



HAL
open science

Réponse de la circulation atmosphérique aux forçages anthropiques : des modes annulaires aux dépressions synoptiques

Thomas Oudar

► To cite this version:

Thomas Oudar. Réponse de la circulation atmosphérique aux forçages anthropiques : des modes annulaires aux dépressions synoptiques. Climatologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2016. Français. NNT : 2016TOU30212 . tel-01548285

HAL Id: tel-01548285

<https://theses.hal.science/tel-01548285>

Submitted on 27 Jun 2017

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.



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 10/11/2016 par :

Thomas OUDAR

**Réponse de la circulation atmosphérique aux forçages
anthropiques : des modes annulaires aux dépressions
synoptiques**

JURY

HERVÉ DOUVILLE	CNRM-GAME, Toulouse	Président
GWENDAL RIVIÈRE	LMD, Paris	Rapporteur
MASA KAGEYAMA	LSCE, Gif-sur-Yvette	Rapporteur
LAURENT LI	LMD, Paris	Rapporteur
LAURENT TERRAY	CERFACS, Toulouse	Directeur de thèse
EMILIA SANCHEZ	CERFACS, Toulouse	Co-directeur de thèse
FABRICE CHAUVIN	CNRM-GAME, Toulouse	Co-directeur de thèse

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de Recherche :

Sciences de l'Univers au Cerfacs (UMR 5318)

Directeur(s) de Thèse :

Laurent TERRAY, Emilia SANCHEZ-GOMEZ et Fabrice CHAUVIN

Rapporteurs :

Gwendal RIVIÈRE, Masa KAGEYAMA et Laurent LI

A mon grand-père André Gillard

« Finalement, ce qui constitue l'ossature de l'existence, ce n'est ni la famille, ni la carrière, ni ce que d'autres diront ou penseront de vous, mais quelques instants de cette nature, soulevés par une lévitation plus sereine encore que celle de l'amour, et que la vie nous distribue avec une parcimonie à la mesure de notre faible coeur. »

Nicolas Bouvier - *L'usage du monde*

Remerciements

Les remerciements représentent certainement la partie la plus difficile à écrire d'une thèse. J'espère ici n'oublier personne qui a participé, de près ou de loin, à ce travail.

Les premières personnes que je voudrais remercier sont mes encadrants Emilia, Fabrice et Laurent. Depuis le stage de M2, j'ai beaucoup apprécié travailler à vos côtés. Vous m'avez toujours soutenu et notre bonne entente a permis une bonne ambiance de travail. J'ai appris énormément grâce à vous et je vous en suis reconnaissant. Vous étiez très disponible que ce soit lors de l'écriture du papier ou l'écriture de la thèse.

Je voudrais remercier Gwendal Rivière, Masa Kageyama et Laurent Li d'avoir bien voulu relire et évaluer ma thèse. Je remercie également Hervé Douville d'avoir joué le rôle de président du jury. Je les remercie tous d'avoir accepté d'évaluer ma thèse, et plus particulièrement pour leurs remarques constructives.

Un grand merci également à Christophe pour tous tes bons conseils et les nombreuses discussions. Tu étais toujours là pour me donner de nouvelles idées de diagnostics ou pour suivre mes travaux. Ta présence a énormément apporté à cette thèse. Je remercie aussi Francis et Julien d'avoir fait parti de mon comité de thèse et plus particulièrement Julien pour ta participation dans l'écriture du papier, tes conseils et ta disponibilité. Merci aussi à Matthieu pour tes conseils sur la réalisation des simulations.

Ensuite, j'adresse mes remerciements à l'ensemble de l'équipe Globc du Cerfacs pour votre accueil et la bonne humeur. Un grand merci à Laure et Marie-Pierre pour toute l'aide apportée pour le modèle et la chaîne de Post-traitement. Je remercie également Julien et Rym pour vos conseils pour la présentation. Merci à Isabelle et Nathalie, mais aussi à l'équipe CSG pour toute leur aide informatique et leur patience.

Je remercie bien sûr tous ceux avec qui j'ai passé de très bons moments au Cerfacs : Gildas, Margot, Sébastien, Polar (la Fouine), Nabil, Rémy, Saïd, Marie D, Marie P, Elizabeth, Laurent B (l'autre Fouine), William, Katerina, Sophie, Alexis, Yohan et Antoine pour m'avoir supporté durant la 3^{ème} année de thèse, ce qui n'a pas dû être facile. Merci également aux "meteo" Marine, Adrien, Pierrick, Filipa, Hélène, Pierre.

Un grand merci à Sébastien qui m'a fait découvrir ces splendides montagnes que sont les Pyrénées, et qui vont grandement me manquer. Tu m'as fait découvrir de magnifiques endroits, notamment la vallée du Vicdessos en Ariège! Un grand merci à tous mes partenaires de randonnées ou de trail : Sophie, Marie, Kevin, Hélène et Aude.

Enfin, je souhaite remercier plus particulièrement mes amis du master, Kevin, Katixa,

Audrey, Aude, Simon (les 2), Chloé. Votre présence m'a fait grandement plaisir et je n'oublierai pas les bons week-ends que nous avons passé ensemble à Toulouse, Limoges ou Bordeaux. J'adresse finalement mes remerciements à mes parents, mes frères et soeurs, à Papi et Mano, et à ma grand-mère.

Table des matières

Résumé	1
Abstract	3
Introduction	5
1 La variabilité climatique : mécanismes	7
1.1 Le bilan radiatif	8
1.2 Le déséquilibre énergétique méridien	9
1.3 La circulation atmosphérique globale	11
1.4 La circulation océanique	13
1.5 Les modes de variabilités atmosphériques	14
1.5.1 Le NAM	15
1.5.2 Le SAM	17
1.6 La variabilité aux moyennes et hautes latitudes	19
1.6.1 Les ondes stationnaires	19
1.6.2 Les perturbations baroclines	21
1.6.3 Mécanismes de formation des perturbations baroclines	21
1.6.4 Méthode pour caractériser les perturbations baroclines	22
1.7 L'évolution observée et simulée des modes de circulation atmosphérique de grande échelle	24
1.7.1 Variabilité interne et forçages externes	24
1.7.2 Evolution récente du NAM	25
1.7.3 Zoom sur les dépressions nord Atlantique	26
1.7.4 Le rôle de la glace de mer et de son évolution sur le climat	27
1.7.5 Evolution récente et future du SAM	30
1.8 Objectifs de la thèse	33
2 Données et Méthodologie	35
2.1 Les ré-analyses atmosphériques	35
2.2 Les simulations avec le modèle de climat couplé CNRM-CM5	36
2.2.1 Le modèle de climat CNRM-CM5	36
2.2.2 Les simulations dans le cadre de CMIP5	37
2.2.3 Les simulations <i>MORDICUS</i>	39
2.2.4 Les simulations "glace de mer"	40
2.3 L'algorithme de suivi automatique	41

2.4	La décomposition de L'EGR	42
2.5	L'indice de blocage de Tibaldi-Molteni	44
2.6	Test de significativité : le bootstrap	44
3	Rôle des variabilités interne et forcée sur les modes annulaires	47
3.1	Caractérisation des modes annulaires	48
3.1.1	Le NAM	48
3.1.2	Evaluation de la représentation du NAM dans le modèle CNRM-CM5	48
3.1.3	Le SAM	51
3.1.4	Evaluation de la représentation du SAM dans le modèle couplé . .	54
3.2	Les changements de la circulation atmosphérique dans l'hémisphère nord	56
3.2.1	Évolution du NAM sur la période passée	56
3.2.2	Rôles respectifs du CO_2 , de l'ozone et des aérosols sur l'évolution du NAM	57
3.2.3	Évolution du NAM pour le climat futur	60
3.3	Les changements de la circulation atmosphérique dans l'hémisphère sud .	63
3.3.1	Évolution du SAM sur la période passée	63
3.3.2	Rôles respectifs du CO_2 , de l'ozone et des aérosols sur l'évolution du SAM	69
3.3.3	Évolution du SAM pour le climat futur	72
3.4	Synthèse et conclusions	75
3.4.1	Pour le NAM	75
3.4.2	Pour le SAM	75
4	La glace de mer en Arctique	79
4.1	Article soumis dans Climate Dynamics	79
4.1.1	Résumé	79
4.1.2	Article : Respective roles of direct GHG radiative forcing and in- duced Arctic sea ice loss on the Northern Hemisphere atmospheric circulation	80
4.2	La réponse de l'océan à la diminution de glace de mer	110
4.2.1	La réponse océanique en surface	110
4.2.2	La réponse de l'AMOC	113
4.3	Synthèse et conclusions	116
5	Un aspect régional : les dépressions Nord Atlantique hivernales	119
5.1	Les dépressions et leurs évolutions représentées par les ré-analyses at- mosphériques	119
5.2	Les dépressions et leurs évolutions représentées par le modèle CNRM-CM5	122
5.2.1	Validation de la représentation des dépressions dans le modèle . .	122
5.2.2	Tendances dans les simulations historiques	124
5.2.3	Tendances dans le scénario RCP8.5	130
5.2.4	Focus sur les dépressions intenses dans le scénario RCP8.5	132
5.3	Rôles respectifs du CO_2 et des aérosols sur les changements des dépressions	133
5.4	Synthèse et conclusions	134

Conclusions, limites et perspectives	137
Liste des acronymes	143
Bibliographie	145

Résumé

L'étude de la variabilité climatique dans les moyennes et hautes latitudes est très complexe, principalement en raison des nombreux mécanismes physiques mis en jeu. Cette variabilité climatique résulte de deux contributions majeures : la variabilité interne associée à des processus internes au système climatique et la variabilité forcée qui est liée aux forçages externes, qui peuvent être d'origine naturelle (comme le volcanisme, les aérosols naturels) ou anthropique (GES, aérosols anthropiques). Ces forçages externes jouent un rôle important sur le climat et sa variabilité. Le défi de la recherche climatique est de comprendre leurs effets sur le climat et leurs rôles face à la variabilité interne. Cette thèse a comme objectif une meilleure compréhension des rôles respectifs de la variabilité interne et des différents forçages externes sur la variabilité passée de la circulation atmosphérique dans les deux hémisphères et de l'activité synoptique associée, ainsi que de leur évolution pour le climat futur en utilisant des ré-analyses atmosphériques et des simulations issues du modèle de climat CNRM-CM5.

Nous nous sommes intéressés dans un premier temps à l'étude des changements des modes annulaires dans les hémisphères nord et sud, appelés respectivement NAM (Northern Annular Mode) et SAM (Southern Annular Mode). Nous montrons que la tendance positive observée du SAM sur la période 1960-1990 en été austral est bien reproduite par le modèle. Cependant, celle-ci est reproduite lorsque la diminution d'ozone stratosphérique et l'augmentation des gaz à effet de serre sont toutes deux prescrites au modèle, alors que certaines études suggéraient qu'elle était principalement expliquée par la seule présence de l'ozone.

Nous nous sommes ensuite focalisés sur les changements de circulation atmosphérique dans l'hémisphère nord. Ceux-ci sont plus complexes que dans l'hémisphère sud. En effet, l'augmentation des GES provoque un réchauffement global différent suivant l'altitude : maximum dans la haute troposphère tropicale ainsi qu'aux hautes latitudes en surface. Ce dernier est en réalité expliqué par la fonte de la banquise Arctique. De nombreux processus physiques et de nombreuses rétroactions sont mis en jeu et rendent la compréhension des changements compliquée. Pour cela, nous avons mis en place un protocole expérimental avec le modèle couplé CNRM-CM5 pour séparer l'effet direct des GES (réchauffement de l'atmosphère) de l'effet indirect (fonte de la banquise Arctique et rétroaction sur l'atmosphère). Cette fonte est responsable de l'augmentation des flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère qui perturbe ensuite la circulation atmosphérique. Nous montrons que la diminution de glace de mer Arctique pourrait être à l'origine de la réponse barocline dans l'hémisphère nord.

Enfin, la dernière partie de cette thèse a fait l'objet d'une étude plus spécifique, puisque l'on s'est intéressé aux évolutions passée et future des dépressions atmosphériques nord Atlantique. De nombreuses incertitudes persistent en raison de processus complexes mettant en jeu la vapeur d'eau, le gradient méridien de température et la stabilité statique. Nous retrouvons la réponse tripolaire dans le RCP8.5, mentionnée dans le 5^{ème} rapport du GIEC, qui correspond à une diminution dans la partie sud du domaine Atlantique nord et la mer Méditerranée, une augmentation sur les îles Britanniques et la Scandinavie et une diminution à l'est du Groenland. Nous montrons que ce signal est peu robuste sur la période dite historique en raison de la forte variabilité interne associée aux systèmes dépressionnaires.

Abstract

Climate variability in mid and high latitudes is very complex due to numerous physical mechanisms implied. This climate variability can be decomposed into 2 components : the internal variability associated with internal processes and the forced variability linked to the external forcings which can be natural (volcanism, natural aerosols) or anthropogenic (greenhouse gases, anthropogenic aerosols). These external forcings play a crucial role on the climate and its variability. The challenge in the climate research is to understand their effects on the climate and their roles relatively with the internal variability. The objective of this thesis is a better understanding of the respective roles of internal variability and forced variability on the past and future atmospheric circulation in both hemispheres characterized by the annular mode and the synoptic activity associated using atmospheric reanalysis and experiments performed with the coupled climate model CNRM-CM5.

First, we focus on the annular mode changes in both hemispheres, named the NAM (Northern Annular Mode) and the SAM (Southern Annular Mode). We show that the observed positive trend of the SAM in the 1960s in austral summer is well reproduced by the climate model. However, contrarily to other studies which suggest that this positive trend can be explained by only stratospheric ozone depletion, it is reproduced in the CNRM-CM5 model when the ozone depletion and greenhouse gases (GHG) increase are both prescribed.

Then, we investigate the changes in the Northern Hemisphere atmospheric circulation. These are more complex than in the Southern Hemisphere. Indeed, the increase of GHG in the atmosphere causes a general global warming maximum in the tropical high troposphere and over the pole at the surface which is mainly explained by Arctic sea ice loss. So the understanding of the changes is very complex due to several physical processes and retroactions. Thus, we have conducted a protocol with the coupled climate model CNRM-CM5 in order to assess the respective role of Arctic sea ice loss and GHG increase. Arctic sea ice loss is responsible for an increase in the heat flux between the atmosphere and the ocean which modify the atmospheric circulation. We show that Arctic sea ice loss can cause the baroclinic response in the Northern Hemisphere.

Finally, the last part of the thesis is the study of past and future changes in the North Atlantic storm-tracks. There are still several uncertainties because of the complex processes involving the water vapour, the meridional temperature gradient and the static stability. We find the tripolar response, already found by other studies, consisting of a significant decrease in the south of the basin and over the Mediterranean sea, a small

increase over the British Isles, and a decrease east of the Greenland. We show that the signal in the historical period is not robust, due to large chaotic variability associated with storms.

Introduction

La variabilité de la circulation atmosphérique aux moyennes et hautes latitudes est dominée par les variations d'intensité et de localisation des courants-jets et des trajectoires des dépressions météorologiques connexes, étroitement associées aux modes annulaires boréal (NAM) et austral (SAM). Ces modes de variabilité de grande échelle spatiale sont présents à plusieurs échelles temporelles (journalières à multi-décennales) et contrôlent le climat dans les moyennes et hautes latitudes. Ils sont régis par la variabilité interne du système climatique et peuvent être fortement influencés par les forçages externes d'origine naturelle (volcanisme, aérosols naturels, activité solaire) ou anthropique (gaz à effet de serre, aérosols anthropiques). Ils sont également en étroit lien avec les variations de glace de mer en Arctique et Antarctique.

Le rôle des forçages externes sur l'évolution des principaux modes de variabilité climatique dans le contexte du changement climatique est l'objet de cette thèse. En effet, la récente augmentation des concentrations de gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère suite aux activités humaines est responsable d'un réchauffement global qui perturbe le système climatique. Divers impacts ont déjà pu être observés, notamment la hausse du niveau de la mer, la fonte de la banquise Arctique ainsi que le trou d'ozone particulièrement marqué dans l'hémisphère sud. Cependant, les forçages anthropiques ne sont pas les seuls à pouvoir modifier la circulation atmosphérique et les forçages naturels comme le volcanisme ou les aérosols naturels peuvent aussi avoir un impact sur cette circulation. Comment est impactée la circulation atmosphérique en réponse à ces différents forçages externes ? Quels sont les mécanismes dynamiques qui permettent d'expliquer ces modifications ?

Une autre composante importante du système climatique qui sera amenée à être fortement modifiée en réponse au réchauffement climatique est la banquise, en particulier en Arctique. En raison de l'augmentation des concentrations des GES dans l'atmosphère, les projections climatiques montrent que la glace de mer Arctique pourrait être amenée à disparaître en été au milieu du XXI^{ème} siècle. Il a déjà été montré que cette diminution pouvait avoir des conséquences sur les circulations atmosphériques et océaniques, ainsi que sur les événements extrêmes sur les continents de l'hémisphère nord, mais assez peu d'études se sont intéressées à cette question et aucun consensus n'a été trouvé. La difficulté provient du fait que les GES ont un effet direct sur le système climatique (réchauffement de l'atmosphère) et un effet indirect (fonte de la banquise et rétroaction sur l'atmosphère). Comment la disparition de glace de mer va-t-elle impacter les circulations atmosphériques et océaniques ?

Les grands modes de variabilité atmosphérique sont étroitement associés aux dépressions synoptiques des moyennes latitudes. Ces dépressions (trajectoires, intensités) pourraient également être modifiées en réponse à un réchauffement ou à une évolution des différents forçages externes. Les mécanismes physiques régissant ces dépressions sont complexes et prennent en compte la vapeur d'eau, le gradient méridien de température et le courant jet. Comment les forçages externes vont modifier ces paramètres et quelle va être l'influence sur les dépressions synoptiques des moyennes latitudes ?

Ces questions correspondent aux principales motivations de cette thèse.

Ce manuscrit s'organisera autour de cinq chapitres. Le chapitre 1 introduira cette thèse en présentant le contexte scientifique et l'état de l'art. Il présentera le système climatique et ses dynamiques atmosphériques et océaniques, puis il décrira les changements qui ont été observés dans la circulation atmosphérique. Le chapitre 2 détaillera les ré-analyses atmosphériques et les simulations climatiques qui ont été utilisées au cours de cette thèse. Il permettra d'introduire les outils et méthodologies comme l'algorithme de suivi automatique et la décomposition de l'Eady Growth Rate. Les 3 derniers chapitres présenteront les principaux résultats de ce travail. La réponse des modes annulaires aux forçages externes sera présentée dans le chapitre 3. Le chapitre 4 fera l'objet de la réponse à la diminution de la banquise en Arctique qui sera en partie résumée dans un article soumis à la revue *Climate Dynamics*. Enfin, le chapitre 5 présentera un aspect plus régional de la réponse de la circulation atmosphérique : les dépressions dans le domaine nord Atlantique. Une synthèse rappellera les principaux résultats et conclusions de cette thèse et donnera quelques perspectives.

Chapitre 1

La variabilité climatique : mécanismes

Sommaire

1.1	Le bilan radiatif	8
1.2	Le déséquilibre énergétique méridien	9
1.3	La circulation atmosphérique globale	11
1.4	La circulation océanique	13
1.5	Les modes de variabilités atmosphériques	14
1.5.1	Le NAM	15
1.5.2	Le SAM	17
1.6	La variabilité aux moyennes et hautes latitudes	19
1.6.1	Les ondes stationnaires	19
1.6.2	Les perturbations baroclines	21
1.6.3	Mécanismes de formation des perturbations baroclines	21
1.6.4	Méthode pour caractériser les perturbations baroclines	22
1.7	L'évolution observée et simulée des modes de circulation atmosphérique de grande échelle	24
1.7.1	Variabilité interne et forçages externes	24
1.7.2	Evolution récente du NAM	25
1.7.3	Zoom sur les dépressions nord Atlantique	26
1.7.4	Le rôle de la glace de mer et de son évolution sur le climat	27
1.7.5	Evolution récente et future du SAM	30
1.8	Objectifs de la thèse	33

L'étude des changements de la circulation atmosphérique à différentes échelles spatiales est l'objet de cette thèse. Dans ce chapitre, nous présentons les grands modes de variabilité atmosphérique, ainsi que leurs éventuelles réponses à un changement climatique. Cette circulation peut aussi être modifiée à des échelles plus fines (synoptiques), et impliquer des changements dans les perturbations baroclines, les blocages atmosphériques et la sinuosité. Enfin, la glace de mer en Arctique joue un rôle important dans le système climatique et sa diminution pourrait provoquer des changements significatifs sur les circulations atmosphériques et océaniques.

1.1 Le bilan radiatif

Le bilan radiatif terrestre joue un rôle important dans le système climatique. Dans cette section, nous détaillons sa fonction dans le déséquilibre énergétique global et la circulation atmosphérique.

La Figure 1.1 résume le bilan radiatif global moyen, tirée du rapport du GIEC¹ (Stocker *et al.*, 2013). Les chiffres indiqués correspondent aux ordres de grandeur typique en moyenne globale avec l'incertitude associée estimée à partir d'observations. La Terre reçoit l'énergie provenant du rayonnement solaire (que l'on appellera flux "shortwave" dans la suite) égale à environ 340 W.m^{-2} . Une partie (approximativement $1/3$) de cette énergie reçue est directement réfléchiée vers l'espace par les nuages, les aérosols et la surface de la terre. La partie réfléchiée introduit la notion d'albédo qui joue un rôle très important dans le système climatique. L'albédo est une mesure du pouvoir réfléchissant de la surface terrestre. Il est par exemple fort aux pôles, dû à la présence de la glace de mer, qui réfléchit une grande partie du rayonnement incident. Le reste du rayonnement solaire incident (185 W.m^{-2}) est absorbé par la surface de la terre et par l'atmosphère et est ensuite transformé en de nouveaux flux (chaleur latente, chaleur sensible et un flux d'ondes longues dorénavant appelé flux "longwave"). La chaleur latente est associée à l'évaporation d'eau à la surface de la Terre et à la condensation de la vapeur d'eau résultante dans l'atmosphère et les nuages, alors que la chaleur sensible est créée par un transfert de chaleur par conduction entre la surface terrestre et l'atmosphère. Ces deux flux sont également appelés flux turbulents et sont très importants dans les zones de fort gradient de température ou de contraste thermique terre-mer. D'un autre côté, le système Terre+Atmosphère émet un rayonnement infrarouge (flux longwave, 398 W.m^{-2}) qui est fonction de la température de surface (loi de Stefan-Boltzmann²). Une partie de ce flux est réémise vers l'espace (239 W.m^{-2}), alors que l'autre partie est absorbée par les Gaz à effet de serre (GES)³. Les nuages émettent également un flux infrarouge vers la surface de la Terre (342 W.m^{-2}).

A la surface, l'équation du bilan d'énergie peut se résumer par :

$$(1 - \alpha)SW_{\downarrow} + LW_{\downarrow} = LW_{\uparrow} + SH_{\uparrow} + LH_{\uparrow} \quad (1.1)$$

avec α l'albédo, SW_{\downarrow} le flux shortwave descendant, LW_{\downarrow} et LW_{\uparrow} les flux longwave descendant et montant, SH_{\uparrow} le flux de chaleur sensible et LH_{\uparrow} le flux de chaleur latente.

En raison de l'expansion des activités humaines au cours des dernières décennies qui a engendré l'augmentation de l'émission dans l'atmosphère de certains GES et des aérosols anthropiques, l'effet de serre a augmenté engendrant un déséquilibre radiatif à la surface terrestre (estimation de 0.6 W.m^{-2} sur la Figure 1.1) et augmentant la température sur Terre. Ce réchauffement impacte donc l'océan, l'atmosphère, les surfaces continentales

¹Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

²La loi de Stefan-Boltzmann explicite que l'énergie émise dépend de la température de la surface émettrice.

³Les principaux GES sont la vapeur d'eau (H_2O), le méthane (CH_4) et le dioxyde de carbone (CO_2).

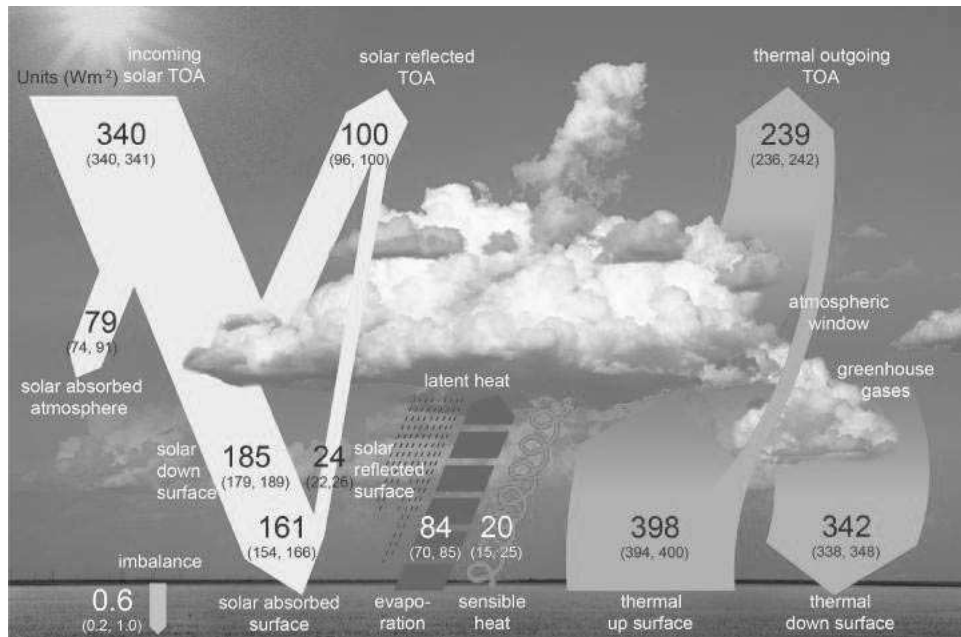


FIGURE 1.1: Bilan radiatif global moyen en climat actuel. Les nombres en gras correspondent à l'estimation de chaque flux d'énergie (en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$). Les nombres entre parenthèse donnent la possibilité des valeurs donnée par les observations. (Crédits : figure 2.11 de l'AR5, GIEC 2013)

et glaciaires suivant différents processus qui ont lieu à différentes échelles spatiales et temporelles. Dans cette thèse, nous nous intéresserons principalement aux changements de la circulation atmosphérique.

La Figure 1.1 nous renseigne sur les ordres de grandeur typiques, mais ne prend pas en compte les hétérogénéités spatiales entre l'équateur et les pôles, principalement dues à l'inégale répartition de l'énergie solaire incidente. Cette inégalité est responsable du déséquilibre énergétique moyen.

1.2 Le déséquilibre énergétique méridien

Du fait de la sphéricité de la Terre, l'énergie solaire reçue au sommet de l'atmosphère est maximale à l'équateur et minimale aux pôles. Par ailleurs, l'énergie émise par la surface terrestre (flux longwave) est plus faible au niveau des pôles qu'à l'équateur puisque la température y est plus basse (loi de Stefan-Boltzmann). Il existe donc un déséquilibre énergétique qui est à l'origine des circulations atmosphériques et océaniques qui redistribuent l'énergie sur Terre. Cette circulation peut donc être comprise comme étant un transport énergétique (océanique et atmosphérique) entre l'équateur et les pôles, permettant d'équilibrer et de redistribuer l'énergie à l'échelle du globe. La Figure 1.2a montre le bilan énergétique global en coupe méridienne, et schématise bien le surplus d'énergie aux tropiques et le déficit d'énergie aux pôles. Ce déficit est donc compensé par les circulations atmosphériques et océaniques, qui transportent la chaleur des zones excédentaires (tropiques) aux zones déficitaires (pôles). La Figure 1.2b montre la décomposition du

transport méridien de chaleur, estimé dans la ré-analyse NCEP par Trenberth et Caron (2001), qui permet l'équilibrage énergétique du globe. Le transport atmosphérique est maximal aux moyennes latitudes de chaque hémisphère, alors que le transport océanique est maximal aux tropiques et se fait entre autre via la circulation thermohaline.

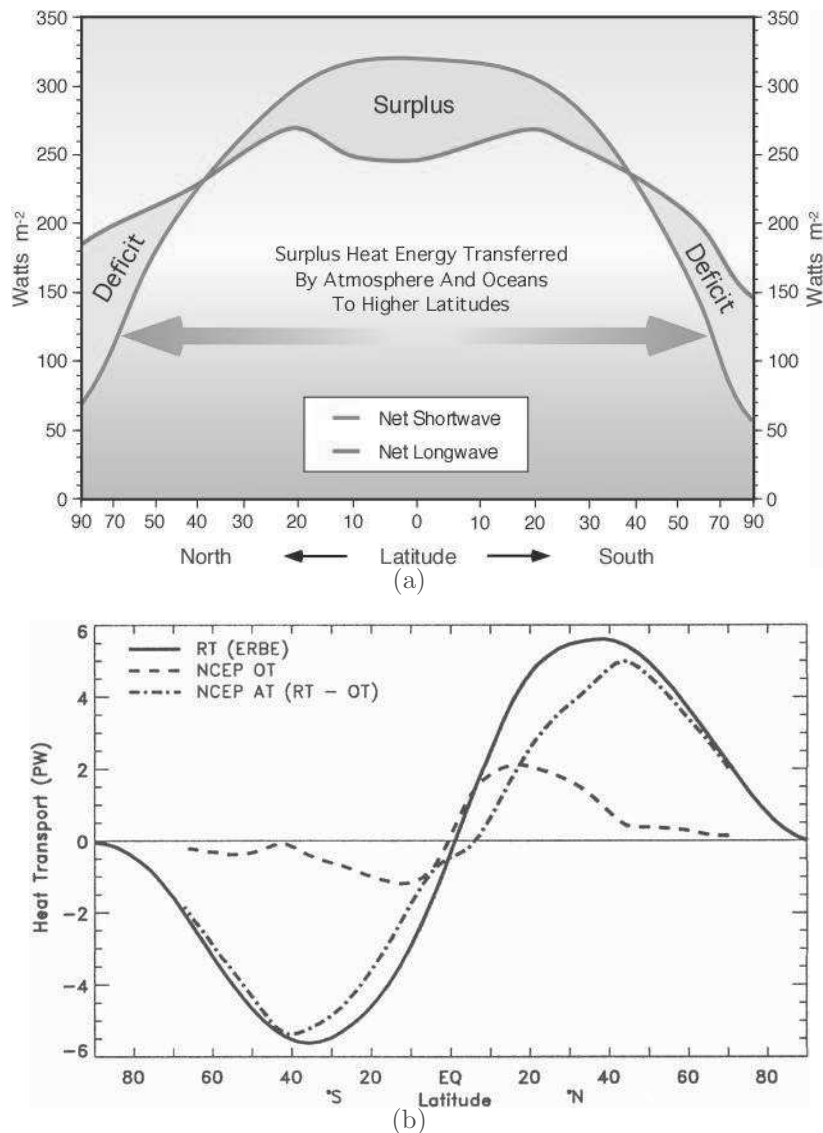


FIGURE 1.2: (a) Schéma représentant la coupe méridienne du déséquilibre énergétique entre l'équateur et les pôles. Crédits : NASA. (b) Transport de chaleur méridien. RT : Transport total. OT : Composante océanique et AT : Composante atmosphérique. (Crédits : Trenberth et Caron (2001)).

1.3 La circulation atmosphérique globale

En ce qui concerne l'atmosphère, plusieurs cellules méridiennes ont été mises en évidence par Georges Hadley (en 1735), William Ferrel (au XIX^{ème} siècle), ainsi que des circulations zonales au niveau des tropiques caractérisées par Gilbert Walker (au XX^{ème} siècle). La Figure 1.3 schématise la circulation atmosphérique globale en représentant les cellules de Hadley, Ferrel, les cellules polaires, ainsi que les vents moyens. Au niveau de l'équateur, la cellule de Hadley se caractérise par une convergence (convection) en surface et une divergence vers les pôles au niveau de la tropopause. Il existe donc des mouvements ascendants dans l'hémisphère d'hiver vers 5° de latitude nord et une subsidence vers 25° de latitude nord pour fermer la cellule. La zone de convergence en surface est aussi appelée zone de convergence intertropicale (ZCIT) et est caractérisée par des vents d'est en surface appelés *Alizés*. Les alizés peuvent être expliqués par la conservation du moment cinétique et la force de Coriolis qui correspond à une déviation vers l'est de tout corps qui subit la rotation terrestre (voir Malardel (2005)). Les cellules de Ferrel sont aussi des circulations fermées mais situées aux moyennes latitudes. Notons également la présence de cellules polaires dans les hautes latitudes. Enfin, la circulation de Walker est une circulation zonale au niveau des tropiques, qui est principalement due à des contrastes de température entre l'océan et l'atmosphère. Elle se caractérise par des mouvements ascendants au dessus des zones tropicales les plus chaudes (continents) et des subsidences au niveau des bords est des océans, qui sont en moyenne plus froids. Pour résumer, la cellule de Hadley concerne les régions tropicales, la cellule de Ferrel les moyennes latitudes et la cellule polaire les régions polaires.

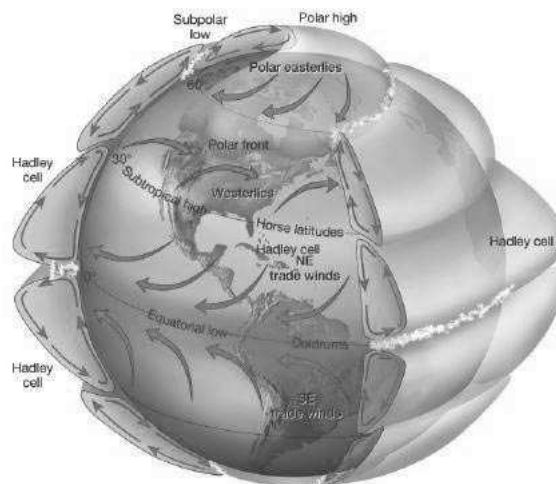


FIGURE 1.3: Représentation schématique de la circulation atmosphérique globale. Crédits : Maine University

La signature en surface de la circulation globale est caractérisée, en moyenne annuelle, par des anticyclones au niveau des subtropiques et des basses pressions dans les régions subpolaires sur les deux hémisphères (Figure 1.4 qui montre la climatologie annuelle de la pression de surface). L'effet de la force de Coriolis est prépondérant aux

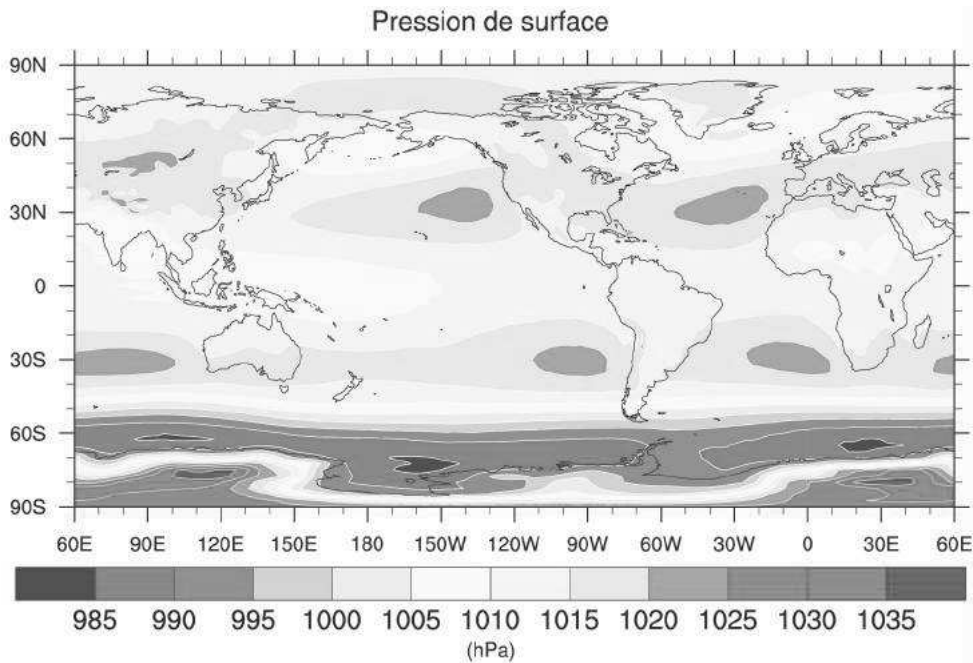


FIGURE 1.4: Climatologie annuelle de la pression de surface (en hPa), calculée dans la réanalyse NCEP sur la période 1948-2015.

moyennes et hautes latitudes et dévie le flux moyen vers l'est. La conservation du moment cinétique et la force de Coriolis sont donc à l'origine des vents forts en altitude (jet subtropical) et des vents d'est en basses couches au niveau des tropiques. Les vents forts d'ouest sont représentés sur la Figure 1.5.

