de la haute résolution, un total de 62 membres est initialisé en phase est et de 63 membres en phase ouest.

Les réponses de la moyenne zonale du vent zonal obtenues pour les membres initialisés en phase est et en phase ouest de la QBO sont illustrées sur la figure 5.11. A basse résolution la phase ouest privilégie en novembre un rétrécissement du courant-jet dans la troposphère plus intense que la phase est. A haute résolution, ce rétrécissement du courant-jet dans la troposphère est uniquement obtenu avec une initialisation en phase est, et l'affaiblissement des vents d'ouest au nord du courant-jet est également plus intense dans ce cas-là que lors d'une initialisation en phase ouest. Pour les deux résolutions, un affaiblissement significatif du vortex polaire en réponse au déclin de la glace de mer est favorisé en novembre et décembre par une QBO d'est, et ce jusqu'à 10 hPa. Ce résultat est en accord avec l'étude de [Labe et al. \(2019\)](#), qui a montré qu'un affaiblissement du vortex polaire était favorisé uniquement en phase est et que la réponse était confinée dans la troposphère lors de la phase ouest. Notons que cette étude utilise un modèle comportant une résolution atmosphérique horizontale proche de la version à basse résolution de CNRM-CM6 utilisée ici. Pour le cas de l'expérience de sensibilité à haute résolution, la réponse des vents obtenue n'est pas confinée dans la troposphère contrairement à la basse résolution. Même si l'affaiblissement significatif du vortex polaire est plus intense et s'étend plus haut dans la stratosphère lors d'une phase est de QBO, il atteint tout de même le vortex polaire jusqu'à 30 hPa lors d'une phase ouest. Ce résultat est cohérent avec le fait que la réponse totale, initialisée en phase neutre, soit plus intense dans la stratosphère à haute résolution qu'à basse résolution. En janvier, les réponses sont plus faibles et peu significatives quelle que soit la phase de la QBO, et particulièrement dans le cas de la basse résolution.

La modification de la circulation à 500 hPa selon la phase de la QBO et la résolution est en revanche plus difficilement discernable (figure 5.12). A basse résolution, la phase est de la QBO favorise une réponse ressemblant à la phase négative du NAM en décembre et en février. A haute résolution, les deux phases de QBO privilégient également une réponse de février semblable à la phase négative du NAM. L'effet est particulièrement visible lors de la phase ouest, avec un décalage vers le sud du courant-jet obtenu dans cas-là.

Les composites de la réponse de l'anomalie zonale de la hauteur du géopotential à 300 hPa selon la phase de la QBO (figure 5.13) sont cohérents avec les composites de la réponse des vents. Dans le cas d'une initialisation en QBO d'est, une interférence constructive significative entre l'onde planétaire ($k = 1$) forcée et l'onde climatologique est obtenue aux moyennes latitudes (entre 30°N et 50°N) en décembre et en janvier, pour l'expérience de sensibilité à basse résolution. Au contraire, dans le cas d'une initialisation en QBO d'ouest, aucune interférence constructive significative n'est obtenue. Ce résultat est en accord avec l'affaiblissement du vortex polaire obtenu dans le premier cas uniquement pour la basse résolution. A haute résolution, si une interférence destructive est obtenue en novembre dans le cas de la phase est de la QBO, elle devient toutefois constructive en décembre, ce qui est cohérent avec l'affaiblissement du vortex polaire. Lors de la phase ouest, une interférence constructive a lieu en novembre, et d'une amplitude moins importante que

celle qui est obtenue en décembre en phase est. Cet effet est cohérent avec un plus faible affaiblissement du vortex polaire en décembre lors d'une QBO initialisée en phase ouest, que lors d'une phase est, pour la haute résolution.

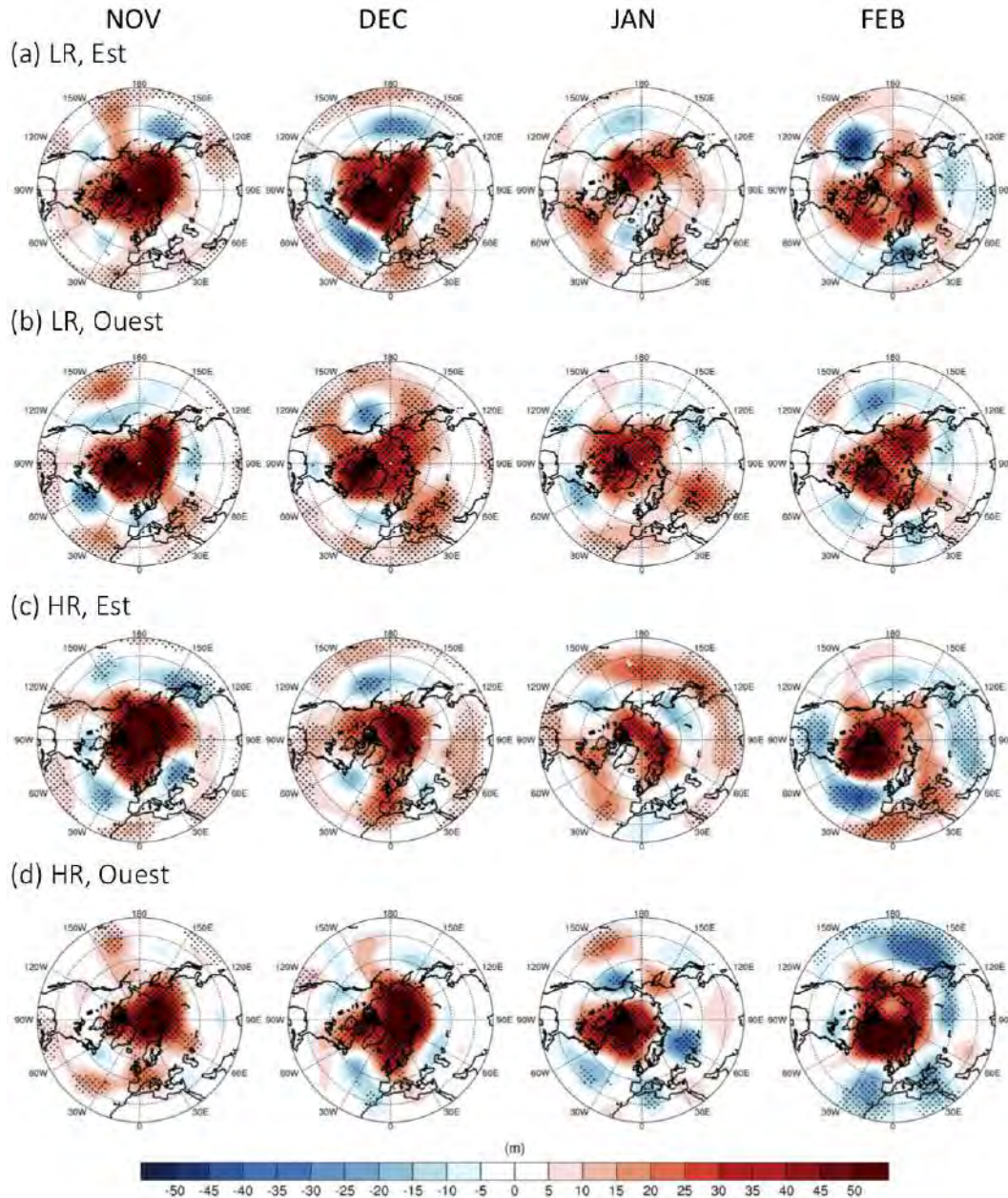


FIGURE 5.12 – Composites de la réponse de Z500 obtenus pour les phases est et les phases ouest de la QBO, pour LR1950 (a,b) et HR1950 (c,d). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.

L'impact de ces modifications de circulation sur la température de surface dans le modèle CNRM-CM6, suivant la phase de la QBO et suivant la résolution du modèle, est illustrée sur la figure 5.14. Dans l'expérience de sensibilité à basse résolution, les effets

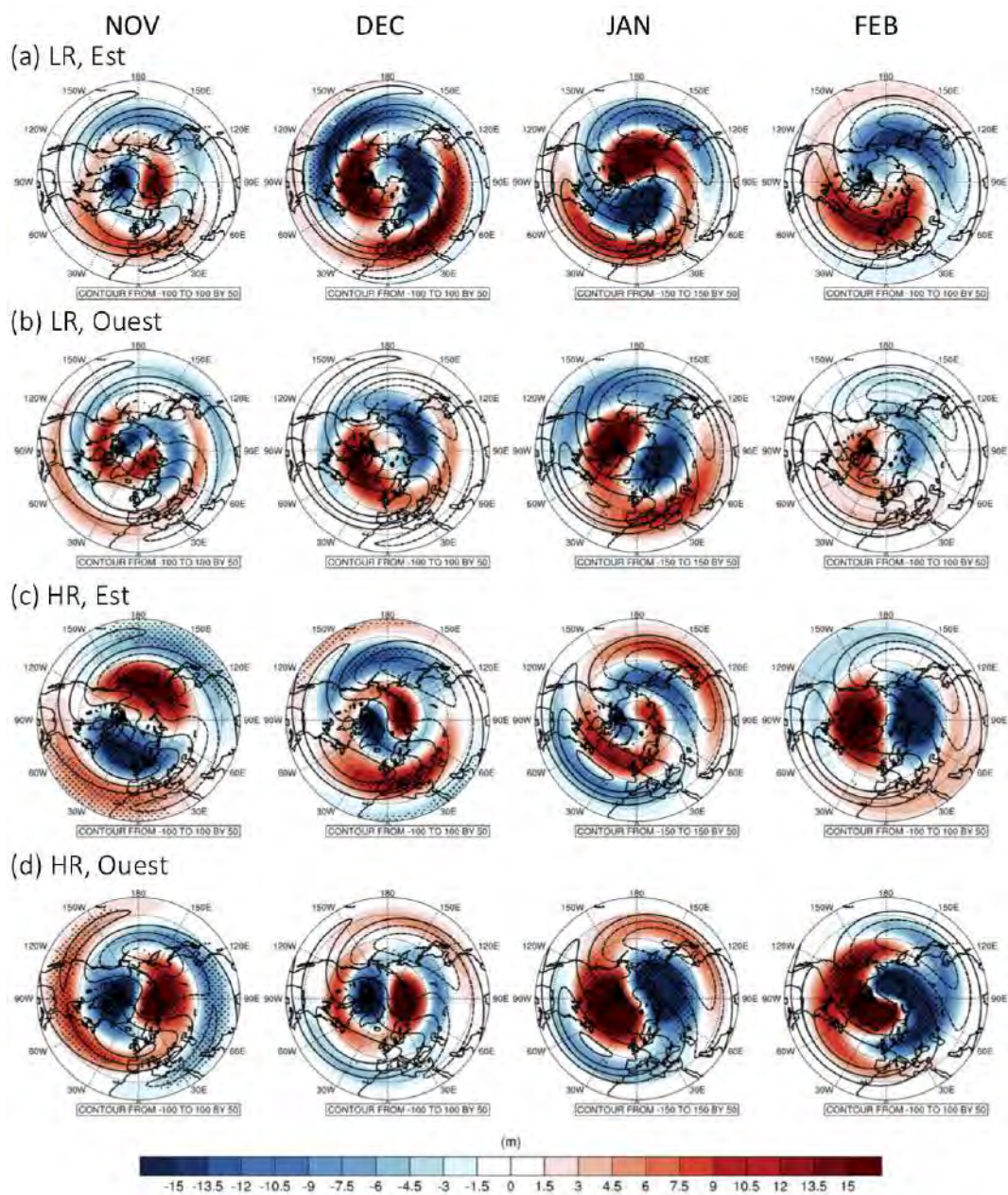


FIGURE 5.13 – Composites de la réponse des anomalies zonales de Z300 obtenus pour les phases est et les phases ouest de la QBO, pour LR1950 (a,b) et HR1950 (c,d). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l’approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.

des phases est et ouest de la QBO sont similaires de novembre à février, avec un réchauffement jusqu’aux moyennes latitudes de l’Amérique du Nord et sur une grande partie de l’Eurasie. Un refroidissement en Asie centrale est privilégié plutôt lors de la phase ouest de novembre à janvier, mais l’est plutôt lors de la phase est en février. Ce dernier effet est cohérent avec la réponse de la circulation à 500 hPa en février, qui ressemble particulièrement à la phase négative du NAM pour le cas de la QBO d’est. Dans l’expérience

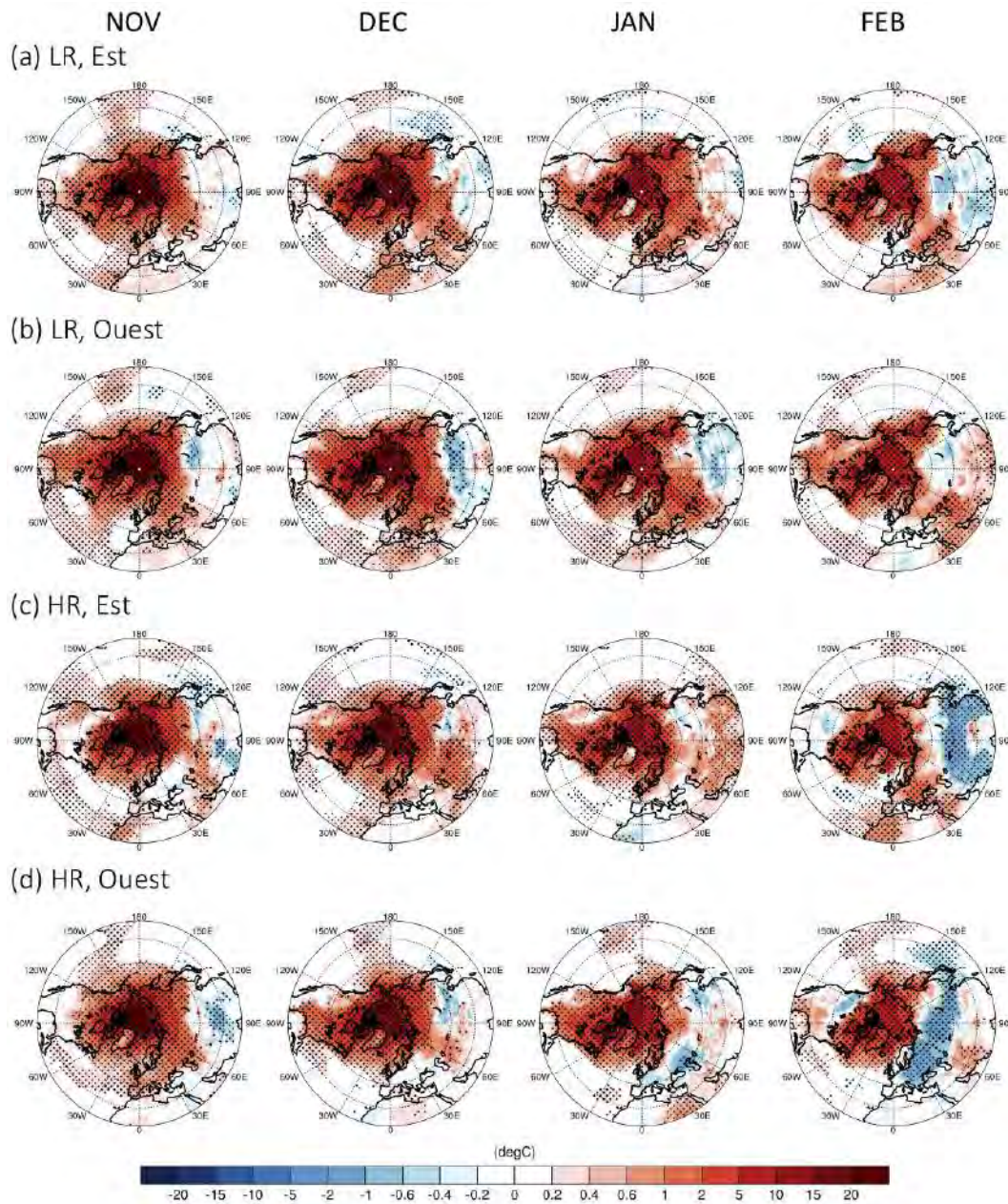


FIGURE 5.14 – Composites de la réponse de la SAT obtenus pour les phases est et les phases ouest de la QBO, pour LR1950 (a,b) et HR1950 (c,d). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.