La circulation aux moyennes latitudes (entre 35 et 70°N et S), qui nous intéresse plus particulièrement dans cette thèse, a une variabilité spatiale et temporelle plus forte que sur les régions tropicales, surtout en hiver des deux hémisphères. Dans ces régions, le gradient méridien de température dû aux forts contrastes thermiques entre l'air tropical chaud et l'air polaire froid, engendre par la relation du vent thermique⁴, des vents d'ouest qui sont maximum au niveau de la tropopause et qui correspondent au courant-jet à 200 hPa (jet stream en Anglais, Figure 1.5). Dans l'hémisphère nord, on observe deux maximums de vents d'ouest : l'un dans le Pacifique et l'autre dans l'Atlantique. Ces vents d'ouest sont aussi associés au rail des dépressions (perturbations d'échelle synoptique). La Figure 1.5 représente le vent zonal en hiver boréal (Décembre-Janvier-Février, DJF dans la suite) et montre bien la différence de circulation entre les deux hémisphères (Figure 1.5a). En effet, le flux moyen dans les moyennes latitudes de l'hémisphère nord est perturbé par les chaînes de montagnes et les contrastes océan-continent. Par contre, les moyennes latitudes de l'hémisphère sud ne sont que très peu perturbées par les chaînes de montagnes et la part des continents est beaucoup plus faible que dans l'hémisphère nord. Cette circulation est appelée zone barocline moyenne et son intensité est maximale

⁴La relation du vent thermique relie le gradient méridien de température au cisaillement vertical de vent

dans l'hémisphère d'hiver. La circulation aux moyennes latitudes joue aussi un rôle dans la redistribution d'énergie puisqu'elle permet un transport de chaleur, de vapeur d'eau et de quantité de mouvement de l'équateur vers les pôles. Tandis que le transport d'énergie par la cellule de Hadley se fait par des mouvements ascendants et descendants, dans les moyennes latitudes le transport d'énergie se fait par des tourbillons de petite échelle associés aux perturbations synoptiques.

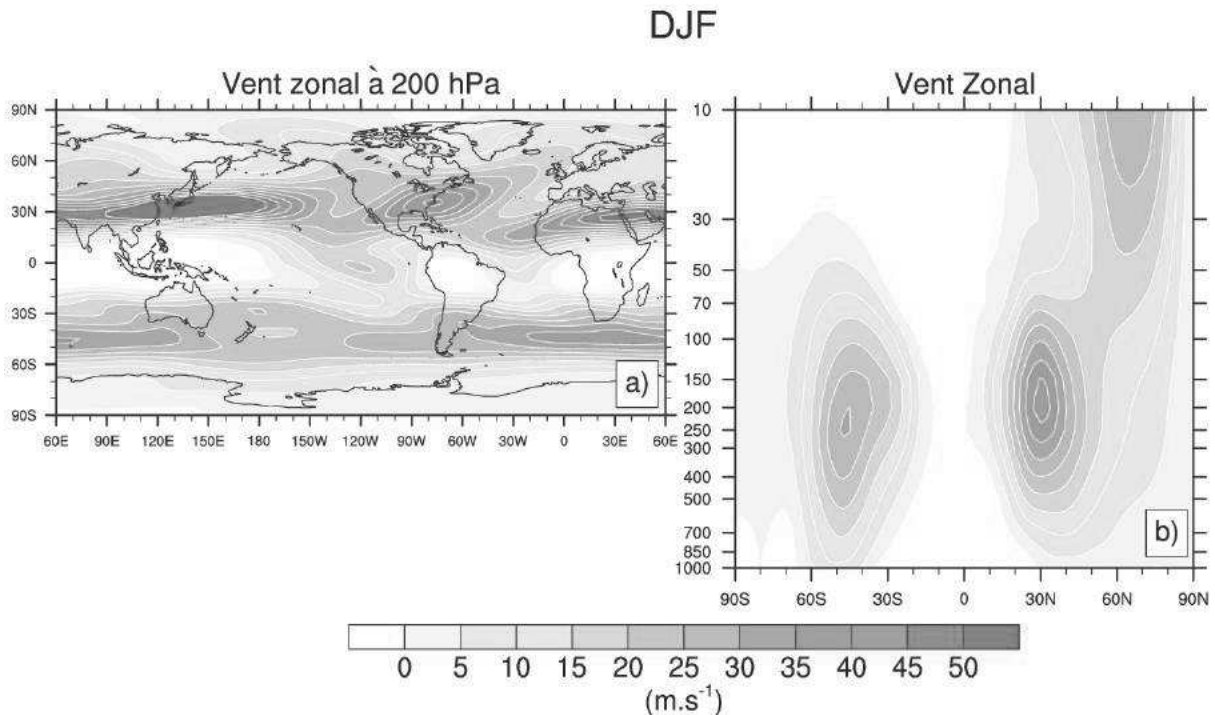


FIGURE 1.5: (a) Climatologie du vent zonal à 200 hPa et (b) Climatologie en moyenne zonale du vent zonal pour la saison DJF, dans la ré-analyse NCEP (1948-2015).

1.4 La circulation océanique

L'océan joue aussi un rôle important dans la redistribution d'énergie des tropiques vers les hautes latitudes. Les océans tropicaux sont bien plus chauds que les océans extratropicaux. Ainsi, la chaleur est transportée beaucoup plus lentement par l'océan que par l'atmosphère : on parle de l'inertie thermique des océans. La Figure 1.6 montre la distribution annuelle des températures de surface de la mer (SST) globales. On observe le réchauffement plus marqué dans les régions tropicales que dans les moyennes et hautes latitudes. De plus, au niveau des tropiques, les océans sont plus chauds au niveau des bords ouest qu'au niveau des bords est. Cette structure spatiale est largement expliquée par la circulation de surface, principalement contrôlée par les vents qui expliquent la présence de remontée d'eau froide (appelée upwelling en Anglais) sur les bords est des océans. Notons également les forts gradients de température dans l'Atlantique nord et le Pacifique nord aux moyennes latitudes qui correspondent à la rencontre des eaux subpolaires froides

et des courants océaniques chauds (Gulf Stream pour l'Atlantique et Kuroshio pour le Pacifique).

La circulation océanique de grande échelle est appelée circulation thermohaline et est donc responsable d'un transport de chaleur important. Celle-ci est représentée sur la Figure 1.6b. Le transport est différent suivant le bassin océanique (Trenberth et Caron, 2001). Elle est caractérisée, dans l'Atlantique, par un transport vers le nord des eaux chaudes et salées de surface. Dans les régions du nord de l'Atlantique, ces eaux sont très denses et plongent vers les couches plus profondes de l'océan. Cette convection s'opère dans les mers du Labrador et dans les gyres subpolaires et les eaux se dirigent ensuite vers le sud en profondeur. L'AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) désigne la circulation thermohaline dans l'Atlantique nord. Elle est souvent estimée comme le maximum de la fonction de courant méridienne à 30°N. Elle est étroitement liée à la convection profonde dans les régions subpolaires : lorsque la convection est forte, l'AMOC s'accélère et inversement. L'AMOC est très importante dans le système climatique, d'une part parce qu'elle redistribue une grande partie de l'énergie, et d'autre part parce qu'elle engendre des forts flux turbulents dans l'Atlantique nord entre l'océan et l'atmosphère.

Nous avons vu que le transport d'énergie s'opérait via des mécanismes très complexes. En ce qui concerne la circulation atmosphérique, le paradigme des modes de variabilité a permis de la représenter simplement, afin de pouvoir étudier sa variabilité spatio-temporelle.

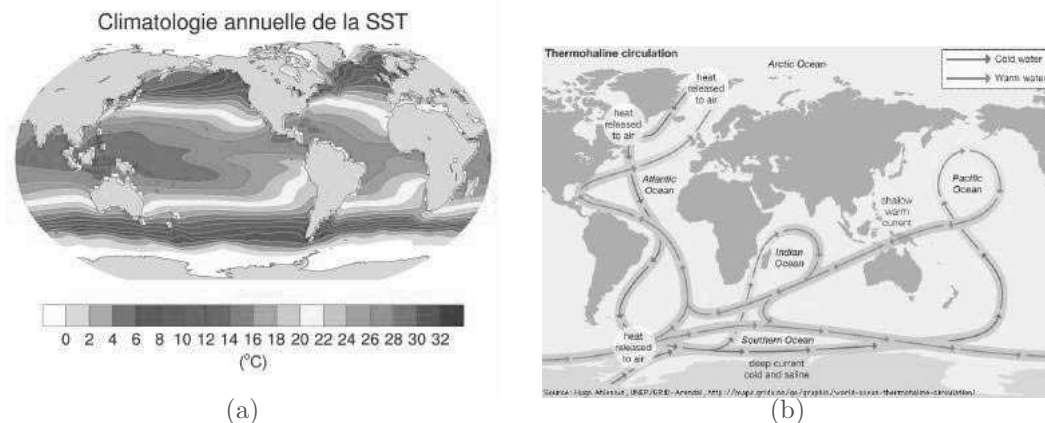


FIGURE 1.6: (a) Climatologie annuelle de la température de surface de la mer (SST, Sea Surface Temperature en °C) calculée dans le jeu de donnée ERSST3. (b) Schéma de la circulation thermohaline (tiré de <https://global.britannica.com/science/thermohaline-circulation>).

1.5 Les modes de variabilités atmosphériques

Les modes annulaires (Thompson et Wallace, 2000; Thompson *et al.*, 2000) sont des structures de la variabilité climatique à l'échelle hémisphérique, qui doivent leur exis-

tence à la dynamique atmosphérique interne dans les moyennes et hautes latitudes des hémisphères nord et sud. Il existe deux modes annulaires : le NAM (Northern Annular Mode) pour l'hémisphère nord et le SAM (Southern Annular Mode) pour l'hémisphère sud. Leur variabilité se manifeste de l'échelle journalière à l'échelle annuelle et interannuelle. Ces modes et les causes pouvant les faire varier seront étudiés dans cette thèse.

1.5.1 Le NAM

Le mode annulaire de l'hémisphère nord (NAM pour *Northern Annular Mode* ou AO pour *Arctic Oscillation*, (Thompson et Wallace, 1998; Deser, 2000) est un mode de variabilité intrinsèque de la circulation atmosphérique qui exerce une forte influence sur le climat en hiver dans une grande partie de l'hémisphère nord. Il est associé à des fluctuations de pression au niveau de la mer entre l'Arctique et les moyennes latitudes. Il module ainsi l'intensité et la localisation des dépressions météorologiques, les précipitations et les vents dans les moyennes et hautes latitudes, mais aussi la fréquence d'occurrence des épisodes de blocage et les advections d'air froid.

Il existe plusieurs méthodes pour caractériser le NAM/AO. Ces méthodes seront détaillées au début du chapitre 3.

NAM ou NAO ?

L'oscillation Nord Atlantique (NAO) est une oscillation de pression entre les régions arctiques et les régions subtropicales de l'Atlantique nord. Plus précisément, la NAO est caractérisé par l'intensité du gradient de pression entre la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores (Hurrell *et al.*, 2003). La NAO et le NAM sont très corrélés et la NAO ne pourrait être qu'un aspect "régional" du NAM/AO. Dans cette thèse nous considérerons que le NAM et la NAO sont la manifestation du même phénomène au niveau de l'Atlantique nord.

Le rôle du NAM sur le climat de l'hémisphère nord

La Figure 1.7a résume les impacts climatiques de la phase positive du NAM.

La phase positive du NAM se caractérise par un renforcement des anomalies de pression, c'est-à-dire des pressions anormalement basses au niveau du pôle et des pressions supérieures à la normale au niveau des moyennes latitudes. Les vents d'ouest sont alors renforcés et déplacés vers le nord. Par conséquent le rail des dépressions est aussi déplacé vers le nord. Le Royaume-Uni et les pays scandinaves connaissent des conditions plus pluvieuses que la normale, alors que la région méditerranéenne connaît des sécheresses.

La phase négative (Figure 1.7b) présente une situation opposée à la phase positive. Les pressions au niveau du pôle sont supérieures à la normale alors qu'elles sont inférieures à la normale aux moyennes latitudes, ce qui entraîne un déplacement vers le sud et un affaiblissement du courant-jet. La région méditerranéenne connaît alors des conditions plus pluvieuses que la normale, alors que le nord de l'Europe connaît des conditions relativement froides. Du fait des faibles vents d'ouest, l'air Arctique froid atteint des latitudes plus au sud, et le nord de l'Amérique connaît un hiver plus froid que la normale.

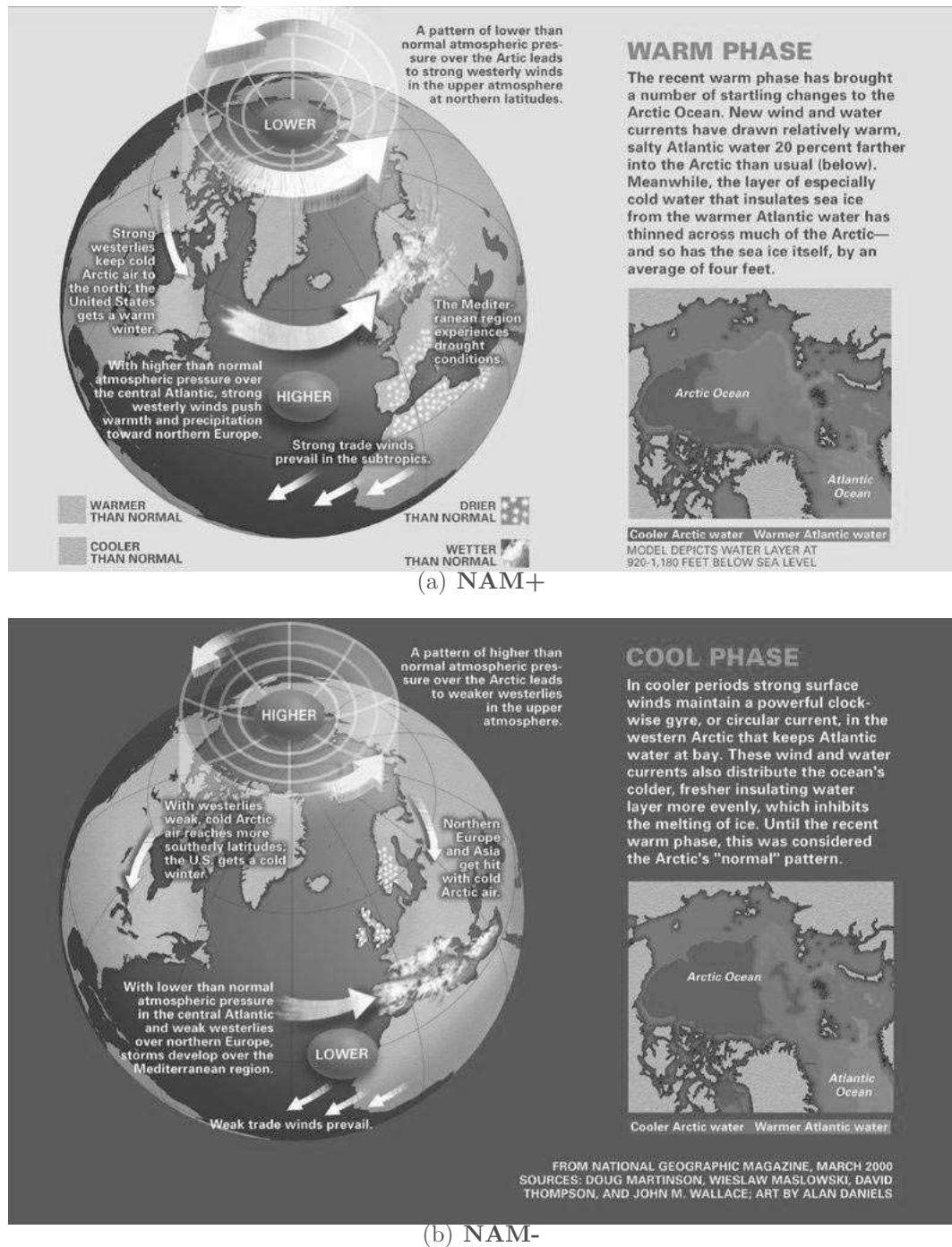


FIGURE 1.7: (a) Schéma résumant les impacts climatiques de la phase positive du NAM. (b) Schéma résumant les impacts climatiques de la phase négative du NAM. Crédits : National geographic magazine, March 2000. Sources : Doug Martinson, Wieslaw Maslowski, David Thompson and John M. Wallace.

Le NAM est aussi associé à l'occurrence d'événements extrêmes : Thompson et Wallace (2001) mentionnent que des événements froids sont plus fréquents

sur Amérique du Nord, l'Europe, la Sibérie, et l'est de l'Asie lors de la phase négative. Ils décrivent également que la phase positive est associée à des vents plus forts sur le nord de l'Europe et le nord ouest du Pacifique.

Les phases positive et négative impactent également les océans Arctique et Atlantique, comme mentionné sur la Figure 1.7, mais nous n'entrerons pas dans les détails.

1.5.2 Le SAM

L'équivalent du NAM dans l'hémisphère sud est le mode annulaire austral (SAM, Southern Annular Mode). La phase positive du SAM est associée à une réduction de la pression de surface dans les latitudes polaires et à un renforcement des vents d'ouest, accompagné d'une intensification de l'activité dépressionnaire (Thompson et Wallace, 2000). La phase négative se caractérise par les effets opposés. La structure spatiale de la phase positive du SAM est représentée sur la Figure 1.8 pour l'été austral (DJF) et l'hiver austral (JJA). Notons que sa structure est beaucoup plus annulaire que la structure associée au NAM, en raison de la présence plus faible de surfaces continentales dans les moyennes latitudes de l'hémisphère sud comparé à l'hémisphère nord.

De même que pour le NAM, il existe plusieurs méthodes pour caractériser le SAM. Ces méthodes seront explicitées au début du chapitre 3.

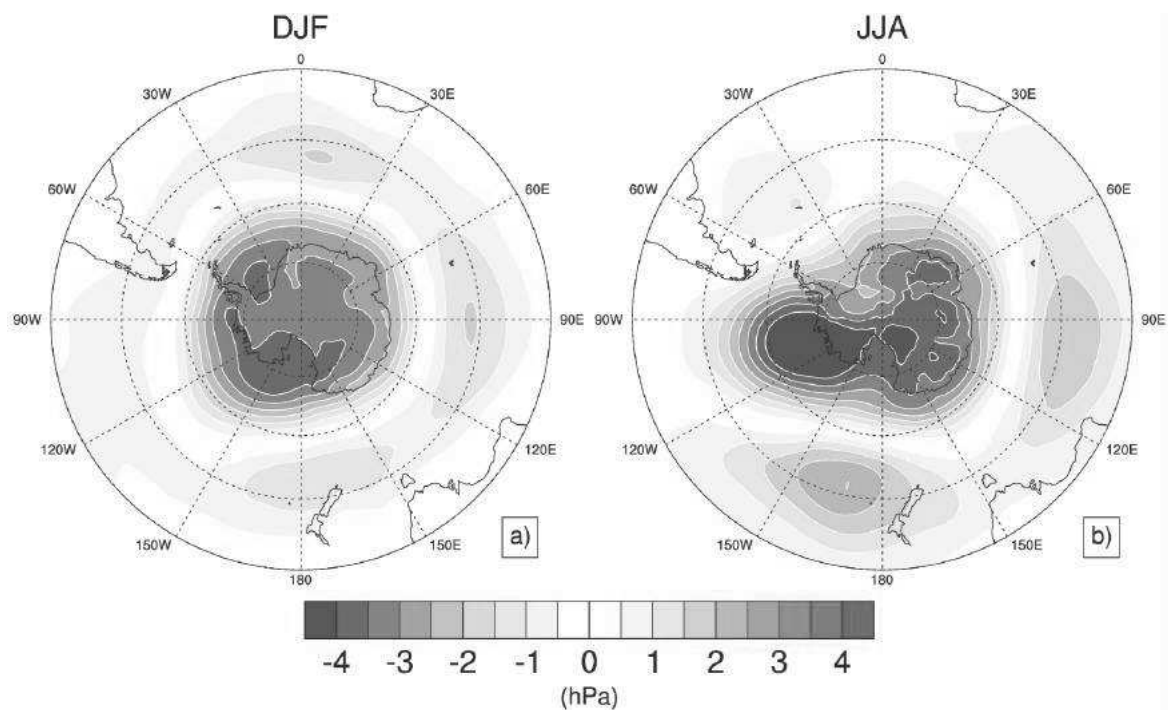


FIGURE 1.8: Structure spatiale du SAM dans la ré-analyse ERAI comme la première EOF (Empirical Orthogonal Function en Anglais) du champ de pression de surface pour les saisons (a) DJF et (b) JJA.

Le rôle du SAM sur le climat de l'hémisphère sud

De nombreuses études se sont intéressées au rôle du SAM sur le climat de l'hémisphère sud. Le SAM a une forte influence sur le climat dans l'hémisphère sud. Il module notamment les précipitations et les températures en Australie, Amérique du Sud et Afrique du Sud (Gillett *et al.*, 2006), mais également la glace de mer en Antarctique (Sen Gupta et England, 2006; Lefebvre *et al.*, 2004; Hall et Visbeck, 2002). Il est aussi fortement lié à l'océan austral. En effet, lors de la phase positive du SAM, les vents d'ouest sont renforcés et le courant circumpolaire l'est également (Hall et Visbeck, 2002).

En particulier, Gillett *et al.* (2006) utilisent des stations d'observations de la température et de la précipitation et montrent que la phase positive du SAM est associée à un refroidissement d'une grande partie de l'Antarctique, excepté au niveau de la péninsule Antarctique qui subit un réchauffement. Ce réchauffement s'explique par l'advection d'air océanique relativement plus chaud associé au renforcement des vents d'ouest (Thompson et Wallace, 2000). Ils observent aussi un réchauffement au niveau de l'Argentine, la Tasmanie et le sud de la Nouvelle-Zélande. Lors de cette même phase, les conditions sont plus sèches que la normale sur l'extrême sud de l'Amérique du Sud, la Nouvelle-Zélande et la Tasmanie, à cause du déplacement vers le sud du rail des dépressions. Les conditions sont aussi plus humides au niveau de l'Australie et l'Afrique du Sud.

Karpechko *et al.* (2009) étudient les impacts climatiques du SAM dans l'ensemble des modèles couplés de CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 3). Leurs résultats sont en accord avec les études utilisant des jeux de données d'observations, puisqu'ils retrouvent le refroidissement sur une grande partie de l'Antarctique, le réchauffement sur la péninsule Antarctique ainsi que les autres impacts décrits précédemment. Cela montre que les modèles climatiques possèdent une bonne représentation de ce grand mode de variabilité climatique avec toutefois quelques disparités avec les observations, notamment sur l'intensité des anomalies.

Il a également été montré que le SAM était étroitement lié au vortex polaire dans la stratosphère, via des interactions troposphère-stratosphère (Thompson *et al.*, 2005). Divers processus interviennent dans cette interaction, notamment la circulation de Brewer-Dobson qui est à l'origine de l'accumulation de particules dans la stratosphère au niveau des pôles, en particulier l'ozone.

Circulation de Brewer-Dobson, vortex polaire et interaction avec l'ozone

L'ozone stratosphérique est formé naturellement par des réactions chimiques qui mettent en jeu le rayonnement solaire et les molécules d'oxygène. Chapman (1930) a été le premier à proposer un schéma de formation et de destruction de l'ozone. Cette réaction se produit sur tout le globe mais le maximum de production se situe au niveau des tropiques, là où le rayonnement solaire est le plus fort (voir section 1.2). L'ozone est ensuite transporté vers le pôle par des vents qui font partis de la circulation de Brewer-Dobson. Cette circulation se caractérise par des mouvements verticaux ascendants importants au niveau des tropiques, des déplacements vers les pôles dans la stratosphère et des subsidences dans les moyennes latitudes et les régions polaires. Elle est responsable de

l'accumulation de l'ozone et d'autres composés chimiques dans la stratosphère au niveau du pôle.

En hiver austral (JJA), l'air autour de l'Antarctique ne reçoit plus de rayonnement solaire. Un rayonnement infrarouge est émis et provoque un refroidissement de l'atmosphère. Par ailleurs, Le vortex polaire, qui correspond au vent dans la stratosphère, est maximal en hiver et sa vitesse peut atteindre 100 m.s^{-1} . Ce vortex est également présent dans l'hémisphère nord, mais est beaucoup plus instable du fait de la forte présence des surfaces continentales qui sont responsables d'ondes planétaires qui peuvent venir perturber plus facilement le vortex. A contrario, ce vortex est très stable et persistant dans l'hémisphère sud et isole ainsi l'air au niveau du pôle qui ne peut plus se mélanger avec l'air à l'extérieur. Cet air est suffisamment froid pour permettre la formation des nuages stratosphériques polaires. Des réactions se produisent alors à la surface des nuages et cassent le chlore et le brome qui prennent leurs formes catalytiques et peuvent persister et s'accumuler en l'absence de rayonnement solaire. C'est au début du printemps, avec le retour du rayonnement solaire, que des réactions catalytiques vont se produire et que les chlorofluorocarbures (CFCs) vont progressivement détruire l'ozone. Les CFCs sont des composés chimiques qui étaient émis par les activités industrielles jusque 1990 avant que le protocole de Montréal stipule leur interdiction. Ces CFCs ont donc été émis en grande quantité et se sont accumulés également au niveau des pôles. Les concentrations d'ozone étant beaucoup plus faibles, l'absorption du rayonnement ultraviolet est plus faible et on observe donc un refroidissement de la stratosphère au printemps ainsi qu'en été. C'est pour cela que la déplétion d'ozone est maximale au printemps. Enfin, au printemps, le rayonnement solaire réchauffe lentement l'air dans le vortex polaire, ce qui entraîne la destruction de ce dernier. La Figure 1.9 représente la colonne totale d'ozone au niveau de l'Antarctique et compare les mois de septembre des années 1979 et 2015. Le contraste entre les deux années est saisissant. Le trou d'ozone est un exemple concret et édifiant, de l'impact des activités humaines sur la planète.

Les processus de destruction et de régénération de l'ozone sont d'origine naturelle. Cependant, l'émission forte de CFCs par les activités industrielles a perturbé sensiblement ces processus, et a détruit l'ozone en plus grande quantité. Nous verrons dans la section 1.5.2 comment cette destruction d'ozone peut ensuite perturber la circulation atmosphérique et donc le climat dans les basses couches de l'atmosphère.

Nous avons décrit ici les grands modes de circulation atmosphérique. Nous allons maintenant parler de la variabilité synoptique associée à ces modes.

1.6 La variabilité aux moyennes et hautes latitudes

1.6.1 Les ondes stationnaires

Aux moyennes latitudes, le transport d'énergie se fait vers le pôle et est assuré par les perturbations baroclines (Voir section suivante 1.6.2) et par les ondes quasi-stationnaires. Ces dernières sont d'échelle planétaire et sont forcées par les grands reliefs (Rocheuses et Himalaya) et les contrastes de température terre/mer. Elles sont d'intensité maximale en

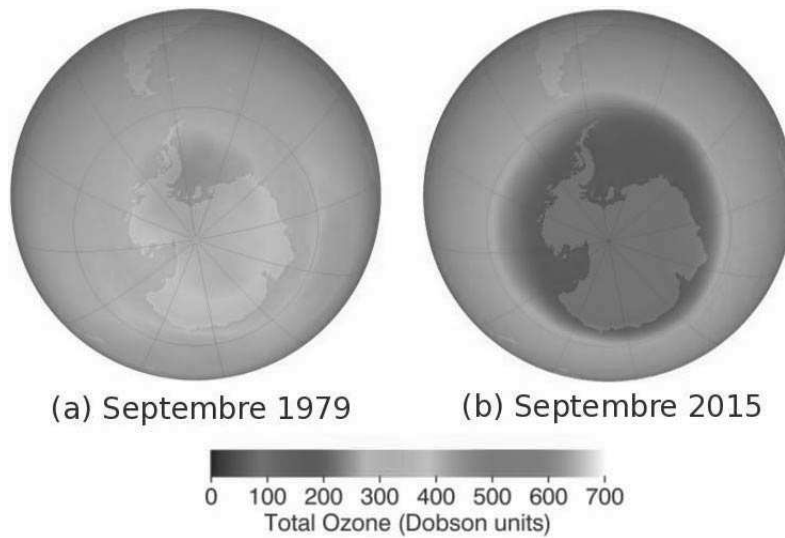


FIGURE 1.9: Colonne totale d’ozone (en Dobson) au niveau de l’hémisphère sud pour le mois de septembre de l’année (a) 1979 et (b) 2015. Source : <http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/>

hiver lorsque le gradient méridien de température est le plus prononcé et le courant-jet le plus intense.

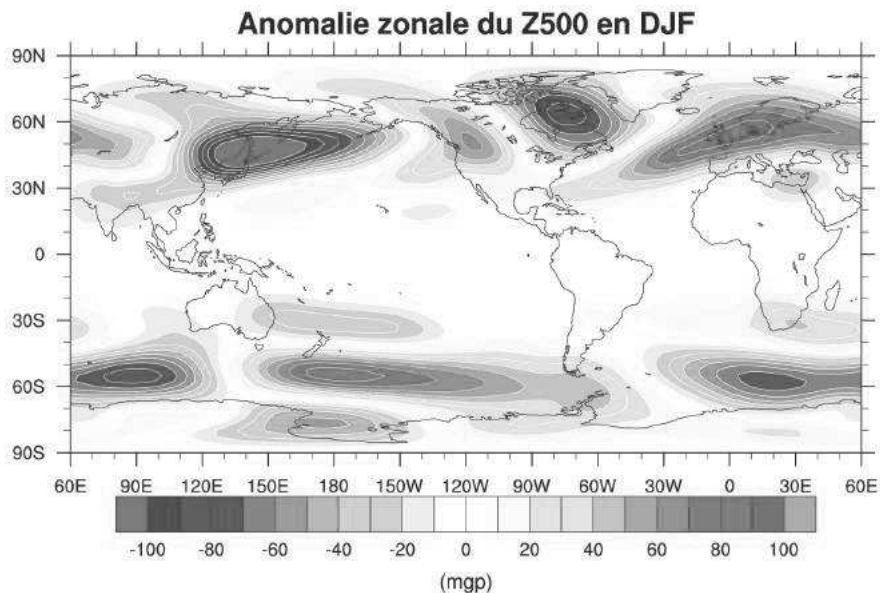


FIGURE 1.10: Champ d’écart à la moyenne zonale du géopotentiel à 500 hPa (en mgs) en DJF calculé dans la ré-analyse NCEP sur la période 1948-2015.

Les ondes stationnaires affectent l’équilibre en pression des moyennes latitudes et

sont associées à des modifications dans la position et l'intensité du courant-jet. Elles peuvent être mises en évidence en faisant l'écart à la moyenne zonale du champ de géopotential à 500 hPa (Figure 1.10).

Dans l'hémisphère nord, ces ondes sont caractérisées par deux zones de haut géopotential sur l'ouest de l'Amérique du Nord et l'Eurasie et deux zones de bas géopotential sur l'ouest du Pacifique et de l'Amérique du nord (Figure 1.10). La distribution spatiale est principalement due aux effets orographiques (chaînes de montagnes) et aux effets liés aux gradients thermiques situés dans les courants océaniques de bord-ouest (Gulf Stream et Kuroshio).

1.6.2 Les perturbations baroclines

Les perturbations baroclines (appelées également dépressions baroclines) sont présentes principalement en hiver et aux moyennes et hautes latitudes de chaque hémisphère. Elles sont caractérisées par un système nuageux qui s'enroule dans le sens inverse des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord (sens inverse dans l'hémisphère sud), associé à des vents forts et des précipitations. Certaines de ces dépressions peuvent atteindre le seuil de tempête et provoquer des dégâts humains et économiques considérables. C'est le cas des tempêtes Lothar et Martin en 1999, Klaus en 2009 et Xynthia en 2010 pour ne citer que celles-là. Elles naissent majoritairement dans des zones de fort gradient de température de surface de la mer, généralement associées à la rencontre des courants océaniques ayant des températures très différentes (par exemple le courant froid du Labrador au niveau de Terre Neuve et le Gulf Stream). Ces régions correspondent aux principales zones de naissance des dépressions dans les moyennes latitudes. On peut alors parler d'onde barocline, qui correspond à une succession de minima et maxima de pression. Cette zone barocline de grande échelle se caractérise par un fort gradient méridien de température, des forts vents d'ouest en altitude (le courant jet) et un gradient méridien de pression. Ces dépressions jouent un rôle important dans la circulation générale atmosphérique, puisqu'elles permettent le transport de chaleur, de vapeur d'eau et de quantité de mouvement de l'équateur vers le pôle. Elles exercent une forte influence sur les précipitations, la couverture nuageuse et le bilan radiatif sur les continents situés à proximité. Les changements de position, d'intensité et de fréquence des dépressions peuvent donc avoir un impact non négligeable sur les conditions climatiques en Europe et en Amérique du Nord, notamment.

1.6.3 Mécanismes de formation des perturbations baroclines

Comme décrit dans Joly *et al.* (2005) il faut 3 conditions nécessaires à la formation de dépressions. Tout d'abord, il faut une forte baroclinie de grande échelle, caractérisée par un fort gradient horizontal de température qui correspond à un fort cisaillement vertical de vent. L'intensité du courant-jet est maximale à la tropopause, déduit de la relation du vent thermique. Celui-ci apporte l'énergie qui sera libérée lors des processus d'instabilité barocline. Il faut aussi la présence de "précurseurs", c'est-à-dire de dépressions anodines, l'une dans les basses couches, l'autre au niveau du maximum du courant jet devant se situer en amont de celle de surface. Ces deux anomalies interagissent via leur vitesse

verticale et peuvent s'amplifier mutuellement (voir également Malardel (2005)) : c'est le processus d'interaction barocline. Enfin, un ingrédient qui est indispensable est la présence d'une zone de diffluence du courant jet. Pour conduire à la formation de tempête, il faut que ce processus perdure plusieurs jours et que les deux anomalies restent sur la zone barocline : on parle de verouillage entre les deux ondes. Lorsque l'onde à la tropopause est décalée à l'est par rapport à l'onde au sol, il y a rétroaction négative entre les deux et c'est la mort barocline.