de sensibilité à haute résolution, les réponses de la SAT sont plus variables d'un mois à l'autre pour les deux cas de QBO. La phase est de la QBO favorise à haute résolution un refroidissement en Asie centrale de plus forte amplitude et avec une plus grande étendue spatiale que dans le cas de la basse résolution. La phase ouest en haute résolution favorise un refroidissement encore plus étendu spatialement que lors de la phase est, et qui couvre l'ensemble de l'Eurasie. Ces résultats sont cohérents avec les réponses de la circulation à

500 hPa qui ressemblent fortement à la phase négative du NAM dans le cas de la haute résolution, et particulièrement avec une QBO initialisée en phase ouest.

En résumé, la phase est de la QBO favorise un affaiblissement du vortex polaire en janvier et en décembre dans l'expérience de sensibilité à basse résolution, tandis que pour la phase ouest l'affaiblissement des vents est restreint dans la troposphère. Avec une résolution plus fine, la phase ouest de la QBO favorise également un affaiblissement du vortex polaire, mais avec une amplitude plus faible que l'affaiblissement privilégié par la phase est. L'effet de la QBO dans le modèle à haute résolution sur la réponse atmosphérique au déclin de la glace de mer est ainsi moins évident et nécessiterait des expériences dédiées.

5.3 Sensibilité de la réponse atmosphérique à différents forçages externes

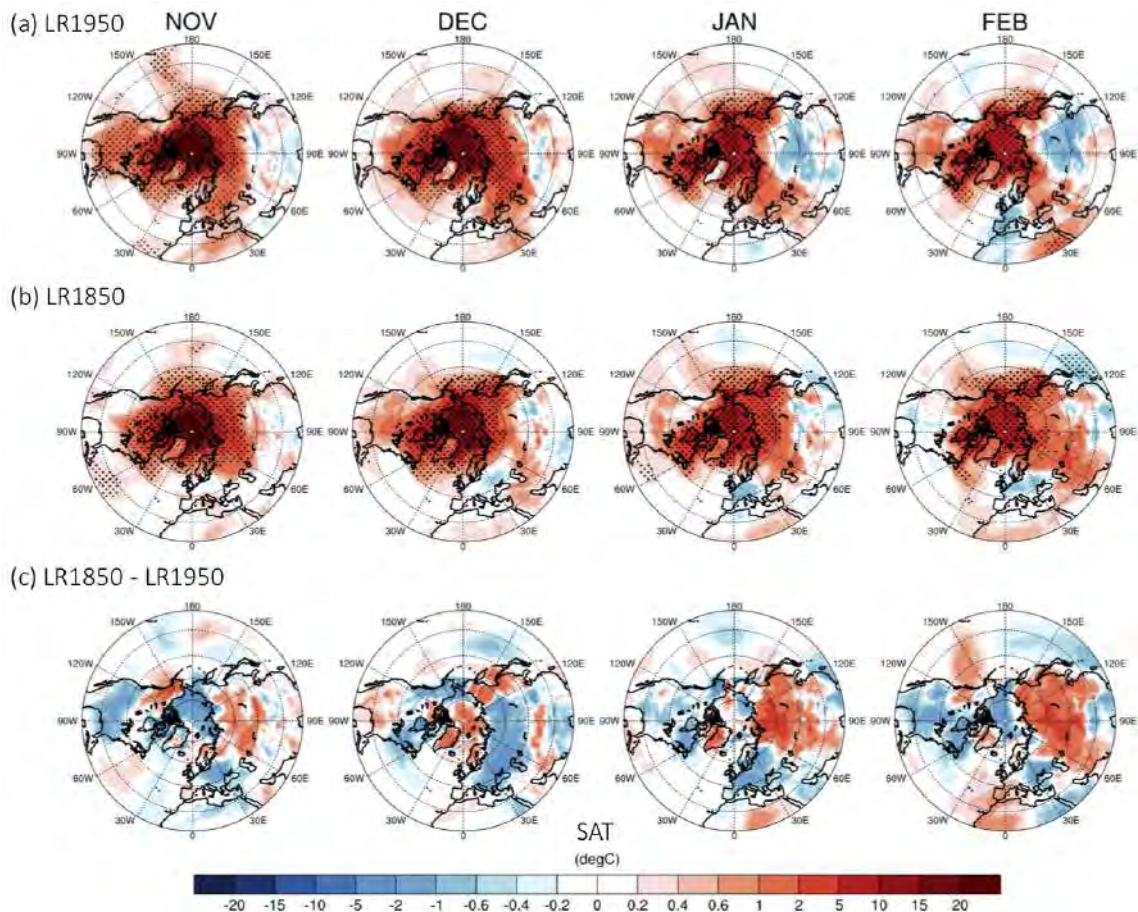


FIGURE 5.15 – Réponses mensuelles de la température de surface de l'air (SAT, °C) pour LR1850 (a) et LR1950 (b) avec 40 membres. (c) Différence entre ces réponses (°C). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.

Afin d'analyser l'impact sur la réponse atmosphérique de différents états moyens, gouvernés cette fois-ci par différentes conditions de forçages externes, nous comparons dans cette section les expériences de sensibilité LR1850 et LR1950. La première correspond à des conditions de forçages externes climatiques de l'année 1850 tandis que la seconde correspond à des conditions de l'année 1950 (voir le chapitre 3 pour une description détaillée des simulations de contrôle associées à ces expériences perturbées). LR1850 ayant été réalisée avec 40 membres, les 40 premiers membres de LR1950 sont sélectionnés pour effectuer la comparaison.

Les réponses mensuelles de la SAT sont illustrées sur la figure 5.15a,b pour les deux expériences de sensibilité. Les différences des réponses entre les deux expériences sont également représentées sur la figure 5.15c pour une comparaison plus précise. Mentionnons tout d'abord que la considération de 40 membres pour LR1950 conduit à une réponse mensuelle présentant quelques différences par rapport à la moyenne de la réponse réalisée sur 200 membres présentée dans le chapitre précédent (figure 6a, article). Avec 40 membres seulement, le refroidissement en Asie centrale n'est pas significatif les mois de décembre à février, ni les réchauffements en Amérique du Nord et en Europe. Les réponses de janvier et de février sont cohérentes avec la réponse moyennée de janvier à mars discutée dans la section 5.1.3 et illustrée sur la figure 5.8. Un état moyen correspondant à l'année 1850 conduit à une réponse de la SAT peu significative au niveau des moyennes latitudes. En novembre, l'amplification arctique résultant du déclin de la glace de mer est plus faible d'environ 2 °C dans le cas de l'expérience LR1850. L'amplification arctique est en revanche plus importante d'autant de degrés le mois suivant. Sur les continents, la réponse de la SAT est parfois plus grande dans le cas de LR1850 et parfois dans le cas de LR1950, suivant les régions et les mois. Les différences dans la réponse de la SAT obtenue entre les deux expériences de sensibilité ne sont cependant pas significatives lorsque l'approche FDR est appliquée.

Les réponses de la SLP (figure 5.16a,b) et de la moyenne zonale du vent zonal obtenues de novembre à février ne sont pas significatives, à la fois pour l'expérience de sensibilité LR1950 et pour LR1850. Seul le signal correspondant à une anomalie cyclonique de SLP au-dessus de l'Océan Arctique émerge de la variabilité interne en novembre, pour les deux expériences. Celui-ci est attendu suite au réchauffement et à la convection des masses d'air arctiques résultant du déclin de la glace de mer. Même si non significatives, les réponses de la SLP sont similaires la plupart des mois et des régions entre les deux expériences. Les différences des réponses entre les deux expériences ne sont donc pas non plus significatives au cours des quatre mois (figure 5.16c).

Les deux états moyens correspondant à des forçages externes de 1850 et de 1950 ne semblent donc pas affecter d'une manière différente la réponse de l'atmosphère au déclin de la glace de mer. Toutefois, nous avons vu pour le cas de l'expérience de sensibilité LR1950 que la réponse atmosphérique mensuelle est beaucoup plus robuste avec 200 membres qu'avec 40 membres. On pourrait ainsi s'attendre à des résultats différents pour une comparaison de LR1950 et LR1850 avec un nombre de membres plus élevé.

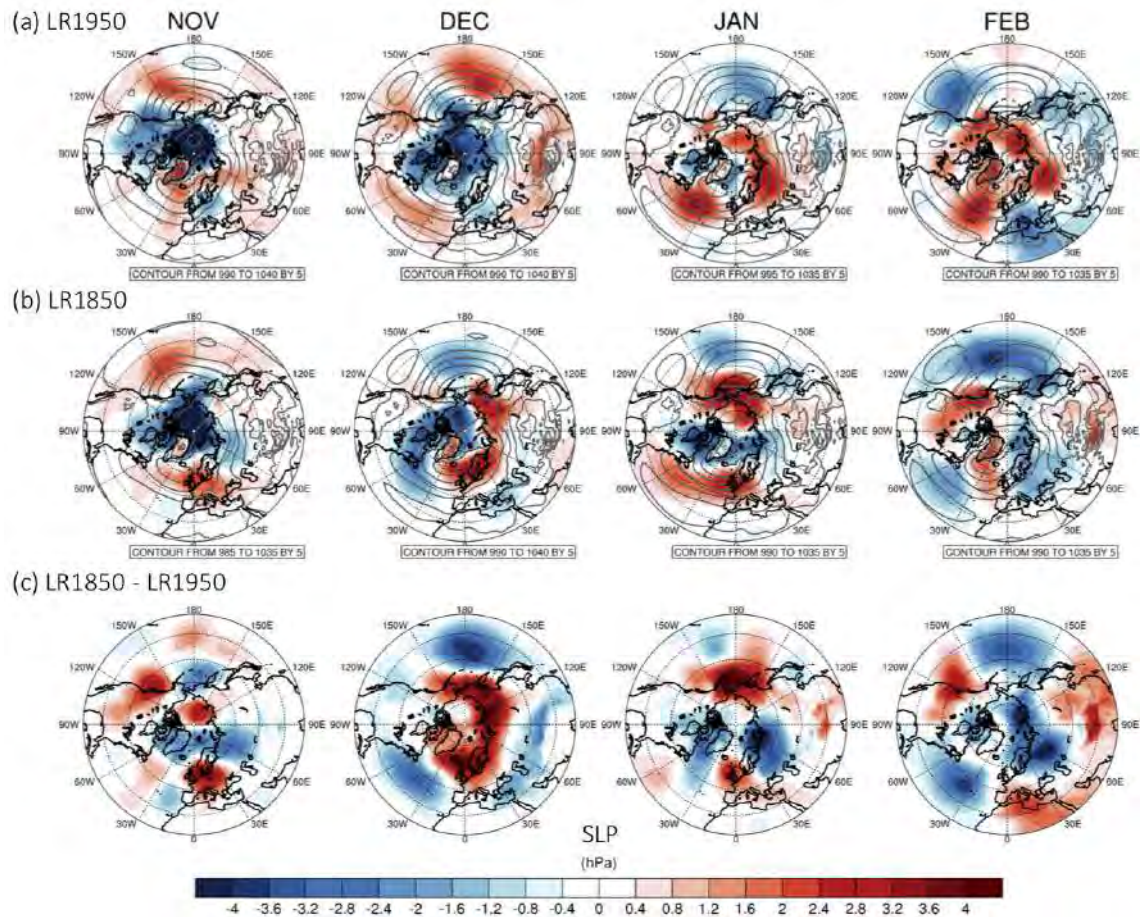


FIGURE 5.16 – Réponses mensuelles de la pression au niveau de la mer (SLP, hPa) pour LR1850 (a) et LR1950 (b) avec 40 membres. (c) Différence entre ces réponses (hPa). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l’approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.

5.4 Synthèse chapitre 5

Nous nous sommes intéressés dans ce chapitre à l’influence de l’état moyen sur la réponse de l’atmosphère au déclin de la glace de mer. L’expérience de sensibilité HR1950 (haute résolution) a été comparée avec LR1950 (basse résolution) afin d’analyser l’effet de l’augmentation de la résolution horizontale – et de la modification de l’état moyen et des conditions de la glace de mer qui en résultent – sur la réponse atmosphérique. Afin d’étudier la dépendance de la réponse à la phase de la QBO caractérisant l’état initial, des composites de la réponse ont ensuite été réalisés dans les expériences HR1950 et LR1950. Les expériences LR1850 et LR1950, correspondant à des états moyens avec des conditions de forçages externes climatiques différentes, ont également été comparées. Un résumé des principaux résultats répondant aux trois questions soulevées dans l’introduction est proposé ci-dessous.

Conclusions

1) La réponse atmosphérique de grande échelle au déclin de la glace de mer obtenue dans l'expérience de sensibilité à haute résolution est similaire à la réponse en basse résolution analysée dans le chapitre 4. Quelques différences peuvent toutefois être remarquées mais elles ne sont pas statistiquement significatives. L'augmentation de la résolution n'affecte donc pas de manière significative la réponse à grande échelle de l'atmosphère au déclin de la glace de mer, même lorsque l'on dispose du nombre de membres élevé de 200.

Lorsque l'on sélectionne des ensembles avec moins de membres (testé pour 40, 80 et 120 membres), les réponses atmosphériques restent de signes similaires entre les deux résolutions pour ces différentes combinaisons de membres. Toutefois, l'intensité et la significativité statistique de la réponse peuvent être affectées suivant le nombre de membres considérés. Ce résultat montre que la réponse est faible et difficile à détecter à cause du bruit que représente la variabilité interne. D'autre part, la haute résolution semble favoriser une convergence plus rapide de la réponse atmosphérique. Une réponse significative à haute résolution, avec moins de membres qu'en basse résolution, est par exemple obtenue dans la stratosphère, et en Asie centrale pour la température de surface. Il serait intéressant de quantifier plus précisément la convergence de la réponse atmosphérique suivant la résolution et le nombre de membres lors d'une analyse future.

2) La phase de la QBO de l'état initial affecte la réponse de l'atmosphère. Pour les deux expériences de sensibilité à basse et haute résolution, une QBO d'est favorise un affaiblissement du vortex polaire en réponse à la diminution de la glace de mer. En basse résolution, une QBO d'ouest favorise en revanche une réponse confinée dans la troposphère, de manière cohérente avec l'étude de [Labe et al. \(2019\)](#). A haute résolution toutefois, la réponse n'est pas confinée dans la troposphère lors d'une QBO ouest, et un affaiblissement du vortex polaire est également obtenu. La modulation de la réponse atmosphérique par la QBO à haute résolution semble donc moins évidente qu'à basse résolution. Pour mieux comprendre cet effet, des expériences dédiées à haute résolution et avec plus de membres seraient nécessaires.

3) Les réponses atmosphériques obtenues avec un ensemble de 40 membres pour les deux expériences de sensibilité LR1850 et LR1950, avec des forçages externes climatiques de l'année 1850 et de l'année 1950, sont cohérentes entre elles mais peu significatives. Les différents états moyens n'impactent ainsi pas la réponse de l'atmosphère de manière significative statistiquement. Des expériences de sensibilité additionnelles avec des forçages externes de l'année 1850 pourraient être utiles pour obtenir une réponse plus robuste, et éventuellement détecter un impact plus important sur la réponse lorsque les conditions des forçages externes sont modifiées.

Conclusion

L'augmentation des émissions de gaz à effet de serre depuis l'ère préindustrielle et celle projetée pour le futur a comme signatures notables en terme de températures : l'amplification arctique, le réchauffement de la haute troposphère tropicale ainsi que le refroidissement de la stratosphère. Toutefois, l'amplitude de ces anomalies de température dans les projections futures et l'implication en terme de variabilité globale du climat restent difficiles à expliquer, en raison notamment de l'interaction complexe qui subsiste entre les changements en surface et dans la haute atmosphère. Nous nous sommes intéressés à la contribution de l'amplification arctique dans les changements climatiques aux moyennes latitudes, et en particulier l'amplification arctique qui est due à la diminution de la quantité de glace de mer en Arctique. Les questions qui ont motivé l'intérêt de cette thèse sont celles-ci : comment le déclin de la glace de mer en Arctique affecte/affectera-t-il la circulation atmosphérique de grande échelle et le climat des moyennes latitudes ? Cet effet prédomine/prédominera-t-il par rapport aux autres composantes ? Les mécanismes permettant d'expliquer l'impact du déclin de la glace de mer arctique sur les moyennes latitudes sont encore incertains. Améliorer leur compréhension permettrait d'apporter de nouveaux éléments de réponse à la question de l'impact de ce déclin sur les moyennes latitudes au cours de la période récente – où les études observationnelles suggèrent un lien de corrélation entre le déclin de la glace de mer et un refroidissement des moyennes latitudes en hiver. La question se pose également pour la période future, où la glace de mer pourrait avoir totalement disparu d'ici la fin du siècle selon les projections climatiques réalisées avec le scénario RCP8.5 pour CMIP5. L'objectif de cette thèse a ainsi été d'étudier les mécanismes expliquant les impacts du déclin de la glace de mer arctique sur la circulation atmosphérique et sur le climat des moyennes latitudes.

Pour étudier ces mécanismes, l'effet du déclin de la glace de mer a été isolé grâce à des expériences de sensibilité dédiées, réalisées avec le modèle de climat couplé océan-atmosphère CNRM-CM6. Ce déclin a été simulé dans trois cas différents, grâce à une réduction de la valeur de l'albédo de la glace de mer à celle de l'océan : un premier cas avec la version basse résolution du modèle et des conditions climatiques fixées à l'année 1950, un deuxième cas avec la version haute résolution du modèle et les mêmes conditions climatiques, et un troisième cas avec la version basse résolution du modèle mais des conditions climatiques fixées à l'année 1850. Les conditions de glace de mer simulées correspondent à un cas idéalisé où la glace de mer disparaît de manière abrupte l'été et se reforme quasiment entièrement l'hiver. La réponse de l'atmosphère a été analysée les mois qui suivent la disparition de la glace de mer estivale, à la fin de l'automne, et au début de l'hiver, lorsque l'amplification arctique est maximale.

Synthèse des résultats

• Représentation de l'état moyen et des téléconnexions Arctique-moyennes latitudes dans le modèle de climat

Afin de mieux appréhender la réponse de l'atmosphère au forçage par la glace de mer, nous nous sommes d'abord focalisés sur la représentation de l'état moyen et de la variabilité interne dans le modèle en hiver. Nous avons analysé les trois simulations de contrôle servant d'initialisation aux simulations perturbées et les avons comparées aux réanalyses atmosphériques ERA-Interim et aux observations de concentration de glace de mer de la NSIDC. L'analyse suggère que l'augmentation de la résolution horizontale du modèle (dans l'océan et dans l'atmosphère) permet de simuler des conditions climatiques généralement plus réalistes, notamment en ce qui concerne la variabilité de l'étendue de la glace de mer arctique et la variabilité stratosphérique. A contrario, le modèle à basse résolution surestime ces variabilités, par rapport au modèle à haute résolution, et par rapport aux variabilités observées. Nous avons également constaté que les modifications des conditions de forçages externes (1950 vs 1850), avec la version basse résolution du modèle, impliquaient peu de différences en terme de variabilité simulée par rapport au changement de résolution horizontale. Ceci suggère que la variabilité du modèle CNRM-CM6 est particulièrement sensible à la résolution horizontale du modèle.

L'étude plus approfondie des téléconnexions Arctique - moyennes latitudes, liant la variabilité de la glace de mer arctique à la variabilité atmosphérique, a permis de confirmer que les liens de corrélation qui sont simulés entre la variabilité de la glace et celle de l'atmosphère sont cohérents avec ceux qui existent dans les observations (mêmes signes). De plus, en utilisant la méthode proposée par [Blackport *et al.* \(2019\)](#), nous avons montré, en accord avec l'étude citée précédemment, que la variabilité hivernale de l'atmosphère est essentiellement dominée par l'effet de la variabilité qui la précède plutôt que par l'effet de la variabilité de la glace de mer. Cela suggère notamment que l'influence de la glace de mer arctique sur l'atmosphère est difficile à détecter dans un système climatique où de multiples composantes interagissent, et justifie l'intérêt d'isoler cet effet dans des simulations numériques.

• Mécanismes de la réponse de l'atmosphère au déclin de la glace de mer arctique

Pour aborder la question des mécanismes de la réponse de l'atmosphère à la disparition de la glace de mer, nous nous sommes focalisés sur les expériences basées sur le modèle à basse résolution avec des conditions de forçages de 1950. Nous avons comparé les expériences perturbées (200 membres), avec la simulation de contrôle correspondante. Nous avons montré que l'amplification arctique résultant du déclin de la glace de mer était maximale en novembre, un mois après le maximum de perte de glace. Nous nous sommes alors focalisés sur la réponse de l'atmosphère de novembre à février, lorsque l'amplification arctique et les impacts aux moyennes latitudes sont les plus importants.

Nous nous sommes tout d'abord intéressés à la modification des températures moyennes

sur les continents, en nous focalisant sur trois régions des moyennes latitudes : l'Europe, l'Asie centrale et l'Amérique du Nord. Dans nos expériences, le déclin de la glace de mer arctique induit un réchauffement sur l'Europe et l'Amérique du Nord d'une part, et un refroidissement en Asie centrale d'autre part. Pour expliquer l'origine de ces changements de température, nous avons utilisé une méthode d'ajustement dynamique basée sur la reconstruction régionale d'analogues de circulation, pour séparer la réponse de la température en deux composantes : une composante dynamique et une composante thermodynamique/résiduelle. La première composante correspond aux changements de température dus aux changements de circulation atmosphérique. La deuxième composante est due aux changements thermodynamiques, ayant lieu sans changements de circulation. Ceux-ci résultent de l'advection d'air océanique provenant de l'Arctique ou des océans adjacents (par exemple air chaud dû à l'amplification polaire) et des modifications des conditions des surfaces continentales. Nous avons vu que l'impact des changements de dynamique sur la température pouvait parfois être masqué par les changements thermodynamiques qui s'opèrent. Le réchauffement obtenu sur une grande partie de l'hémisphère nord au moment du maximum de l'amplification arctique peut être expliqué par l'effet de l'advection des masses d'air chaud vers le sud provenant de l'Océan Arctique. En revanche, les mois suivants, l'augmentation des températures en Europe et en Amérique du Nord en réponse à la perte de glace de mer peut être expliquée par les deux composantes. En Asie centrale, le refroidissement induit par la fonte de la glace de mer est entièrement expliqué par les changements de circulation, liés à un renforcement de l'anticyclone de Sibérie et à des anomalies cycloniques au-dessus de la mer d'Okhotsk. La décomposition de la réponse de la température pourrait en partie permettre d'expliquer l'origine des différences qui existent d'une étude à l'autre concernant l'impact du déclin de la glace de mer sur les moyennes latitudes. Il a été suggéré que le refroidissement en Asie centrale pourrait être plus faible dans les expériences de sensibilité avec couplage océan-atmosphère que dans les expériences avec atmosphère forcée par l'océan, à cause d'une plus grande compensation par l'effet du réchauffement résiduel (Screen *et al.*, 2018b; Deser *et al.*, 2016a). Nos expériences suggèrent en revanche que le refroidissement obtenu dans cette région est dû aux changements de circulation et que la contribution d'un réchauffement résiduel est négligeable.

Dans un second temps, nous nous sommes focalisés sur la réponse dynamique de grande échelle dans l'atmosphère. Les impacts sur la circulation dans la troposphère sont les plus intenses au cours des mois de novembre et de décembre, lorsque l'amplification arctique est maximale. De manière cohérente avec la réduction du gradient méridien de température et la relation du vent thermique, un affaiblissement des vents d'ouest est obtenu dans la troposphère à la fin de l'automne (partie nord du courant-jet subtropical) ainsi qu'une intensification du cœur du courant-jet. Ce résultat a également été suggéré dans de nombreuses autres études, à la fois basées sur des expériences où l'atmosphère est forcée ou dans le cas d'expériences couplées océan-atmosphère. Un affaiblissement est également obtenu sur la partie sud du courant-jet subtropical. La réponse des vents dans l'hémisphère nord peut donc être interprétée comme un rétrécissement du courant-jet subtropical.

La partie inférieure du vortex polaire est également affaiblie le mois qui suit le maximum de l'amplification arctique (décembre). En utilisant un diagnostic caractérisant l'in-

teraction ondes/flux moyen et permettant de mettre en évidence la propagation verticale des ondes planétaires, nous avons montré que cette propagation verticale des ondes planétaires au niveau des moyennes latitudes était amplifiée jusque dans la partie basse de la stratosphère, de manière cohérente avec l'affaiblissement du vortex polaire obtenu dans cette zone. Cette réponse a été obtenue par plusieurs autres études basées sur des modèles résolvant la stratosphère, cependant le mois durant lequel elle est obtenue peut différer d'une étude à l'autre (e.g. Peings et Magnusdottir 2014; Kim *et al.* 2014; Sun *et al.* 2015). Ceci pourrait notamment s'expliquer par des différences dans les protocoles adoptés et sur le mois où l'amplification arctique est maximale, ou par exemple par des différences dans la représentation de la stratosphère entre les modèles. Nous avons montré que cet affaiblissement est trop faible pour modifier la fréquence d'occurrence des réchauffements stratosphériques soudains, en accord avec l'étude de Wu et Smith (2016). Cette faible réponse du vortex polaire stratosphérique est également expliquée par une faible interférence constructive entre l'onde forcée et l'onde climatologique. Par ailleurs, l'analyse suggère que la stratosphère joue un rôle minimal dans l'évolution de la réponse dans la troposphère et à la surface les mois suivants.

L'analyse des températures extrêmes a révélé le même comportement que pour la température moyenne, avec des automne/hiver moins sévères sur l'Europe et l'Amérique du Nord mais plus sévères sur l'Asie centrale. La variabilité de la température est quant à elle moindre presque partout au nord de 40°N. Ceci est en accord avec l'étude Schneider *et al.* (2015), mais va à l'encontre de l'hypothèse de Francis et Vavrus (2012) qui suggéraient que l'amplification arctique observée au cours des trois décennies de 1979 à 2010 pouvait être à l'origine de l'augmentation d'événements extrêmes aux moyennes latitudes. Nous avons par ailleurs montré que dans le modèle CNRM-CM6, la perte de glace de mer en Arctique a peu d'impact sur la sinuosité du courant-jet, mais le lien entre sinuosité et extrêmes dans le modèle reste mal compris et fera l'objet d'analyses futures.

• Influence de l'état moyen sur la réponse atmosphérique : effets de la résolution horizontale du modèle et des forçages externes

Nous nous sommes ensuite intéressés à l'influence de l'état moyen sur la réponse de l'atmosphère au déclin de la glace de mer arctique dans deux cas différents : lorsque la résolution horizontale du modèle est augmentée, et lorsque les forçages externes sont changés à ceux de l'année 1850. Nous avons tout d'abord montré qu'une résolution plus fine n'impactait pas de manière significative la réponse atmosphérique obtenue à grande échelle, dans le cas de 200 membres. Lorsque que l'on réduit le nombre de membres à la fois dans l'expérience à basse résolution et celle à haute résolution (en prenant par exemple 40, 80 ou 120 membres), on peut remarquer de façon attendue une diminution de la significativité statistique des réponses pour plusieurs variables atmosphériques. Ceci est particulièrement le cas pour la pression au niveau de la mer en hiver, lorsque la variabilité interne est la plus importante. Ce résultat témoigne de la faible ampleur de la réponse par rapport à la variabilité interne, ce qui la rend difficile à détecter. D'autre part, l'analyse semble révéler une convergence plus rapide de la réponse atmosphérique avec la version haute résolution du modèle.