1.6.4 Méthode pour caractériser les perturbations baroclines

Il existe plusieurs méthodes pour caractériser les dépressions dans les différents jeux de données. Des méthodes simples consistent à calculer la variance du champ de pression de surface ou du géopotential à 500 hPa filtré entre 2 et 6 jours pour ne garder que les processus d'échelle synoptique : il s'agit de méthodes eulériennes. Cependant, elles ne permettent pas d'identifier les trajectoires des dépressions. D'autres méthodes consistent à utiliser un algorithme de suivi automatique (aussi appelé tracking en Anglais). Celui-ci permet d'isoler la trajectoire de chaque dépression et donc d'appliquer des statistiques robustes sur leur déplacement, leur changement d'intensité etc. Il s'agit de méthode lagrangienne puisque l'on suit la perturbation au cours de son déplacement. Le suivi automatique consiste en la détection des noyaux de vorticité relative ou de pression de surface. L'algorithme de suivi automatique utilisé dans cette thèse est basé sur la détection des noyaux de vorticité relative. Il a été développé à M t eo-France (Ayrault, 1998) et est décrit succinctement dans la section 2.3 du chapitre 2.

Un autre paramètre qui est très utilisé pour étudier les perturbations baroclines est l'Eady Growth Rate (Lindzen et Farrell (1980), EGR dorénavant). Il correspond au taux de croissance des instabilités baroclines. Il est défini par l'équation :

$$\sigma = 0.31 \frac{f}{N} \frac{\partial u}{\partial z} \quad (1.2)$$

avec N la fréquence de Brunt-Väisälä (en jour^{-1}), θ la température potentielle (en K) et $\frac{\partial u}{\partial z}$ le cisaillement vertical de vent (en jour^{-1}). Grâce à la relation du vent thermique, le cisaillement vertical de vent peut être relié au gradient méridien de température ($\frac{\partial \theta}{\partial y}$) par la formule suivante :

$$\frac{\partial u}{\partial z} = - \frac{g}{f \theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad (1.3)$$

avec g l'accélération de la pesanteur (en m.s^{-2}) et θ_0 la température de référence (en K). De plus, la stabilité statique dépend du gradient vertical de température potentielle ($\frac{\partial \theta}{\partial z}$) :

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}} \quad (1.4)$$

Dans la suite de cette thèse, on appellera ce paramètre *baroclinicité*.

La Figure 1.11 représente les différentes méthodes pour caractériser les perturbations baroclines, ainsi que le gradient méridien de température pour l'Atlantique nord dans la ré-analyse NCEP. Le gradient méridien (Figure 1.11a) est maximal dans la zone de fort gradient de SST (voir Figure 1.6a) sur le bord ouest de l'Atlantique nord. La structure spatiale de l'EGR (Figure 1.11b) est similaire à celle du gradient méridien de température. En effet l'EGR est fonction du cisaillement vertical de vent zonal, qui est proportionnel au gradient méridional de température par la relation du vent thermique. La méthode eulérienne (Figure 1.11c) est ici représentée par l'écart-type du géopotential à 500 hPa filtré entre 2 et 6 jours. Son maximum se situe légèrement au nord est du maximum d'EGR. Enfin nous avons utilisé l'algorithme de suivi automatique pour déterminer les trajectoires des dépressions (Figure 1.11d). Celle-ci nous permet de voir le maximum climatologique situé dans la zone de fort gradient de température de surface. Nous pouvons également noter un maximum sur la Méditerranée (Figure 1.11d) que les autres diagnostics ne reproduisent pas et qui correspond aux dépressions sur ce bassin océanique.

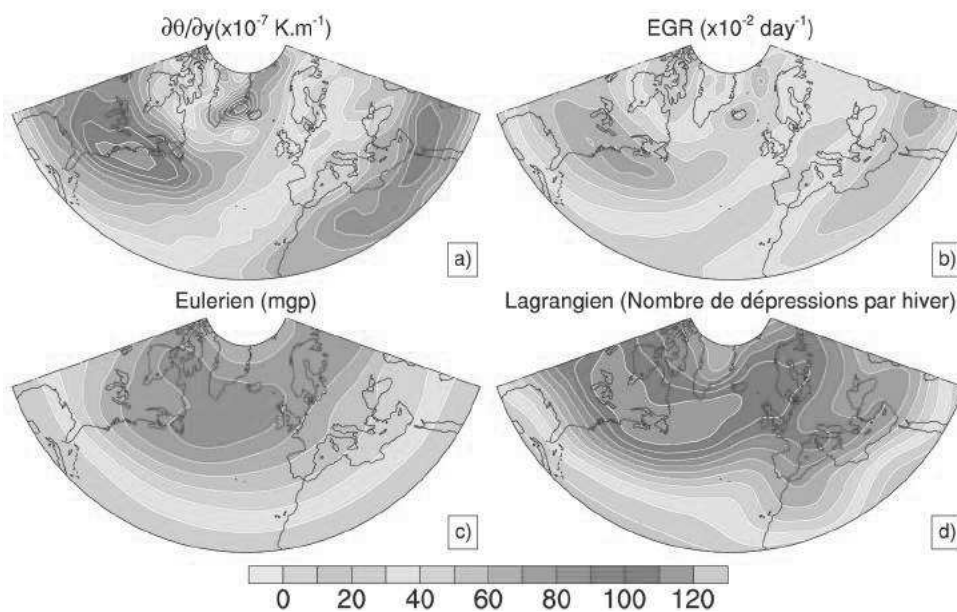


FIGURE 1.11: (a) Gradient méridien de température intégré sur la couche 925-400 hPa ($\times 10^{-7}$ K.m $^{-1}$). (b) Eady Growth Rate intégré sur la couche 925-400 hPa ($\times 10^{-2}$ day $^{-1}$). (c) Ecart type du géopotential à 500 hPa filtré entre 2 et 6 jours (en mgs) qui correspond à la méthode eulérienne pour caractériser les dépressions. (d) Densité de trajectoire des dépressions (en nombre de dépressions par hiver) qui correspond à la méthode de suivi automatique (algorithme de tracking). En hiver (DJF), dans la ré-analyse NCEP sur la période 1948-2014 pour l'Atlantique nord.

L'EGR sera principalement utilisé pour tenter d'interpréter les changements dans les dépressions nord Atlantique.

1.7 L'évolution observée et simulée des modes de circulation atmosphérique de grande échelle

Nous venons de décrire les grands modes de variabilité climatique ainsi que la variabilité synoptique dans les moyennes latitudes dans les sections 1.5 et 1.6. Comme indiqué sur la Figure 1.1, un déséquilibre radiatif est observé à la surface et est responsable de l'augmentation de la température moyenne globale. Ceci peut alors impacter le système climatique à plusieurs échelles spatiales et temporelles. Dans cette section, nous évoquons les possibles changements et évolutions des modes annulaires et des perturbations baroclines en réponse à des forçages externes ou à la variabilité interne. Pour cela, nous définissons la variabilité interne ainsi que les forçages externes.

1.7.1 Variabilité interne et forçages externes

La variabilité interne du système climatique provient de nombreuses interactions entre les composantes du système climatique (atmosphère, océan, biosphère, les surfaces continentales et la cryosphère). La compréhension des mécanismes gouvernant la variabilité climatique est très compliquée, puisque celle-ci est présente à plusieurs échelles spatiales et temporelles. Il existe en particulier des phénomènes très rapides comme la condensation de la vapeur d'eau et des processus plus lents concernant notamment l'océan et la glace de mer. Dans les régions tropicales, les principaux processus internes sont El-Nino Southern Oscillation (ENSO) dans le Pacifique équatorial (Trenberth, 1997) et l'oscillation de Madden-Julian (MJO, Madden et Julian (1994)). Aux moyennes latitudes, des échelles synoptiques (2 à 6 jours) aux échelles intra-saisonniers, la variabilité est principalement contrôlée par l'atmosphère, via des processus mettant en jeu la vapeur d'eau et les flux turbulents. En raison de son inertie thermique, l'océan intègre ce forçage atmosphérique et peut influencer la circulation atmosphérique.

Cette variabilité interne peut se caractériser par différents modes de variabilité tels que l'ENSO, l'oscillation nord Atlantique (NAO), l'oscillation nord Pacifique (NPO), l'oscillation multidécennale de l'Atlantique (AMV pour Atlantic Multidecadal Variability) etc...

La variabilité climatique prend également en compte ce que l'on appelle les forçages externes. Ces forçages externes peuvent être d'origine anthropique ou naturelle. Les forçages externes d'origine naturelle sont les fluctuations de l'activité solaire, l'activité volcanique, les aérosols naturels et les modifications des paramètres orbitaux de la Terre. Les forçages d'origine anthropique correspondent aux GES et aux aérosols anthropiques.

A l'heure actuelle, la difficulté réside justement dans la compréhension du rôle des différents processus (interne et externe) sur la variabilité climatique pour les périodes passée et future. Cette thèse se concentre sur la circulation atmosphérique et sur les forçages externes qui peuvent la modifier. Cependant, sur la période actuelle, il est difficile de détecter le rôle des différents forçages externes, en raison de la forte variabilité interne par rapport à la variabilité forcée. En revanche, pour le climat futur, les signaux sont plus forts et plus facilement détectables.

1.7.2 Evolution récente du NAM

L'étude des observations et des ré-analyses atmosphériques montre une alternance de périodes avec des phases positives et négatives prolongées du NAM/NAO au cours des 50 dernières années. En particulier, on observe une période de phase majoritairement négative pendant les années 1960, puis un renversement vers des valeurs très positives dans les années 1990. La Figure 1.12 montre les indices NAO et NAM. On observe que les deux indices sont très similaires. Cette forte tendance positive du NAM/NAO a fait l'objet de quelques études de détection/attribution (Gillett *et al.*, 2003, 2005; Gillett et Stott, 2009), afin de comprendre les rôles des différents forçages externes sur ce mode annulaire. Le rapport signal sur bruit étant trop faible dans cette région, aucun consensus n'a pour l'instant été trouvé (la variabilité interne est trop importante par rapport au signal forcé). De plus, la tendance récente du NAM/NAO observée dans les années 1990 s'est affaiblie, et plusieurs hivers étaient caractérisés par une forte phase négative (notamment l'hiver 2009/2010). Les rôles respectifs des variabilités interne et forcée (principalement anthropique) sur l'évolution du NAM/NAO, restent à déterminer (Rosenlof *et al.* (2013)).

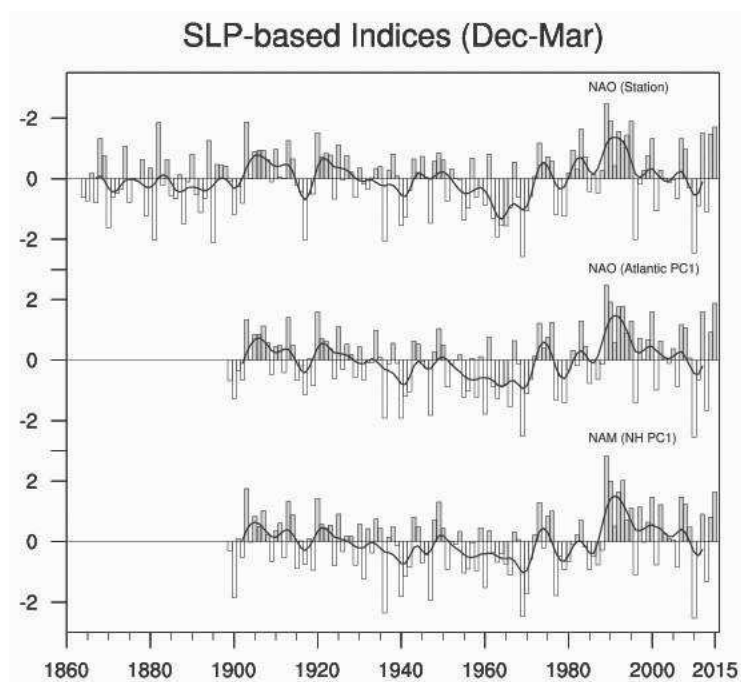


FIGURE 1.12: Séries temporelles de plusieurs indices NAO et NAM pour la saison de Décembre à Mars. Crédits : *Climate Data Guide* ; A. Phillips

Il est aujourd'hui encore difficile d'estimer la réponse du NAM/NAO simulée par les modèles de climat, du fait de la disparité des réponses aux forçages anthropiques (gaz à effet de serre (GES), ozone et aérosols). La principale difficulté pour comprendre le rôle des GES est l'existence de deux mécanismes compensatoires : d'une part, l'augmentation des GES est responsable d'un réchauffement important de la haute troposphère dans les tropiques qui induit une augmentation du gradient méridien de température en haute troposphère et donc une augmentation de la baroclinicité dans les hautes couches

atmosphériques. D'autre part, l'amplification Arctique induite par la fonte de la glace de mer en Arctique entraîne un fort réchauffement dans les basses couches au niveau du pôle et donc une diminution du gradient méridien de température en surface. Cela résulte en une diminution du courant-jet et de la baroclinicité en surface. L'effet de la fonte de la glace de mer sur la baroclinicité est opposé à l'effet de l'augmentation des GES, ce qui peut être à l'origine de la difficulté de trouver une réponse dans les changements du NAM pour le climat futur. Il semble donc que la fonte de glace de mer joue un rôle important dans la réponse du NAM et cela suggère l'importance de comprendre le rôle de la fonte de la banquise versus le rôle de l'augmentation des GES (voir section 1.7.4).

1.7.3 Zoom sur les dépressions nord Atlantique

Différentes études (McCabe *et al.*, 2001; Gulev *et al.*, 2001; Trigo, 2006; Bengtsson *et al.*, 2006; Raible *et al.*, 2008; Ulbrich *et al.*, 2009; Rivière, 2011) ont repéré un déplacement vers le pôle des routes dépressionnaires de l'Atlantique nord à la fin du XX^{ème} siècle. Il apparaît que cette tendance est étroitement liée à la tendance positive du NAM/NAO sur la période 1960-1990, décrite dans la section 1.7.2. Le rapport du GIEC AR4 (2007) mentionnait alors qu'il pourrait y avoir un déplacement vers le pôle des routes dépressionnaires dans le climat futur. Cependant, ce résultat a été contredit par différentes études ultérieures (Eichler *et al.*, 2013; Zappa *et al.*, 2013b) qui mentionnent une structure tripolaire au niveau de l'Atlantique nord : diminution significative dans la partie sud de l'Atlantique nord et au niveau de la mer Méditerranée, légère augmentation au niveau du Royaume-uni et des pays Scandinaves, et diminution à l'est du Groenland aux plus hautes latitudes. Ce résultat est bien résumé par la Figure 1.13 tirée du rapport du GIEC de 2013 (AR5), qui montre le changement de la densité des dépressions entre les périodes 2081-2100 et 1986-2005 pour les scénarios RCP45 et RCP85. En ce qui concerne l'hémisphère nord, on retrouve la même réponse pour le RCP4.5 et le RCP8.5. Les anomalies sont toutefois bien plus prononcées dans le RCP8.5, puisque le forçage anthropique est plus intense. La structure tripolaire est bien visible sur l'Atlantique nord. Dans l'hémisphère sud, le rapport de l'IPCC conclut à un déplacement vers le pôle des routes dépressionnaires en hiver austral (JJA). L'incertitude dans les changements des dépressions nord Atlantique provient de la complexité de processus en compétition comprenant l'amplification Arctique (Harvey *et al.*, 2014), les changements dans l'AMOC (Woollings *et al.*, 2012), les différences de réchauffement entre les continents et l'océan (Hall *et al.*, 1994), la fonte de la banquise (Seierstad et Bader, 2009), et l'augmentation du contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère (Schneider *et al.*, 2010). Ces différents processus impliquent des changements dans le gradient méridien de température, la stabilité statique et la vapeur d'eau qui peuvent avoir des effets opposés sur les dépressions (Seiler et Zwiers, 2015).

L'étude des changements dans les dépressions reste cependant complexe du fait de la variabilité interne très forte qui régit celles-ci. Il est donc difficile de trouver des signaux significatifs, notamment sur la période historique où le forçage anthropique est encore faible. Les changements semblent plus prononcés pour le climat futur, mais le rôle des différents forçages externes sur l'évolution des dépressions est encore mal compris.

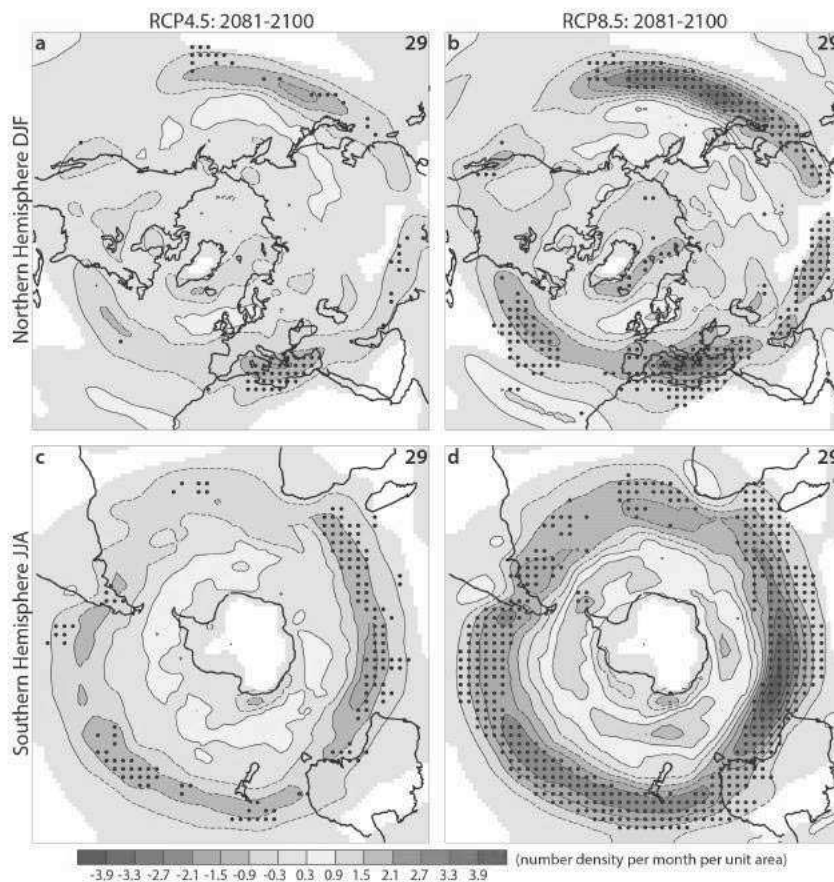


FIGURE 1.13: Changements dans la densité des cyclones extratropicaux en hiver dans l'ensemble CMIP5. Cette réponse est calculée comme la différence entre les périodes (2081-2100) et (1986-2005). (a) (c) RCP4.5 pour l'hémisphère nord et sud respectivement. (b) (d) RCP8.5 pour l'hémisphère nord et sud respectivement. Les points indiquent les régions dans lesquelles au moins 90% des modèles donnent le même signe dans la réponse. Tiré du rapport de l'IPCC 2013.

Dans cette thèse, nous proposons d'étudier les changements dans les dépressions nord Atlantique dans les simulations historiques de détection et attribution. Nous proposons également d'étudier le rôle des différents forçages externes (CO_2 , aérosols). Par contre, nous ne nous intéresserons pas aux dépressions baroclines dans l'hémisphère sud.

1.7.4 Le rôle de la glace de mer et de son évolution sur le climat

La fonte de la glace de mer et le climat Arctique

Le récent changement climatique en Arctique a été deux fois plus rapide que la moyenne globale (Vihma, 2014). Depuis le début des mesures satellitaires (1979), l'étendue de glace de mer a été réduite d'environ 50%. Cette diminution n'a pas été régulière, puisque celle-ci s'est accélérée dans les années 1990, et est maximale en août et sep-

tembre⁵. Les années 2007 et 2012 sont des records minimums pour l'étendue de glace de mer. Cette réduction a souvent été sous-estimée dans les modèles de climat (Budikova, 2009) et beaucoup d'incertitudes demeurent sur la date à laquelle l'océan Arctique sera complètement libre de glace en été (Stroeve *et al.*, 2012a). Il a déjà été montré que la banquise Arctique jouait un rôle important sur la météorologie et le climat de l'hémisphère nord (Deser *et al.*, 2000; Budikova, 2009). Celle-ci est, en effet, étroitement liée aux circulations atmosphériques et océaniques via des mécanismes complexes. Ses variations influencent ainsi la température et les précipitations sur l'Arctique et les continents adjacents. Il est donc crucial de connaître le rôle de la banquise Arctique et l'impact de sa diminution dans le climat futur.

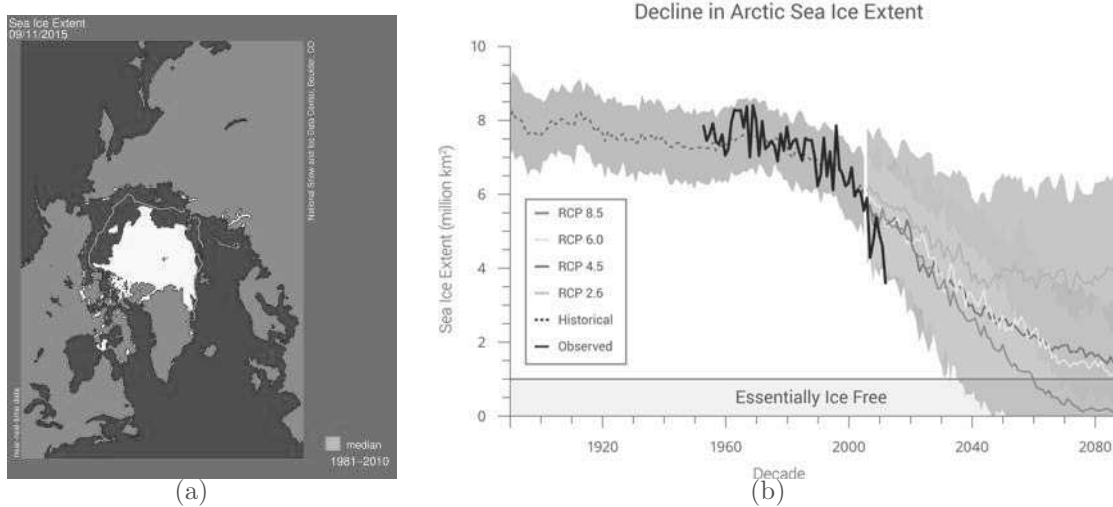


FIGURE 1.14: (a) Carte de l'étendue de glace de mer en Arctique en septembre 2015. Crédits : NSIDC, Boulder. (b) Etendue de glace de mer en septembre dans différents jeux de données sur la période 1900 à 2100 (en million de km²). La courbe noire en gras correspond aux observations. La courbe en pointillée noire correspond aux simulations historiques des modèles CMIP5. Les courbes en vert, bleu, jaune et rouge correspondent respectivement aux scénarios climatiques RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 et RCP8.5. (Adaptée de Stroeve *et al.* (2012a))

La Figure 1.14a correspond à l'étendue de glace de mer pour le 11 septembre 2015. Le trait orange indique l'étendue moyenne sur la période 1981-2010. L'étendue était de 4.41 millions de km² et correspondait au 4^{ème} minimum dans l'histoire des mesures satellitaires. La série temporelle de l'étendue de glace de mer dans les observations et dans les différentes simulations de modèle de climat est représentée sur la Figure 1.14b. La diminution dans les observations (trait noir) est bien marquée et s'est accélérée à partir des années 1990. Pour le climat futur, dans le cadre du scénario RCP8.5, les modèles prévoient une disparition en été à la fin 2100, avec toutefois une incertitude non négligeable (Massonnet *et al.*, 2012; Stroeve *et al.*, 2012a).

Cette réduction de glace de mer est liée à l'Amplification Arctique (AA ci-après),

⁵Les mois d'août et septembre correspondent au minimum d'étendue de glace de mer. Le maximum a lieu généralement en mars.

qui correspond au réchauffement plus important au niveau du pôle par rapport aux latitudes moyennes. Ce réchauffement est la conséquence d'une augmentation des flux de chaleur océan-atmosphère. L'impact de cette diminution sur la circulation atmosphérique aux moyennes latitudes reste une question ouverte. Des hivers récents (2005-2006, 2009-2010, mars 2013) ont été particulièrement rigoureux dans l'hémisphère nord. Plusieurs études ont alors émis l'hypothèse d'une relation entre la diminution de glace de mer et ces hivers particulièrement froids. Néanmoins, les derniers hivers ont été particulièrement doux notamment en Europe, ce qui va à l'encontre de cette hypothèse. Les effets de la diminution de glace de mer en Arctique sur l'atmosphère et l'océan sont encore mal connus, que ce soit à court terme ou à long terme. De nombreuses études se sont intéressées à ce sujet. Certaines sont basées sur les observations, et d'autres sur la modélisation. Leurs principaux résultats sont résumés dans la section suivante.

Les impacts de la diminution de glace de mer

La diminution de glace de mer a, dans un premier temps, des impacts locaux. En effet, du fait que la glace de mer est remplacée par l'océan qui est relativement plus chaud, Les flux de chaleur de l'océan vers l'atmosphère augmentent. Ces flux se font principalement via la chaleur latente et la chaleur sensible, avec une petite contribution du flux longwave (voir section 4.1 dans le chapitre 4). Ces flux sont responsables d'une augmentation de la température, de l'humidité et de la couverture nuageuse ainsi que d'une diminution de la stabilité statique (Serreze *et al.*, 2009; Screen et Simmonds, 2010a,b; Francis *et al.*, 2009). On note également une diminution de l'albédo qui a pour conséquence une augmentation du flux shortwave absorbée par l'océan l'été (réchauffement des SSTs). Ces résultats sont également retrouvés dans des études de modélisation sur le climat récent (Alexander *et al.*, 2004; Rinke *et al.*, 2013).

Mais cette diminution peut aussi avoir des impacts sur les moyennes latitudes, voir les tropiques. Francis *et al.* (2009) montrent, par exemple, que les variations de glace de mer l'été sont associées à des changements dans la circulation atmosphérique de grande échelle en automne et en hiver. Tang *et al.* (2013) suggèrent que la diminution de glace de mer favorise les extrêmes froids dans l'hémisphère nord. La réponse des blocages atmosphériques et des extrêmes de température a aussi été examinée (Francis et Vavrus, 2012, 2015; Francis et Skific, 2015; Cohen *et al.*, 2014; Barnes, 2013; Barnes *et al.*, 2014b; Screen *et al.*, 2014). Les études de Francis et Vavrus (2012, 2015); Francis et Skific (2015) suggèrent que la diminution de glace de mer est responsable d'une augmentation de la fréquence d'occurrence des événements de blocage dans l'hémisphère Nord, ainsi que d'une augmentation des extrêmes froids. Cependant, ces résultats sont contredits par Barnes (2013); Barnes *et al.* (2014b) qui montrent que les changements sont très sensibles à la méthode utilisée. Par ailleurs, Screen *et al.* (2014) observent une réduction des extrêmes froids en Amérique du nord en réponse à la diminution de glace de mer, ce qui contredit également les études précédemment citées. D'autres études se concentrent sur la réponse atmosphérique de grande échelle. Liu *et al.* (2012) montrent que la diminution de glace de mer en automne est associée à une réponse négative du NAM en hiver. Ce résultat est retrouvé dans d'autres études qui utilisent des observations mais aussi des modèles (Rinke *et al.*, 2013; Deser *et al.*, 2015; Peings et Magnusdottir, 2014). Enfin, Screen (2013) a

aussi mis en évidence un possible lien entre la glace de mer et les précipitations en Europe en été. Il trouve que la diminution de glace de mer engendre une réponse négative du NAM qui est liée à un déplacement du jet vers le sud, et qui provoque une augmentation des précipitations en Europe l'été.

De nombreuses études (Deser *et al.*, 2010; Screen *et al.*, 2013) ont étudié la réponse à la fonte de la banquise Arctique dans des modèles de circulation générale atmosphérique (AGCM) et ont trouvé une réponse atmosphérique locale. Plus récemment, Deser *et al.* (2015) ont réalisé des simulations pour comprendre la réponse atmosphérique à la fonte de la banquise Arctique dans un modèle couplé. Ils ont notamment montré que la réponse atmosphérique se propageait sur l'ensemble du globe. Celle-ci se compose d'un réchauffement dans les tropiques et dans l'hémisphère sud, qui est expliqué par le couplage océan-atmosphère.

1.7.5 Evolution récente et future du SAM

Le SAM est un mode de variabilité intrinsèque de l'atmosphère et peut être sensible aux différents forçages externes, notamment aux GES et à la diminution de l'ozone dans la stratosphère (Arblaster et Meehl, 2006; Arblaster *et al.*, 2011; Polvani *et al.*, 2011b,a). Il a aussi été montré que la variabilité du SAM peut être influencée par des anomalies de SSTs dans les extra-tropiques (Sen Gupta et England, 2006) et tropiques (Seager *et al.*, 2010; Schneider *et al.*, 2012). L'indice SAM calculé à partir de stations d'observation est montré sur la Figure 1.15.

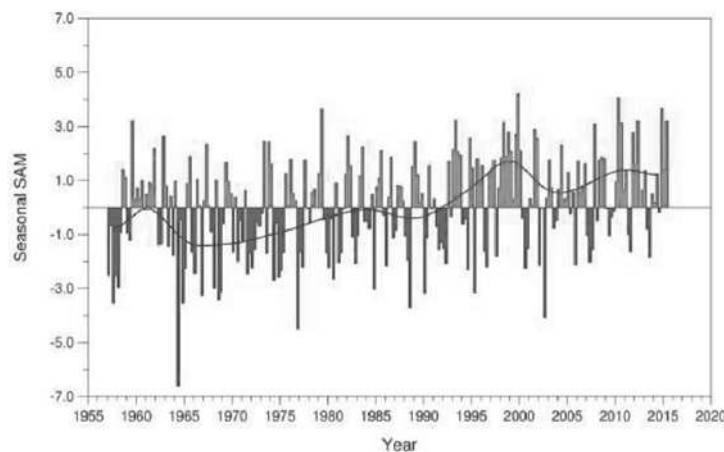


FIGURE 1.15: Indice SAM calculé à partir des stations d'observations. Cette figure est une adaptation de [Trenberth *et al.*, 2007].

La récente tendance positive du SAM, observée principalement en été austral (DJF) depuis les années 1950, a été attribuée à différentes causes :

1. la **tendance positive des SSTs dans le Pacifique tropical** (Schneider *et al.*, 2012).

2. l'augmentation des GES dans l'atmosphère.

3. la diminution de l'ozone dans la stratosphère des régions polaires (Thompson et Solomon, 2002).

même s'il semble que la déplétion d'ozone est le facteur principal responsable de cette tendance (Arblaster et Meehl, 2006). De la même façon que pour le NAM, la connaissance de l'influence relative des différents forçages (internes, externes) sur la variabilité spatio-temporelle du SAM reste incomplète, principalement en raison du manque d'observations sur les régions australes et de la complexité des mécanismes en jeu.

De nombreuses études se sont déjà intéressées aux rôles respectifs de la diminution d'ozone stratosphérique et de l'augmentation des GES sur l'évolution du SAM que ce soit pour la période passée mais aussi pour le climat futur.

Concernant le climat passé, la tendance positive du SAM a été mise en évidence dans les observations et les réanalyses (Marshall, 2003; Thompson et Solomon, 2002), mais aussi dans des simulations avec des modèles de climat (Zheng *et al.*, 2013; Son *et al.*, 2009; Arblaster et Meehl, 2006; Cai et Cowan, 2007; Polvani *et al.*, 2011b). En particulier, Thompson et Solomon (2002) utilisent 7 stations de radiosondage autour de l'Antarctique pour estimer les tendances de géopotential et température sur la période 1969-1998. Ils montrent, entre autres, que la tendance positive du SAM est maximale en été et est due à la déplétion d'ozone au printemps. Ils concluent également que cette tendance est liée au réchauffement observé au niveau de la péninsule Antarctique.

Gillett et Thompson (2003) retrouvent ce résultat dans une simulation de modèle atmosphérique dans laquelle seule la diminution d'ozone stratosphérique est prescrite au modèle. Cai et Cowan (2007) utilisent les modèles de l'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) AR4 (Fourth Assessment Report) pour étudier les changements de circulation atmosphérique dans l'hémisphère sud sur la période 1950-1999. Seules 48 sur 71 simulations incluent la diminution d'ozone, ce qui permet d'évaluer le rôle de l'ozone sur la tendance du SAM. Ils concluent alors que lorsque l'ozone est prescrit, la tendance dans le modèle est comparable à la tendance dans la réanalyse NCEP, alors que sans ozone cette tendance est bien plus faible. Ils montrent également que la déplétion d'ozone joue un rôle important sur la circulation océanique en modifiant la circulation du gyre subtropical. Arblaster et Meehl (2006) utilisent un modèle de climat couplé et isolent la réponse du système climatique à chaque forçage (GES, Ozone, aérosols sulfatés, aérosols volcaniques, activité solaire) sur le SAM. Encore une fois, la diminution d'ozone stratosphérique est le principal forçage responsable de la tendance du SAM, avec toutefois une petite contribution des GES. Polvani *et al.* (2011b) confirment ce résultat dans un modèle atmosphérique. Ils prescrivent indépendamment l'ozone et les GES, et ils montrent que l'effet de la déplétion d'ozone est 2 à 3 fois plus important que l'effet des GES sur la circulation atmosphérique de l'hémisphère sud en été. Ils ajoutent aussi que la déplétion d'ozone provoque un élargissement de la cellule de Hadley et une extension vers le pôle des zones subtropicales sèches.

La déplétion d'ozone semble donc jouer le rôle principal dans les changements de circulation atmosphérique dans l'hémisphère sud en été. D'autres études supplémentaires, montrent aussi qu'il impacte la glace de mer en Antarctique (Sigmond et Fyfe, 2010,

2014). Il s'avère que, depuis les années 1970, l'étendue de glace de mer Antarctique augmente. Plusieurs études ont émis l'hypothèse que cette augmentation pouvait être expliquée par la déplétion d'ozone (Hall et Visbeck, 2002; Sen Gupta et England, 2006). Cependant, ce résultat est contredit par Sigmond et Fyfe (2010, 2014); Lefebvre *et al.* (2004). Sigmond et Fyfe (2014) étudient le lien entre l'étendue de glace de mer et ozone dans les modèles de climat CMIP3 et CMIP5. Ils montrent que la déplétion d'ozone seule est associée à une diminution de l'étendue de glace de mer et non à une augmentation, et que son augmentation future irait donc à l'encontre de la diminution de glace de mer induite par l'augmentation des GES. Leur principale conclusion est que la tendance historique de glace de mer est principalement contrôlé par les GES, l'ozone jouant un rôle secondaire.

D'après toutes ces études, le rôle de l'ozone semble bien déterminé. Cependant, comme mentionné dans l'étude de Arblaster et Meehl (2006), les GES jouent aussi un rôle, certes plus faible que celui de l'ozone mais il apparaît important de quantifier leur effet. En effet, après le protocole de Montréal qui a conduit à l'arrêt des émissions des CFCs, on s'attend à une remontée des concentrations d'ozone. De plus, beaucoup d'incertitudes demeurent sur la vitesse à laquelle ces concentrations vont augmenter. Cette augmentation entrainerait une tendance vers la phase négative du SAM qui serait opposée à la tendance vers la phase positive induite par l'augmentation des GES qui devraient se poursuivre. Les rôles respectifs de l'ozone stratosphérique et des GES sur l'évolution du SAM dans un futur proche (30-50 ans) restent donc à quantifier.