L'analyse de l'influence des forçages externes sur la réponse atmosphérique n'a éga-

lement pas révélé de différences significatives à l'échelle mensuelle. Même si celle-ci était basée sur un ensemble limité à 40 simulations perturbées, ceci montre que la réponse de l'atmosphère pourrait être peu dépendante de l'état moyen, entre des conditions de 1850 et de 1950.

Perspectives

De nombreuses perspectives se dégagent de ce travail. La première pourrait concerner l'interaction troposphère-stratosphère dans l'établissement de la circulation en réponse au déclin de la glace de mer arctique. L'expérience de sensibilité qui a été analysée a été réalisée avec un modèle où la troposphère est couplée à la stratosphère. Cette configuration ne nous permet donc pas de conclure sur la nécessité du couplage pour le développement de la réponse, ni sur l'importance relative de ce rôle par rapport aux processus troposphériques seuls. Ces effets seraient intéressants à quantifier dans ce modèle, par exemple à la manière de Wu et Smith (2016) ou Zhang *et al.* (2018), en isolant l'effet troposphérique avec un rappel des conditions de la stratosphère vers des conditions de référence. Par ailleurs, nous nous sommes intéressés à l'effet de l'augmentation de résolution horizontale du modèle sur la réponse atmosphérique. Une autre perspective envisageable serait également d'étudier l'influence de la résolution atmosphérique verticale sur les réponses stratosphériques et troposphériques.

Les simulations idéalisées analysées dans cette thèse pourraient également être comparées à celles réalisées dans le cadre du projet coordonné PAMIP¹ et du projet européen APPLICATE dans lequel s'inscrit cette thèse. Nous avons analysé en particulier des simulations PAMIP où l'atmosphère est forcée par des conditions de concentration de glace de mer en Arctique correspondant à un réchauffement global de 2°C et nous les avons comparées à une simulation de contrôle où la SST et la glace imposées sont celles de la période actuelle (Smith *et al.*, 2019). Dans ces expériences PAMIP, le déclin de la glace de mer en été et en automne est de plus faible amplitude que celui que nous avons obtenu dans nos expériences et est plus réaliste (figure 5.17a). En hiver, la perte de glace est comparable (voire plus forte dans PAMIP dans certaines régions). L'amplification arctique dans ces expériences PAMIP est plus faible que celle obtenue dans nos expériences couplées à cause du plus faible forçage. La réponse du vent zonal est par contre comparable en moyenne saisonnière en terme d'amplitude et elle se caractérise par un décalage vers le sud du courant-jet polaire. Les différences sont cependant notables lorsque l'on compare la réponse mois par mois (figure 5.17b). Une comparaison plus approfondie des réponses atmosphériques obtenues dans ce cadre, avec celles que nous avons présenté dans le chapitre 4, pourrait permettre notamment d'aborder la question de l'influence du couplage océan-atmosphère sur cette réponse. D'autres expériences PAMIP ont par ailleurs été réalisées au cours de cette thèse, notamment pour identifier le rôle des anomalies régionales de glace, ou pour séparer l'influence du réchauffement global de SST de celui du déclin de la glace. L'analyse de ces expériences fera l'objet d'une étude future.

Un effet qui pourrait particulièrement affecter (et biaiser) la réponse de la circulation

1. <http://www.cesm.ucar.edu/projects/CMIP6/PAMIP/>

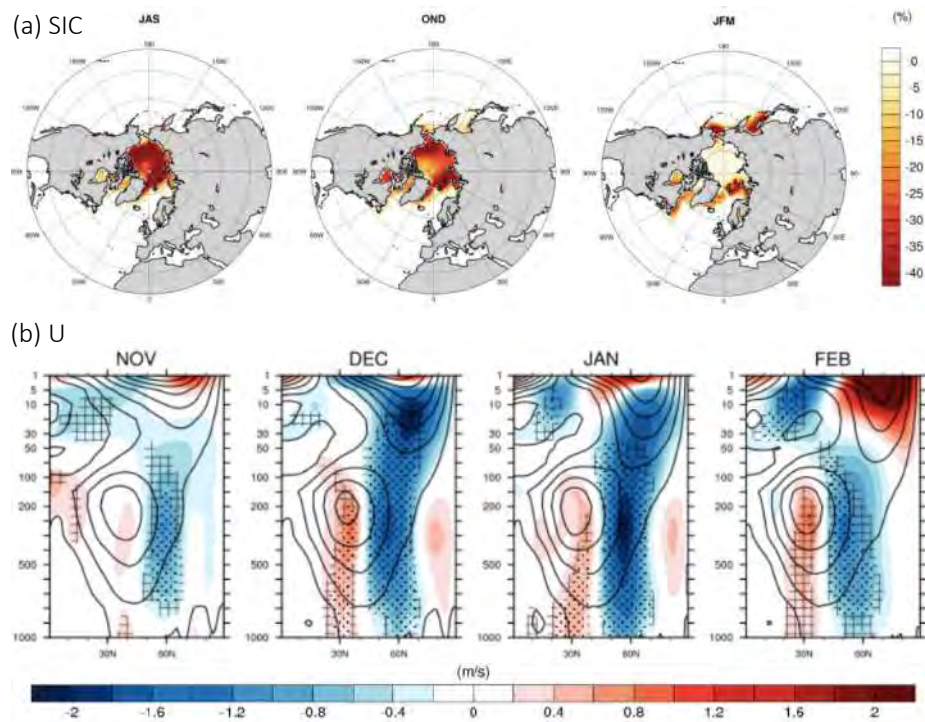


FIGURE 5.17 – (a) Perte de la glace de mer en Arctique dans les expériences de sensibilité PAMIP réalisées, pour les saisons JAS, OND et JFM (%). (b) Réponse mensuelle de la moyenne zonale du vent zonal dans ces expériences avec 200 membres (m/s).

est notamment celui de la QBO lors de l'initialisation des simulations perturbées. Dans notre étude, les simulations perturbées sont initialisées en moyenne en phase neutre donc la réponse atmosphérique que l'on obtient ne résulte pas d'une initialisation particulière de la QBO. En revanche, grâce à la réalisation de composites de la réponse, nous avons vu que la phase de la QBO pouvait moduler la réponse, notamment dans la stratosphère, comme le suggère également l'étude de [Labe et al. \(2019\)](#). Un affaiblissement du vortex polaire est privilégié par une phase est, tandis que la réponse est plutôt confinée dans la troposphère lors de la phase ouest. Des expériences numériques sont notamment en cours dans le cadre du projet PAMIP pour mieux comprendre l'impact de la QBO sur la réponse atmosphérique des moyennes et hautes latitudes. Un ensemble de 200 membres initialisés en phase est et un autre en phase ouest pourront être analysés, dans une configuration du modèle CNRM-CM6 où l'atmosphère est forcée par la SST et la glace de mer.

Nous nous sommes focalisés dans cette thèse sur la réponse de l'atmosphère en automne et en hiver. Une autre perspective pourrait être l'analyse des mécanismes de la réponse d'été. Cette réponse pourrait notamment être caractérisée par un affaiblissement des perturbations baroclines, un décalage vers le sud du courant-jet polaire et vers le nord du courant-jet subtropical, et une amplification des ondes quasi-stationnaires pouvant mener à des événements extrêmes dans les moyennes latitudes ([Coumou et al., 2018](#)).

Il est important de noter que les expériences de sensibilité que nous avons réalisées et

étudiées correspondent à des échelles de temps courtes (3 ans de simulation). L'objectif était d'étudier la réponse transitoire de l'atmosphère, en limitant les rétroactions à long terme avec l'océan. Toutefois, le déclin de la glace de mer en Arctique pourrait également affecter la formation des eaux denses dans les régions de convection profonde en Atlantique Nord, et ralentir l'AMOC aux échelles de temps décennales à centennales. Ceci a fait l'objet d'études passées (e.g. Oudar *et al.* 2017; Blackport et Kushner 2016), mais la question du temps de l'équilibre des transports de chaleur océanique suite au déclin abrupte de glace de mer reste notamment une question ouverte (Screen *et al.*, 2018b).

Dans nos expériences, faisant partie du projet européen PRIMAVERA, la réduction de la valeur de l'albédo de la glace de mer à la valeur de l'océan a également été appliquée à l'hémisphère sud pour des raisons de code numérique (figure 5.18a). Pour cette raison également, nous nous sommes limités à l'étude de la réponse à des échelles de temps courtes. En revanche, nos expériences pourraient permettre d'analyser la réponse atmosphérique de l'hémisphère sud, qui est plus forte que dans l'hémisphère nord dans nos expériences (figure 5.18b), et qui a fait l'objet de moins d'études que pour le cas de l'Arctique. L'amplification antarctique n'est pas encore observée mais est attendue pour la période future (Smith *et al.*, 2017).

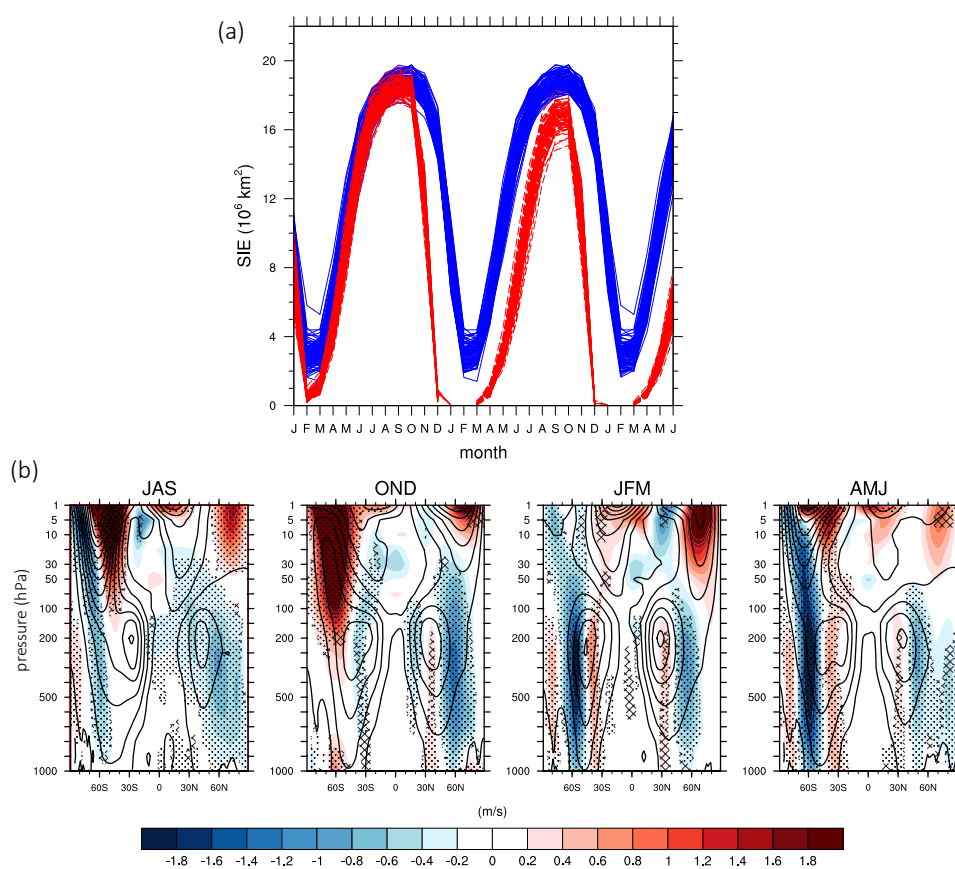


FIGURE 5.18 – (a) Etendue la glace de mer en Antarctique dans l'expérience LR1950 analysée dans cette thèse (10^6 km^2), dans la simulation de contrôle (bleu) et les simulations perturbées (rouge). (b) Réponse globale de la moyenne zonale du vent zonal (m/s).

Liste des acronymes

AA	Amplification Arctique
ACP	Analyse en composantes principales
AMJ	Avril, Mai, Juin
AMO	Atlantic Multi-decadal Oscillation
AMOC	Atlantic Meridional Overturning Circulation
AO	Arctic Oscillation
APPLICATE	Advanced Prediction in Polar regions and beyond : Modelling, observing system design and Linkages associated with ArctiC ClimATE change
ARP	Arctic Rapid change Pattern
CERFACS	Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
CNRM	Centre National de Recherche Météorologique
CP	Composante Principale
DJF	Décembre, Janvier, Février
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENSO	El Nino Southern Oscillation
EOF	Empirical Orthogonal Function
EP	Eliassen-Palm
FDR	False Discovery Rate
GES	Gaz à Effet de Serre
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
JAS	Juillet, Août, Septembre
JFM	Janvier, Février, Mars
JJA	Juin, Juillet, Août
MCI	Meridional Circulation Index
MOC	Meridional Overturning Circulation
NAM	Northern Annular Mode
NAO	North Atlantic Oscillation
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
OND	Octobre, Novembre, Décembre
PAMIP	Polar Amplification Model Intercomparison Project

PRIMAVERA	PRocess-based climate sIMulation : AdVances in high resolution modelling and European climate Risk Assessment
QBO	Quasi Biennial Oscillation
RCP	Representative Concentration Pathway
RMSE	Root-mean-square error
SAT	Surface Air Temperature
SLP	Sea Level Pressure
SSW	Stratospheric Sudden Warming
TOA	Top of the Atmosphere
WACC	Warm Arctic and Cold Continent pattern
WACE	Warm Arctic and Cold Eurasia pattern
ZCIT	Zone de Convergence Inter-Tropicale

Table des figures

1.1	Bilan énergétique global, au sommet de l’atmosphère (TOA) et à la surface de La Terre. Les valeurs indiquent les flux d’énergie (W.m^{-2}). (Crédits : rapport AR5, chapitre 2, GIEC 2013, figure 2.11, <i>Stocker et al. 2013</i>)	6
1.2	Gauche : Radiation nette reçue au sommet de l’atmosphère en moyenne zonale (W.m^{-2}), représentant le déficit énergétique des pôles et le surplus énergétique des tropiques. Droite : Transport énergétique méridien vers le nord (contribution totale : RT, contribution de l’océan : OT, contribution de l’atmosphère : AT). (Crédits : <i>Trenberth et Caron 2001</i>)	7
1.3	Gauche : Représentation schématique de la circulation atmosphérique organisée en trois cellules dans chaque hémisphère : la cellule de Hadley (1), la cellule de Ferrel (2) et la cellule polaire (3). Droite : Les courants-jets subtropical et polaire sont représentés au niveau de la tropopause. (Crédits : NOAA, National Weather Service, https://www.weather.gov/jetstream/circ , https://www.weather.gov/jetstream/jet)	8
1.4	Représentation schématique de la circulation océanique globale, avec les principaux courants océaniques ainsi que les zones de formation d’eaux denses. (Crédits : <i>Vallis 2012</i>)	9
1.5	Climatologie de la vitesse du vent zonal à 250 hPa (gauche) et à 850 hPa (droite) pour la saison DJF, dans la réanalyse ERA-Interim sur la période 1979-2015.	11
1.6	Climatologie de la moyenne zonale de la vitesse du vent zonal pour la saison DJF, dans la réanalyse ERA-Interim sur la période 1979-2015.	12
1.7	Climatologie de l’anomalie zonale du géopotentiel à 250 hPa pour la saison DJF, dans la réanalyse ERA-Interim sur la période 1979-2015.	13
1.8	Mode annulaire de l’hémisphère nord (NAM), définit comme le premier mode de l’EOF des moyennes mensuelles de la hauteur du géopotentiel à 1000 hPa, au nord de 20°N. Droite : CP de ce mode. Gauche : régression de la hauteur du géopotentiel à 1000 hPa sur la CP (m). Période utilisée : 1979-2000 (Crédits : NOAA, National Weather Service)	18
1.9	Schémas représentant la phase positive (gauche) et la phase négative (droite) du NAM, avec les impacts sur le courant-jet stratosphérique de la nuit polaire ainsi que les impacts météorologiques en surface (Crédits : J. Wallace, Université de Washington)	19
1.10	Illustration de l’Oscillation Quasi-Biennale (QBO) de la stratosphère tropicale dans la réanalyse atmosphérique ERA-Interim (1979-2014).	21

1.11	Carte de l'Arctique (Crédits : https://2009-2017.state.gov/e/oes/ocns/opa/arc/uschair/258202.htm)	22
1.12	Etendue de la glace de mer arctique en mars (gauche) et septembre (droite) 2019. La ligne indique la médiane sur la période 1981-2010. (Crédits : NSIDC)	24
1.13	Gauche : Carte représentant les anomalies de température annuelle de surface sur la période 1980-2019 par rapport à la période 1951-1980 (°C). Droite : Représentation des anomalies en moyenne zonale (Crédits : GIS-TEMP, NASA)	25
1.14	Tendances de la moyenne zonale de la température de 1979 à 2018 en °C par décennie, dans la réanalyse ERA-Interim, pour la saison DJF (gauche) et la saison JJA (droite).	26
1.15	Représentation des différentes contributions (effets de rétroaction) au réchauffement arctique et au réchauffement tropical (Crédits : Pithan et Mauritsen 2014)	28
1.16	Gauche : Etendue saisonnière de la glace de mer arctique de 1870 à 2011 (10^6 km ² , crédits : rapport AR5, chapitre 4, GIEC 2013, figure 4.3, Stocker et al. 2013). Droite : Anomalies de volume de la glace de mer arctique par rapport à la période 1979-2016, de la réanalyse PIOMAS (10^3 km ³)	29
1.17	Cycles saisonniers de l'étendue de glace de mer arctique, de l'année 1979 à l'année 2020 (du vert au violet). La courbe avec ligne pointillée rouge représente l'année 2012, où le record minimum d'étendue a été observé. (Crédits : NSIDC)	30
1.18	Tendance des températures de surface observée sur la période 1990-2013 en saison hivernale (DJF), en °C par décennie. (Crédits : Cohen et al. 2014)	31
1.19	Changements de la moyenne zonale de la température verticale en hiver (gauche, JFM) et en été (droite, JAS) entre la période (2076-2099) du scénario RCP8.5 et la période (1980-2004) des simulations historiques. La moyenne de 27 modèles CMIP5 est représentée. (Crédits : Barnes et Polvani 2015)	38
1.20	Schéma illustrant les principaux effets du déclin de la glace de mer arctique sur la circulation atmosphérique. Les numéros indiquent les sources possibles de différences sur les réponses atmosphériques obtenues dans les différentes études de modélisation. Celles-ci sont détaillées dans le texte principal. (Crédits : Screen et al. 2018b)	39
2.1	Représentation des différentes composantes du modèle de climat CNRM-CM6.	44
2.2	Illustration des états initiaux des 40 membres dans la simulation de contrôle de LR1850 par rapport à l'étendue de glace de mer arctique (10^6 km ² , gauche), et pour les 100 membres dans la simulation de contrôle de LR1950 (droite).	48

2.3	Erreur quadratique moyenne (RMSE) entre la SLP reconstruite par la méthode des analogues et la SLP perturbée cible, selon le nombre d'itérations, en novembre (première colonne) et en décembre (deuxième colonne). (a) Cas de l'hémisphère nord. (b) Cas de l'Europe avec l'approche régionale. Moyennes sur 10 membres.	53
2.4	Composante dynamique de la SAT, obtenue (a) avec l'approche globale et 60 itérations, (b) l'approche régionale et 60 itérations et (c) avec l'approche régionale et 200 itérations. Moyennes sur 200 membres.	54
2.5	Moyenne du flux EP (flèches) et de sa divergence (contours) pour ERA-Interim sur la période 1980-2013 en DJF (gauche, figure tirée de Dwyer et O'Gorman 2017) et pour la simulation de contrôle LR1950 en décembre sur l'hémisphère nord (droite). A gauche, les intervalles des contours sont de $75 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, avec en bleu les valeurs négatives indiquant une convergence du flux EP et en orange les valeurs positives indiquant une divergence. L'échelle horizontale des flèches est de $2,7 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2}$ et l'échelle verticale de $2,7 \cdot 10^9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2} \times 4,5 \cdot 10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{m}^{-1}$. La courbe orange correspond à la tropopause. A droite, les intervalles de contours sont de $0,25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{jour}^{-1}$, avec en bleu les valeurs indiquant également une convergence et en rouge les valeurs indiquant une divergence. L'échelle horizontale des flèches est de $30 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ et l'échelle verticale de $30 \text{ kg} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-4}$	56
3.1	Evolution inter-annuelle (a) et cycle saisonnier (b) de l'étendue de la glace de mer arctique dans les trois simulations de contrôle LR1850 (cyan), LR1950 (bleu foncé) et HR1950 (vert). Le cycle saisonnier des observations de glace de mer est représenté en violet (b)	61
3.2	Etat moyen en hiver des trois simulations de contrôle LR1850, LR1950, HR1950 et des observations pour (a) la concentration de glace de mer arctique (SIC, %), (b) la température de surface de l'air (SAT, °C), (c) la pression au niveau de la mer (SLP, hPa), (d) le courant-jet subtropical à 200 hPa dans la troposphère (U200, m/s) et (e) le courant-jet de la nuit polaire à 10 hPa dans la stratosphère (U10, m/s).	62
3.3	Variabilité de l'état moyen (écart-type) en hiver pour les trois simulations de contrôle LR1850, LR1950, HR1950 et des observations pour (a) la concentration de glace de mer arctique (SIC, %), (b) la température de surface de l'air (SAT, °C), (c) la pression au niveau de la mer (SLP, hPa), (d) le courant-jet subtropical à 200 hPa dans la troposphère (U200, m/s) et (e) le courant-jet de la nuit polaire à 10 hPa dans la stratosphère (U10, m/s).	63
3.4	Mode annulaire de l'hémisphère nord en hiver (NAM, EOF 1 calculée sur les anomalies saisonnières de SLP) pour les trois simulations de contrôle LR1850, LR1950, HR1950 et ERA-Interim. La phase négative est représentée. Les valeurs en haut à droite correspondent à la variance de SLP associée au NAM.	65

3.5	Mode annulaire de l'hémisphère nord (NAM, EOF 1 calculée sur les anomalies mensuelles de SLP) pour la simulation de contrôle LR1950 en hiver (gauche) et séparément pour les mois de janvier à mars. La phase négative est représentée. Les valeurs en haut à droite correspondent à la variance de SLP associée au NAM.	66
3.6	Oscillation quasi-biennale (QBO), correspondant à la moyenne des vents zonaux entre 5°S et 5°N, en fonction de l'altitude (hPa) et de l'année, pour les trois simulations de contrôle LR1850, LR1950, HR1950 et la réanalyse ERA-Interim. Pour une meilleure comparaison visuelle, un échantillon de même durée (11 ans) a été gardé pour les quatre cas.	67
3.7	Régions de l'Océan Arctique pour lesquelles sont calculées l'indice d'étendue de glace de mer, moyenné spatialement.	68
3.8	Régression linéaire de la température de surface de l'air (SAT) sur l'indice d'étendue de glace de mer, moyenné sur l'Océan Arctique (OA) et les quatre régions indiquées sur la figure 3.7 : les mers de Barents et de Kara (BK), la mer du Groenland (Gr), les mers de Béring et des Tchouktches (BC) et la mer d'Okhotsk (Ok). Les points indiquent les régions où la régression est statistiquement significative à un niveau de confiance de 95 %.	69
3.9	Comme pour la figure 3.8 mais pour la pression au niveau de la mer (SLP).	69
3.10	Schéma récapitulant les cas où la glace de mer influence l'atmosphère et ceux où l'atmosphère influence la glace de mer selon la méthode de Blackport et al. (2019) . Les rectangles blancs représentent l'étendue de glace de mer (SIE + pour des anomalies positives et SIE - pour des anomalies négatives). Les flèches rouges représentent le sens de l'échange des flux turbulents entre la surface et l'atmosphère (FT - pour des anomalies de flux de l'atmosphère vers la surface et FT + pour des anomalies vers l'atmosphère).	72
3.11	Régression linéaire de la température de surface de l'air (SAT) sur l'indice de l'étendue de glace de mer dans la région de Barents et de Kara, et séparation en deux régimes selon la méthode de Blackport et al. (2019) : l'un où l'atmosphère influence la glace de mer (ATM) et l'autre où la glace de mer influence l'atmosphère (GLACE). Les signes indiqués correspondent à des anomalies négatives d'étendue de glace de mer. Les points indiquent les régions où la régression est statistiquement significative à un niveau de confiance de 95 %.	73
3.12	Comme pour la figure 3.11 mais pour la pression au niveau de la mer (SLP).	74
4.1	Cycles saisonniers de l'étendue (a) et du volume (b) de la glace de mer arctique dans CTL (bleu) et PERT (rouge) pour les 200 membres (respectivement en million de km ² et en millier de km ³). (c-d) Perte relative de glace de mer dans PERT par rapport à CTL (%). (e-f) Perte nette.	79

4.2	(a) Concentration de la glace de mer (%) dans PERT en été (juillet à septembre, JAS), automne (octobre à décembre, OND), hiver (janvier à mars, JFM) et au printemps (avril à juin, AMJ). (b) Perte nette de la concentration de glace de mer durant l'année 1 (PERT - CTL, %). (c) Différence entre la perte nette de la concentration de glace de mer entre l'année 2 et l'année 1 (%). (d) Ecart-type inter-membre (variabilité) de la perte nette de concentration de glace de mer durant l'année 1 (%). (e) Perte nette de la concentration de la glace de mer en combinant les 2 années et moyennant sur 200 réalisations (%).	81
4.3	(a-d) Distributions des indices Nino3.4 normalisés par rapport à la simulation CTL totale pour (a) les états initiaux des 100 membres, (b) l'année 1 de PERT, (c) l'année 2 de PERT et (d) les états initiaux des 200 réalisations, combinant (a) et (b). (e-h) Comme pour (a-d) mais pour les distributions des indices QBO (m/s), avec les phases est, neutre et ouest définies selon les 3 terciles de la simulation CTL totale.	82
4.4	Différences des réponses atmosphériques entre l'année 2 et l'année 1 avec 100 membres pour (a) la température de surface de l'air (SAT, °C), (b) la pression au niveau de la mer (SLP, hPa) et (c) la moyenne zonale du vent zonal (U, m/s). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$	84
4.5	Comme pour la figure 4.4 mais pour les 40 premiers membres.	85
4.6	Rapport signal sur bruit de la réponse atmosphérique (réponse divisée par l'écart-type climatologique) pour la température de surface de l'air (SAT, °C), la pression au niveau de la mer (SLP, hPa), et la moyenne zonale du vent zonal (U, m/s). Les valeurs indiquées sont celles qui sont supérieures à 1.	114
4.7	Ecart-type inter-membre (variabilité) de la réponse atmosphérique pour (a) la température de surface de l'air (SAT, °C), (b) la pression au niveau de la mer (SLP, hPa), et (c) la moyenne zonale du vent zonal (U, m/s).	116
4.8	Flux de chaleur des tourbillons transitoires $v'\theta'$ dans la simulation CTL et leur réponse (PERT - CTL), pour les mois de novembre et de décembre, à 850 hPa et à 100 hPa (K.m/s).	117
4.9	Distribution du nombre de réchauffements stratosphériques soudains par année (gauche) et distribution de la durée d'un événement en jours (droite), pour les simulations CTL (barres pleines) et PERT (barres hachurées). Les valeurs indiquées au-dessus des graphes correspondent aux moyennes \pm environ 2σ (intervalle de confiance de 95 %).	118
4.10	Régression de la composante principale du NAM (EOF1 SLP) en phase négative sur la pression au niveau de la mer (SLP, hPa), la hauteur du géopotentiel à 500 hPa (Z500, m), la température de surface de l'air (SAT, °C), la vitesse du vent zonal à 850 hPa (U850, correspondant au courant-jet polaire, m/s) et la vitesse du vent zonal à 200 hPa (U200, correspondant au courant-jet subtropical, m/s), pour la saison JFM.	119