Pour le climat futur, comme décrit précédemment, deux effets s'opposent. De nombreuses études (Perlwitz *et al.*, 2008; Polvani *et al.*, 2011a; Arblaster *et al.*, 2011; Sigmond *et al.*, 2011; Barnes *et al.*, 2014a; Thompson *et al.*, 2011)) se sont donc intéressées à l'impact qu'aura l'augmentation des concentrations d'ozone, tout en sachant qu'il y a de grandes incertitudes sur le temps de régénération. La Figure 1.16 résume assez bien l'incertitude sur l'évolution du SAM dans le climat futur. En effet, en hiver austral (JJA), la tendance positive du SAM sur la période 1970-2010 est bien marquée ainsi que la tendance négative après 2010 associée à la régénération de l'ozone. Le rôle des GES était relativement faible par rapport à l'ozone sur la période 1970-2010 (Figure 1.16b). Par contre, les GES induisent une tendance positive du SAM que ce soit en hiver ou en été, marquée après 2010.

L'évolution du SAM pour le climat futur est encore très incertaine, même s'il semble que quelques mécanismes physiques sont déjà bien compris. Dans cette thèse, nous étudions le SAM dans le modèle de climat de CNRM-CM5 et de comprendre le rôle des différents forçages.

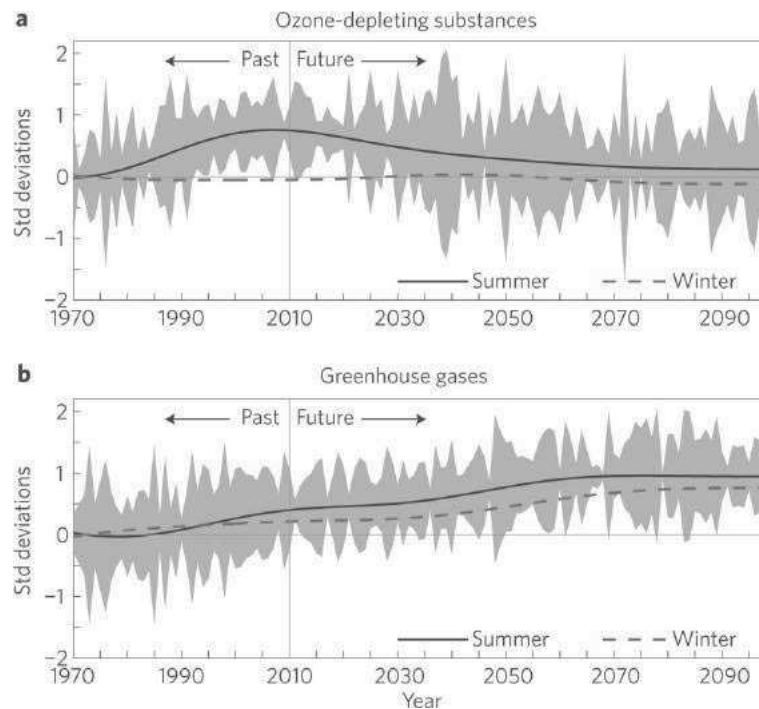


FIGURE 1.16: Indice SAM calculé sur des simulations avec (a) variation d’ozone et (b) augmentation des GES pris séparément. Tiré de Thompson *et al.* (2011). La courbe noire correspond à l’été austral (DJF) et la courbe en bleu pointillé à l’hiver austral (JJA).

1.8 Objectifs de la thèse

Au cours de ce chapitre, nous avons pu voir que les évolutions récentes puis futures des modes annulaires était très difficile à interpréter en raison de la complexité des nombreux mécanismes en jeu : variabilité interne, forçage GES, diminution de la banquise Arctique (pour le NAM) et ozone stratosphérique (principalement pour le SAM). De plus, nous avons vu que la réponse des dépressions nord Atlantique était encore mal comprise du fait de mécanismes en compétition : modification du gradient méridien de température, de la stabilité statique et du contenu en vapeur d’eau dans l’atmosphère. **Cette thèse a pour objectif d’évaluer et de comprendre le rôle des différents forçages externes qui peuvent faire varier les modes annulaires NAM et SAM ainsi que les dépressions nord Atlantique, à l’aide des données observées, des ré-analyses, des simulations climatiques réalisées avec le modèle CNRM-CM5 et d’un protocole expérimental dans lequel nous avons réalisé des expériences numériques idéalisées.**

Pour répondre à ces questions, on se concentrera dans un premier temps, au chapitre 3, à la réponse de la circulation atmosphérique de grande échelle aux différents forçages externes. Pour cela, nous regarderons les changements des modes annulaires sur la période passée mais aussi pour le climat futur dans le modèle couplé CNRM-CM5. Nous distinguerons l’hémisphère nord de l’hémisphère sud, étant donné la différence de comportement entre les deux. Nous analyserons les tendances du SAM et nous verrons

que celles-ci sont principalement expliquées par la déplétion d’ozone et l’augmentation des GES. Pour l’hémisphère nord, les changements sont plus compliqués à interpréter du fait des nombreuses rétroactions, notamment celles de la glace de mer Arctique. Cela fera le lien avec le chapitre suivant qui s’intéressera à la réponse atmosphérique dans l’hémisphère nord à la diminution de glace de mer en Arctique.

Au chapitre 4, nous nous focaliserons donc sur les changements de circulation atmosphérique, principalement dans l’hémisphère nord, en réponse à la diminution de glace de mer en Arctique et à l’augmentation des GES. Nous nous intéresserons à la réponse grande échelle, avant de se focaliser sur l’échelle synoptique en analysant les phénomènes de blocage, l’Eady Growth Rate ainsi que les dépressions nord Pacifique et nord Atlantique. Ce chapitre s’appuiera en grande partie sur l’article soumis dans la revue *Climate Dynamics*, qui a pour objectif de comprendre les mécanismes physiques de la réponse atmosphérique dans l’hémisphère nord à la diminution de glace de mer en Arctique. A la suite de cet article, nous expliciterons davantage le protocole, ainsi que la réponse océanique. La fin de l’article expose les changements des dépressions atmosphériques, que nous analyserons plus en profondeur dans le chapitre suivant (chapitre 5).

Ce dernier chapitre (chapitre 5) aura pour objectif d’étudier en détail la réponse des dépressions nord Atlantique au changement climatique. Il vise à interpréter les tendances des dépressions sur les périodes passées et futures en s’appuyant sur l’Eady Growth Rate. Enfin, nous analyserons les rôles respectifs des aérosols et du CO_2 sur ces changements.

Chapitre 2

Données et Méthodologie

Sommaire

2.1	Les ré-analyses atmosphériques	35
2.2	Les simulations avec le modèle de climat couplé CNRM-CM5	36
2.2.1	Le modèle de climat CNRM-CM5	36
2.2.2	Les simulations dans le cadre de CMIP5	37
2.2.3	Les simulations <i>MORDICUS</i>	39
2.2.4	Les simulations "glace de mer"	40
2.3	L'algorithme de suivi automatique	41
2.4	La décomposition de L'EGR	42
2.5	L'indice de blocage de Tibaldi-Molteni	44
2.6	Test de significativité : le bootstrap	44

Pour étudier la variabilité climatique il est nécessaire de disposer de nombreuses données d'observations ainsi que des modèles climatiques. Pour caractériser le climat sur les périodes passée et présente, on peut utiliser les ré-analyses atmosphériques. Ensuite, on utilise les modèles de climat pour mieux comprendre les différents mécanismes en jeu. Dans ce chapitre, nous détaillons les jeux de données ainsi que les simulations climatiques qui ont été utilisés au cours de cette thèse. Nous détaillerons enfin l'algorithme de suivi automatique qui a été utilisé pour caractériser les dépressions des moyennes latitudes ainsi que d'autres outils.

2.1 Les ré-analyses atmosphériques

Les ré-analyses atmosphériques sont des pseudo-observations créées pour la recherche climatique. Pour construire ces ré-analyses, des données d'observations (satellites, radiosondes, avions, bouées, stations météorologiques etc) sont assimilées dans un modèle de circulation générale atmosphérique (AGCM). La trajectoire du climat est donc contrainte par ces données, par les caractéristiques intrinsèques du modèle utilisé, mais aussi par les caractéristiques du schéma d'assimilation. De plus, les données d'observations ne sont pas homogènes spatialement et temporellement, ce qui est une source d'incertitude supplémentaire. La ré-analyse produit donc des données plus fiables dans les régions

où les observations ont été nombreuses, alors qu'elle est de moins bonne qualité dans les régions où les observations sont moins fréquentes (au niveau de certains océans par exemple). Les types d'observations assimilés ont changé au cours du temps, tout comme les biais dans les modèles, et peuvent introduire une variabilité faussée et des tendances non physiques. Ces ré-analyses sont utiles pour comprendre les tendances récentes, mais il est compliqué d'étudier des mécanismes aux échelles décennales et multi-décennales puisqu'elles sont généralement de courte durée. Ce n'est pas le cas des ré-analyses récentes ERA20C et 20CR qui couvrent la totalité du XX^{ème} siècle. Cependant, il a été montré qu'il fallait être très prudent quant à l'interprétation des tendances avant 1950 dans ces 2 jeux de données (Krueger *et al.*, 2013), puisque les données assimilées au début du siècle sont bien moins nombreuses qu'à la fin du siècle. Dans cette thèse, nous avons utilisé divers ré-analyses qui sont résumées dans le Tableau 2.1. Nous avons choisi d'utiliser plusieurs jeux de données pour prendre en compte l'incertitude observationnelle.

Malgré ces quelques inconvénients dont il faut être conscient, les ré-analyses atmosphériques restent des outils indispensables à la compréhension du climat. Enfin, elles ne permettent pas de séparer la composante interne de la composant forcée. C'est pour cette raison qu'il est pertinent d'utiliser les modèles de climat, qui permettent la réalisation d'expériences de sensibilité aux différents forçages dans un cadre plus idéalisé, pour mieux comprendre les mécanismes physiques en jeu.

Ré-analyse	Période	Centre	Citations
NCEP	1948-2015	NOAA	Kalnay <i>et al.</i> (1996)
20CR	1871-2009	NOAA	Compo <i>et al.</i> (2011)
ERA40	1957-2002	ECMFWF	Uppala <i>et al.</i> (2005)
ERA-Interim	1979-2011	ECMWF	Dee <i>et al.</i> (2011)

TABLEAU 2.1: Ré-analyses atmosphériques utilisées au cours de cette thèse.

2.2 Les simulations avec le modèle de climat couplé CNRM-CM5

2.2.1 Le modèle de climat CNRM-CM5

Dans le cadre de cette thèse nous avons utilisé le modèle de climat couplé CNRM-CM5 (Voltaire *et al.*, 2013). Ce modèle a été développé conjointement par le CNRM et le Cerfacs. Un modèle de climat réunit 5 composantes : l'atmosphère, l'océan, la glace de mer, les surfaces continentales et les rivières. Les différents modèles sont ensuite couplés entre eux grâce à un coupleur (ici OASIS, Valcke 2013) qui assure l'interpolation entre les diverses grilles des modèles et l'échange de données. La partie atmosphérique est la version 5.2 du modèle ARPEGE-Climat à une résolution horizontale de 1.4° et 31 niveaux verticaux (Déqué *et al.*, 1994). La composante de surface est le modèle SURFEX, qui est intégré dans ARPEGE et qui inclut 3 schémas de surface pour les continents, l'eau continentale et les mers/océans basés sur le modèle ISBA (Noilhan et Mahfouf, 1996). La partie océanique de CNRM-CM5 est la version 3.2 du modèle NEMO (Madec, 2008). La

2.2. LES SIMULATIONS AVEC LE MODÈLE DE CLIMAT COUPLÉ CNRM-CM537

résolution océanique est de 1° sur la grille triangulaire ORCA1 avec 42 niveaux verticaux (18 dans les 250 premiers mètres). La version 5.7 du modèle de glace de mer GELATO est intégrée dans le modèle NEMO. Le modèle est représenté sur le schéma de la Figure 2.1. Plus de détails sur le modèle peuvent être trouvés dans l'article de Voltaire *et al.* (2013).

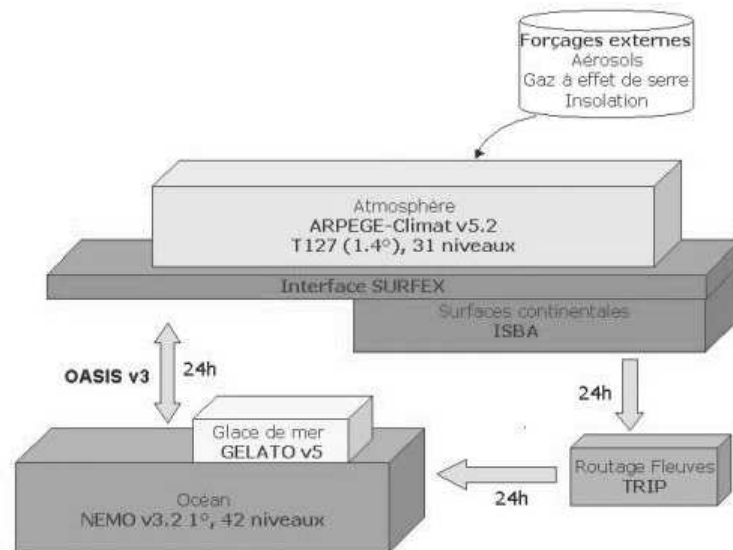


FIGURE 2.1: Schéma du modèle CNRM-CM5. Crédits : <http://www.cnrm-game-meteo.fr>

Il est également important de mentionner ici que l'ozone dans le modèle est une variable prognostique avec la production photochimique et les taux de réduction calculés par un modèle 2D de chimie (Cariolle et Teysse, 2007).

2.2.2 Les simulations dans le cadre de CMIP5

Le projet d'intercomparaison des modèles couplés (CMIP5 Coupled Model Inter-comparison Project Phase 5, Taylor *et al.* (2012)) a pour but de produire des simulations climatiques des modèles couplés océan-atmosphère qui serviront comme base de données pour le rapport du GIEC. Cela permet à la communauté scientifique d'analyser différents modèles qui ont des caractéristiques différentes, pour faciliter leur intercomparaison. Le modèle de climat couplé CNRM-CM5, développé conjointement par le CNRM et le Cerfacs, a participé à CMIP5.

Une partie importante de CMIP5 a consisté en la réalisation d'une simulation longue (d'une durée de 1000 ans), dans laquelle tous les forçages externes sont maintenus constants à leurs valeurs pré-industrielles (année 1850). Dans le cadre de cette thèse, on appellera cette simulation "PICTL". Cette dernière est très utile puisqu'elle permettra de déterminer les processus climatiques purement dus à la variabilité interne telle que simulée par le modèle CNRM-CM5.

Pour ensuite comprendre le rôle des différents forçages externes sur la variabilité

climatique dans ce modèle, des simulations idéalisées ont été réalisées sur la période dite historique (de 1850 à 2012). Ces simulations se composent de plusieurs membres pour prendre en compte les incertitudes dues à la variabilité interne. Les membres des simulations historiques ont été générés à partir de différents états initiaux issus de PICTL¹. Dorénavant, on appellera "réponse forcée" la moyenne d'ensemble.

La simulation de référence est la simulation dite "*historique*" (**HIST** dans la suite de la thèse). Dans cette simulation, tous les forçages externes prescrits au modèle CNRM-CM5 suivent l'évolution observée. Elle est donc directement comparable aux ré-analyses atmosphériques. Trois autres jeux de simulations historiques plus idéalisées ont également été réalisés : **HISTANT**, **HISTGHG**, **HISTNAT**. Elles sont détaillées ci-après :

- **HIST** : tous les forçages externes (naturels et anthropiques) varient au cours du temps et suivent les valeurs observées. L'augmentation récente des concentrations de GES dans l'atmosphère ainsi que les principales éruptions volcaniques sont donc prescrites au modèle. 10 membres ont été réalisés pour cette simulation.
- **HISTANT** : uniquement les GES et les aérosols anthropiques varient au cours du temps. On dispose également de 10 membres.
- **HISTGHG** : uniquement les GES varient au cours du temps. 6 membres ont été réalisés.
- **HISTNAT** : La simulation HISTNAT permet de comprendre le rôle des forçages naturels (activité solaire, éruption volcanique, aérosols naturels). Tout comme HISTGHG, il y a 6 membres.

Pour étudier le climat futur, des scénarios climatiques ont été produits, couvrant la période allant de 2006 à la fin du XXI^{ème} siècle. 4 scénarios ont été produits par la communauté scientifique lors du programme d'inter-comparaison des modèles couplés CMIP5 et sont définis par leur forçage radiatif (en $W.m^{-2}$) à la fin du XXI^{ème} siècle, c'est-à-dire l'augmentation du forçage radiatif dû aux GES à la fin 2100. Ils sont utilisés dans la recherche climatique pour fournir une description possible de l'évolution du climat futur en prenant en compte de nombreux paramètres comme les changements socio-économiques, les changements technologiques, l'utilisation des énergies et l'émission des GES et autres polluants (Van Vuuren *et al.*, 2011). Les 4 scénarios sont les suivants : RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 et RCP8.5².

Le Tableau 2.2 résume l'ensemble des simulations climatiques de CNRM-CM5 réalisées dans le cadre de CMIP5 par le groupe de modélisation CNRM-CERFACS, qui seront utilisées dans cette thèse.

¹Les dates choisies pour initialiser les membres sont espacées de 50 ans : le membre 1 est initialisé en 1850, le membre 2 en 1900 etc.

²Le chiffre indique le forçage radiatif à la fin du XXI^{ème} siècle

Expérience	Période	Membres	Forçages
PICTL	1850-2849	1	Constants
HIST	1850-2012	10	Tous
HISTANT	1850-2012	10	GES + Aerosols anthropiques
HISTGHG	1850-2012	6	GES
HISTNAT	1850-2012	6	Naturels
RCP8.5	2006-2100	5	+8.5W.m ⁻² en 2100

TABLEAU 2.2: Simulations climatiques du modèle couplé CNRM-CM5 dans le cadre de CMIP5

2.2.3 Les simulations *MORDICUS*

Le projet *MORDICUS* (Mechanisms for climate Oscillations and Retroactions at Decadal Timescale : Uncertainties and Sensitivity) est un projet ANR dont l'objectif est une meilleure compréhension du rôle relatif des forçages externes (GES, activité solaire, volcanisme, aérosols), de la variabilité interne et de leurs interactions. Cette thèse s'inscrit dans ce projet. Dans le cadre de *MORDICUS*, des simulations idéalisées ont été réalisées avec le modèle de climat CNRM-CM5. Ces simulations concernent une période d'étude de 30 ans et permettent de séparer le rôle des différents forçages externes (CO_2 , ozone, aérosols). Pour aussi prendre en compte le rôle de l'AMV³, 2 états initiaux océaniques ont été choisis : un état initial correspondant à une phase chaude de l'AMV et un état initial correspondant à une phase froide de l'AMV. Ces états initiaux ont été choisis dans la simulation PICTL. Pour mieux estimer le signal forcé et le rôle de la variabilité interne, nous disposons de plusieurs membres pour chaque simulation.

Les 6 jeux de simulations utilisés dans cette thèse sont les suivants :

- **PICTL** : Simulation de contrôle. 13 membres AMV+ et 13 membres AMV-.
- **TRALL** : Tous les forçages (CO_2 , ozone, aérosols) varient. 6 membres AMV+ et 6 membres AMV-.
- **TR2CO2** : Augmentation uniquement du CO_2 (2% par an sur 30 ans). 10 membres AMV+ et 10 membres AMV-.
- **TRAER** : Variation de l'épaisseur optique (même variation que sur la période observée 1960-1990) pour caractériser les changements des aérosols. 10 membres AMV+ et 10 membres AMV-.
- **TRACO2** : Variation des aérosols et du CO_2 suivant les mêmes critères que décrit précédemment. 10 membres AMV+ et 10 membres AMV-.
- **TRO3** : Variation de l'ozone (reproduction de la déplétion d'ozone observée entre les années 1960 et 1990). 6 membres AMV+ et 6 membres AMV-.

³Atlantic Multidecadal Variability : indice de température de surface de la mer dans l'Atlantique nord (0-60°N)

Expérience	Durée	Membre	Forçages
CTL	30	13 (AMV+) + 13 (AMV-)	Constants
TRALL	30	6(AMV+) + 6(AMV-)	Tous
TR2CO2	30	10(AMV+) + 10(AMV-)	CO_2
TRACO2	30	10(AMV+) + 10(AMV-)	Aérosols + CO_2
TRAER	30	10(AMV+) + 10(AMV-)	Aérosols
TRO3	30	6(AMV+) + 6(AMV-)	Ozone

TABLEAU 2.3: Simulations idéalisées réalisées dans le cadre du projet MORDICUS.

2.2.4 Les simulations "glace de mer"

Dans le but de comprendre le rôle de la fonte de la banquise Arctique dans la réponse au changement climatique dans le cadre du scénario RCP8.5, nous avons mis en place un protocole avec le modèle couplé CNRM-CM5. La diminution de la glace de mer Arctique est un sujet en expansion, puisqu'il a été montré qu'elle pouvait impacter les circulations atmosphériques et océaniques de façon significative (Deser *et al.* (2010); Screen *et al.* (2013) entre autre). Cependant, très peu d'études ont utilisé des modèles couplés. Récemment, Deser *et al.* (2015) (DE15 dans la suite) ont étudié la réponse atmosphérique à la diminution de la banquise Arctique dans le modèle couplé CCSM4. Pour cela ils ont utilisé une technique de correction de flux à la surface de l'océan pour faire fondre artificiellement la glace de mer. Leur étude est un précurseur mais il apparaît intéressant d'appliquer un protocole similaire dans un autre modèle couplé pour analyser l'incertitude dans la réponse. C'est pour cela que nous avons mis en place un protocole similaire à DE15. Celui-ci est aussi basé sur une correction de flux non solaire à la surface de l'océan pour modifier artificiellement la glace de mer. En outre, le protocole permet de séparer les rôles respectifs de la fonte de la banquise Arctique et de l'augmentation des GES. 4 simulations ont été réalisées et sont détaillées dans le Tableau 2.4. Ce protocole est décrit en détail dans l'article soumis à la revue *Climate Dynamics* dans le chapitre 4.

Nom	Etat initial	Forçage radiatif	Glace de mer	Nombre d'années simulées
ICE21	1985	1985	2070-2099	200
CTL20	1985	1985	1970-1999	200
ICE20	2085	2085	1970-1999	200
CTL21	2085	2085	2070-2099	200

TABLEAU 2.4: Résumé des 4 simulations réalisées. Dans la simulation ICE21 (ICE20), une correction du flux non solaire est appliquée pour atteindre des conditions de glace de mer moyenne de la fin du XXI^{ème} siècle : 2070-2099 (XX^{ème} siècle : 1970-1999). CTL20 (CTL21) est une simulation de contrôle dans laquelle le forçage radiatif est constant à l'année 1985 (2085). Toutes les simulations durent 200 ans.

2.3 L'algorithme de suivi automatique

Comme il a été mentionné dans la section 1.6.4 du chapitre 1, pour caractériser les dépressions des moyennes latitudes dans l'hémisphère nord, nous utilisons un algorithme de suivi automatique. L'utilisation d'un algorithme de suivi automatique est plus coûteux en temps de calcul et nécessite des données à la fréquence minimum de 6 heures. Néanmoins, cette méthode est plus précise et permet d'isoler la trajectoire de chaque dépression. Ici, nous décrivons succinctement l'algorithme de suivi automatique utilisé dans cette thèse, qui a été développé par Ayrault (1998) à Météo-France.

La méthode de suivi des dépressions est basée sur la détection des noyaux de vorticité relative à 850 hPa (ζ_r), qui constitue la première étape de l'algorithme :

$$\zeta_r = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (2.1)$$

avec u et v les composantes zonale et méridienne du vent à 850 hPa.

L'utilisation du champ de tourbillon relatif présente de nombreux avantages, comme mentionné par Somot (2005) ou Hoskins et Hodges (2002) : il permet la détection de thalwegs qui sont peu visibles dans le champ de pression de surface. Il filtre naturellement les grandes échelles et est conservatif. Etant donné que la vorticité relative est un champ très bruit , il est nécessaire de le filtrer. Les maximas de ζ_r correspondent au maximum dans un rayon de 380 km.

Après la détection des maximas de ζ_r , la deuxième étape consiste à leur appariement en respectant plusieurs critères de ressemblance et de déplacement. Le critère de déplacement est basé sur la variation d'intensité du tourbillon absolu. Le premier critère de déplacement permet de trouver la position future de l' v nement à partir des vents à 850 et 700 hPa. Le deuxième critère de déplacement vérifie la cohérence des trajectoires construites. Cet algorithme est schématisé sur la Figure 2.2.

Des informations supplémentaires peuvent également être trouvés dans Ayrault (1998); Somot (2005).

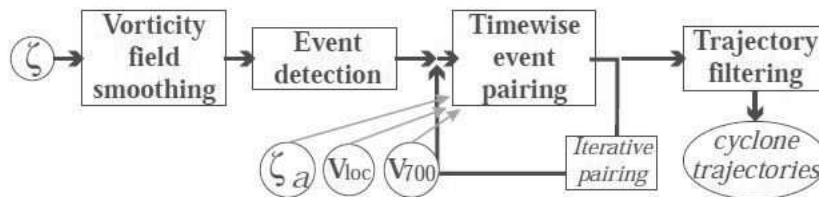


FIGURE 2.2: Schéma synth sant l'algorithme de suivi automatique. Ayrault (1998)

Une fois les trajectoires construites avec l'algorithme, on calcule une densité de trajectoires des dépressions. C'est notamment à cette étape que l'on définit les seuils (en durée, distance parcourue ou vorticité) pour étudier différentes populations de dépressions.

La densité de trajectoires est calculée en comptant le nombre de trajectoires qui passent en chaque point de grille. Les points de passage de la dépression prennent la valeur 1. Les points de grille autour de ce point dans un rayon fixé à 500 km sont incrémentés d'une valeur inférieure à 1 définie à partir d'une fonction gaussienne, dépendante de la distance au point de la trajectoire. Dans cette thèse, la démarche adoptée est la suivante : premièrement, les paramètres de l'algorithme de suivi automatique ont été fixés à des valeurs très faibles afin de détecter toutes les dépressions possibles. Ensuite, nous avons défini des seuils afin d'étudier les différents types de dépressions. Après plusieurs analyses, les seuils suivants ont été établis : on fixe un seuil en durée de 2 jours minimum. On prend également les dépressions qui parcourent au minimum une distance de 1000 km. Enfin pour caractériser les dépressions intenses, on fixe un seuil à $140 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ qui correspond au quantile 99 de la distribution des dépressions. La densité de trajectoire des dépressions a été calculée pour les ré-analyses NCEP, ERA40, 20CR et ERAI ainsi que pour les simulations du modèle CNRM-CM5 et est représentée sur la Figure 2.3. Cette figure montre la disparité importante entre les ré-analyses qui rend difficile la validation de CNRM-CM5. Les densités pour la ré-analyse 20CR et le modèle CNRM-CM5 sont sous-estimées par rapport aux densités dans les ré-analyses ERA40 et NCEP. Néanmoins, le maximum situé sur le bord ouest de l'Atlantique est bien représenté dans chaque jeu de données. Trigo (2006) étudie les dépressions nord Atlantique dans les ré-analyses NCEP et ERA40 et montre que les principales différences proviennent de la différence de résolution, ainsi que du modèle et du schéma d'assimilation.

De nombreuses études ont utilisé des algorithmes de suivi automatique pour caractériser les dépressions atmosphériques et leurs changements. Il faut ici mentionner qu'il existe de nombreux algorithmes de suivi automatique qui peuvent être très différents dans leur façon d'identifier les dépressions et qui peuvent donc donner des résultats différents (Raible *et al.*, 2008). Certains utilisent la vorticité relative alors que d'autres sont basés sur la détection des minima de pression de surface. Cela génère alors des incertitudes supplémentaires dans l'interprétation des résultats. Néanmoins, dans notre étude, nous aurons toujours recours à la même façon de calculer, quelque soit le jeu de données concerné.

Enfin, précisons que toutes les données ont été interpolées sur la même grille (celle de la ré-analyse 20CR) avant d'appliquer l'algorithme de suivi automatique.

2.4 La décomposition de L'EGR

Les changements dans les dépressions extratropicales sont en grande partie influencés par les changements des gradients méridien de température et de stabilité statique. On parle plus généralement de baroclinicité. Un paramètre permettant de mesurer la baroclinicité est le paramètre d'Eady, déjà introduit dans la section 1.6.4 du chapitre 1. Ce paramètre sera utilisé de nombreuses fois dans cette thèse, notamment dans les

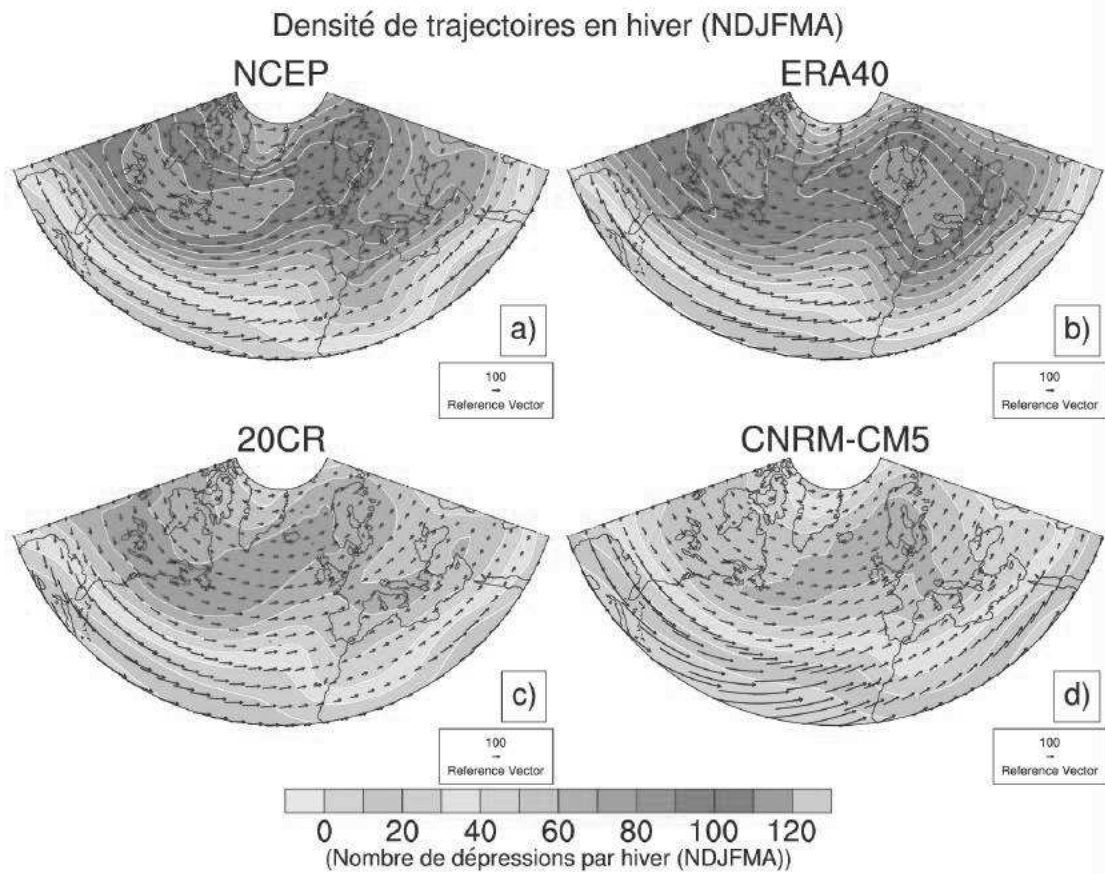


FIGURE 2.3: Densité de trajectoires des dépressions dans l'Atlantique nord pour l'hiver étendue NDJFMA pour (a) NCEP, (b) ERA40, (c) 20CR et (d) la simulation PICTL. Ici, uniquement les dépressions qui durent minimum 2 jours et qui parcourent au minimum 1000 km ont été retenues.

chapitres 4 et 5. Il est décrit en détail dans le chapitre 1 et dans l'article soumis dans la revue *Climate Dynamics* (section 4.1 du chapitre 4). De plus, certaines études ont utilisé la décomposition de ce paramètre pour séparer les effets dus à un changement du gradient méridien de température des effets dus à un changement de la stabilité statique⁴ (Yin, 2005; Graff et LaCasce, 2012).

Dans cette thèse, nous avons utilisé cette décomposition décrite dans les équations suivantes :

$$\sigma_{\frac{\partial\theta}{\partial y}} = 0.31 \left(\frac{g}{N_{REF}\theta_{REF}} \right) \frac{\partial\theta}{\partial y} \quad (2.2)$$

⁴la stabilité statique est reliée au gradient verticale de température

$$\sigma_N = 0.31 \left(\frac{g}{N\theta_{REF}} \right) \left(\frac{\partial\theta}{\partial y} \right)_{REF} \quad (2.3)$$

La composante $\sigma_{\frac{\partial\theta}{\partial y}}$ permet d'estimer le rôle du gradient méridien de température en considérant la stabilité statique comme constante, alors que la composante σ_N estime l'effet de la stabilité statique avec $\frac{\partial\theta}{\partial y}$ constant.

2.5 L'indice de blocage de Tibaldi-Molteni

Il existe de nombreuses méthodes pour définir un blocage atmosphérique. L'indice de Tibaldi et Molteni (Tibaldi et Molteni, 1990) est souvent utilisé dans la littérature, et il a été choisi dans cette thèse. Il se définit de cette façon : pour chaque longitude, on calcule deux gradients de géopotential à 500 hPa GHGS (Southern 500 hPa Geopotential Height Gradient) et GHGN (Northern 500 hPa Geopotential Height Gradient).

$$GHGS = \frac{Z(\Phi_o) - Z(\Phi_s)}{\Phi_o - \Phi_s} \quad (2.4)$$

$$GHGN = \frac{Z(\Phi_n) - Z(\Phi_o)}{\Phi_n - \Phi_o} \quad (2.5)$$

avec $\Phi_n = 80^\circ\text{N} + \delta$, $\Phi_o = 60^\circ\text{N} + \delta$, $\Phi_s = 40^\circ\text{N} + \delta$, $\delta = -5^\circ, 0^\circ, 5^\circ$

Une longitude est dite bloquée lorsque deux conditions sont respectées pour au moins une valeur de δ :

1. $GHGS > 0$
2. $GHGN < -10 \text{ m /deg latitude}$

Cet indice a notamment été utilisé dans le chapitre 4 pour voir la réponse des blocages à la diminution de glace de mer en Arctique. Il est néanmoins important de mentionner que les résultats peuvent différer suivant la méthode utilisée (Barnes *et al.*, 2014b; Barnes, 2013).

2.6 Test de significativité : le bootstrap

Le Bootstrap a souvent été utilisé dans cette thèse pour estimer la variabilité interne à partir d'une longue simulation de contrôle (PICTL ici). En effet, pour tester si les signaux sont significatifs dans les simulations idéalisées, il est nécessaire de les comparer à la variabilité interne du modèle générée par PICTL. Si le signal "sort" de l'enveloppe de cette variabilité interne, alors on en déduit qu'il est statistiquement significatif et qu'il n'est pas compatible avec la variabilité interne. L'idée est de créer un grand nombre de

tirages aléatoires pour définir une fonction de distribution de probabilité avec les mêmes propriétés que la simulation à tester.

Prenons l'exemple d'une simulation *MORDICUS*. Imaginons que l'on souhaite tester si une tendance quelconque obtenue dans une simulation *MORDICUS* (moyenne des 12 membres) est significative. Pour cela, nous allons tirer aléatoirement 12 périodes de 30 ans (durée de la simulation dans le cas de *MORDICUS*) dans la simulation PICTL, qui correspondent à 12 membres, afin de calculer 12 tendances dans cette même simulation. Ensuite, on calcule la moyenne des 12 tendances qui correspond à la moyenne d'ensemble et on répète l'opération 1000 fois afin d'obtenir une distribution robustes des tendances dans la simulation PICTL. Enfin, nous pouvons comparer la tendance de la simulation *MORDICUS* que nous testons à la distribution des tendances dans PICTL. Nous pouvons alors déterminer si la tendance est significative en fixant un certain seuil (5% ou 10%).

Chapitre 3

Rôle des variabilités interne et forcée sur les modes annulaires

Sommaire

3.1	Caractérisation des modes annulaires	48
3.1.1	Le NAM	48
3.1.2	Evaluation de la représentation du NAM dans le modèle CNRM-CM5	48
3.1.3	Le SAM	51
3.1.4	Evaluation de la représentation du SAM dans le modèle couplé	54
3.2	Les changements de la circulation atmosphérique dans l'hémisphère nord	56
3.2.1	Évolution du NAM sur la période passée	56
3.2.2	Rôles respectifs du CO_2 , de l'ozone et des aérosols sur l'évolution du NAM	57
3.2.3	Évolution du NAM pour le climat futur	60
3.3	Les changements de la circulation atmosphérique dans l'hémisphère sud	63
3.3.1	Évolution du SAM sur la période passée	63
3.3.2	Rôles respectifs du CO_2 , de l'ozone et des aérosols sur l'évolution du SAM	69
3.3.3	Évolution du SAM pour le climat futur	72
3.4	Synthèse et conclusions	75
3.4.1	Pour le NAM	75
3.4.2	Pour le SAM	75

Ce chapitre correspond au premier chapitre de résultats. Dans celui-ci, nous analysons les changements de circulation atmosphérique globale en étudiant la réponse des modes annulaires NAM et SAM dans les ré-analyses atmosphériques et les simulations climatiques. Pour cela, nous séparons hémisphère nord et hémisphère sud.

3.1 Caractérisation des modes annulaires

3.1.1 Le NAM

Le NAM se définit comme la première EOF (Empirical Orthogonal Function) de la pression de surface ou du géopotential à 500 hPa, ou encore comme un indice de pression de surface entre les hautes latitudes et les moyennes latitudes. Il est également possible de calculer un indice NAM sur la verticale en suivant la méthode de Woollings (2008a). Pour cela, il suffit de calculer un indice de géopotential entre 2 bandes de latitude : 60-90°N et 20-50°N. Le NAM est déterminé le plus souvent en hiver boréal (DJF), puisque c'est à cette saison que sa variance est maximale. Ici, nous avons choisi d'obtenir la série temporelle du NAM par un indice de pression ou de géopotential entre 65°N et 35°N tout comme Li et Wang (2003). Nous avons vérifié que calculer un indice ou utiliser la méthode des EOF donnaient des résultats très similaires (non montré), ce qui est confirmé par Gillett et Fyfe (2013). Cependant, nous utiliserons la méthode des EOF pour déterminer la structure spatiale du NAM.

La Figure 3.1 représente la structure spatiale correspondant à la phase positive du NAM dans 4 ré-analyses atmosphériques pour l'hiver boréal (DJF) sur leur période commune 1979-2001. Le pourcentage de variance expliquée par le NAM est également indiqué sur la figure. Cette structure se caractérise par des basses pressions au niveau du pôle et des hautes pressions sur les bassins nord Atlantique et nord Pacifique (Thompson et Wallace, 1998; Deser *et al.*, 2000). Les anomalies positives sont bien plus fortes au dessus de l'Atlantique que dans le Pacifique. La structure du NAM est très similaire entre les ré-analyses. Dans chacune des ré-analyses le NAM représente quasiment 1/3 de la variance expliquée du champ de pression de surface. Notons enfin que la structure du NAM dans l'Atlantique nord correspond à la structure de la NAO. Les indices NAM et NAO sont d'ailleurs fortement corrélés (non montré).

3.1.2 Evaluation de la représentation du NAM dans le modèle CNRM-CM5

Dans cette section, nous évaluons la représentation du mode annulaire NAM par le modèle CNRM-CM5. La Figure 3.2 correspond à la structure spatiale associée à la phase positive du NAM dans la simulation PICTL pour l'hiver. Cette structure est assez semblable aux structures dans les ré-analyses, même si l'anomalie positive dans le Pacifique est surestimée dans le modèle. Cependant, on retrouve bien les deux centres d'action principaux du NAM dans le Pacifique et l'Atlantique. La variance de la pression de surface expliquée par le NAM est de 25 %, ce qui est légèrement plus faible que dans les ré-analyses, tout en sachant que la période utilisée est plus longue (1000 ans pour PICTL).

La Figure 3.3 représente la régression de l'indice NAM (calculé comme un indice de pression de surface) sur le vent zonal de surface (Figure 3.3a), le vent méridien de surface (Figure 3.3b), la température (Figure 3.3c) et la précipitation (Figure 3.3d) pour la simulation PICTL du modèle CNRM-CM5 que nous comparons avec la ré-analyse ERAI.

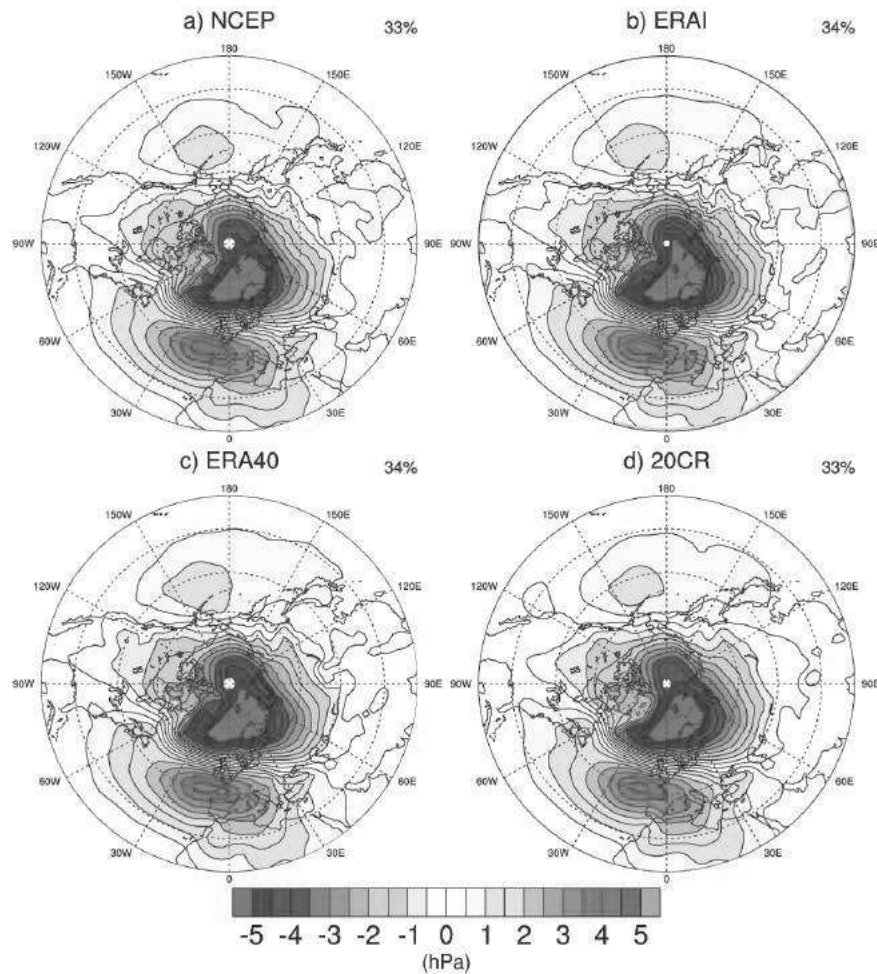


FIGURE 3.1: Structure spatiale du NAM calculée comme la première EOF de la pression de surface en DJF entre 20°N et 90°N pour (a) NCEP, (b) ERAI, (c) ERA40 et (d) 20CR sur leur période commune 1979-2001. Le chiffre à droite correspond au pourcentage de la variance expliquée.

Le choix de la ré-analyse est aléatoire. Des résultats similaires ont été trouvés en utilisant une autre ré-analyse. La phase positive du NAM est associée à un déplacement vers le nord des routes dépressionnaires et des vents d'ouest associés (Thompson et Wallace, 1998; Deser *et al.*, 2000). Ce déplacement est aussi caractérisé par une intensification des vents d'ouest qui est maximale dans l'Atlantique nord (Figure 3.3a). Il s'accompagne d'un réchauffement de l'Eurasie dû à l'advection d'air chaud et humide, un refroidissement du Groenland et du nord du Canada, et une augmentation des précipitations au niveau des îles Britanniques et de la Scandinavie. Le modèle représente bien les anomalies de température, vent de surface et précipitation, associées à la phase positive du NAM, mais celles-ci sont cependant plus faibles que dans la ré-analyse ERAI. Nous avons également utilisé la simulation HIST et nous avons trouvé des résultats similaires (non montré). Cela prouve qu'il est pertinent d'utiliser la simulation PICTL pour évaluer le modèle. Une autre raison justifiant le choix de PICTL est que les modèles possèdent des biais

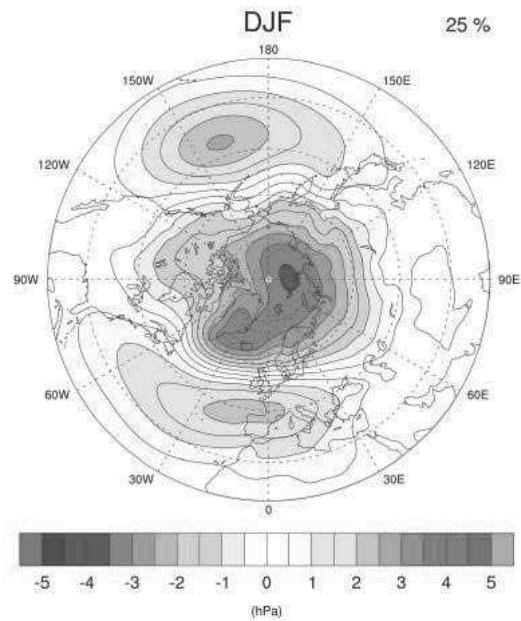


FIGURE 3.2: Structure spatiale du NAM calculé comme la première EOF de la pression de surface dans la simulation de contrôle du modèle CNRM-CM5 pour la saison DJF.

importants par rapport aux ré-analyses (voir aussi Richter *et al.* (2012)).

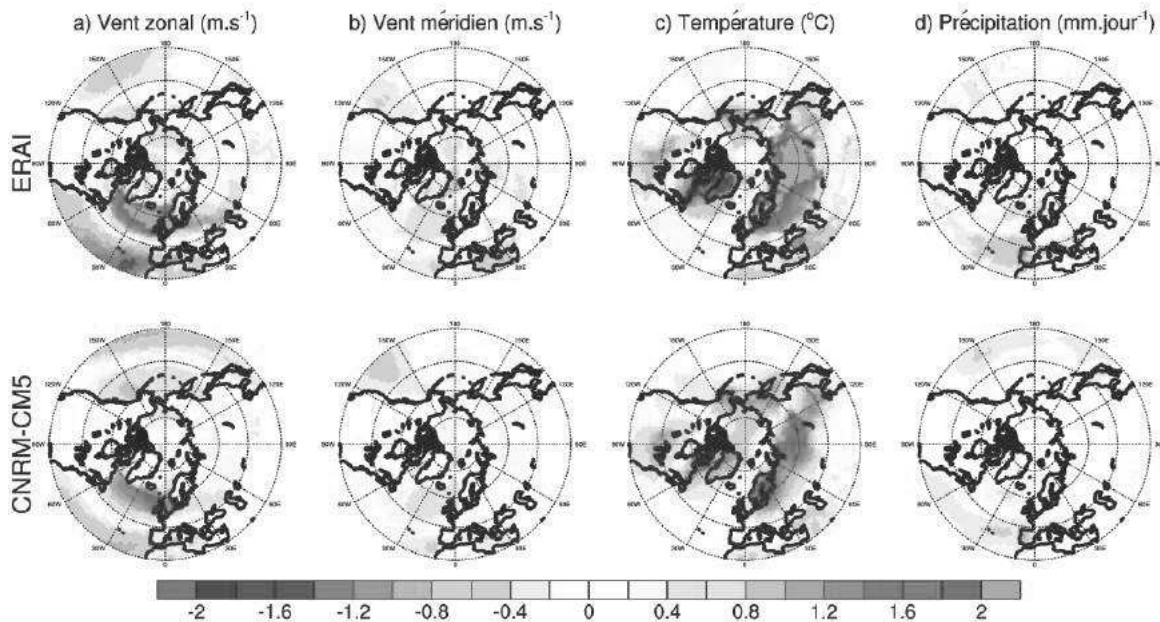


FIGURE 3.3: Régression (a) du vent zonal de surface (m.s^{-1}), (b) du vent méridien de surface (m.s^{-1}), (c) de la température de surface ($^{\circ}\text{C}$) et (d) de la précipitation (mm.jour^{-1}) sur l'indice NAM en DJF pour la ré-analyse ERAI (en haut) et la simulation PICTL (en bas).

3.1.3 Le SAM

Il existe de nombreuses méthodes pour déterminer le SAM. Le SAM peut se caractériser comme la première EOF du géopotential, de la pression de surface ou du vent zonal entre 20°S et le pôle. Une autre méthode a été proposée par Gong et Wang (1999) : l'indice du SAM peut se calculer comme la différence de pression de surface entre les bandes de latitude 40°S et 65°S. Nous proposons ici de le calculer en utilisant les différentes méthodes dans la ré-analyse NCEP. La structure du SAM a déjà été montrée dans la section 1.5.2 du chapitre 1 (voir Figure 1.8). La Figure 3.4 représente l'indice SAM calculé pour différentes méthodes associées à cette structure spatiale : un indice de pression de surface, la première EOF du géopotential à 850 hPa et la première EOF du vent zonal à 300 hPa. Les 3 indices sont très similaires entre eux, ce qui montre que les 3 méthodes donnent des résultats cohérents. Notons toutefois quelques différences lorsque l'on utilise l'EOF du vent à 300 hPa et les anomalies ne sont pas toujours du même signe. Cela peut venir du fait qu'à cette altitude, on se rapproche de la stratosphère et on prend en compte de la variabilité provenant de la stratosphère lorsque l'on utilise le vent à 300 hPa. On peut également en conclure que le SAM a une structure plutôt barotrope, c'est-à-dire qui ne change pas en fonction de l'altitude.

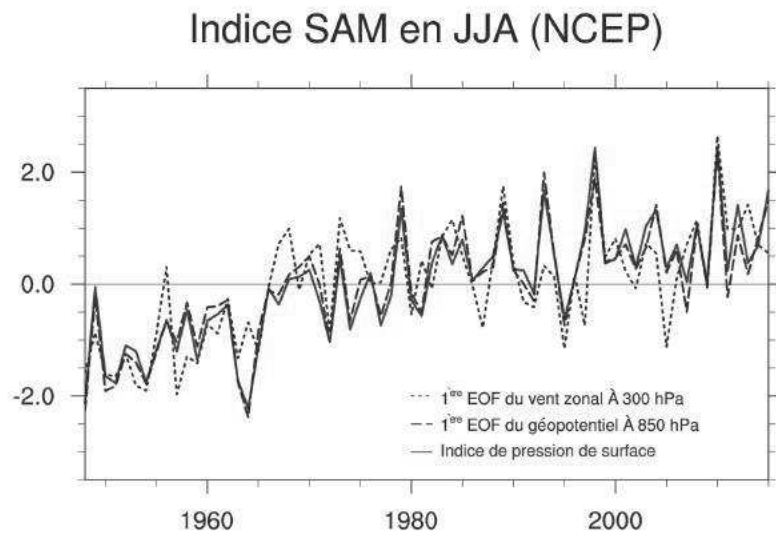


FIGURE 3.4: Série temporelle de l'indice SAM normalisé (unité = 1 écart type) calculé dans la ré-analyse NCEP pour la saison JJA (hiver austral). En bleu le SAM est calculé comme étant un indice de pression entre les latitudes 40°S et 65°S. En pointillé noir et en tireté noir il a été calculé comme la première EOF du vent zonal à 300 hPa et du géopotential à 850 hPa respectivement.

Caractériser le SAM comme un indice de pression de surface est la méthode qui a été choisie dans cette thèse. En effet, cela permet d'éviter le problème d'éventuels changements de structure spatiale du SAM. Pour obtenir le SAM par la méthode des EOF, il faut projeter les champs sur la même structure spatiale. Faire un indice permet d'éviter de formuler l'hypothèse que la structure spatiale ne change pas au cours du temps

en réponse à des forçages externes. Cependant, pour visualiser la structure spatiale du SAM, on a tout de même utilisé la méthode de l'EOF.

La Figure 3.5 représente la structure spatiale de la phase positive du SAM (basses pressions au niveau du pôle) pour les ré-analyses NCEP, ERAI, ERA40 et 20CR pour l'hiver austral (JJA) sur leur période commune 1979-2001. Nous avons choisi cette saison puisqu'elle correspond à l'hiver de l'hémisphère sud, mais des conclusions similaires peuvent être faites pour les autres saisons. Le pourcentage de variance expliquée par le SAM est également indiqué sur la figure. Il est de 32% pour NCEP, 35% pour ERAI, 34% pour ERA40 et 30% pour 20CR. Ce pourcentage de variance expliquée est assez proche entre les ré-analyses atmosphériques. Sur cette période, les structures spatiales sont très proches les unes des autres avec seulement quelques différences dans l'amplitude des anomalies.

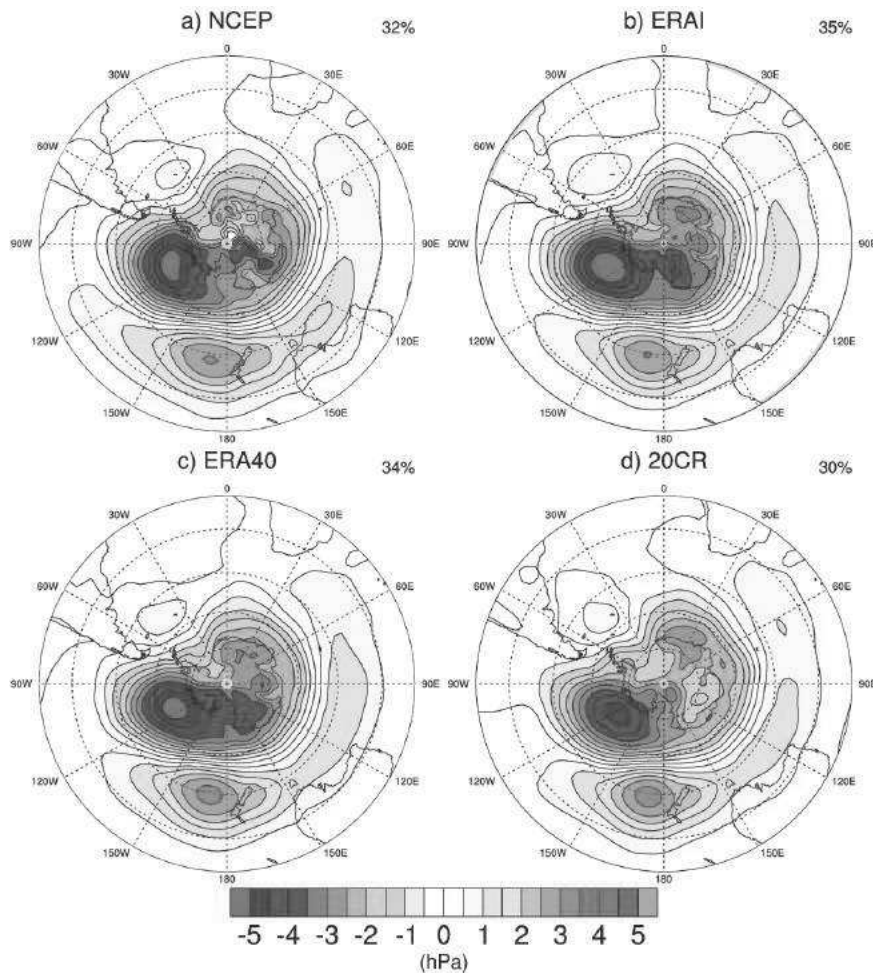


FIGURE 3.5: Structure spatiale du SAM calculé comme la première EOF de la pression de surface en JJA entre 20°S et 90°S pour (a) NCEP, (b) ERAI, (c) ERA40 et (d) 20CR sur leur période commune 1979-2001. Le chiffre à droite correspond au pourcentage de la variance expliquée par la première EOF.

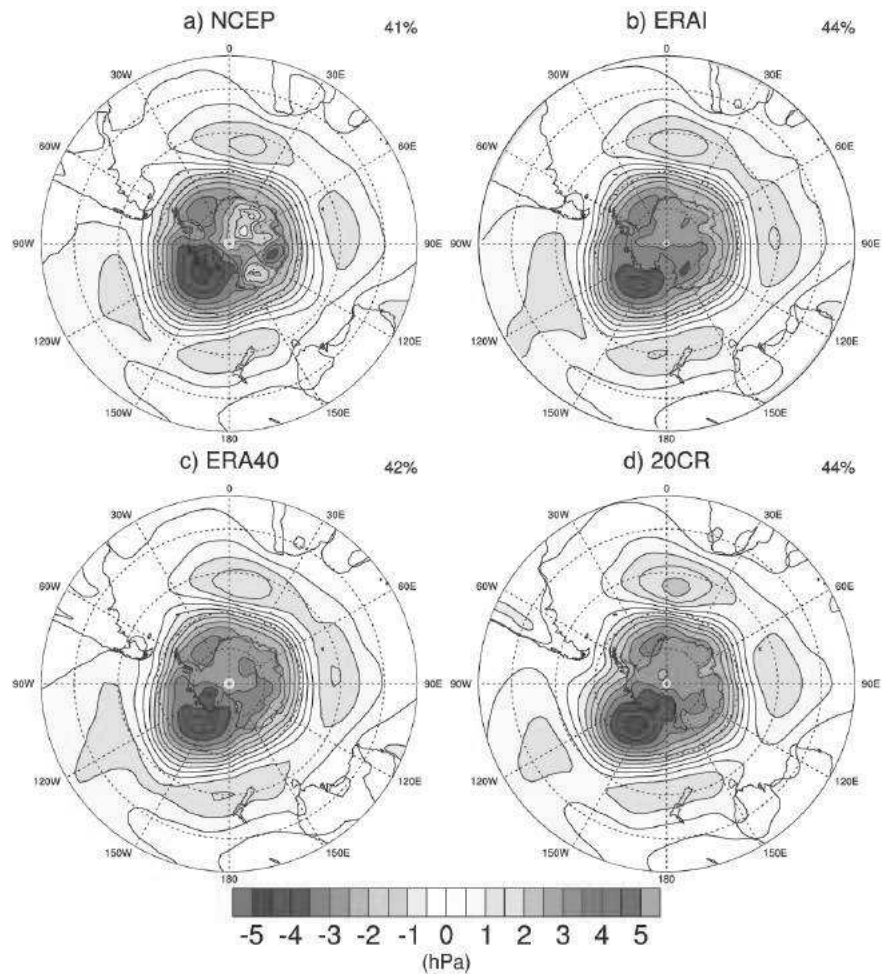


FIGURE 3.6: Structure spatiale du SAM calculé comme la première EOF de la pression de surface en DJF entre 20°S et 90°S pour (a) NCEP, (b) ERAI, (c) ERA40 et (d) 20CR sur leur période commune 1979-2001. Le chiffre à droite correspond au pourcentage de la variance expliquée par la première EOF.

La structure spatiale du SAM est beaucoup plus annulaire en DJF qu'en JJA, et le pourcentage de variance expliqué est plus fort (voir figure 3.6). Ce pourcentage est indiqué dans le Tableau 3.1 pour les 4 ré-analyses et pour les saisons DJF, MAM, JJA et SON ainsi que pour la simulation PICTL. Ce pourcentage est maximal en été austral (DJF) et diminue les saisons suivantes. Ceci indique que le SAM occupe une part importante de la variance expliquée du champ de pression de surface quelle que soit la saison.

Dans la suite de la partie sur le SAM, nous nous concentrerons principalement sur l'étude des changements du SAM pour les saisons DJF (été austral) et JJA (hiver austral).

	NCEP	ERA1	ERA40	20CR	CNRM-CM5
DJF	41	44	42	44	55
MAM	37	36	35	35	34
JJA	32	35	34	30	33
SON	34	37	35	31	34

TABLEAU 3.1: Pourcentage de la variance expliquée du SAM (première EOF du champ de pression de surface) pour les ré-analyses NCEP, ERA1, ERA40 et 20CR et le modèle CNRM-CM5 (simulation PICTL) ainsi que pour les saisons DJF, MAM, JJA et SON.

3.1.4 Evaluation de la représentation du SAM dans le modèle couplé

Avant d'analyser les éventuelles tendances dans le SAM, il est nécessaire d'évaluer la représentation du SAM dans le modèle couplé CNRM-CM5. La structure spatiale du SAM pour les saisons DJF et JJA dans la simulation PICTL est représentée sur la Figure 3.7. La structure spatiale est beaucoup plus annulaire en DJF qu'en JJA. Le modèle reproduit bien le fait que le pourcentage de variance est plus élevé en DJF qu'en JJA. Le pourcentage de variance expliqué par le SAM dans le modèle est également indiqué dans le Tableau 3.1. Il est proche de celui des ré-analyses, excepté pour la saison DJF dans laquelle le modèle surestime légèrement ce pourcentage.

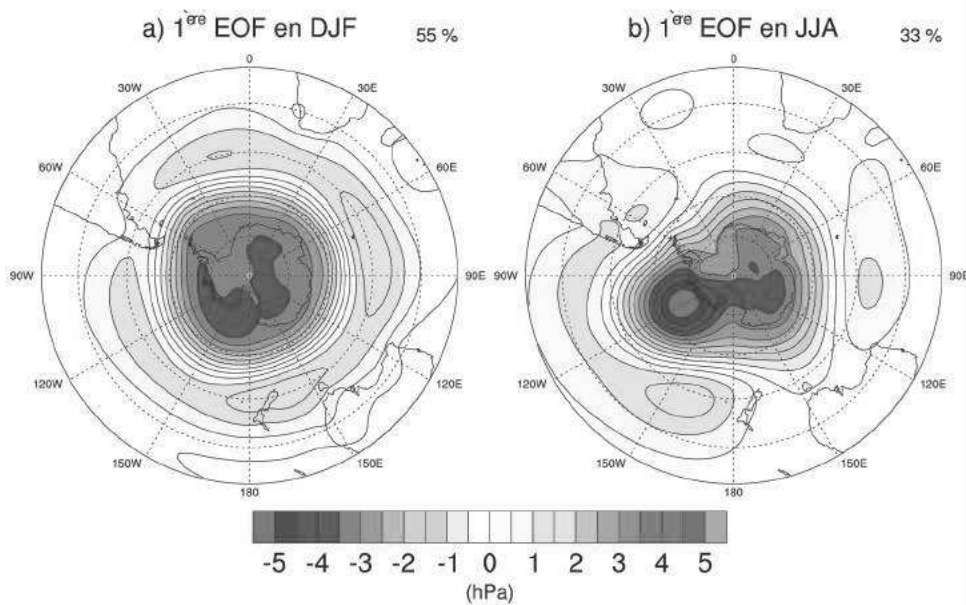


FIGURE 3.7: Structure spatiale du SAM calculé comme la première EOF de la pression de surface dans la simulation PICTL pour les saisons (a) DJF et (b) JJA.

Il est également intéressant d'étudier comment sont représentés dans le modèle les impacts climatiques du SAM, et notamment les liens entre le SAM et la précipitation, la

température et le vent en surface (Figure 3.8). Nous choisissons ici de comparer le modèle à la ré-analyse ERAI.

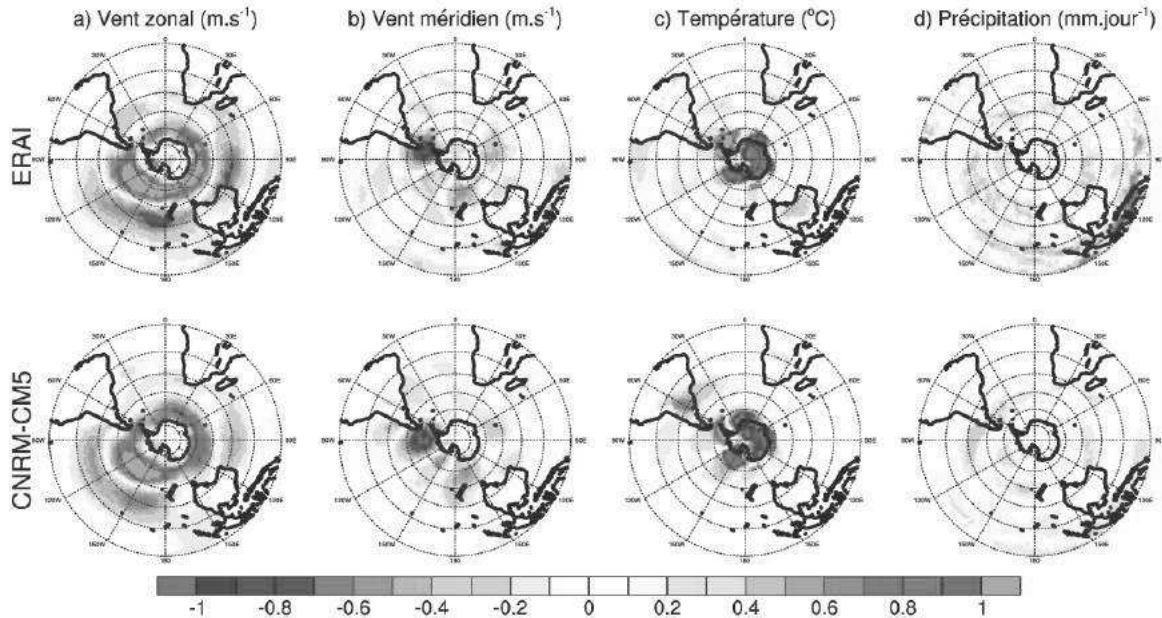


FIGURE 3.8: Régression (a) du vent zonal de surface (m.s^{-1}), (b) du vent méridien de surface (m.s^{-1}), (c) de la température de surface ($^{\circ}\text{C}$) et (d) de la précipitation (mm.jour^{-1}) sur l'indice SAM en JJA pour la ré-analyse ERAI (en haut) et la simulation de contrôle de CNRM-CM5 (en bas).

La régression du vent zonal de surface sur l'indice SAM (Figure 3.8a) montre qu'une phase positive du SAM est associée à un déplacement vers le pôle et un renforcement des vents de surface. Ceci est en lien avec le déplacement vers le pôle des routes dépressionnaires. Les vents d'ouest faiblissent aux plus basses latitudes en réponse à ce déplacement (Thompson et Wallace, 2000). Ce renforcement est plus fort dans le Pacifique, que ce soit dans le modèle ou la ré-analyse. La régression de la température de surface sur l'indice SAM (Figure 3.8c) montre que la phase positive est associée à un refroidissement sur l'ensemble de l'Antarctique, excepté sur la péninsule Antarctique, puisque le renforcement des vents d'ouest isole l'air et évite les échanges entre l'Antarctique et les moyennes latitudes et défavorise donc le réchauffement de celle-ci. Le réchauffement de la péninsule Antarctique lors de la phase positive s'explique par les anomalies de vents zonaux et méridiens. En effet, des vents de nord, entre l'Amérique du sud et la péninsule Antarctique, apportent de l'air plus chaud (Thompson et Wallace, 2001). Comme mentionné, la phase positive se caractérise par un déplacement vers le pôle des routes dépressionnaires. Ce déplacement est visible sur le champ de précipitation (Figure 3.8d). Il est important de préciser que nous avons utilisé la simulation PICTL dans laquelle tous les forçages externes sont constants, alors que ceux-ci sont pris en compte dans les ré-analyses. Néanmoins, tout comme le NAM, nous avons vérifié qu'utiliser l'ensemble HIST ne changeait pas les résultats.

3.2 Les changements de la circulation atmosphérique dans l'hémisphère nord

3.2.1 Évolution du NAM sur la période passée

Dans les ré-analyses atmosphériques

La Figure 3.9a montre l'évolution temporelle de l'indice NAM depuis 1950 calculé comme un indice de pression de surface entre 65°N et 35°N dans les 4 ré-analyses atmosphériques prises sur leurs périodes respectives. Les 4 indices sont très similaires entre eux et montrent la même alternance entre phase positive et phase négative. Cette série est caractérisée par une prépondérance de phases positives dans les années 1990 et une phase négative très forte en 2010. En dehors de cela, il n'y a pas de tendances visibles sur cette série temporelle. De plus, si l'on trace le NAM calculé comme un indice de géopotential à 500 hPa entre les mêmes latitudes (Figure 3.9b), ce dernier est extrêmement similaire au NAM calculé en surface et montre la même alternance de phases positives et négatives. Sur cette dernière figure, nous n'avons pas mis la ré-analyse ERA40 puisque nous ne disposons pas du géopotential à 500 hPa pour cette ré-analyse.

Dans l'ensemble des simulations historiques de CNRM-CM5

La Figure 3.10 montre le NAM dans les 4 ensembles de simulations historiques, calculé comme un indice entre 65°N et 35°N du géopotential à 500 hPa (courbe rouge en pointillé) et de la pression de surface (courbe noire). Il n'y a pas de tendances remarquables dans le NAM calculé à la surface, à l'opposé du NAM calculé en moyenne troposphère qui montre une tendance négative visible à partir des années 1980 pour HIST, HISTANT et HISTGHG, mais pas pour HISTNAT dans laquelle on note une légère tendance positive mais les valeurs du NAM ne sont pas incompatibles avec la variabilité interne. Le NAM est un mode de variabilité atmosphérique qui est barotrope, c'est-à-dire qui a la même structure spatiale dans toute la troposphère. Cependant Woollings (2008b) montre que sa réponse au forçage anthropique pourrait être barocline, c'est-à-dire différente suivant l'altitude. Ce résultat est confirmé par Deser *et al.* (2010) qui étudient la réponse atmosphérique à la diminution de glace de mer en Arctique. Ils montrent notamment que l'augmentation des flux de chaleur à la surface entraîne une phase négative du NAM en altitude mais pas d'influence à la surface. Cattiaux et Cassou (2013) montrent une différence d'évolution temporelle entre le NAM calculé en moyenne troposphère et le NAM calculé en surface, dans l'ensemble des modèles CMIP5. Nous observons le même comportement dans les simulations historiques du modèle CNRM-CM5 avec une tendance négative du NAM à 500 hPa. Cependant, les variations du NAM, à la fin des années 2000, ne sortent pas de l'enveloppe définie par la variabilité interne du modèle déterminée grâce à PICTL. Les simulations historiques permettent déjà de décomposer le rôle des forçages, mais pas d'étudier le rôle individuel de chaque forçage externe (ozone, aérosols ou CO_2). Pour cela, nous utilisons les simulations *MORDICUS*.