4.11	Réponses de la vitesse du vent zonal à 850 hPa (U850, correspondant au courant-jet polaire, m/s) et à 200 hPa (U200, correspondant au courant-jet subtropical, m/s) de novembre à février. Les contours représentent la moyenne climatologique (5 m/s pour U850 et 10 m/s pour U200, avec des traits pleins pour les valeurs positives et des pointillés pour les valeurs négatives). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$. Les valeurs en haut à droite des figures indiquent la valeur du coefficient de corrélation spatiale entre la réponse et les valeurs de U850 et U200 associées au NAM- les mois concernés.	120
4.12	Indice NAM (m, Woollings et al. 2010) calculé pour la réponse de la hauteur du géopotential, moyenné de novembre à février.	122
4.13	Réponse de l'indice de circulation méridionale MCI (Francis et Vavrus, 2015), en automne (OND) et en hiver (JFM).	122
4.14	(a) Changement journalier de l'indice de sinuosité WAVI de novembre à février, en Europe, Asie centrale et Amérique du Nord, relativement à la simulation CTL. L'indice est calculé pour les ondes synoptiques $k = 4-7$. (b-d) Distribution de cet indice journalier pour les 3 régions, pour CTL (barres pleines) et pour PERT (barres avec croix), de novembre à février.	123
4.15	Réponse des températures extrêmes froides d'automne (OND) et d'hiver (JFM).	124
4.16	Réponses de la surface océanique pour la température de surface de la mer (SST, °C) et la salinité de surface (g/kg). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$	125
4.17	Schéma récapitulant les principales étapes de la réponse atmosphérique obtenue dans l'expérience de sensibilité LR1950. Les couleurs utilisées pour les encadrés permettent de visualiser les différents mois. Les flèches indiquent les liens de cause à effet entre les différentes étapes et les mécanismes sous-jacents étudiés dans ce chapitre.	126
5.1	Cycles saisonniers de l'étendue (a) et du volume (b) de la glace de mer arctique dans CTL (bleu pour LR1950, cyan pour HR1950) et PERT (rouge pour LR1950, magenta pour HR1950) pour les 200 membres (respectivement en million de km ² et en millier de km ³). (c-d) Perte relative de glace de mer dans PERT par rapport à CTL (%), noir pour LR1950, vert pour HR1950). (e-f) Perte nette.	131
5.2	Différences entre les pertes de glace de mer obtenues dans les simulations HR1950 et LR1950 (HR1950 - LR1950), pour la concentration de glace de mer (SIC) et pour le volume (SIV).	132
5.3	Différences d'écart-type entre les réponses de HR1950 et de LR1950 (HR1950 - LR1950) pour (a) la température de surface de l'air (SAT, °C), (b) la pression au niveau de la mer (SLP, hPa), et (c) la moyenne zonale du vent zonal (U, m/s).	133

5.4	Réponses mensuelles pour HR1950 de la moyenne zonale de (a) la température ($T, ^\circ\text{C}$), (b) la hauteur du géopotentiel (Z, m) et (c) les vents zonaux ($U, \text{m/s}$) de novembre à février. Contours dans (a) : climatologie de CTL (intervalle : 10°C). Contours dans (c) : climatologie CTL (intervalle : 8 m/s). (d) Différence de la réponse des vents zonaux entre HR1950 et LR1950 ($\text{HR1950} - \text{LR1950}$) (m/s). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$	135
5.5	Réponses mensuelles pour HR1950 de (a) la température de surface de l'air (SAT, $^\circ\text{C}$), (b) la pression au niveau de la mer (SLP, hPa) et (c) la hauteur du géopotentiel (Z_{500}, m). Contours dans (b) : climatologie de CTL (intervalle : 5 hPa). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$	137
5.6	Différence des réponses obtenues entre HR1950 et LR1950 pour (a) la SAT ($^\circ\text{C}$), (b) la SLP (hPa) et (c) Z_{500} (m). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$	138
5.7	Composantes (a) dynamique et (b) résiduelle de la réponse mensuelle de la SAT pour HR1950 ($^\circ\text{C}$) et composantes (a) dynamique et (b) résiduelle de la réponse mensuelle de la SAT pour LR1950, calculées selon l'approche globale.	139
5.8	Réponse de la température de surface de l'air (SAT) obtenue pour différentes combinaisons de membres (40, 80, 120 et 200), pour (a) LR1950 et (b) HR1950, en hiver (JFM). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$. Les hachures indiquent les zones qui ne sont plus significatives avec application du FDR.	141
5.9	Réponse de la pression au niveau de la mer (SLP) obtenue pour différentes combinaisons de membres (40, 80, 120 et 200), pour (a) LR1950 et (b) HR1950, en hiver (JFM). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$. Les hachures indiquent les zones qui ne sont plus significatives avec application du FDR.	141
5.10	Réponse de la moyenne zonale du vent zonal (U) obtenue pour différentes combinaisons de membres (40, 80, 120 et 200), pour (a) LR1950 et (b) HR1950, en automne (OND). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$. Les hachures indiquent les zones qui ne sont plus significatives avec application du FDR.	142
5.11	Composites de la réponse de la moyenne zonale du vent zonal obtenus pour les phases est et les phases ouest de la QBO, pour LR1950 (a,b) et HR1950 (c,d) . Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$	144

5.12	Composites de la réponse de Z500 obtenus pour les phases est et les phases ouest de la QBO, pour LR1950 (a,b) et HR1950 (c,d) . Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.	146
5.13	Composites de la réponse des anomalies zonales de Z300 obtenus pour les phases est et les phases ouest de la QBO, pour LR1950 (a,b) et HR1950 (c,d) . Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.	147
5.14	Composites de la réponse de la SAT obtenus pour les phases est et les phases ouest de la QBO, pour LR1950 (a,b) et HR1950 (c,d) . Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.	148
5.15	Réponses mensuelles de la température de surface de l'air (SAT, °C) pour LR1850 (a) et LR1950 (b) avec 40 membres. (c) Différence entre ces réponses (°C). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.	149
5.16	Réponses mensuelles de la pression au niveau de la mer (SLP, hPa) pour LR1850 (a) et LR1950 (b) avec 40 membres. (c) Différence entre ces réponses (hPa). Les points noirs correspondent aux zones statistiquement significatives selon le test de Student et l'approche FDR, avec un niveau de significativité statistique $\alpha_{FDR} = 0.05$.	151
5.17	(a) Perte de la glace de mer en Arctique dans les expériences de sensibilité PAMIP réalisées, pour les saisons JAS, OND et JFM (%). (b) Réponse mensuelle de la moyenne zonale du vent zonal dans ces expériences avec 200 membres (m/s).	158
5.18	(a) Etendue la glace de mer en Antarctique dans l'expérience LR1950 analysée dans cette thèse (10^6 km ²), dans la simulation de contrôle (bleu) et les simulations perturbées (rouge). (b) Réponse globale de la moyenne zonale du vent zonal (m/s).	159

Bibliographie

- ALEXANDER, M. A., BHATT, U. S., WALSH, J. E., TIMLIN, M. S., MILLER, J. S. et SCOTT, J. D. (2004). The atmospheric response to realistic Arctic sea ice anomalies in an AGCM during winter. *Journal of climate*, 17(5):890–905.
- AMBAUM, M. H. et HOSKINS, B. J. (2002). The NAO troposphere–stratosphere connection. *Journal of Climate*, 15(14):1969–1978.
- AMBAUM, M. H., HOSKINS, B. J. et STEPHENSON, D. B. (2001). Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *Journal of Climate*, 14(16):3495–3507.
- ANDREWS, D. G., LEOVY, C. B. et HOLTON, J. R. (1987). *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic press.
- ANSTEY, J. A. et SHEPHERD, T. G. (2014). High–latitude influence of the Quasi–Biennial Oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(678):1–21.
- AYARZAGÜENA, B., CHARLTON-PEREZ, A. J., BUTLER, A. H., HITCHCOCK, P., SIMPSON, I. R., POLVANI, L. M., BUTCHART, N., GERBER, E. P., GRAY, L., HASSLER, B. *et al.* (2020). Uncertainty in the response of sudden stratospheric warmings and stratosphere-troposphere coupling to quadrupled CO₂ concentrations in CMIP6 models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 125(6):e2019JD032345.
- AYARZAGÜENA, B., POLVANI, L. M., LANGEMATZ, U., AKIYOSHI, H., BEKKI, S., BUTCHART, N., DAMERIS, M., DEUSHI, M., HARDIMAN, S. C., JÖCKEL, P. *et al.* (2018). No robust evidence of future changes in major stratospheric sudden warmings : a multi-model assessment from CCMI. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(15):11277–11287.
- BALDWIN, M. P. et DUNKERTON, T. J. (1999). Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 104(D24):30937–30946.
- BALDWIN, M. P. et DUNKERTON, T. J. (2001). Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294(5542):581–584.
- BARNES, E. A. (2013). Revisiting the evidence linking Arctic amplification to extreme weather in midlatitudes. *Geophysical research letters*, 40(17):4734–4739.

- BARNES, E. A. et POLVANI, L. (2013). Response of the midlatitude jets, and of their variability, to increased greenhouse gases in the CMIP5 models. *Journal of Climate*, 26(18):7117–7135.
- BARNES, E. A. et POLVANI, L. M. (2015). CMIP5 projections of Arctic amplification, of the North American/North atlantic circulation, and of their relationship. *Journal of Climate*, 28(13):5254–5271.
- BARNES, E. A. et SCREEN, J. A. (2015). The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream : Can it ? Has it ? Will it ? *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 6(3):277–286.
- BERRISFORD, P., DEE, D., POLI, P., BRUGGE, R., FIELDING, K., FUENTES, M., KALLBERG, P., KOBAYASHI, S., UPPALA, S. et SIMMONS, A. (2011). The ERA–Interim archive, version 2.0.
- BINTANJA, R. et Van der LINDEN, E. (2013). The changing seasonal climate in the Arctic. *Scientific reports*, 3(1):1–8.
- BJERKNES, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97(3):163–172.
- BLACKPORT, R. et KUSHNER, P. J. (2016). The transient and equilibrium climate response to rapid summertime sea ice loss in CCSM4. *Journal of Climate*, 29(2):401–417.
- BLACKPORT, R. et SCREEN, J. A. (2020). Insignificant effect of Arctic amplification on the amplitude of midlatitude atmospheric waves. *Science Advances*, 6(8):eaay2880.
- BLACKPORT, R., SCREEN, J. A., van der WIEL, K. et BINTANJA, R. (2019). Minimal influence of reduced Arctic sea ice on coincident cold winters in mid–latitudes. *Nature Climate Change*, 9(9):697–704.
- BOOTH, J. F., KWON, Y.-O., KO, S., SMALL, R. J. et MSADEK, R. (2017). Spatial patterns and intensity of the surface storm tracks in CMIP5 models. *Journal of Climate*, 30(13):4965–4981.
- BUTLER, A. H. et GERBER, E. P. (2018). Optimizing the definition of a sudden stratospheric warming. *Journal of Climate*, 31(6):2337–2344.
- BUTLER, A. H., SEIDEL, D. J., HARDIMAN, S. C., BUTCHART, N., BIRNER, T. et MATCH, A. (2015). Defining sudden stratospheric warmings. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(11):1913–1928.
- BUTLER, A. H., THOMPSON, D. W. et HEIKES, R. (2010). The steady-state atmospheric circulation response to climate change–like thermal forcings in a simple general circulation model. *Journal of Climate*, 23(13):3474–3496.
- CASSANO, E. N., CASSANO, J. J., HIGGINS, M. E. et SERREZE, M. C. (2014). Atmospheric impacts of an Arctic sea ice minimum as seen in the Community Atmosphere Model. *International Journal of Climatology*, 34(3):766–779.

- CATTIAUX, J., PEINGS, Y., SAINT-MARTIN, D., TROU-KECHOUT, N. et VAVRUS, S. J. (2016). Sinuosity of midlatitude atmospheric flow in a warming world. *Geophysical Research Letters*, 43(15):8259–8268.
- CATTIAUX, J., VAUTARD, R., CASSOU, C., YIOU, P., MASSON-DELMOTTE, V. et CODRON, F. (2010). Winter 2010 in Europe : A cold extreme in a warming climate. *Geophysical Research Letters*, 37(20).
- CAVALIERI, D. J., PARKINSON, C. L., GLOERSEN, P. et ZWALLY, H. J. (1997). Arctic and Antarctic sea ice concentrations from multichannel passive-microwave satellite data sets : October 1978-September 1995 user’s guide.
- CHARLTON, A. J. et POLVANI, L. M. (2007). A new look at stratospheric sudden warmings. Part I : Climatology and modeling benchmarks. *Journal of Climate*, 20(3):449–469.
- CHARNEY, J. G. (1947). The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *Journal of Meteorology*, 4:135–162.
- CHARNEY, J. G. et DRAZIN, P. G. (1961). Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 66:83–109.
- CHEN, H. W., ZHANG, F. et ALLEY, R. B. (2016). The robustness of midlatitude weather pattern changes due to Arctic sea ice loss. *Journal of Climate*, 29(21):7831–7849.
- COHEN, J. et ENTEKHABI, D. (1999). Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability. *Geophysical Research Letters*, 26(3):345–348.
- COHEN, J., FOSTER, J., BARLOW, M., SAITO, K. et JONES, J. (2010). Winter 2009–2010 : A case study of an extreme Arctic Oscillation event. *Geophysical Research Letters*, 37(17).
- COHEN, J., JONES, J., FURTADO, J. C. et TZIPERMAN, E. (2013). Warm Arctic, cold continents : A common pattern related to Arctic sea ice melt, snow advance, and extreme winter weather. *Oceanography*, 26(4):150–160.
- COHEN, J., PFEIFFER, K. et FRANCIS, J. A. (2018a). Warm Arctic episodes linked with increased frequency of extreme winter weather in the United States. *Nature Communications*, 9(1):1–12.
- COHEN, J., SCREEN, J. A., FURTADO, J. C., BARLOW, M., WHITTLESTON, D., COUMOU, D., FRANCIS, J., DETHLOFF, K., ENTEKHABI, D., OVERLAND, J. *et al.* (2014). Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geoscience*, 7(9):627–637.
- COHEN, J., ZHANG, X., FRANCIS, J., JUNG, T., KWOK, R., OVERLAND, J., BALLINGER, T., BHATT, U., CHEN, H., COUMOU, D. *et al.* (2020). Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Nature Climate Change*, 10(1):20–29.

- COHEN, J., ZHANG, X., FRANCIS, J., JUNG, T., KWOK, R., OVERLAND, J., BALLINGER, T., BLACKPORT, R., BHATT, U., CHEN, H. *et al.* (2018b). Arctic change and possible influence on mid-latitude climate and weather : a US CLIVAR White Paper. *US CLIVAR reports*.
- COHEN, J. L., FURTADO, J. C., BARLOW, M. A., ALEXEEV, V. A. et CHERRY, J. E. (2012). Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling. *Environmental Research Letters*, 7(1):014007.
- COUMOU, D., DI CAPUA, G., VAVRUS, S., WANG, L. et WANG, S. (2018). The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nature communications*, 9(1):1–12.
- CRAIG, A., VALCKE, S. et COQUART, L. (2017). Development and performance of a new version of the OASIS coupler, OASIS3-MCT_3. 0. *Geoscientific Model Development*, 10(9):3297–3308.
- CVIJANOVIC, I., SANTER, B. D., BONFILS, C., LUCAS, D. D., CHIANG, J. C. et ZIMMERMAN, S. (2017). Future loss of Arctic sea-ice cover could drive a substantial decrease in California’s rainfall. *Nature communications*, 8(1):1–10.
- DAI, A. et SONG, M. (2020). Little influence of Arctic amplification on mid-latitude climate. *Nature Climate Change*, 10(3):231–237.
- DESER, C. (2000). On the teleconnectivity of the “Arctic Oscillation”. *Geophysical Research Letters*, 27(6):779–782.
- DESER, C., MAGNUSDOTTIR, G., SARAVANAN, R. et PHILLIPS, A. (2004). The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part II : Direct and indirect components of the response. *Journal of Climate*, 17(5):877–889.
- DESER, C., SUN, L., TOMAS, R. A. et SCREEN, J. (2016a). Does ocean coupling matter for the northern extratropical response to projected Arctic sea ice loss? *Geophysical Research Letters*, 43(5):2149–2157.
- DESER, C., TERRAY, L. et PHILLIPS, A. S. (2016b). Forced and internal components of winter air temperature trends over North America during the past 50 years : Mechanisms and implications. *Journal of Climate*, 29(6):2237–2258.
- DESER, C., TOMAS, R., ALEXANDER, M. et LAWRENCE, D. (2010). The seasonal atmospheric response to projected Arctic sea ice loss in the late twenty-first century. *Journal of Climate*, 23(2):333–351.
- DESER, C., TOMAS, R. A. et SUN, L. (2015). The role of ocean–atmosphere coupling in the zonal-mean atmospheric response to Arctic sea ice loss. *Journal of Climate*, 28(6):2168–2186.
- DWYER, J. G. et O’GORMAN, P. A. (2017). Moist formulations of the Eliassen–Palm flux and their connection to the surface westerlies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(2):513–530.