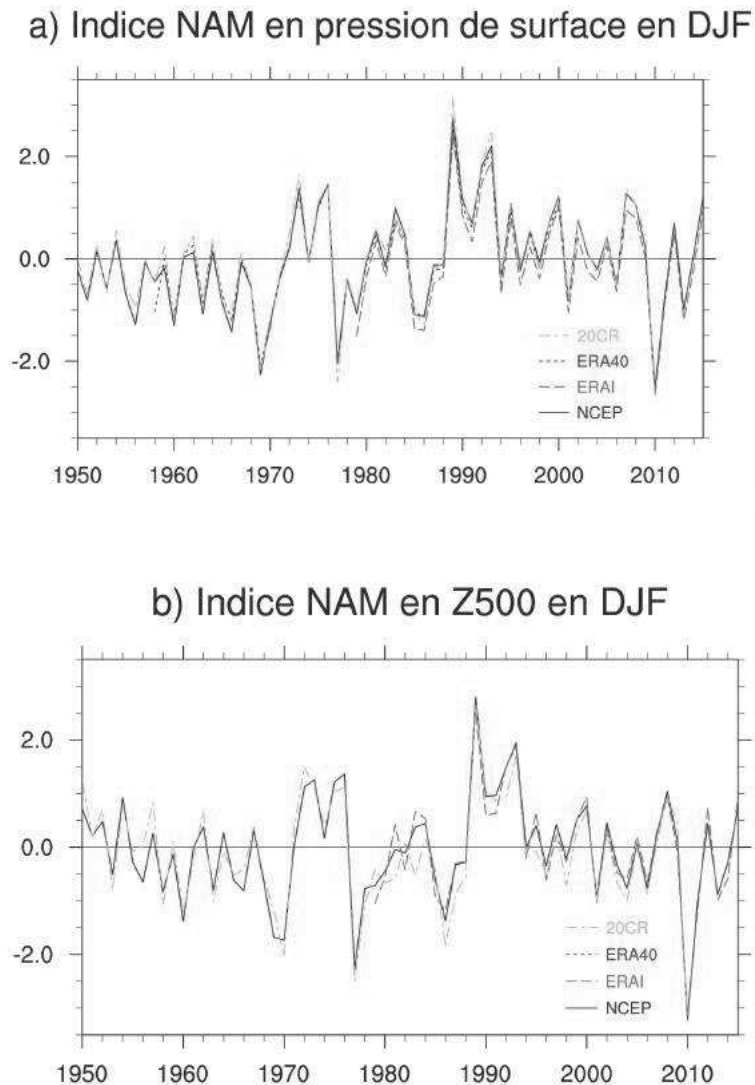


FIGURE 3.9: Série temporelle de l'indice NAM normalisé (unité = 1 écart type) calculé comme la différence de (a) la pression de surface et (b) le géopotentiel à 500 hPa entre 65°N et 35°N en hiver boréal (DJF) sur la période 1950-2015. En bleu pour la ré-analyse NCEP (1948-2015), en vert pour ERAI (1979-2015), en rouge pour ERA40 (1958-2002) et en jaune pour 20CR (1950-2010).

3.2.2 Rôles respectifs du CO_2 , de l'ozone et des aérosols sur l'évolution du NAM

Pour comprendre les rôles respectifs de l'augmentation des GES (notamment le CO_2), des aérosols et de l'ozone sur l'évolution du NAM, nous avons utilisé les simulations *MORDICUS* (voir Tableau 2.3 dans le chapitre 2). De la même façon que pour les simulations historiques, nous avons calculé un indice NAM en surface (courbe noire sur

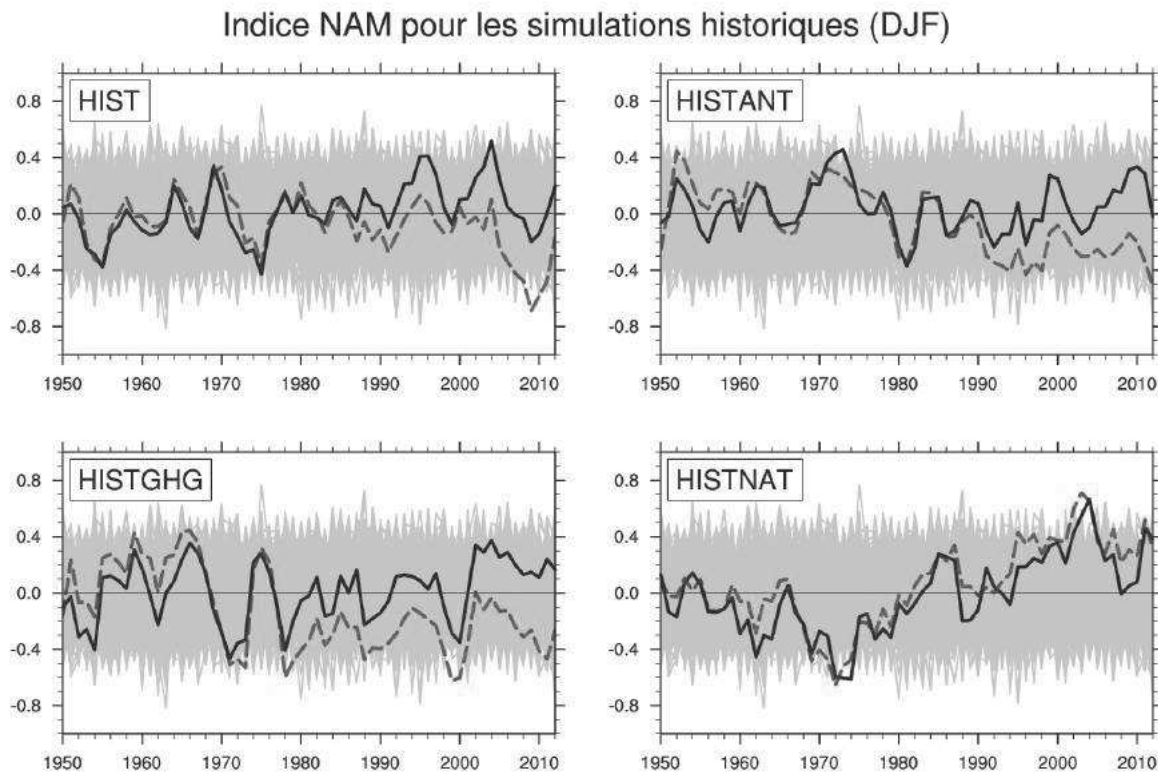


FIGURE 3.10: Série temporelle de l'indice NAM normalisé (unité = 1 écart type) calculé comme la différence du géopotentiel à 500 hPa (courbe rouge en pointillé) et de pression de surface (courbe noire) entre 65°N et 35°N pour la saison DJF et pour la moyenne d'ensemble des 4 simulations historiques (HIST, HISTANT, HISTGHG et HISTNAT) sur la période 1950-2012. Les courbes grises correspondent au NAM extrait de la simulation PICTL par périodes de 62 ans choisies aléatoirement (1000 extractions) par une technique de bootstrap.

la Figure 3.11) et en moyenne troposphère (courbe rouge en pointillé sur la Figure 3.11).

Il est important de préciser que l'évolution des forçages externes dans les simulations *MORDICUS* et dans les historiques n'est pas comparable. L'indice NAM ne montre pas de tendances remarquables, excepté pour la simulation TR2CO2 dans laquelle le NAM présente une tendance négative à 500 hPa qui "sort" de la variabilité interne à la fin des 30 ans de simulation et une légère tendance positive en surface. Cela met en évidence que l'augmentation du CO_2 semble jouer un rôle important dans la tendance vers la phase négative du NAM en altitude et dans la tendance vers la phase positive en surface. Cette figure montre également qu'il n'y a pas de différences entre le NAM en altitude et le NAM en surface en réponse aux aérosols ou à l'ozone. Cela confirme le résultat trouvé dans la simulation HISTNAT dans laquelle le NAM en surface et le NAM à 500 hPa avaient la même évolution. La séparation des 2 indices NAM est aussi remarquable dans les simulations TRALL et TRACO2 mais de façon moins prononcée que dans la simulation TR2CO2.

Il semble donc bien que la réponse du NAM n'est pas la même suivant l'altitude.

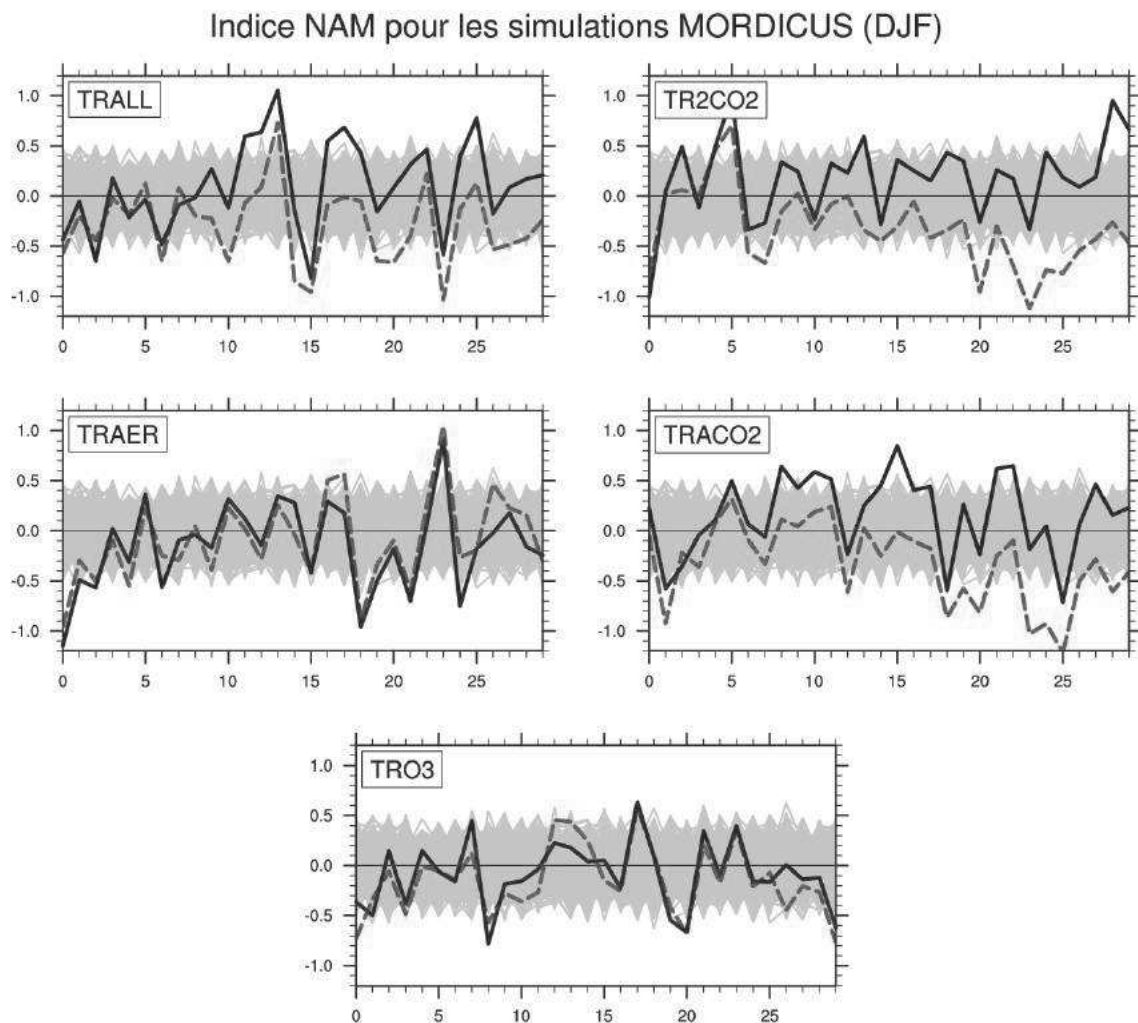


FIGURE 3.11: Série temporelle de l'indice NAM normalisé (unité = 1 écart type) calculé comme la différence du géopotentiel à 500 hPa (courbe rouge en pointillé) et de la pression de surface (courbe noire) entre 65°N et 35°N pour la saison DJF et pour la moyenne d'ensemble de TRALL, TR2CO2, TRAER et TRO3. Les courbes grises correspondent au NAM extrait de la simulation PICTL par périodes de 30 ans choisies aléatoirement (1000 extractions) par une technique de bootstrap.

Pour comprendre ce qu'il se passe dans la simulation TR2CO2, la Figure 3.12 représente la tendance en moyenne zonale du vent zonal (Figure 3.12a) et de la température (Figure 3.12b). Nous pouvons observer un fort réchauffement du pôle proche de la surface qui correspond à l'amplification Arctique (Serreze et Barry, 2011) et dans la haute troposphère tropicale, ainsi qu'un refroidissement général de la stratosphère. Le vent zonal diminue significativement sur toute la colonne au niveau de la latitude 60°N et se renforce dans la haute troposphère - basse stratosphère vers 30° de latitude au niveau du maximum

climatologique. Cette structure peut être associée à un léger déplacement vers le sud du maximum de vent zonal en altitude seulement et est cohérente avec la légère tendance vers la phase négative du NAM en altitude.

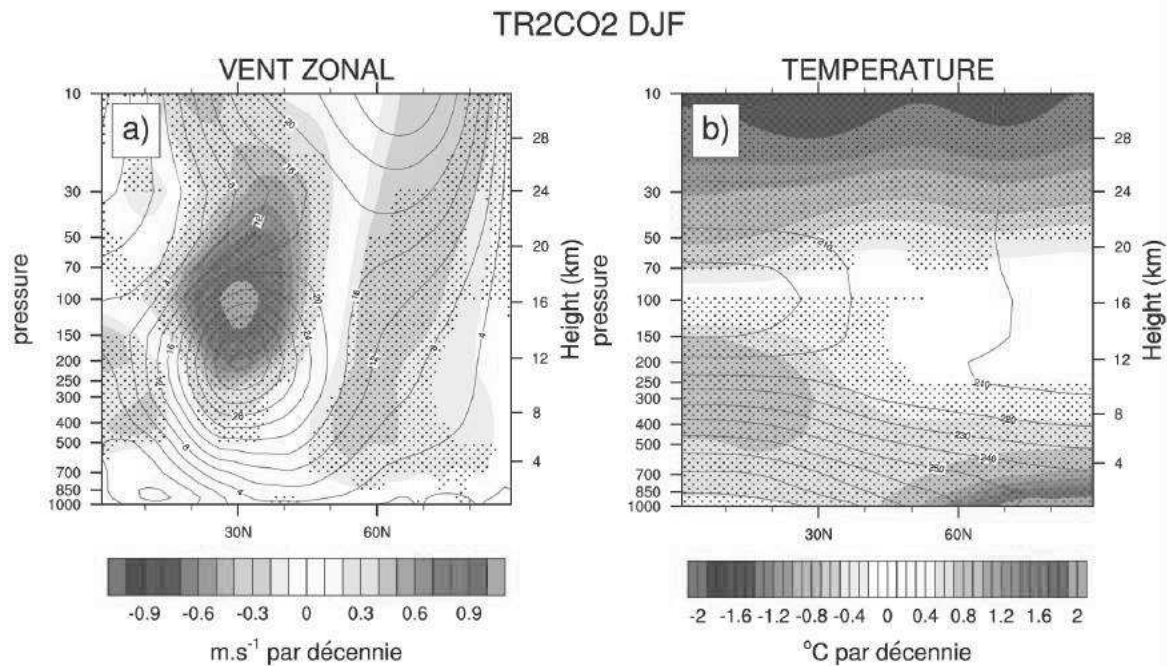


FIGURE 3.12: Tendances en moyenne zonale (a) du vent zonal (en m.s^{-1} par décennie) et (b) de la température (en $^{\circ}\text{C}$ par décennie) pour la saison DJF de la simulation TR2CO2. Les contours en vert correspondent à climatologie dans PICTL. Les points indiquent la significativité à 5% selon un test Bootstrap.

3.2.3 Évolution du NAM pour le climat futur

La Figure 3.13 montre la série temporelle du NAM sur la période allant de 1900 à 2100 en prenant l'ensemble HIST et le scénario RCP8.5. A l'horizon 2100, le NAM montre une tendance positive à la surface (courbe noire) et une tendance négative en altitude (courbe rouge), confirmant que sa réponse aux forçages anthropiques est barocline. Le signal émerge à partir des années 2040 pour le NAM en altitude. On retrouve un signal similaire à celui de la simulation TR2CO2 mais plus prononcé. Ce résultat confirme la différence de réponse du NAM entre la surface et l'altitude dans le climat futur (Cattiaux et Cassou, 2013).

Ces derniers expliquent ces tendances par la fonte de la banquise Arctique et par un fort réchauffement sur l'ouest du Pacifique tropical.

Pour mieux comprendre cette réponse différente en fonction de l'altitude, la Figure 3.14 représente la tendance en moyenne zonale du vent zonal (Figure 3.14a) et de la température (Figure 3.14b) dans le scénario RCP8.5 sur la période 2006-2100. Nous

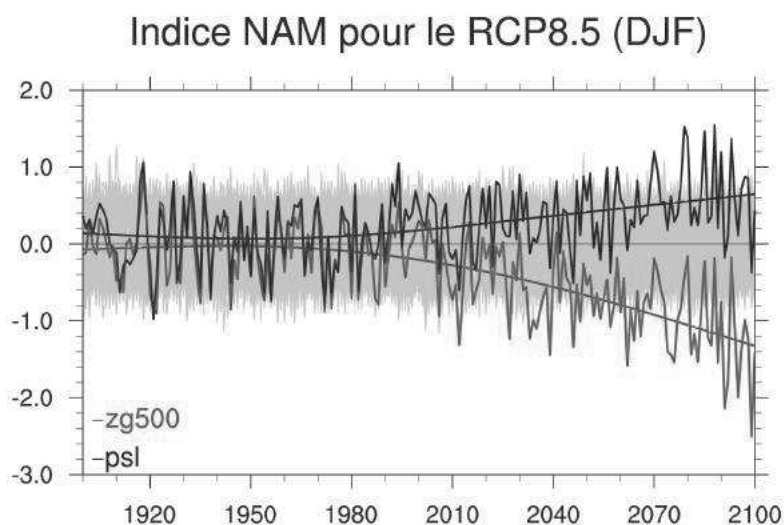


FIGURE 3.13: Série temporelle de l'indice NAM normalisé (unité = 1 écart type) pour HIST et RCP8.5 pour la saison DJF, pour le NAM calculé comme un indice de pression de surface (courbe noire) ou de géopotential à 500 hPa (courbe rouge) entre 65°N et 35°N. Les courbes grises correspondent au NAM extrait de la simulation PICTL par périodes de 200 ans choisies aléatoirement (1000 extractions) par une technique de bootstrap.

pouvons observer un fort réchauffement du pôle proche de la surface, qui correspond à l'amplification Arctique (Serreze et Barry, 2011), et dans la haute troposphère tropicale, ainsi qu'un refroidissement général de la stratosphère. Le vent zonal diminue significativement au niveau de la latitude 60°N et se renforce dans la haute troposphère - basse stratosphère vers 30° de latitude au dessus du maximum climatologique. Cette structure correspond à un léger déplacement vers le sud du maximum de vent zonal en altitude seulement et est cohérente avec la tendance vers la phase négative du NAM en altitude.

La Figure 3.14b montre la tendance de la moyenne zonale de la température. Elle permet de bien visualiser la différence de réponse entre l'altitude et la surface. En effet l'augmentation de la température au niveau du pôle est liée à la fonte de la banquise (Perlwitz *et al.*, 2015) et engendre une diminution du gradient méridien de température en surface. À l'opposé, le réchauffement de la haute troposphère tropicale provoque une augmentation du gradient méridien de température. Cette différence de comportement entre la surface et l'altitude semble provenir en partie de la fonte de la glace de mer en Arctique. En effet celle-ci engendre une modification importante des flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère et donc un réchauffement important au niveau du pôle (Deser *et al.*, 2010; Screen *et al.*, 2013). Les Figures 3.14 et 3.12 ont des structures spatiales très similaires et suggèrent que l'augmentation des concentrations de CO_2 pilotent en grande partie les changements dans le scénario RCP8.5.

Les Figures 3.15a et 3.15b montrent respectivement l'étendue de glace de mer dans les 4 simulations historiques, dans le scénario RCP8.5 et dans les simulations *MORDICUS* (TRALL, TRAER, TRACO2, TR2CO2). La diminution de glace de mer s'accélère dans

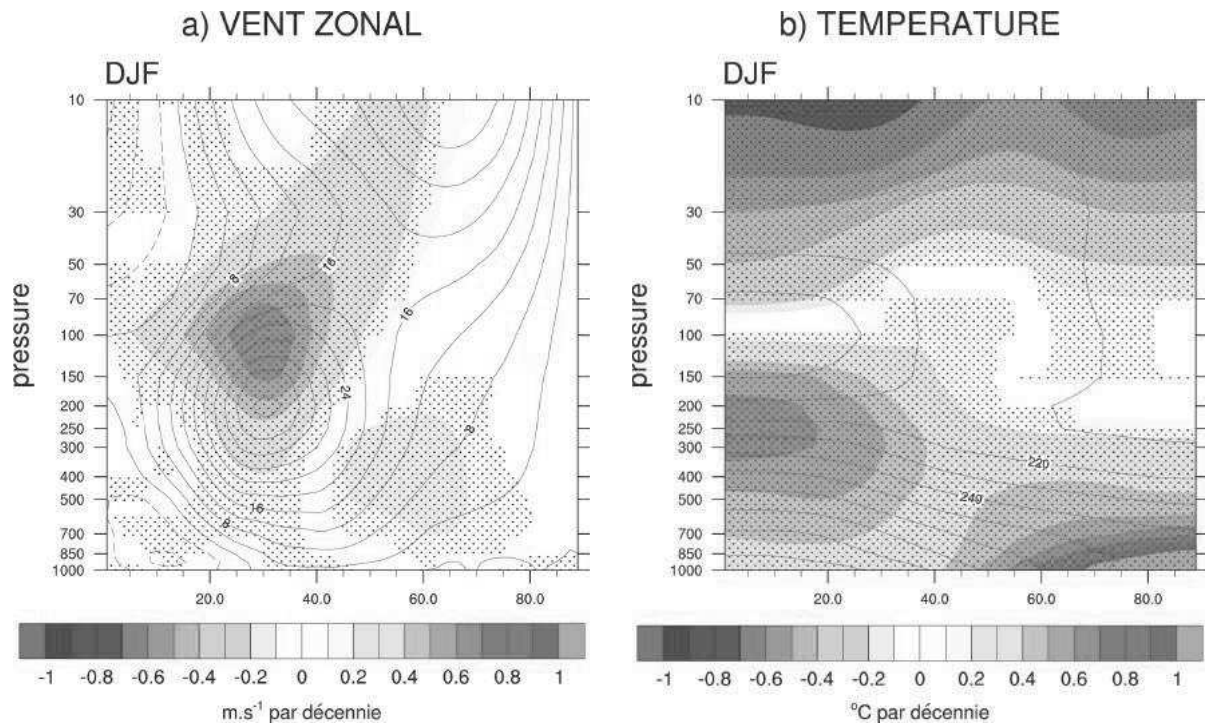


FIGURE 3.14: Tendances en moyenne zonale (a) du vent zonal (en m.s^{-1} par décennie) et (b) de la température (en $^{\circ}\text{C}$ par décennie) pour la saison DJF du scénario RCP8.5 sur la période 2006-2100. Les contours en vert correspondent à la climatologie dans PICTL. Les points indiquent la significativité à 5% selon un test basé sur une technique de bootstrap.

les années 1990 pour les simulations HIST, HISTGHG et HISTANT. Cette diminution est plus forte dans HISTGHG, dans laquelle seuls les GES sont prescrits au modèle, que dans HIST et HISTANT.

En revanche, la glace de mer augmente légèrement dans HISTNAT, en réponse aux forçages naturels (volcanisme, aérosols naturels) et pourrait être responsable de la légère tendance positive du NAM à 500 hPa dans HISTNAT (Figure 3.10). Cette diminution se poursuit dans le climat futur dans le cadre du scénario RCP8.5 et la glace de mer est amenée à disparaître en 2050 dans le modèle CNRM-CM5. Il faut toutefois mentionner qu'il y a encore beaucoup d'incertitudes sur la date à laquelle l'océan Arctique sera libre de glace en été (Massonnet *et al.*, 2012). Les simulations *MORDICUS* nous permettent de conclure que les aérosols ont pour effet d'augmenter légèrement l'étendue de glace de mer alors que l'augmentation du CO_2 est responsable de la diminution de la banquise.

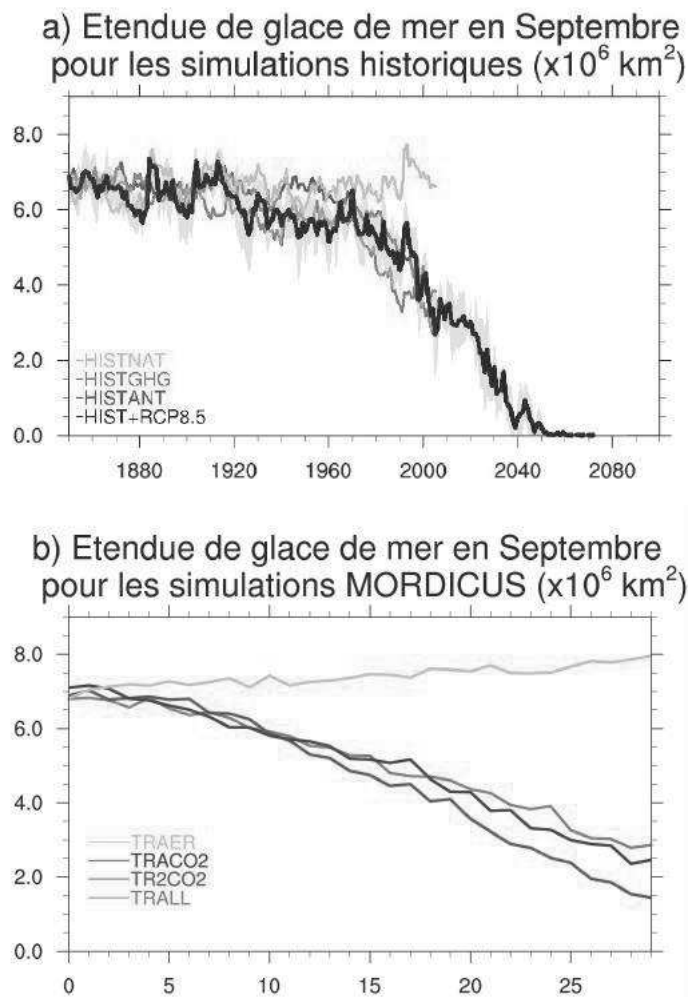


FIGURE 3.15: (a) Étendue de la glace de mer Arctique (en 10^6 km^2) pour le mois de septembre sur la période 1850-2100 pour HISTANT en rouge, HISTGHG en vert HISTNAT en jaune et HIST+RCP8.5 en noir. L'ombre en grisé correspond à l'incertitude calculée comme l'écart type sur les 5 membres communs entre HIST et RCP8.5. (b) Étendue de la glace de mer Arctique (en 10^6 km^2) pour le mois de septembre sur les 30 ans de TRALL en vert, TRAER en jaune, TR2CO2 en rouge et TRACO2 en bleu.

3.3 Les changements de la circulation atmosphérique dans l'hémisphère sud

3.3.1 Évolution du SAM sur la période passée

Dans les ré-analyses atmosphériques

L'évolution récente de l'indice SAM, calculé comme un indice de pression de surface, dans les 4 ré-analyses atmosphériques est montrée sur la Figure 3.16 pour les saisons DJF et JJA.

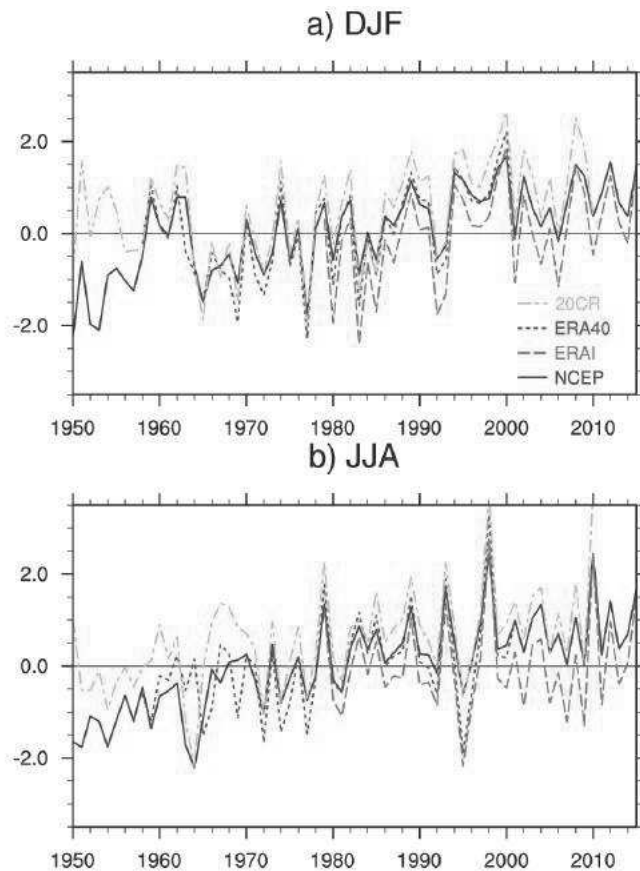


FIGURE 3.16: Série temporelle de l'indice SAM normalisé (unité = 1 écart type) pour les saisons (a) DJF et (b) JJA sur la période 1950-2015. En bleu pour la ré-analyse NCEP, en vert pour ERAI, en rouge pour ERA40 et en jaune pour 20CR.

Les variations inter-annuelles ainsi que l'évolution du SAM sont très similaires entre chaque ré-analyse, sauf entre les années 1950 et 1960, où on observe des différences entre les ré-analyses 20CR et NCEP. Cette évolution montre une tendance positive du SAM pour les deux saisons à partir des années 1960 jusqu'aux années 1990 (Marshall, 2003; Thompson et Solomon, 2002). La différence entre les ré-analyses est plus importante dans l'hémisphère sud que dans l'hémisphère nord (voir Figure 3.9). L'incertitude observationnelle est plus forte dans l'hémisphère sud en raison du manque de données d'observations dans cet hémisphère. Cette figure montre également la difficulté d'étudier les changements des circulations atmosphériques dans différents jeux de ré-analyses puisque ces ré-analyses ne couvrent pas la même période. Par exemple, la ré-analyse ERAI couvre uniquement la période de 1979 à 2010 et il n'est donc pas possible de visualiser la tendance du SAM aussi clairement que dans les autres ré-analyses. Dans la suite de cette partie, nous n'utiliserons plus la ré-analyse ERAI pour essayer d'interpréter cette tendance du SAM.

Nous avons vu que le SAM est associé à un déplacement latitudinal des vents d'ouest (Thompson et Wallace, 2000). La Figure 3.17 montre la tendance du vent zonal moyenné

zonalement et fonction des différents niveaux de pression pour la saison DJF sur la période 1970-1999, période dans laquelle la tendance de l'indice SAM est la plus prononcée et qui est commune aux 3 ré-analyses ERA40, NCEP et 20CR.

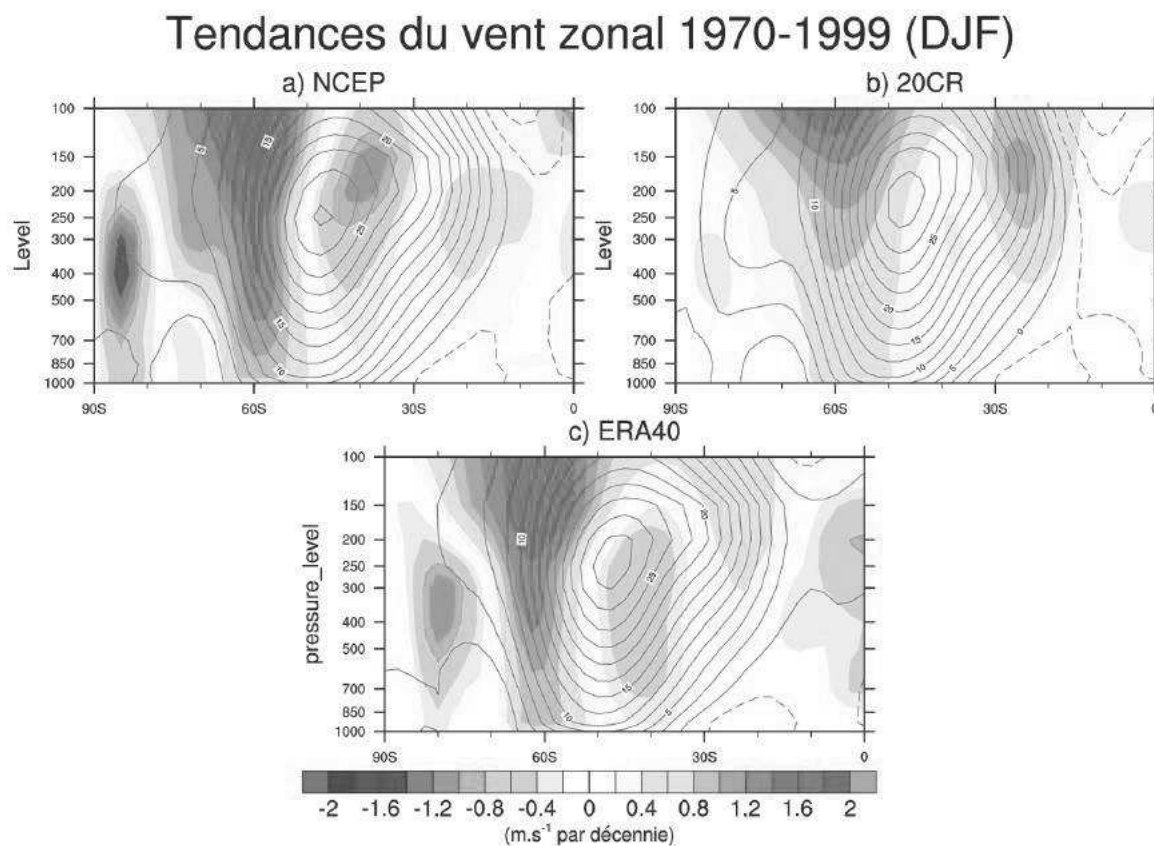


FIGURE 3.17: Tendances du vent zonal moyenné zonalement dans l'hémisphère sud sur la période 1970-1999 pour la saison DJF pour (a) NCEP, (b) 20CR et (c) ERA40 (en m.s⁻¹ par décennie). Les contours en vert indiquent la climatologie.

Le maximum climatologique se situe entre 45°S et 50°S à 250 hPa pour les 3 ré-analyses. Cette tendance est positive aux alentours de 60°S sur toute la colonne atmosphérique de la basse stratosphère à la surface. Elle correspond donc à un renforcement et un déplacement vers le pôle des vents d'ouest, équivalent à une tendance vers la phase positive du SAM. Cette tendance est visible dans les 3 ré-analyses, avec toutefois des différences dans l'amplitude des anomalies. Celles-ci sont plus faibles dans 20CR que dans ERA40 ou NCEP, ce qui n'est pas évident sur la Figure 3.16a.

Comme mentionné dans l'état de l'art sur l'hémisphère sud (voir section 1.5.2 du chapitre 1), la tendance vers la phase positive du SAM pourrait s'expliquer par l'effet de deux forçages externes : la diminution de l'ozone stratosphérique et l'augmentation des GES. La tendance positive du SAM est bien présente dans les ré-analyses atmosphériques sur la période 1970-1999, mais ceci ne permet pas d'examiner le rôle des forçages externes sur l'évolution récente du SAM. Par ailleurs, nous ne pouvons pas non plus évaluer si cette

tendance est compatible avec la variabilité interne associée au SAM. Pour ces raisons, nous suivons la même démarche que pour l'étude du NAM : les 4 ensembles historiques (HIST, HISTANT, HISTGHG et HISTNAT) sont étudiés pour tenter d'interpréter les éventuels changements.

Dans l'ensemble des simulations historiques de CMIP5

L'indice SAM dans les 4 ensembles historiques du modèle CNRM-CM5 est tracé sur la Figure 3.18a pour la saison DJF.

Il s'agit de la moyenne d'ensemble afin de déterminer la réponse forcée. Le SAM dans HISTNAT ne montre aucune tendance dans cette période et est situé dans l'enveloppe d'incertitude déterminée à partir de PICTL. L'évolution du SAM dans les 3 autres simulations (HIST, HISTANT et HISTGHG), dont le point commun est qu'elles prennent en compte les forçages anthropiques (en réalité HISTGHG ne prend pas en compte les aérosols anthropiques), est caractérisé par une tendance vers la phase positive du SAM à partir des années 1970. A partir de la fin des années 1980, l'indice SAM pour ces 3 simulations se situe en dehors des valeurs possibles de la simulation de contrôle. Nous pouvons donc conclure que la tendance positive du SAM est incompatible avec la variabilité interne du modèle et peut être due à l'influence des forçages externes d'origine anthropique, en particulier les GES. Pour la saison JJA, aucune tendance marquée n'est visible sur la période historique (Figure 3.18b). Ce résultat est compatible avec l'étude de Zheng *et al.* (2013) qui étudie les tendances du SAM en DJF dans les modèles CMIP5. Tous les modèles montrent une tendance vers la phase positive du SAM pour cette saison, CNRM-CM5 faisant partie de ceux dont la tendance est la plus forte.

Mise en évidence du rôle de l'ozone

Nous avons vu dans la section 1.7.5 du chapitre 1 qu'une possible explication de la tendance positive du SAM dans le climat passé était la déplétion de l'ozone stratosphérique. Cette déplétion est maximale au printemps (saison SON) et a des conséquences sur la circulation atmosphérique dans les basses couches l'été suivant (DJF). Nous vérifions ce mécanisme dans l'ensemble HIST.

La Figure 3.19 montre les tendances de la concentration d'ozone, de la température et du vent zonal pour les saisons SON et DJF sur la période 1960-1989.

Cette période correspond à la tendance positive du SAM dans les 3 simulations HIST, HISTANT et HISTGHG (voir Figure 3.18). Au printemps (saison SON), la concentration d'ozone stratosphérique diminue significativement (Figure 3.19a). Cette diminution d'ozone est responsable d'une diminution de température également maximale dans la stratosphère au printemps, mais aussi visible en été (Figure 3.19b). Ce refroidissement de la stratosphère est liée, par la relation du vent thermique, à un renforcement des vents dans la stratosphère et donc un renforcement du vortex polaire (Figure 3.19c). Cette anomalie de vent dans la stratosphère se propage ensuite dans la troposphère et dans les basses couches en été austral¹ (DJF) et correspond à la tendance vers la phase positive

¹Au printemps, le rayonnement solaire augmente progressivement et réchauffe la stratosphère pour détruire le vortex polaire à la fin du printemps

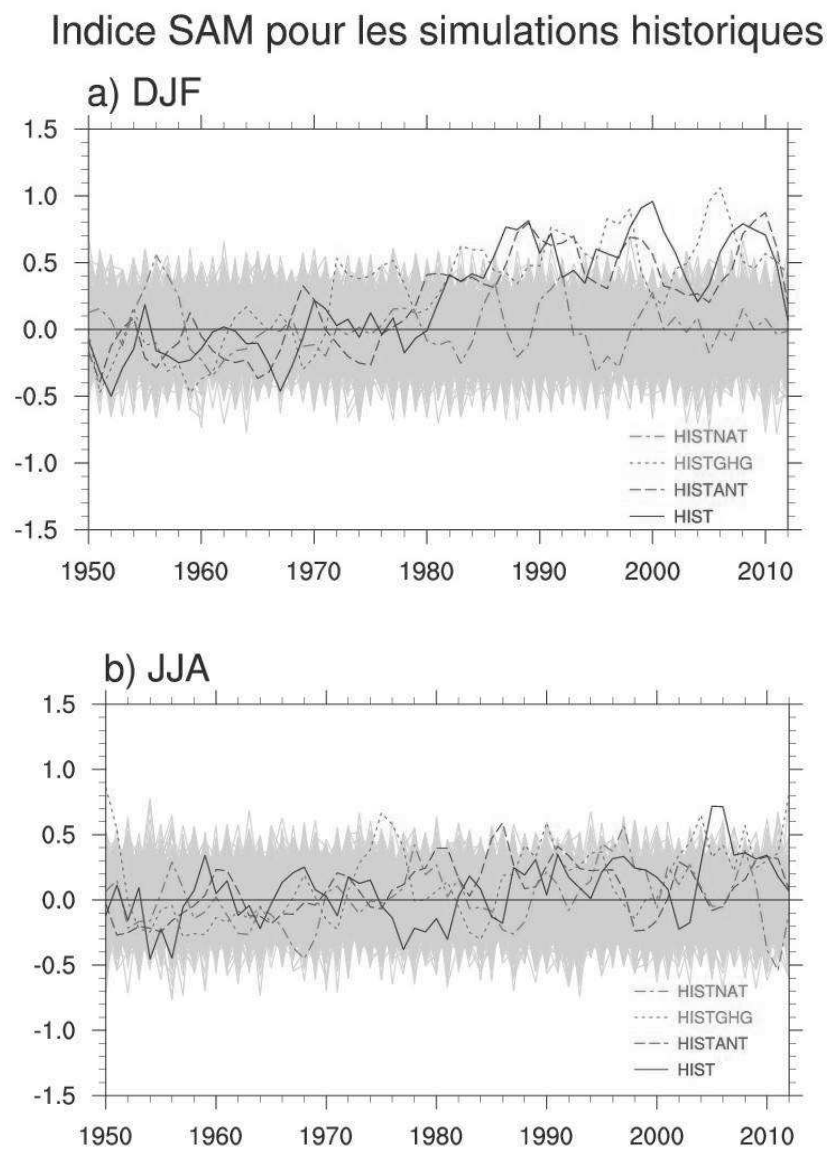


FIGURE 3.18: Série temporelle de l'indice SAM normalisé (unité = 1 écart type) pour les saisons (a) DJF et (b) JJA et pour la moyenne d'ensemble des 4 historiques (HIST en bleu, HISTANT en rouge, HISTGHG en vert et HISTNAT en magenta) sur la période 1950-2012. L'ombre grisé correspond à une infinie (1000) d'indice SAM dans la simulation PICTL.

du SAM. Cette évolution est aussi retrouvée dans les simulations HISTANT et HISTGHG (non montré), ce qui confirme que la tendance positive du SAM est due à la présence des forçages anthropiques et notamment des GES.

Malgré le fait que le rôle de l'ozone semble clair, il n'est pas possible, avec les simulations historiques, de quantifier celui-ci, puisque les deux forçages CO_2 et ozone sont pris en compte dans ces simulations. Pour cette raison, il apparaît utile d'utiliser les simulations plus idéalisées, réalisées dans le cadre du projet *MORDICUS* (voir Tableau 2.3

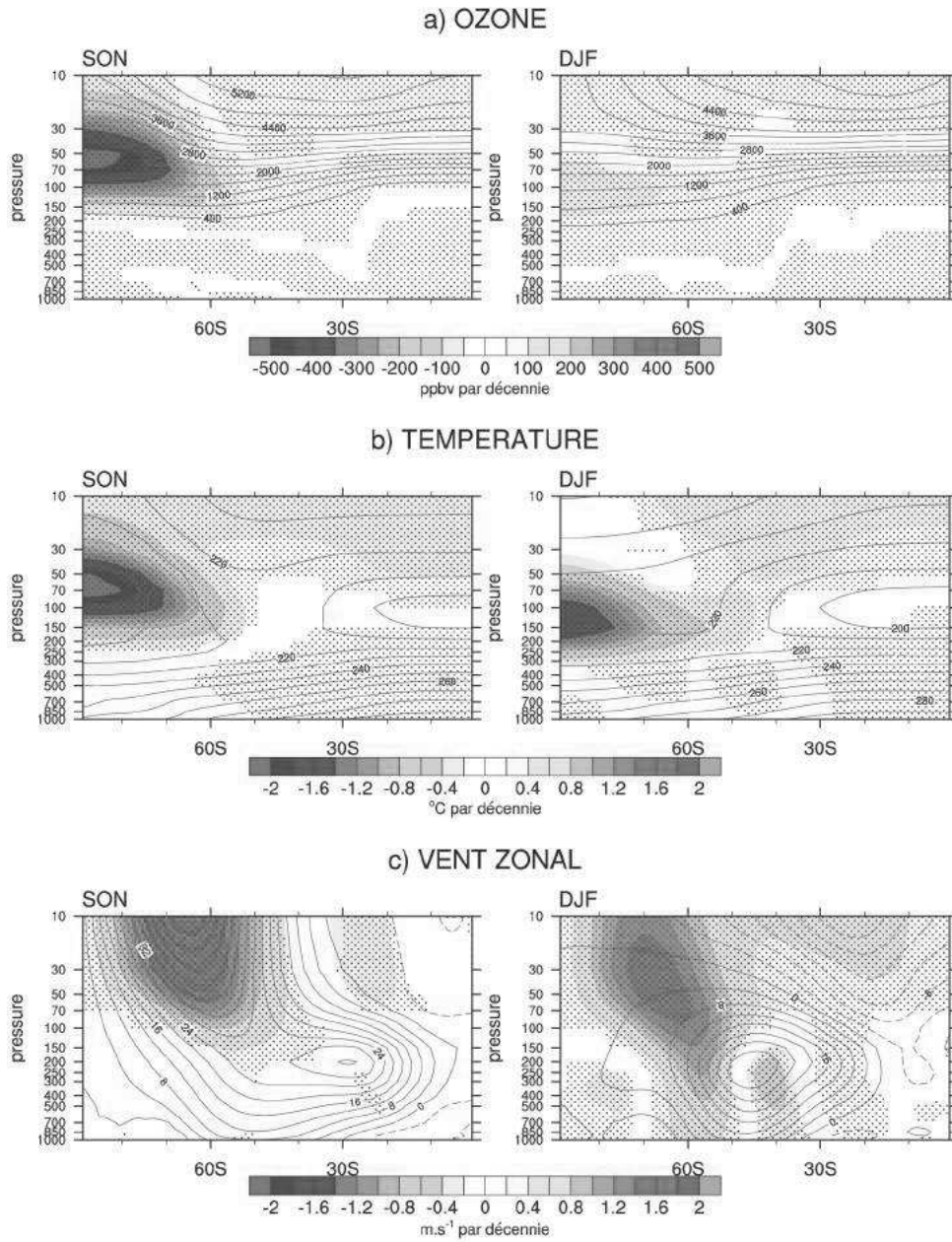


FIGURE 3.19: Tendances en moyenne zonale de (a) la concentration d’ozone (en ppbv par décennie), (b) la température (°C par décennie) et (c) le vent zonal (en m.s⁻¹ par décennie) pour les saisons SON (à gauche) et DJF (à droite) et sur la période 1960-1989 pour l’ensemble HIST. La climatologie est indiquée par les contours verts. La significativité est indiquée par les points et est calculée suivant une méthode de bootstrap en utilisant la simulation PICTL.

dans le chapitre 2). En effet, ces expériences d’ensemble permettent d’étudier séparément les rôles du CO₂ et de l’ozone.

3.3.2 Rôles respectifs du CO_2 , de l'ozone et des aérosols sur l'évolution du SAM

La Figure 3.20a montre la moyenne d'ensemble de l'indice SAM calculé dans les simulations TRALL, TR2CO2 et TRO3 pour la saison DJF.

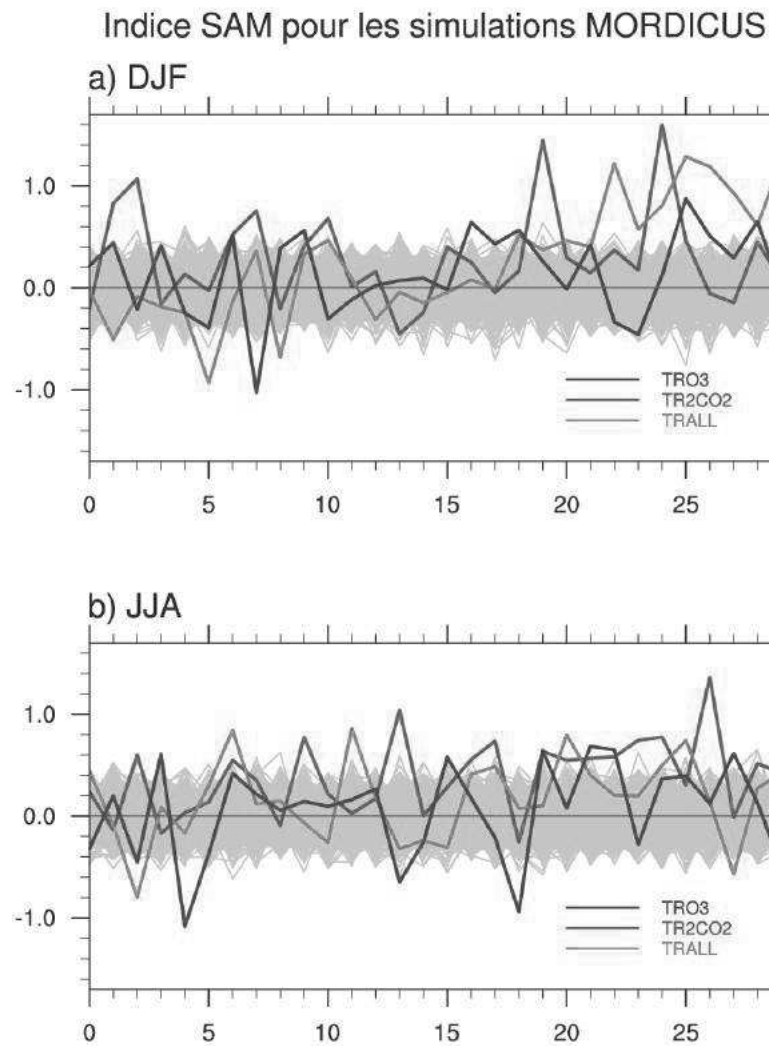


FIGURE 3.20: Série temporelle de l'indice SAM normalisé (unité = 1 écart type) pour les saisons (a) DJF et (b) JJA pour TRALL (en vert), TR2CO2 (en rouge) et TRO3 (en bleu).

La simulation avec tous les forçages (TRALL) reproduit clairement une tendance vers la phase positive du SAM. Les valeurs du SAM, à la fin des 30 années de simulation, sont en dehors de la dispersion calculée grâce à PICTL, signifiant que le signal est en dehors de la variabilité interne. En revanche, ce qui apparaît plus étonnant est l'absence de tendance marquée dans les simulations TR2CO2 et TRO3. Ce résultat suggère que la déplétion d'ozone et l'augmentation de CO_2 sont tous les deux nécessaires pour provoquer une tendance positive du SAM dans le modèle CNRM-CM5. En hiver austral (JJA, Figure

3.20b), il n'y a pas de tendances remarquables comme en DJF, excepté dans la simulation TR2CO2 dans laquelle il semble que l'indice SAM sort de l'enveloppe d'incertitude.

Comme nous l'avons déjà vu, la diminution d'ozone provoque un refroidissement de la basse stratosphère. La tendance de la température est représentée dans la Figure 3.21 pour TRALL, TRO3 et TR2CO2.

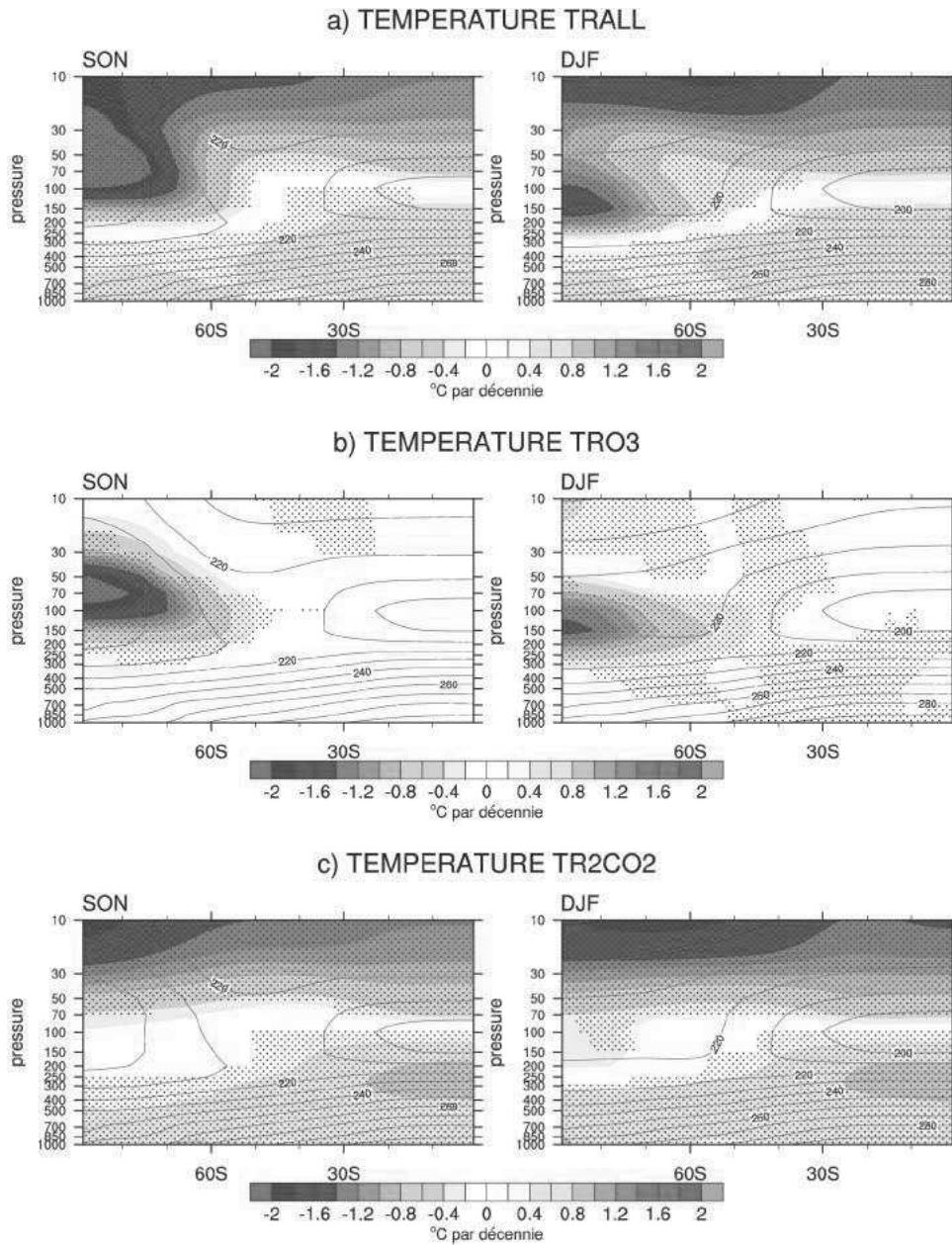


FIGURE 3.21: Tendances en moyenne zonal de la température pour (a) TRALL, (b) TRO3 et (c) TR2CO2 pour les saisons SON (à gauche) et DJF (à droite). La climatologie est indiquée par les contours verts. La significativité est indiquée par les points et est calculée suivant une méthode de bootstrap en utilisant la simulation de contrôle.

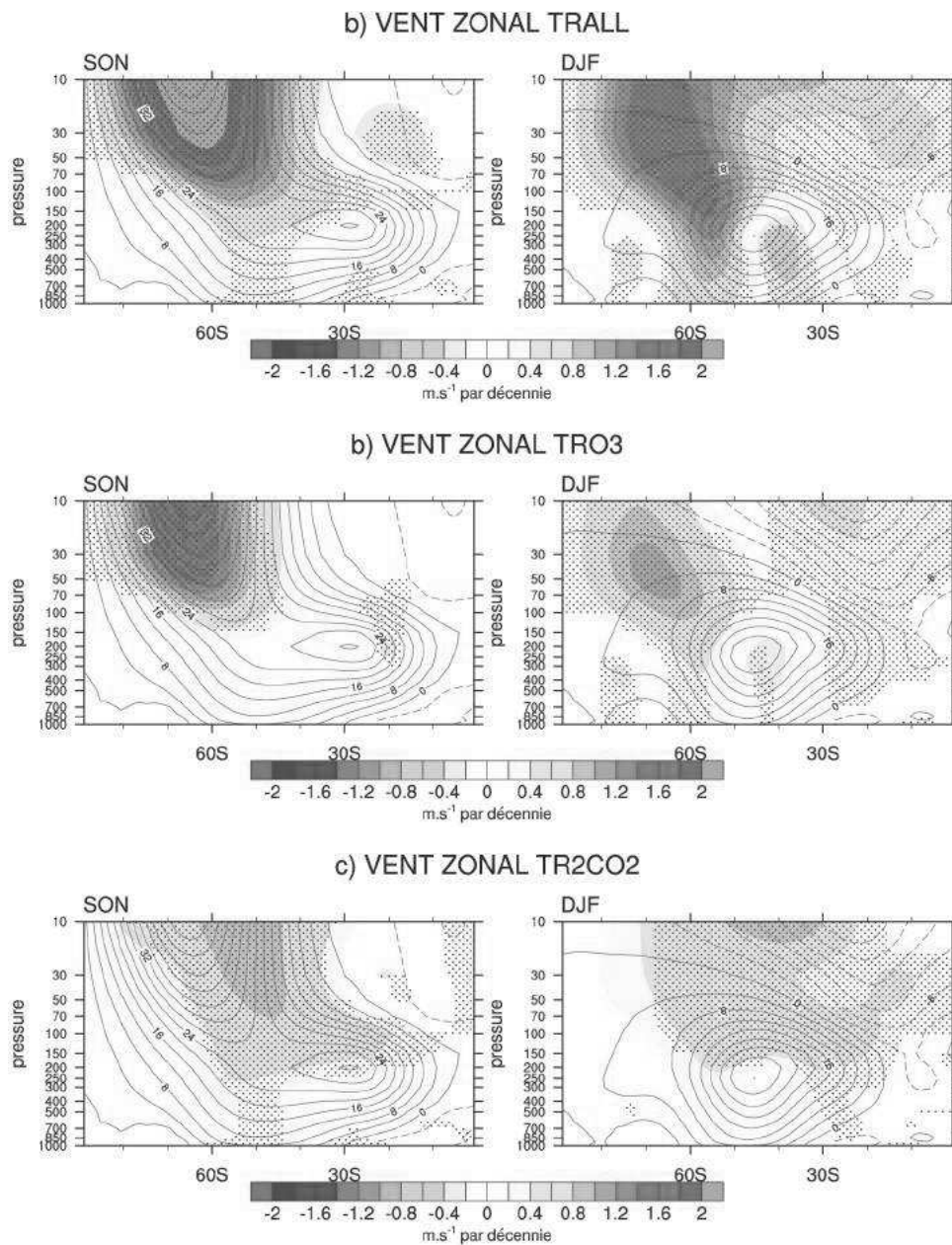


FIGURE 3.22: Tendances en moyenne zonal du vent zonal pour (a) TRALL, (b) TRO3 et (c) TR2CO2 pour les saisons SON (à gauche) et DJF (à droite). La climatologie est indiquée par les contours verts. La significativité est indiquée par les points et est calculée suivant une méthode de bootstrap en utilisant la simulation de contrôle.

L'effet du CO_2 entraîne un réchauffement de l'ensemble de la troposphère, maximal au niveau des tropiques et un refroidissement de la stratosphère (Figure 3.21a-c). Le réchauffement dans la troposphère s'explique par l'augmentation de flux infrarouge (émis par la surface) absorbé par le CO_2 , qui relache plus de chaleur. Par conséquent, il y a moins de rayonnement infrarouge qui atteint la stratosphère. De plus, dans la stratosphère, le CO_2 émet un rayonnement thermique qui est perdu vers l'espace. Cette émission est plus

forte que l'énergie reçue et c'est pour cela que la stratosphère se refroidit. Les Figures 3.21 et 3.22 montrent les tendances en moyenne zonale de la température et du vent zonal pour TRALL, TR2CO2 et TRO3 pour les saisons SON (printemps) et DJF (été). Dans la simulation TRALL (Figures 3.21a et 3.22a), l'effet combiné de l'ozone et du CO_2 est pris en compte. Toute la stratosphère se refroidit (ce refroidissement est maximal au niveau du pôle sud) et la troposphère se réchauffe. Le vortex polaire se renforce et il y a bien un renforcement et un déplacement vers le pôle des vents d'ouest. Ce déplacement est également visible dans la simulation TRO3 (Figure 3.22b) mais les anomalies sont plus faibles que dans TRALL. Le refroidissement est également plus faible dans TRO3 que dans TRALL (Figure 3.21b). Le CO_2 provoque lui aussi un faible mais significatif déplacement vers le pôle des vents d'ouest (Figure 3.22c). Ce déplacement est lié au réchauffement dans les tropiques qui provoque un décalage de la cellule de Hadley.

Cela démontre que, dans le modèle CNRM-CM5, la tendance vers la phase positive du SAM est expliquée par l'effet combiné de la déplétion d'ozone et de l'augmentation du CO_2 . Ce résultat n'était pas vraiment attendu puisque de nombreuses études avaient montré que la déplétion d'ozone jouait le rôle principal dans la tendance vers la phase positive du SAM en DJF. Arblaster et Meehl (2006) étudient la contribution de chaque forçage externe (GES, ozone stratosphérique, aérosols etc) et montrent que la déplétion d'ozone correspond à la plus forte contribution dans la tendance vers la phase positive du SAM en DJF, mais précisent que les GES sont toutefois nécessaires pour reproduire la tendance en surface. De même, Polvani *et al.* (2011b) séparent ce qui est dû à la déplétion d'ozone de ce qui est dû à l'augmentation des GES dans le modèle d'atmosphère CAM3. Ils montrent que les impacts de la déplétion d'ozone sont 2 à 3 fois plus grands que les impacts de l'augmentation des GES sur la circulation troposphérique en DJF. Ils concluent que les principaux changements dans la circulation troposphérique en DJF sont dus à la déplétion d'ozone. De plus, Eyring *et al.* (2013) étudient les changements d'ozone et leurs impacts dans les modèles CMIP5. Ils montrent que le modèle CNRM-CM5 sous-estime largement les concentrations d'ozone sur l'ensemble du globe et que celui-ci est même retiré de la moyenne multi-modèle pour l'étude. Leurs hypothèses pour expliquer cette sous-estimation sont la résolution verticale trop grossière, le peu de niveaux de pression dans la stratosphère ou encore le schéma de chimie trop simplifié. Le modèle CNRM-CM5 sous-estime donc la déplétion d'ozone et cela est cohérent avec le fait que la seule présence de l'ozone ne permette pas d'expliquer la tendance positive du SAM en DJF.

3.3.3 Évolution du SAM pour le climat futur

L'évolution du SAM pour le climat futur est très incertaine du fait de l'effet opposé de l'augmentation du CO_2 (déplacement vers le pôle des vents d'ouest) et de l'augmentation de l'ozone stratosphérique (déplacement vers l'équateur des vents d'ouest) (Polvani *et al.*, 2011a; Arblaster *et al.*, 2011; Barnes *et al.*, 2014a). En effet, suite au protocole de Montréal, on s'attend à un recouvrement des concentrations d'ozone stratosphérique au cours des prochaines décennies. Cependant, il y a encore beaucoup d'incertitudes sur cette augmentation et sur ses implications. Pour étudier l'évolution future du SAM, les simulations de l'ensemble RCP8.5 sont analysés. Dans le cadre de ce scénario, les concen-

trations d'ozone vont augmenter progressivement à partir des années 1990 et atteindre leurs niveaux de 1950 en 2100 (courbe rouge sur la Figure 3.23 pour le printemps (saison SON)).

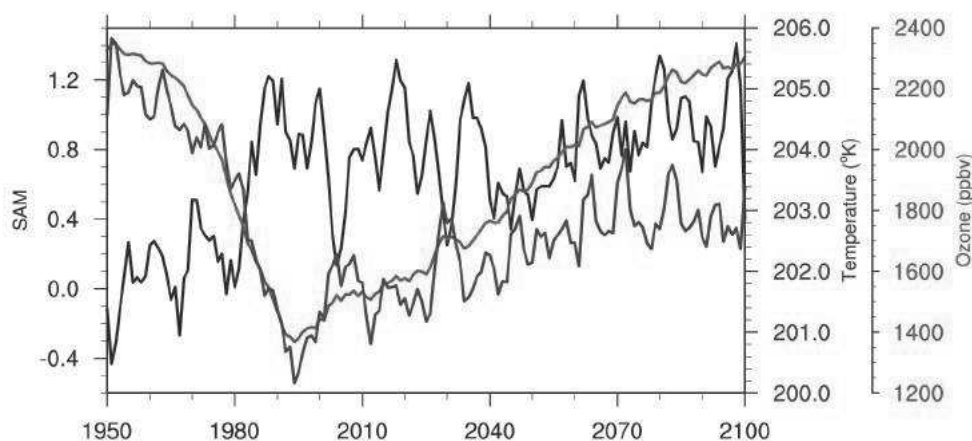


FIGURE 3.23: Série temporelle de l'indice SAM normalisé (unité = 1 écart type) pour l'ensemble HIST (1950-2005) et l'ensemble RCP8.5 (2006-2100) pour la saison DJF. Les courbes bleue et rouge correspondent aux indices de température et concentration d'ozone calculés sur la couche 30-100 hPa au niveau du pôle sud (60°S - 90°S) pour la saison SON.

La diminution d'ozone avant 1990 est bien associée à une diminution de température (toujours au printemps), alors que l'augmentation après 1990 est associée à une augmentation de la température (courbe en bleu). Cependant, notons que la température à la fin 2100 n'atteint pas le même niveau que la température en 1950, probablement en raison du refroidissement stratosphérique engendré par l'augmentation du CO_2 . On retrouve bien la tendance positive du SAM (courbe noire pour la saison DJF) jusqu'aux années 1990, puis un plateau jusqu'en 2100.

L'évolution du SAM pour le climat futur peut être très différente suivant la saison considérée. Comme nous pouvons le constater sur la Figure 3.23, l'évolution du SAM en été austral (DJF) est anti-corrélé avec l'évolution de la concentration d'ozone avant 1990.

La tendance positive avant les années 1990 s'arrête dès que les niveaux d'ozone augmentent. Le SAM se stabilise ensuite. Cependant, on note une nouvelle tendance positive à partir des années 2040 qui pourrait s'expliquer par l'augmentation du CO_2 (Figure 3.24a). Ce résultat est cohérent avec le SAM dans les simulations *MORDICUS*. En effet, comme nous l'avons vu sur la Figure 3.20a, le SAM connaît une tendance positive en DJF en réponse à la seule augmentation de CO_2 .

Par contre, pour l'hiver austral (JJA, Figure 3.24b), le principal forçage externe anthropique jouant un rôle sur le SAM semble être le CO_2 . Celui-ci induit une forte tendance positive du SAM qui sort largement de l'enveloppe de la variabilité interne à la fin du XX^{ème} siècle. Encore une fois, ce résultat est cohérent avec le SAM dans les simula-

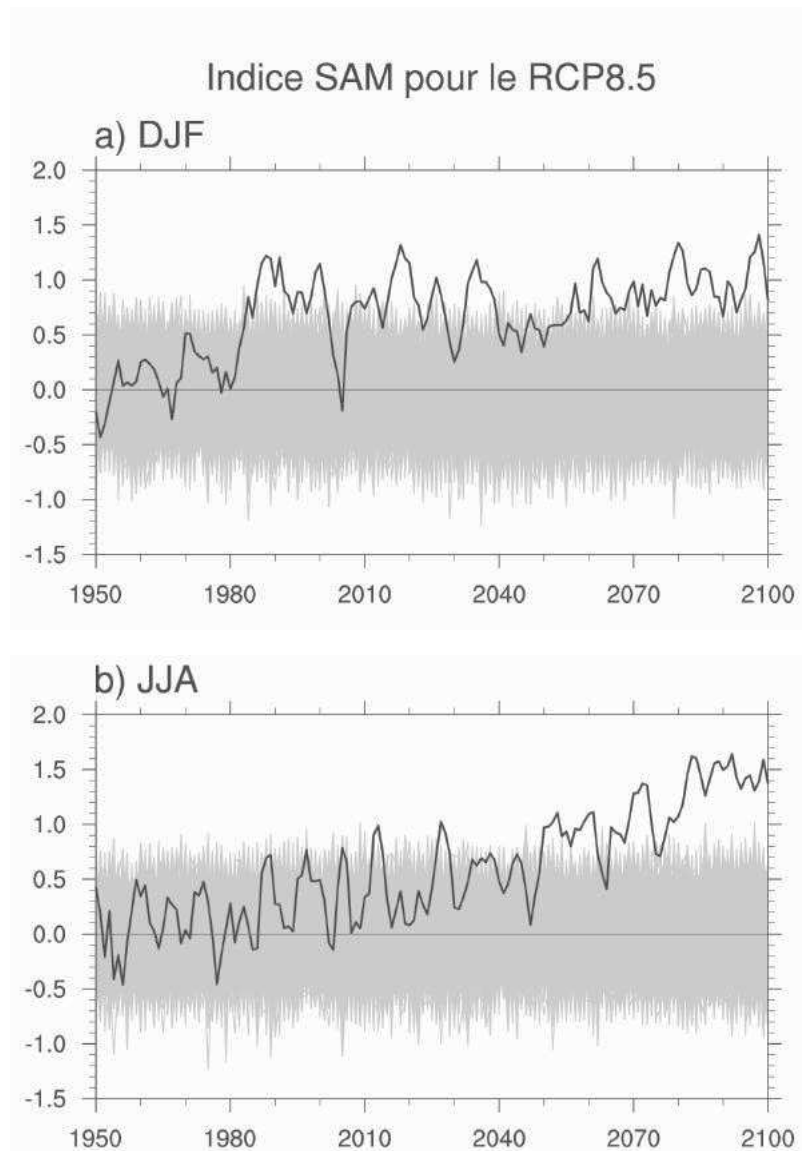


FIGURE 3.24: Série temporelle de l'indice SAM normalisé (unité = 1 écart type) pour la simulation HIST et le scénario RCP8.5 pour les saisons (a) DJF et (b) JJA. Les courbes grises correspondent au SAM extrait de la simulation PICTL par périodes de 150 ans (1000 extractions).

tions *MORDICUS*. La réponse du SAM à une augmentation de CO_2 se caractérise par une tendance vers la phase positive (Figure 3.20b). Cette faible tendance dans TR2CO2, comparée à la plus forte tendance dans le RCP8.5 peut s'expliquer par l'intensité du forçage anthropique qui est beaucoup plus forte dans ce dernier.