- EADY, E. T. (1949). Long waves and cyclone waves. *Tellus*, 1(3):33–52.
- EBDON, R. et VERYARD, R. (1961). Fluctuations in equatorial stratospheric winds. *Nature*, 189(4767):791–793.
- EDMON JR, H., HOSKINS, B. et MCINTYRE, M. (1980). Eliassen-Palm cross sections for the troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12):2600–2616.
- ELIASSEN, A. et PALM, E. (1961). On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geophys. Publ.*, 22:1–23.
- EYRING, V., BONY, S., MEEHL, G. A., SENIOR, C. A., STEVENS, B., STOUFFER, R. J. et TAYLOR, K. E. (2016). Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development*, 9(5):1937–1958.
- FARRELL, B. F. (1989). Transient development in confluent and diffluent flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(21):3279–3288.
- FRANCIS, J. A., CHAN, W., LEATHERS, D. J., MILLER, J. R. et VERON, D. E. (2009). Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea-ice extent. *Geophysical Research Letters*, 36(7).
- FRANCIS, J. A. et VAVRUS, S. J. (2012). Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophysical Research Letters*, 39(6).
- FRANCIS, J. A. et VAVRUS, S. J. (2015). Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming. *Environmental Research Letters*, 10(1):014005.
- GARCÍA-SERRANO, J., FRANKIGNOUL, C., GASTINEAU, G. et de LA CÀMARA, A. (2015). On the predictability of the winter Euro-Atlantic climate : lagged influence of autumn Arctic sea ice. *Journal of Climate*, 28(13):5195–5216.
- GARFINKEL, C. et HARTMANN, D. (2008). Different ENSO teleconnections and their effects on the stratospheric polar vortex. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D18).
- GARFINKEL, C. I. et HARTMANN, D. L. (2007). Effects of the El Niño–Southern Oscillation and the Quasi–Biennial Oscillation on polar temperatures in the stratosphere. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 112(D19).
- GARFINKEL, C. I., HARTMANN, D. L. et SASSI, F. (2010). Tropospheric precursors of anomalous Northern Hemisphere stratospheric polar vortices. *Journal of Climate*, 23(12):3282–3299.
- GERDES, R. (2006). Atmospheric response to changes in Arctic sea ice thickness. *Geophysical research letters*, 33(18).

- GERRARD, A. J., KANE, T. J., THAYER, J. P., DUCK, T. J., WHITEWAY, J. A. et FIEDLER, J. (2002). Synoptic scale study of the Arctic polar vortex's influence on the middle atmosphere, 1, Observations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 107(D16):ACL-1.
- GOOSSE, H., KAY, J. E., ARMOUR, K. C., BODAS-SALCEDO, A., CHEPFER, H., DOCQUIER, D., JONKO, A., KUSHNER, P. J., LECOMTE, O., MASSONNET, F. *et al.* (2018). Quantifying climate feedbacks in polar regions. *Nature communications*, 9(1):1-13.
- HAARSMAN, R. J., ROBERTS, M. J., VIDALE, P. L., SENIOR, C. A., BELLUCCI, A., BAO, Q., CHANG, P., CORTI, S., FUČKAR, N. S., GUEMAS, V. *et al.* (2016). High resolution model intercomparison project (HighResMIP v1. 0) for CMIP6. *Geoscientific Model Development*, 9(11):4185-4208.
- HANLEY, D. E., BOURASSA, M. A., O'BRIEN, J. J., SMITH, S. R. et SPADE, E. R. (2003). A quantitative evaluation of ENSO indices. *Journal of Climate*, 16(8):1249-1258.
- HASSANZADEH, P. et KUANG, Z. (2015). Blocking variability : Arctic amplification versus Arctic oscillation. *Geophysical Research Letters*, 42(20):8586-8595.
- HELD, I. M., TING, M. et WANG, H. (2002). Northern winter stationary waves : Theory and modeling. *Journal of Climate*, 15(16):2125-2144.
- HENRY, M., MERLIS, T. M., LUTSKO, N. J. et ROSE, B. E. (2021). Decomposing the drivers of polar amplification with a single-column model. *Journal of Climate*, 34(6):2355-2365.
- HOLTON, J. (1992). *An introduction to Dynamic Meteorology, Third Edition*. Academic Press, London, 507pp.
- HOLTON, J. R. et TAN, H.-C. (1980). The influence of the equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the global circulation at 50 mb. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(10):2200-2208.
- HONDA, M., INOUE, J. et YAMANE, S. (2009). Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophysical Research Letters*, 36(8).
- HOSHI, K., UKITA, J., HONDA, M., IWAMOTO, K., NAKAMURA, T., YAMAZAKI, K., DETHLOFF, K., JAISER, R. et HANDORF, D. (2017). Poleward eddy heat flux anomalies associated with recent Arctic sea ice loss. *Geophysical Research Letters*, 44(1):446-454.
- HOSKINS, B. (1976). Baroclinic waves and frontogenesis Part I : Introduction and Eady waves. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102(431):103-122.
- HURRELL, J. W., KUSHNIR, Y., OTTERSEN, G. et VISBECK, M. (2003). An overview of the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 134:1-36.

- INOUE, J., HORI, M. E. et TAKAYA, K. (2012). The role of Barents Sea ice in the winter-time cyclone track and emergence of a warm–Arctic cold–Siberian anomaly. *Journal of Climate*, 25(7):2561–2568.
- IRVING, D. et SIMMONDS, I. (2015). A novel approach to diagnosing Southern Hemisphere planetary wave activity and its influence on regional climate variability. *Journal of Climate*, 28(23):9041–9057.
- JAISER, R., DETHLOFF, K., HANDORF, D., RINKE, A. et COHEN, J. (2012). Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64(1):11595.
- KAY, J. E. et L’ECUYER, T. (2013). Observational constraints on arctic ocean clouds and radiative fluxes during the early 21st century. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(13):7219–7236.
- KIM, B.-M., HONG, J.-Y., JUN, S.-Y., ZHANG, X., KWON, H., KIM, S.-J., KIM, J.-H., KIM, S.-W. et KIM, H.-K. (2017a). Major cause of unprecedented Arctic warming in January 2016 : Critical role of an Atlantic windstorm. *Scientific Reports*, 7(1):1–9.
- KIM, B.-M., SON, S.-W., MIN, S.-K., JEONG, J.-H., KIM, S.-J., ZHANG, X., SHIM, T. et YOON, J.-H. (2014). Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nature communications*, 5:4646.
- KIM, J., SON, S.-W., GERBER, E. P. et PARK, H.-S. (2017b). Defining sudden stratospheric warming in climate models : Accounting for biases in model climatologies. *Journal of Climate*, 30(14):5529–5546.
- KOLSTAD, E. et SCREEN, J. (2019). Non-stationary relationship between autumn Arctic sea ice and the winter North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters*.
- KOLSTAD, E. W. et CHARLTON-PEREZ, A. J. (2011). Observed and simulated precursors of stratospheric polar vortex anomalies in the Northern Hemisphere. *Climate dynamics*, 37(7-8):1443–1456.
- KRETSCHMER, M., COUMOU, D., DONGES, J. F. et RUNGE, J. (2016). Using causal effect networks to analyze different Arctic drivers of midlatitude winter circulation. *Journal of Climate*, 29(11):4069–4081.
- KUG, J.-S., JEONG, J.-H., JANG, Y.-S., KIM, B.-M., FOLLAND, C. K., MIN, S.-K. et SON, S.-W. (2015). Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia. *Nature Geoscience*, 8(10):759–762.
- LABE, Z., PEINGS, Y. et MAGNUSDOTTIR, G. (2019). The effect of QBO phase on the atmospheric response to projected Arctic sea-ice loss in early winter. *Geophysical Research Letters*.
- LABE, Z. M., PEINGS, Y. et MAGNUSDOTTIR, G. (2020). Detection of signal in the large-scale circulation response to Arctic sea-ice decline. *In 100th American Meteorological Society Annual Meeting*. AMS.

- LAÏNÉ, A., YOSHIMORI, M. et ABE-OUCHI, A. (2016). Surface Arctic amplification factors in CMIP5 models : Land and oceanic surfaces and seasonality. *Journal of Climate*, 29(9):3297–3316.
- LANG, A., YANG, S. et KAAS, E. (2017). Sea ice thickness and recent Arctic warming. *Geophysical Research Letters*, 44(1):409–418.
- LEE, S. (2012). Testing of the tropically excited Arctic warming mechanism (TEAM) with traditional El Niño and La Niña. *Journal of Climate*, 25(12):4015–4022.
- LEE, S. (2014). A theory for polar amplification from a general circulation perspective. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 50(1):31–43.
- LEE, S., GONG, T., FELDSTEIN, S. B., SCREEN, J. A. et SIMMONDS, I. (2017). Revisiting the cause of the 1989–2009 Arctic surface warming using the surface energy budget : Downward infrared radiation dominates the surface fluxes. *Geophysical Research Letters*, 44(20):10–654.
- LIMPASUVAN, V., HARTMANN, D. L., THOMPSON, D. W., JEEV, K. et YUNG, Y. L. (2005). Stratosphere-troposphere evolution during polar vortex intensification. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 110(D24).
- LIMPASUVAN, V., THOMPSON, D. W. et HARTMANN, D. L. (2004). The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings. *Journal of Climate*, 17(13):2584–2596.
- LIU, W. et FEDOROV, A. V. (2019). Global impacts of Arctic sea ice loss mediated by the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Geophysical Research Letters*, 46(2):944–952.
- MADEC, G., BOURDALLÉ-BADIE, R., BOUTTIER, P., BRICAUD, C., BRUCIAFERRI, D., CALVERT, D., CHANUT, J., CLEMENTI, E., COWARD, A., DELROSSO, D. *et al.* (2017). NEMO Ocean Engine. 2017. *Note du Pôle de modélisation de l’Institut Pierre-Simon-Laplace*, (27).
- MAGNUSDOTTIR, G., DESER, C. et SARAVANAN, R. (2004). The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part I : Main features and storm track characteristics of the response. *Journal of Climate*, 17(5):857–876.
- MATTHEWMAN, N. J., ESLER, J. G., CHARLTON-PEREZ, A. J. et POLVANI, L. M. (2009). A new look at stratospheric sudden warmings. Part III : Polar vortex evolution and vertical structure. *Journal of Climate*, 22(6):1566–1585.
- MCCUSKER, K. E., KUSHNER, P. J., FYFE, J. C., SIGMOND, M., KHARIN, V. V. et BITZ, C. M. (2017). Remarkable separability of circulation response to Arctic sea ice loss and greenhouse gas forcing. *Geophysical Research Letters*, 44(15):7955–7964.
- MCKENNA, C. M., BRACEGIRDLE, T. J., SHUCKBURGH, E. F., HAYNES, P. H. et JOSHI, M. M. (2018). Arctic sea ice loss in different regions leads to contrasting Northern Hemisphere impacts. *Geophysical Research Letters*, 45(2):945–954.

- MELESHKO, V. P., JOHANNESSEN, O. M., BAIDIN, A. V., PAVLOVA, T. V. et GOVORKOVA, V. A. (2016). Arctic amplification : does it impact the polar jet stream? *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 68(1):32330.
- MEREDITH, M., SOMMERKORN, M., CASSOTTA, S., DERKSEN, C., EKAYKIN, A., HOLLOWED, A., KOFINAS, G., MACKINTOSH, A., MELBOURNE-THOMAS, J., MUELBERT, M., OTTERSEN, G., PRITCHARD, H. et SCHUUR, E. (2019). Polar Regions. Chapter 3, IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate.
- MORI, M., KOSAKA, Y., WATANABE, M., NAKAMURA, H. et KIMOTO, M. (2019). A reconciled estimate of the influence of Arctic sea-ice loss on recent Eurasian cooling. *Nature Climate Change*, 9(2):123.
- MORI, M., WATANABE, M., SHIOGAMA, H., INOUE, J. et KIMOTO, M. (2014). Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nature Geoscience*, 7(12):869.
- NAKAMURA, T., YAMAZAKI, K., IWAMOTO, K., HONDA, M., MIYOSHI, Y., OGAWA, Y., TOMIKAWA, Y. et UKITA, J. (2016). The stratospheric pathway for Arctic impacts on midlatitude climate. *Geophysical Research Letters*, 43(7):3494–3501.
- NAKAMURA, T., YAMAZAKI, K., IWAMOTO, K., HONDA, M., MIYOSHI, Y., OGAWA, Y. et UKITA, J. (2015). A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea-ice reduction in late autumn. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 120(8):3209–3227.
- NEELIN, J. D., BATTISTI, D. S., HIRST, A. C., JIN, F.-F., WAKATA, Y., YAMAGATA, T. et ZEBIAK, S. E. (1998). ENSO theory. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103(C7):14261–14290.
- ONARHEIM, I. H., ELDEVIK, T., SMEDSRUD, L. H. et STROEVE, J. C. (2018). Seasonal and regional manifestation of Arctic sea ice loss. *Journal of Climate*, 31(12):4917–4932.
- OSBORN, T. J. (2011). Winter 2009/2010 temperatures and a record-breaking North Atlantic Oscillation index. *Weather*, 66(1):19–21.
- OUDAR, T., CATTIAUX, J. et DOUVILLE, H. (2020). Drivers of the northern extratropical eddy-driven jet change in CMIP5 and CMIP6 models. *Geophysical Research Letters*, 47(8):e2019GL086695.
- OUDAR, T., SANCHEZ-GOMEZ, E., CHAUVIN, F., CATTIAUX, J., TERRAY, L. et CASSOU, C. (2017). Respective roles of direct GHG radiative forcing and induced Arctic sea ice loss on the Northern Hemisphere atmospheric circulation. *Climate dynamics*, 49(11-12):3693–3713.
- OVERLAND, J. E., WOOD, K. R. et WANG, M. (2011). Warm Arctic–cold continents : climate impacts of the newly open Arctic Sea. *Polar Research*, 30(1):15787.

- PARKINSON, C. L. et WASHINGTON, W. M. (1979). A large-scale numerical model of sea ice. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 84(C1):311–337.
- PEINGS, Y., CATTIAUX, J. et MAGNUSDOTTIR, G. (2019). The polar stratosphere as an arbiter of the projected tropical versus polar tug-of-war. *Geophysical Research Letters*.
- PEINGS, Y., CATTIAUX, J., VAVRUS, S. J. et MAGNUSDOTTIR, G. (2018). Projected squeezing of the wintertime North-Atlantic jet. *Environmental Research Letters*, 13(7):074016.
- PEINGS, Y. et MAGNUSDOTTIR, G. (2014). Response of the wintertime Northern Hemisphere atmospheric circulation to current and projected Arctic sea ice decline : A numerical study with CAM5. *Journal of Climate*, 27(1):244–264.
- PETOUKHOV, V. et SEMENOV, V. A. (2010). A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D21).
- PITHAN, F. et MAURITSEN, T. (2014). Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience*, 7(3):181.
- PLUMB, R. A. (1985). On the three-dimensional propagation of stationary waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(3):217–229.
- POLVANI, L. M. et KUSHNER, P. J. (2002). Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model. *Geophysical Research Letters*, 29(7):18–1.
- POLVANI, L. M., PREVIDI, M., ENGLAND, M. R., CHIODO, G. et SMITH, K. L. (2020). Substantial twentieth-century arctic warming caused by ozone-depleting substances. *Nature Climate Change*, 10(2):130–133.
- POLVANI, L. M. et WAUGH, D. W. (2004). Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes. *Journal of climate*, 17(18):3548–3554.
- REICHLER, T., KIM, J., MANZINI, E. et KRÖGER, J. (2012). A stratospheric connection to Atlantic climate variability. *Nature Geoscience*, 5(11):783–787.
- RINGLER, T. D. et COOK, K. H. (1999). Understanding the seasonality of orographically forced stationary waves : Interaction between mechanical and thermal forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(9):1154–1174.
- RIVIÈRE, G. (2011). A dynamical interpretation of the poleward shift of the jet streams in global warming scenarios. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(6):1253–1272.
- RIVIÈRE, G. et JOLY, A. (2006). Role of the low-frequency deformation field on the explosive growth of extratropical cyclones at the jet exit. Part I : Barotropic critical region. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(8):1965–1981.

- RODWELL, M. J., ROWELL, D. P. et FOLLAND, C. K. (1999). Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, 398(6725):320–323.
- ROEHRIG, R., BEAU, I., SAINT-MARTIN, D., ALIAS, A., DECHARME, B., GUÉRÉMY, J.-F., VOLDOIRE, A., ABDEL-LATHIF, A. Y., BAZILE, E., BELAMARI, S. *et al.* (2020). The CNRM global atmosphere model ARPEGE-Climat 6.3 : description and evaluation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(7):e2020MS002075.
- SASSI, F., KINNISON, D., BOVILLE, B., GARCIA, R. et ROBLE, R. (2004). Effect of El Niño–Southern Oscillation on the dynamical, thermal, and chemical structure of the middle atmosphere. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 109(D17).
- SCHNEIDER, T., BISCHOFF, T. et PŁOTKA, H. (2015). Physics of changes in synoptic midlatitude temperature variability. *Journal of Climate*, 28(6):2312–2331.
- SCHOEBERL, M. R., LAIT, L. R., NEWMAN, P. A. et ROSENFELD, J. E. (1992). The structure of the polar vortex. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 97(D8): 7859–7882.
- SCREEN, J., BRACEGIRDLE, T. et SIMMONDS, I. (2018a). Polar climate change as manifest in atmospheric circulation. *Current climate change reports*, 4(4):383–395.
- SCREEN, J. A. (2014). Arctic amplification decreases temperature variance in northern mid- to high-latitudes. *Nature Climate Change*, 4(7):577.
- SCREEN, J. A. (2017). The missing Northern European winter cooling response to Arctic sea ice loss. *Nature communications*, 8:14603.
- SCREEN, J. A., DESER, C., SIMMONDS, I. et TOMAS, R. (2014). Atmospheric impacts of Arctic sea-ice loss, 1979–2009 : Separating forced change from atmospheric internal variability. *Climate dynamics*, 43(1-2):333–344.
- SCREEN, J. A., DESER, C., SMITH, D. M., ZHANG, X., BLACKPORT, R., KUSHNER, P. J., OUDAR, T., MCCUSKER, K. E. et SUN, L. (2018b). Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models. *Nature Geoscience*, 11(3):155–163.
- SCREEN, J. A., DESER, C. et SUN, L. (2015). Reduced risk of North American cold extremes due to continued Arctic sea ice loss. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(9):1489–1503.
- SCREEN, J. A. et SIMMONDS, I. (2010). Increasing fall-winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification. *Geophysical Research Letters*, 37(16).
- SCREEN, J. A., SIMMONDS, I., DESER, C. et TOMAS, R. (2013). The atmospheric response to three decades of observed Arctic sea ice loss. *Journal of Climate*, 26(4):1230–1248.

- SEJAS, S. A., CAI, M., HU, A., MEEHL, G. A., WASHINGTON, W. et TAYLOR, P. C. (2014). Individual feedback contributions to the seasonality of surface warming. *Journal of Climate*, 27(14):5653–5669.
- SERREZE, M., BARRETT, A., STROEVE, J., KINDIG, D. et HOLLAND, M. (2009). The emergence of surface-based Arctic amplification. *The Cryosphere*, 3(1):11–19.
- SERREZE, M. C. et BARRY, R. G. (2014). *The Arctic Climate System*. Cambridge University Press.
- SÉVELLEC, F., FEDOROV, A. V. et LIU, W. (2017). Arctic sea-ice decline weakens the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Nature Climate Change*, 7(8):604–610.
- SHAW, T. A., PERLWITZ, J. et WEINER, O. (2014). Troposphere-stratosphere coupling : Links to North Atlantic weather and climate, including their representation in CMIP5 models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(10):5864–5880.
- SIMMONS, A. et HOSKINS, B. (1976). Baroclinic instability on the sphere : Normal modes of the primitive and quasi-geostrophic equations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(8):1454–1477.
- SIMON, A., FRANKIGNOUL, C., GASTINEAU, G. et KWON, Y.-O. (2020a). An observational estimate of the direct response of the cold-season atmospheric circulation to the Arctic sea ice loss. *Journal of Climate*, 33(9):3863–3882.
- SIMON, A., GASTINEAU, G., FRANKIGNOUL, C., ROUSSET, C. et CODRON, F. (2020b). Transient climate response to near-term Arctic sea-ice loss. *soumis à Journal of Climate*.
- SMITH, D. M., DUNSTONE, N. J., SCAIFE, A. A., FIEDLER, E. K., COPSEY, D. et HARDIMAN, S. C. (2017). Atmospheric response to Arctic and Antarctic sea ice : The importance of ocean-atmosphere coupling and the background state. *Journal of Climate*, 30(12):4547–4565.
- SMITH, D. M., SCREEN, J. A., DESER, C., COHEN, J., FYFE, J. C., GARCÍA-SERRANO, J., JUNG, T., KATTSOV, V., MATEI, D., MSADEK, R. *et al.* (2019). The Polar Amplification Model Intercomparison Project (PAMIP) contribution to CMIP6 : investigating the causes and consequences of polar amplification. *Geoscientific Model Development*, 12: 1139–1164.
- STOCKER, T. F., QIN, D., PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M., ALLEN, S. K., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V., MIDGLEY, P. M. *et al.* (2013). Climate change 2013 : The physical science basis. *Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, 1535.
- SUN, L., DESER, C., POLVANI, L. et TOMAS, R. (2014). Influence of projected Arctic sea ice loss on polar stratospheric ozone and circulation in spring. *Environmental Research Letters*, 9(8):084016.

- SUN, L., DESER, C. et TOMAS, R. A. (2015). Mechanisms of stratospheric and tropospheric circulation response to projected Arctic sea ice loss. *Journal of Climate*, 28(19):7824–7845.
- SUN, L., PERLWITZ, J. et HOERLING, M. (2016). What caused the recent “Warm Arctic, Cold Continents” trend pattern in winter temperatures? *Geophysical Research Letters*, 43(10):5345–5352.
- SUO, L., GAO, Y., GUO, D. et BETHKE, I. (2017). Sea-ice free Arctic contributes to the projected warming minimum in the North Atlantic. *Environmental Research Letters*, 12(7):074004.
- TAGUCHI, M. et HARTMANN, D. L. (2006). Increased occurrence of stratospheric sudden warmings during El Niño as simulated by WACCM. *Journal of climate*, 19(3):324–332.
- TANG, Q., ZHANG, X., YANG, X. et FRANCIS, J. A. (2013). Cold winter extremes in northern continents linked to Arctic sea ice loss. *Environmental Research Letters*, 8(1): 014036.
- TEWELES JR, S. et WOBUS, H. B. (1954). Verification of prognostic charts. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 35(10):455–463.
- THOMPSON, D. W., BALDWIN, M. P. et WALLACE, J. M. (2002). Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather : Implications for prediction. *Journal of Climate*, 15(12):1421–1428.
- THOMPSON, D. W. et WALLACE, J. M. (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical research letters*, 25(9):1297–1300.
- THOMPSON, D. W. et WALLACE, J. M. (2000). Annular modes in the extratropical circulation. Part I : Month-to-month variability. *Journal of climate*, 13(5):1000–1016.
- TIMMERMANS, M.-L., TOOLE, J. et KRISHFIELD, R. (2018). Warming of the interior Arctic Ocean linked to sea ice losses at the basin margins. *Science advances*, 4(8): eaat6773.
- TOMASSINI, L., GERBER, E. P., BALDWIN, M. P., BUNZEL, F. et GIORGETTA, M. (2012). The role of stratosphere-troposphere coupling in the occurrence of extreme winter cold spells over northern Europe. *Journal of advances in modeling Earth Systems*, 4(4).
- TRENBERTH, K. E. (1997). The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12):2771–2778.
- TRENBERTH, K. E. et CARON, J. M. (2001). Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *Journal of Climate*, 14(16):3433–3443.
- VALLIS, G. K. (2012). *Climate and the Oceans*. Princeton University Press.

- VAN DEN DOOL, H. (1994). Searching for analogues, how long must we wait? *Tellus A*, 46(3):314–324.
- VIHMA, T. (2014). Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate : A review. *Surveys in Geophysics*, 35(5):1175–1214.
- VOLDOIRE, A., SAINT-MARTIN, D., SÉNÉSI, S., DECHARME, B., ALIAS, A., CHEVALLIER, M., COLIN, J., GUÉRÉMY, J.-F., MICHOU, M., MOINE, M.-P. *et al.* (2019). Evaluation of CMIP6 DECK experiments with CNRM-CM6-1.
- WALKER, E. et BLISS, G. (1932). World weather V. *Memoirs Roy. Meteorol. Soc*, 36:53–84.
- WALLACE, J. M., LIM, G.-H. et BLACKMON, M. L. (1988). Relationship between cyclone tracks, anticyclone tracks and baroclinic waveguides. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(3):439–462.
- WANG, H. et TING, M. (1999). Seasonal cycle of the climatological stationary waves in the NCEP–NCAR reanalysis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(22):3892–3919.
- WANG, K., DESER, C., SUN, L. et TOMAS, R. A. (2018). Fast response of the tropics to an abrupt loss of Arctic sea ice via ocean dynamics. *Geophysical Research Letters*, 45(9):4264–4272.
- WILKS, D. (2016). “The stippling shows statistically significant grid points” : How research results are routinely overstated and overinterpreted, and what to do about it. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(12):2263–2273.
- WILLS, R. C., WHITE, R. H. et LEVINE, X. J. (2019). Northern Hemisphere stationary waves in a changing climate. *Current climate change reports*, 5(4):372–389.
- WIRTH, V. (2020). Waveguidability of idealized midlatitude jets and the limitations of ray tracing theory. *Weather and Climate Dynamics*, 1(1):111–125.
- WOOLLINGS, T. (2008). Vertical structure of anthropogenic zonal-mean atmospheric circulation change. *Geophysical Research Letters*, 35(19).
- WOOLLINGS, T. et BLACKBURN, M. (2012). The North Atlantic jet stream under climate change and its relation to the NAO and EA patterns. *Journal of Climate*, 25(3):886–902.
- WOOLLINGS, T., HANNACHI, A. et HOSKINS, B. (2010). Variability of the North Atlantic eddy-driven jet stream. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(649): 856–868.
- WOOLLINGS, T., HOSKINS, B., BLACKBURN, M. et BERRISFORD, P. (2008). A new Rossby wave–breaking interpretation of the North Atlantic Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(2):609–626.

- WU, Y. et SMITH, K. L. (2016). Response of Northern Hemisphere midlatitude circulation to Arctic amplification in a simple atmospheric general circulation model. *Journal of Climate*, 29(6):2041–2058.
- ZAPPA, G. et SHEPHERD, T. G. (2017). Storylines of atmospheric circulation change for European regional climate impact assessment. *Journal of Climate*, 30(16):6561–6577.
- ZHANG, P., WU, Y., SIMPSON, I. R., SMITH, K. L., ZHANG, X., DE, B. et CALLAGHAN, P. (2018). A stratospheric pathway linking a colder Siberia to Barents-Kara Sea sea ice loss. *Science advances*, 4(7):eaat6025.
- ZHANG, X., HE, J., ZHANG, J., POLYAKOV, I., GERDES, R., INOUE, J. et WU, P. (2013). Enhanced poleward moisture transport and amplified northern high-latitude wetting trend. *Nature Climate Change*, 3(1):47–51.
- ZHANG, X., SORTEBERG, A., ZHANG, J., GERDES, R. et COMISO, J. C. (2008). Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system. *Geophysical Research Letters*, 35(22).
- ZIMIN, A. V., SZUNYOGH, I., PATIL, D., HUNT, B. R. et OTT, E. (2003). Extracting envelopes of Rossby wave packets. *Monthly weather review*, 131(5):1011–1017.