3.4 Synthèse et conclusions

3.4.1 Pour le NAM

La réponse du NAM aux forçages externes est plus complexe à interpréter que la réponse du SAM. Pour le climat futur, la plupart des études s'accorde pour dire qu'il y aura une tendance vers la phase négative du NAM à 500 hPa et une tendance vers la phase positive à la surface. Nous avons pu vérifier que le modèle CNRM-CM5 reproduisait bien ces tendances dans le cadre du RCP8.5. Ces tendances sont également reproduites lorsque seule l'augmentation du CO_2 est prescrite au modèle.

La réponse est donc différente en fonction de l'altitude. Ceci peut s'expliquer via des processus physiques à la surface. En effet la glace de mer Arctique diminue en réponse à l'augmentation des GES et elle est amenée à disparaître à la fin du 21^{ème} siècle dans le cadre du scénario RCP8.5. Cette diminution est responsable de l'augmentation de flux de l'océan vers l'atmosphère et du fort réchauffement proche de la surface, qui est susceptible de modifier la circulation atmosphérique.

Pour résumer les changements du NAM, la Figure 3.25 montre un indice NAM calculé sur la verticale selon la méthode de Woollings (2008a) pour une période donnée. Il correspond à la différence entre deux indices hémisphériques de géopotential entre 20-50°N et 60-90°N. Les périodes 1970-1999 et 2070-2099 ont été utilisées pour les historiques et le scénario respectivement. Pour HIST, HISTNAT et HISTANT, l'indice NAM se situe dans la variabilité interne du modèle, au contraire de HISTGHG qui montre une réponse significative à l'augmentation des GES. Cette réponse est largement amplifiée pour le RCP8.5, et consiste en une phase positive du NAM en surface et négative en altitude.

Il semble que la fonte de la banquise Arctique soit à l'origine de ces fortes modifications de la circulation atmosphérique dans les moyennes latitudes de l'hémisphère nord. Cette fonte est due à l'augmentation de la concentration des GES dans l'atmosphère. La complexité des mécanismes dus à de nombreuses rétroactions rend sa compréhension difficile. En effet, d'une part, la fonte de la banquise Arctique est en partie à l'origine de l'amplification polaire qui provoque une diminution du gradient méridien de température en surface, et d'autre part, l'augmentation des GES est responsable du réchauffement de la haute troposphère tropicale qui génère une augmentation du gradient méridien de température. Les changements sont donc différents en fonction de l'altitude et il est crucial de comprendre les rôles respectifs de la fonte de la banquise et de l'augmentation des GES. Dans le chapitre suivant, nous proposons un protocole expérimental pour décomposer la réponse totale dans le RCP8.5 en une composante due à la fonte de la banquise Arctique et une autre due à l'augmentation des GES.

3.4.2 Pour le SAM

Concernant le SAM, nous avons montré que la tendance vers la phase positive du SAM en été austral (DJF) était bien représentée par le modèle sur la période historique. Les simulations historiques ont permis de montrer que cette tendance était due aux forçages anthropiques, puisqu'elle n'est pas reproduite dans la simulation HISTNAT

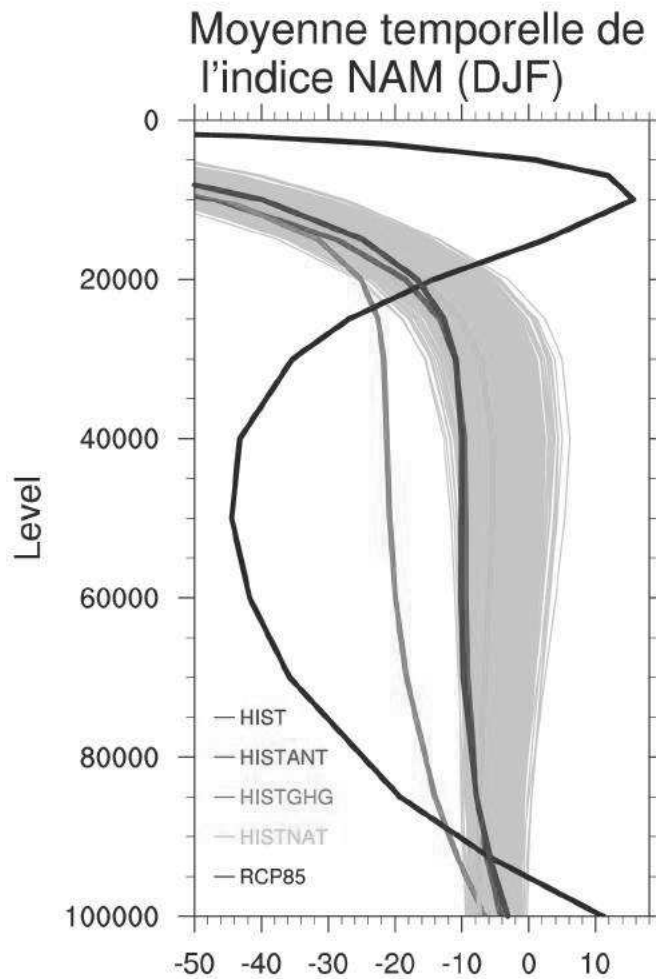


FIGURE 3.25: Moyenne temporelle de l'indice NAM calculé sur la verticale selon la méthode de Woollings (2008a) : il correspond à la différence entre deux indices hémisphériques de géopotentiel entre 20-50°N et 60-90°N. Les courbes bleue, rouge, verte et jaune correspondent respectivement à HIST, HINSTANT, HISTGHG et HISTNAT sur la période 1970-1999. La courbe noire correspond au RCP8.5 sur la période 2070-2099. Les courbes grises correspondent à l'estimation de la variabilité interne du NAM à partir de la simulation PICTL par une technique de bootstrap.

dans laquelle uniquement les forçages naturels sont prescrits au modèle. Plus précisément, le rôle du forçage induit par les GES semble être crucial, puisque l'ensemble HISTGHG reproduit la tendance vers la phase positive tout comme HIST et HINSTANT. Nous avons ensuite mis en évidence un mécanisme qui peut expliquer la tendance positive : la diminution de l'ozone dans la stratosphère suite à l'émission des CFCs est maximale au printemps austral et provoque une diminution de température dans la stratosphère au printemps également. Cette diminution de température est associée à un renforcement du vortex polaire au printemps, et cette anomalie est également visible dans la troposphère et correspond à un déplacement vers le pôle du maximum de vent zonal. Ce mécanisme est reproduit dans les simulations HIST, HISTGHG, HINSTANT.

Les simulations historiques ne permettent pas de dissocier le rôle du CO_2 et de l'ozone sur l'évolution du SAM. Des études précédentes avaient déjà montré que la tendance positive du SAM pouvait être expliquée en grande partie par la déplétion d'ozone stratosphérique et par l'augmentation du CO_2 avec une plus petite contribution. Les simulations *MORDICUS* ont permis d'étudier les rôles respectifs du CO_2 et de l'ozone sur l'évolution du SAM. Néanmoins il s'avère que la tendance du SAM n'est pas reproduite lorsqu'uniquement l'ozone est prescrit au modèle, mais uniquement lorsque tous les forçages sont prescrits. Cette particularité semble pouvoir être attribuée à une déficience du modèle CNRM-CM5 dans la représentation de l'ozone comme suggéré par Eyring *et al.* (2013). En conclusion, dans le modèle CNRM-CM5, pour reproduire la tendance positive du SAM, il est nécessaire que la diminution d'ozone stratosphérique soit combinée avec l'augmentation du CO_2 . En effet le CO_2 engendre une diminution de la température stratosphérique qui peut accentuer la diminution induite par la déplétion d'ozone.

Une grande incertitude réside toutefois dans l'évolution du SAM pour le climat futur. En effet, à la suite du protocole de Montréal qui stipule l'interdiction de l'émission des CFCs par les activités industrielles, on s'attend à une remontée des concentrations d'ozone stratosphérique. Il est cependant très difficile de prédire à quelle vitesse le trou d'ozone va se résorber et savoir comment cette augmentation va affecter les circulations troposphérique et stratosphérique. Il semble bien qu'en été austral, l'augmentation des niveaux d'ozone s'oppose à l'effet de l'augmentation des GES et est responsable du plateau du SAM observé pour cette saison. En revanche, en hiver austral (JJA), la réponse du SAM montre une tendance vers sa phase positive en réponse à l'augmentation des GES puisque l'ozone ne joue pas de rôle à cette saison.

Chapitre 4

La glace de mer en Arctique

Sommaire

4.1	Article soumis dans <i>Climate Dynamics</i>	79
4.1.1	Résumé	79
4.1.2	Article : Respective roles of direct GHG radiative forcing and induced Arctic sea ice loss on the Northern Hemisphere atmospheric circulation	80
4.2	La réponse de l’océan à la diminution de glace de mer	110
4.2.1	La réponse océanique en surface	110
4.2.2	La réponse de l’AMOC	113
4.3	Synthèse et conclusions	116

Dans ce chapitre, nous étudions la réponse à la fonte de la banquise Arctique dans le modèle couplé CNRM-CM5. La réponse atmosphérique est présentée dans l’article qui a été soumis à la revue *Climate Dynamics*. Dans ce dernier, nous décrivons le protocole mis en place, basé sur une méthode de correction de flux. À la suite de cette article, nous présentons la réponse océanique.

4.1 Article soumis dans *Climate Dynamics*

4.1.1 Résumé

Cet article soumis à la revue *Climate Dynamics* en mai 2016 a pour objectif d’étudier la réponse atmosphérique de grande-échelle et synoptique à la diminution de glace de mer en Arctique et à l’augmentation des GES dans un modèle de climat couplé. En effet, il y a à ce jour très peu d’études basées sur des modèles couplés et il apparaît intéressant de comparer la réponse dans les différents modèles. Pour cela, 4 simulations idéalisées ont été réalisées pour décomposer l’effet direct et indirect (fonte de la banquise Arctique) de l’augmentation des GES. Récemment, Deser *et al.* (2015) (DE15 dans la suite) ont étudié la réponse atmosphérique à la diminution de la banquise Arctique dans le modèle couplé CCSM4. Pour cela ils ont utilisé une technique de correction de flux à la surface de l’océan pour faire fondre artificiellement la glace de mer. Leur étude est précurseure mais

il apparaît intéressant d'appliquer un protocole similaire dans un autre modèle couplé pour analyser l'incertitude dans la réponse. C'est pour cela que nous avons mis en place un protocole similaire à DE15. Celui-ci est aussi basé sur une correction de flux non solaire à la surface de l'océan pour modifier artificiellement la glace de mer. En outre, il permet aussi de séparer les rôles respectifs de la fonte de la banquise Arctique et de l'augmentation des GES. En hiver, la réponse atmosphérique montre une opposition entre l'effet des GES et l'effet de la diminution de glace de mer, ce qui a pour conséquence l'absence de signal significatif dans la réponse du NAM dans CNRM-CM5. Pour décrire les changements atmosphériques à l'échelle synoptique, nous proposons une analyse basée sur l'Eady Growth Rate (EGR) qui caractérise la baroclinicité. Nous montrons que la diminution de glace de mer est responsable de la diminution du gradient méridien de température dans la basse troposphère, causant une diminution de la baroclinicité dans les moyennes et hautes latitudes, alors que l'impact de l'augmentation des GES est localisé dans la moyenne et haute troposphère tropicale. Ce paramètre permet de faire ensuite le lien avec les changements dans les dépressions atmosphériques pour les bassins Nord Atlantique et Nord Pacifique. Enfin, nous évaluons la réponse en terme de sinuosité et de blocage, mais les changements sont peu significatifs et petits par rapport à la variabilité interannuelle. La réponse océanique est aussi brièvement étudiée. En réponse à la diminution de glace de mer uniquement, le modèle CNRM-CM5 montre une diminution de l'AMOC de 6 Sv.

4.1.2 Article : Respective roles of direct GHG radiative forcing and induced Arctic sea ice loss on the Northern Hemisphere atmospheric circulation

Thomas OUDAR, Emilia SANCHEZ-GOMEZ, Fabrice CHAUVIN, Julien CATTIAUX,
Christophe CASSOU and Laurent TERRAY

Abstract

The large-scale and synoptic-scale Northern Hemisphere atmospheric circulation responses to projected late twenty-first century Arctic sea ice decline induced by increasing Greenhouse Gases (GHGs) concentrations are investigated using the CNRM-CM5 coupled model. An original protocol, based on a flux correction technique, allows isolating the respective roles of GHG direct radiative effect and induced Arctic sea ice loss under RCP8.5 scenario. In winter, the surface atmospheric response clearly exhibits opposing effects between GHGs increase and Arctic sea ice loss, leading to no significant pattern in the total response (particularly in the North Atlantic region). An analysis based on Eady growth rate shows that Arctic sea ice loss drives the weakening in the low-level meridional temperature gradient, causing a general decrease of the baroclinicity in the mid and high latitudes, whereas the direct impact of GHGs increase is more located in the mid-to-high troposphere. Changes in the flow waviness, evaluated from sinuosity and blocking frequency metrics, are found to be small relative to inter-annual variability.

Introduction

Arctic sea ice decline in recent decades has been reported in observational studies (Stroeve *et al.*, 2012a). Though the declining trends can be partially explained by internal climate variability (Zhang, 2015), modeling studies have confirmed that the downward trend in Arctic sea ice is mainly caused by increasing Greenhouse Gases (GHGs) concentrations into the atmosphere (Kay *et al.*, 2011; Stroeve *et al.*, 2012b). The IPCC-AR5 report concluded that Arctic sea ice will continue to decrease and is projected to disappear in the middle of the 21st century, yielding an ice-free region during boreal summer season (Stocker *et al.*, 2013). However large uncertainties still remain in the timing of an ice-free region (Stroeve *et al.*, 2012a).

The short sea ice observational record, mainly since the development of satellite measurements in 1979, does not allow a full evaluation of the impacts of Arctic sea ice decline on decadal time scales. Moreover, the observed Arctic sea ice variation includes both internal and external influences, and the quantification of the respective contributions cannot be strictly assessed from observations alone. For these reasons, numerical approaches represent an alternative. In a number of modeling studies (cited below), General Circulation Models (GCMs) are used to perform idealized experiments in order to separate the respective factors (internal and external) affecting the climate system. The climate community has recently conducted a number of modeling studies, in order to evaluate and understand the impacts of the Arctic sea ice loss on the climate system (Alexander *et al.*, 2004; Deser *et al.*, 2010, 2015; Screen *et al.*, 2013; Orsolini *et al.*, 2012; Rinke *et al.*, 2013; Blackport et Kushner, 2016). Some studies have shown that Arctic sea ice decline can significantly affect the large-scale atmospheric dynamics at mid-to-high latitudes of the Northern Hemisphere by altering the storm-tracks, the jet stream (position and strength) and the planetary waves (Deser *et al.*, 2010; Screen *et al.*, 2013; Peings et Magnusdottir, 2014). Nevertheless, large uncertainties still remain due to different factors : firstly, a low signal-to-noise ratio makes difficult to detect robust responses over surface variables such as the temperature and precipitation, in particular in winter (Screen *et al.*, 2013; Suo *et al.*, 2016). Second the differences in the experimental protocols lead to a large variety of responses for the different models. For example, Scinocca *et al.* (2009) and Blackport et Kushner (2016) study the response to Arctic sea ice loss through an experimental protocol that modifies the surface albedo; whereas Deser *et al.* (2015) uses a flux correction technique to reduce Arctic sea ice. Besides, the processes linking low Arctic sea ice extent with hemispheric winter circulation anomalies are not fully understood, for example, the mechanisms behind the atmospheric response (Gerdes, 2006; Deser *et al.*, 2007; Francis *et al.*, 2009). Despite these difficulties, a robust response to sea-ice change affecting the large-scale atmospheric circulation in winter seems to emerge in several studies (Deser *et al.*, 2010, 2015; Screen *et al.*, 2013; Peings et Magnusdottir, 2014; Blackport et Kushner, 2016). This response consists of a weakening of the mid-latitude westerlies, coherent with the negative phase of the Northern Annular Mode (NAM, Thompson et Wallace (2000)), and more locally with the negative phase of the North Atlantic Oscillation (NAO, Hurrell *et al.* (2003)). However, the atmospheric circulation response to Arctic sea ice loss can be essentially non-linear (Petoukhov et Semenov, 2010; Semenov et Latif, 2015). These studies also reported that although

maximum sea ice loss occurs in summer and autumn seasons, the response in terms of surface heat fluxes, temperature and precipitation peaks in winter, warming and moistening the polar atmosphere. Some studies have focused on the response of blocking events and extreme weather (Francis et Vavrus, 2012; Cohen *et al.*, 2014; Francis et Skific, 2015; Barnes, 2013; Barnes *et al.*, 2014b; Cattiaux *et al.*, 2016) but no consensus regarding a modification on the frequency/severity of them has been found so far. In addition to the reported changes on large-scale dynamics, the Arctic sea ice decline is expected to alter the vertical and horizontal tropospheric temperature gradients, influencing baroclinic instability and cyclogenesis. The storm-tracks response to future Arctic sea ice changes thus needs to be addressed. Harvey *et al.* (2014, 2015) linked the changes of storm-tracks to the changes in the meridional temperature gradient in the Coupled Model Intercomparison Phase 3 (CMIP3) simulations. A large inter-model spread in the North Atlantic is found to be associated with changes in the lower-tropospheric equator-to-pole temperature difference. Zappa *et al.* (2013b) studied North Atlantic storm-tracks in the CMIP5 climate models and found that the mean response in winter is characterized by a tripolar pattern, with an increasing number of storms over the British Isles and a decrease over Greenland and Southern North Atlantic.

So far, the atmospheric response has often been studied using Atmospheric General Circulation Model (AGCMs) in which the future Arctic sea ice conditions are prescribed to the atmospheric model (Deser *et al.*, 2010; Screen *et al.*, 2013; Peings et Magnusdottir, 2014). Recently, two different experimental protocols have been applied on different versions of the National Center for Atmospheric Research coupled models, leading to similar results in terms of the atmospheric circulation response to Arctic sea ice loss. In the first protocol, Deser *et al.* (2015) (hereinafter DE15) use a flux correction technique to reduce Arctic sea ice; in the second, Blackport et Kushner (2016) use a similar technique as Scinocca *et al.* (2009) that modify the surface albedo. Both studies show that the AGCM approach leads to an atmospheric response, which is confined in the mid and high latitudes of the Northern Hemisphere (north of 30°N). This is mainly due to the absence of ocean-atmosphere feedbacks that could contribute to spread out the effects of Arctic sea ice decline beyond mid-high latitudes of the Northern Hemisphere. Besides, stand-alone atmosphere model approaches do not allow investigating the ocean dynamics response to Arctic sea ice decline, in particular in the North Atlantic sub-polar gyre (SPG) and on the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC). An open question is the role of the Arctic sea ice on the recent AMOC slow-down reported in observational records (Rahmstorf *et al.*, 2015). This AMOC decrease is projected to continue in numerical experiments within CMIP5 database (Cheng *et al.*, 2013) during the 21st century, and could in turn alter the large-scale atmospheric circulation through changes in the poleward heat transport, not only at mid-latitudes but also in tropical areas.

Actually, there are only a few modeling studies addressing the implications of Arctic sea ice loss on the climate system based on coupled global climate models (Orsolini *et al.*, 2012; Rinke *et al.*, 2013; Guo *et al.*, 2014). In the above-mentioned study, DE15 designed an idealized experimental framework in which the seasonal cycle of Arctic sea ice is controlled in order to understand the role of ocean-atmosphere feedbacks in the atmospheric response to projected 21st century Arctic sea ice loss. DE15 compared a set

of experiments performed with different ocean model configurations (fully-coupled, slab and no interactive ocean) of the Community Climate System Model version 4 (CCSM4). The fully coupled configuration leads to a global atmospheric response, exhibiting an equatorial symmetry and equatorward shift of the intertropical convergence zone (ITCZ) related to changes in the Hadley circulation. Their results show that Arctic sea ice loss and GHG-induced warming have competing effects on the meridional temperature gradient in middle latitudes. This could explain the non-significant latitudinal shift of the Northern Hemisphere jet stream, contrarily to the Southern Hemisphere westerlies that significantly migrate poleward (Barnes et Polvani, 2013).

The innovative protocol of DE15 highlighted the importance of ocean-atmosphere feedbacks in the climate system response to projected Arctic sea ice decline. However, the response described above can be model-dependent, and it is therefore helpful to extend such a protocol to other climate models. The purpose of this study is to test the robustness of the response found by DE15, through a similar protocol applied to the CNRM-CM5 climate model (Voltaire *et al.*, 2013). In our approach, the seasonal cycle of Arctic sea ice is controlled by applying a flux correction to the ocean component only over the regions covered by sea ice. Unlike DE15, which used a flux correction of the longwave radiative flux, we compute the correction term from the total non-solar flux at the ocean surface (sum of longwave, latent and sensible heat fluxes) to add or remove heat from the ocean, in order to melt Arctic sea ice under present conditions (end of the 20th century), or reform Arctic sea ice under future conditions (end of the 21st century). These idealized experiments allow us to separate the relative effects of Arctic sea ice loss and increased GHGs, as well as to test the possible additivity of both effects. Beyond the large-scale atmospheric circulation, we will focus on the synoptic-scale variability, including changes in the Northern Hemisphere baroclinicity, storm-tracks, blockings and flow sinuosity.

The paper is organized as follows. In section 2 we describe the coupled model, as well as the experimental protocol and its validation. Section 3 presents the results regarding the atmospheric response to the respective role of increased GHGs and Arctic sea ice decline. Then we focus on changes in blocking occurrence, flow sinuosity and baroclinicity, showing the Eady Growth Rate parameter. The North Atlantic and North Pacific storm-tracks responses are analyzed at the end of section 3. Summary and discussion are presented in section 4.

Methods

The CNRM-CM5 coupled model

In this study we use the fully coupled model CNRM-CM5 developed by the CNRM-CERFACS modeling group (Voltaire *et al.*, 2013). CNRM-CM5 includes the atmospheric model ARPEGE-Climat version 5.2 at a horizontal resolution of 1.4° and 31 vertical levels (T127 triangular truncation) (Déqué *et al.*, 1994), derived from the ARPEGE/IFS operational weather prediction model maintained by Météo-France and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). The surface component is the SURFEX module, which is embedded in ARPEGE and includes three surface schemes for natural land, inland water (lakes) and sea/ocean areas based on the ISBA model

(Noilhan et Mahfouf, 1996). The ocean component of CNRM-CM5 is the NEMO model version 3.2 (Madec, 2008). The oceanic resolution is 1° on an ORCA1 triangular grid with 42 vertical levels (18 in the upper 250m). The sea ice model GELATO version 5.7 (Mélia, 2002) is embedded in NEMO. The system ARPEGE-SURFEX is coupled to NEMO-GELATO through the OASIS coupled version 3 (Valcke, 2013). More details of the model components and performance can be found in Voltaire *et al.* (2013).

Experimental protocol

In order to understand and separate the relative role of Arctic sea ice loss and global warming induced by GHGs increasing, we performed four idealized experiments summarized in Table 4.1. We first conduct two control experiments named CTL20 and CTL21 for the present and future climate, in which the radiative forcing as well as the aerosols are constant throughout the integration and set to 1985 and 2085 values, respectively. We then carry out two additional sensitivity experiments in which a flux correction is applied to artificially either melt (ICE21) or keep (ICE20) the Arctic sea ice under either 1985 or 2085 radiative forcings, respectively. In other words, ICE21 (ICE20) consists of an experiment in which the radiative forcing corresponds to 1985 (2085) with Arctic sea ice conditions of the 2070-2099 (1970-1999) period as estimated from the five CNRM-CM5 RCP8.5 (historical -HIST) runs. ICE21 and CTL20 (ICE20 and CTL21) are initialized from one member from the HIST (RCP8.5) ensemble on the 1st January 1985 (2085). The four experiments are run for 200 years each and we discard the first 100 years in our analysis, as detailed in the rest of the paper.

Name	Initial state	Radiative forcing	Arctic sea ice target	Number of simulated years
ICE21	1985	1985	2070-2099	200
CTL20	1985	1985	1970-1999	200
ICE20	2085	2085	1970-1999	200
CTL21	2085	2085	2070-2099	200

TABLEAU 4.1: Summary of the four idealized experiments described in section 2.2. In ICE21 (ICE20) experiment, a non-solar flux correction term is applied in order to bring the Arctic sea ice conditions to the end of 21st century : 2070-2099 (20th century : 1970-1999). The CTL20 (CTL21) is a control simulation with radiative forcing set to 1985 (2085) and maintained constant. All the experiments are run for 200 years, but as explained in the text, a spin-up of 100 years is considered for the analysis.

In the ICE-type experiment the seasonal cycle of Arctic sea ice is controlled by applying a non-solar flux correction term to the ocean model. The reason to correct only the non-solar term is due to the treatment in the NEMO model, which only differentiates the solar from the non-solar flux component, the latter including longwave and turbulent (latent and sensible) fluxes.

Figure 4.1 shows the RCP8.5 - HIST (thereafter Δ RCP, the period 2070-2099 is used for RCP8.5 and the period 1970-1999 is used for HIST) differences for Arctic sea ice concentration (Fig. 4.1a) and the non-solar flux at the surface (Fig. 4.1b), as well as

the non-solar flux correction applied in ICE21 (Fig. 4.1c) and ICE20 (Fig. 4.1d) for the months of January, April, August and October, which are representative of the different seasons. The sea ice retreat is important (more than 60%) in winter and spring over the marginal seas (Fig. 4.1a) : Hudson Bay, Barents and Kara Seas for the Atlantic side, and Bering, Chukchi and Sea of Okhotsk for the Pacific. In contrast, in summer and autumn the Arctic Ocean is nearly ice-free at the end of the 21st century. To estimate the non-solar flux correction used for ICE21 and ICE20 simulations, we first compute the Δ RCP differences of the non-solar flux for each month of the year. The non-solar flux response exhibits a dipole structure, with strong upward flux in regions of sea ice loss and downward flux in regions directly south of this upward flux (Fig. 4.1b). This dipole is coherent with other studies (Deser et al. 2010; Screen et al. 2013) and will be further discussed in Section 3.1. We do not apply directly the raw non-solar flux differences from Fig. 4.1b to perform ICE21 experiment, because when proceeding this way, sea ice conditions in the Arctic turn out to be largely overestimated compared to the target period (here RCP8.5). This can be explained by the numerous non-linear feedbacks processes associated with Arctic sea ice loss. We thus follow the methodology describe in DE15 and use the Δ RCP differences from Fig. 4.1b as a first guess for iteration to find the optimal multiplication factor β , such as the correction non-solar flux* β fits as best as possible the sea ice concentration and volume from the target period. The β -factor is estimated empirically from multiple simulations (see the supplementary material S1 for more details) and the value $\beta = 0.6$ is found to be the one that best approximate ICE21 to RCP8.5 sea ice conditions in 2070-2099. The resulting correction term (non-solar flux* β) is displayed in Fig. 4.1c. This correction term is positive (ocean gains heat to melt sea ice and compensate the net upward flux in response to sea ice loss), monthly-varying and is only applied on grid points where the decrease of Arctic sea ice is greater than 10%, according to Fig. 4.1a. Locally this correction can be very strong (more than 60 W.m⁻² for most of the regions). Globally averaged (as indicated on Fig. 4.1c), it is in agreement with the total radiative forcing in RCP8.5 (for instance, for the month of January the correction is 1.3 W.m⁻²).

The same method is applied to estimate the flux correction for the ICE20 experiment, but in that case the correction term is negative (heat lost by the ocean to produce sea ice)(Fig. 4.1d). In ICE20, the Arctic sea ice target is the HIST simulation (1970-1999 period). Similarly to ICE21, the value of β that best matches HIST sea ice conditions is 0.7, indicating that the correction needed for ICE21 and ICE20 is not symmetric. Considering global spatial averages, in ICE21 (Fig. 4.1c) the flux correction for January, April, August and October are 1.30, 0.51, 0.11 and 0.66 W.m⁻² respectively. These values are slightly weaker than those exhibited by the ICE20 correction (-1.56, -0.61, -0.13, -0.68 W.m⁻², in Fig. 4.1d), indicating that more energy is needed to produce sea ice starting from 2085 than to melt sea ice starting from 1985.

For the control simulation CTL20, a small flux correction is also applied. Indeed the idea is to bring the Arctic sea ice conditions for the selected period in HIST (1970-1999) close to the one from the representative year (1985) that is used to i) initialize the idealized simulations and ii) prescribe the GHG fixed concentration. In order to take into account the effects of the small increase of GHGs concentration during the period

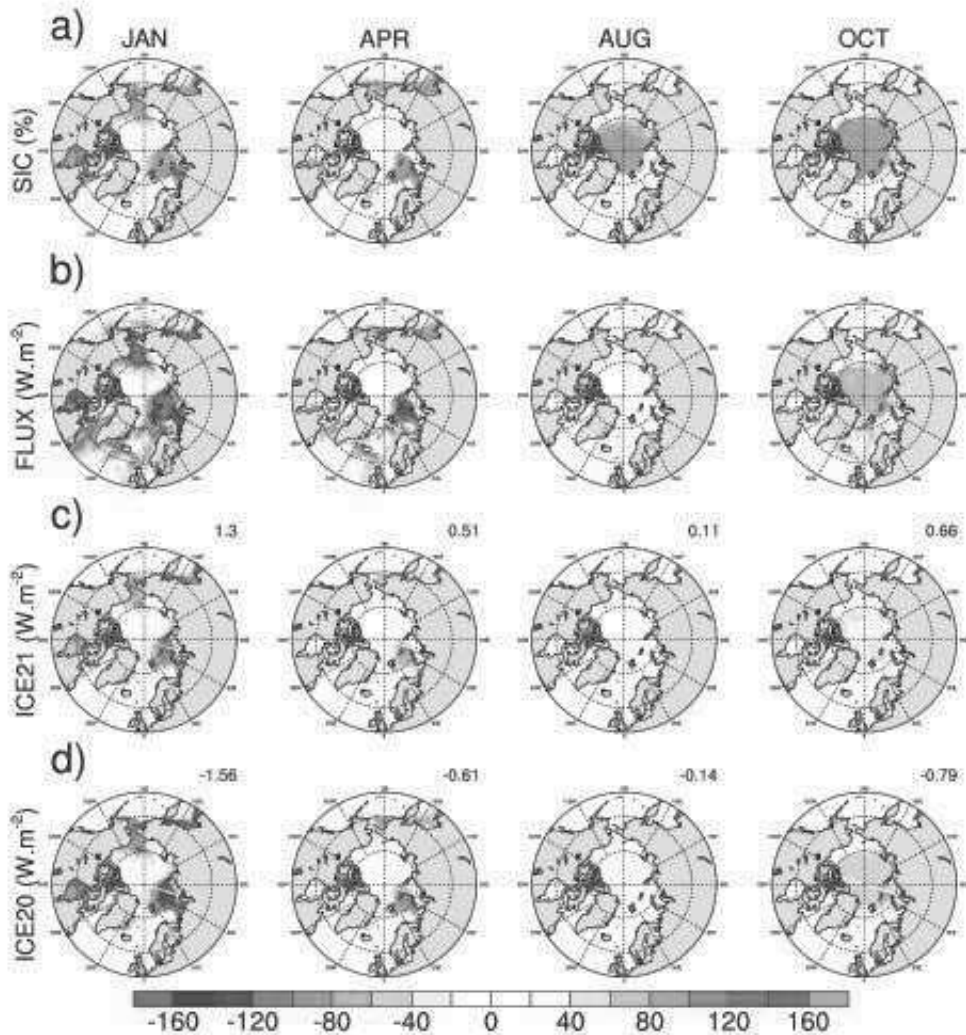


FIGURE 4.1: a) Sea ice concentration difference between the RCP8.5 (2070-2099) and HIST (1970-1999) simulations. Here the ensemble mean is computed from 5 members. Units are in % of change. b) Non-solar flux differences (in W.m^{-2}) between the RCP8.5 (2070-2099) and HIST (1970-1999) simulations. c) and d) Non-solar flux correction (in W.m^{-2}) applied respectively in ICE21 and in ICE20 experiments. Fluxes are defined positive in the downward direction. For clarity purpose, the label bar is set the same for the four figures. The values located on the top-left of c) and d) figures correspond to the globally averaged flux correction (in W.m^{-2}).

1970-1999, a small correction term of the non-solar flux is thus necessary (not shown). It is estimated from the difference between the representative year 1985 and the temporal mean for the 1970-1999 period.

Figure 4.2 summarizes the experiments and how they allow separating the effect of Arctic sea ice loss from the effect of increasing GHGs :

1. The difference between ICE21 and CTL20 evaluates the effect of Arctic sea ice loss under present GHG conditions.
2. The difference between ICE20 and CTL20 estimates the effect of increased GHGs under present Arctic sea ice conditions.
3. The difference between CTL21 and CTL20 should match the ΔRCP difference, in which both effects are taking into account.

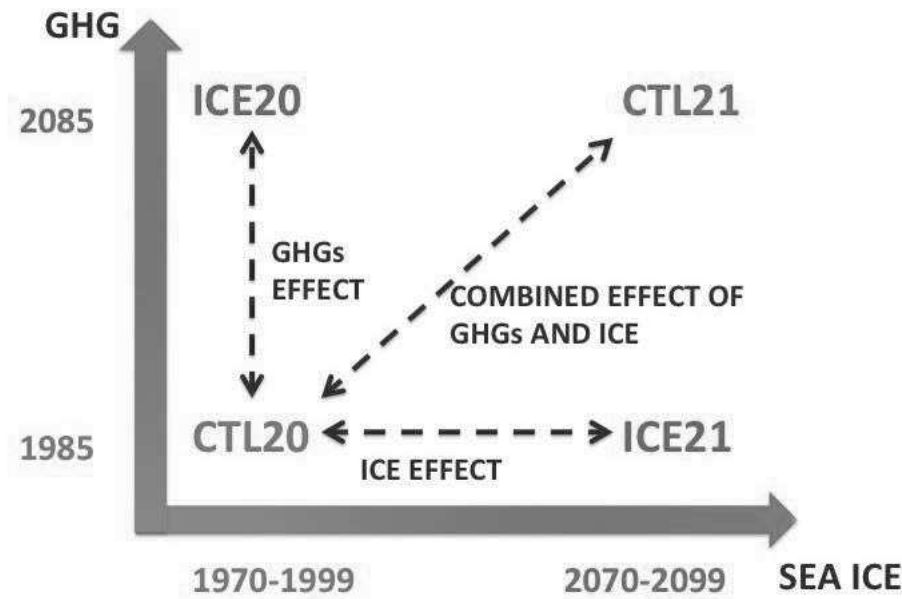


FIGURE 4.2: Schematic representation of the 4 idealized experiments performed in this work and how to use them to estimate the relative effects of GHGs increasing and Arctic sea ice decline. $ICE21 - CTL20$ = Arctic sea ice loss with present GHGs conditions (constant to year 1985). $ICE20 - CTL20$ = Increased GHGs with present Arctic sea ice (1970-1999). $CTL21 - CTL20$ = Effect of both increased GHGs and Arctic sea ice loss. $CTL21 - ICE20$ = Arctic sea ice loss with future GHGs conditions (constant at year 2085). $CTL21 - ICE21$ = Increased GHGs with future Arctic sea ice (2070-2099).

In the following, the Arctic sea ice loss effect ($ICE21 - CTL20$) is referred to as "ICE" and the GHG direct radiative effect ($ICE20 - CTL20$) is noted "GHG". The total effect ($CTL21 - CTL20$) is named "GHG+ICE". The difference between RCP8.5 and HIST simulations is noted " ΔRCP " and corresponds to the total response to climate change in the CNRM-CM5 model. It is important to recall that ΔRCP is not the same as "GHG+ICE", since the former is the difference between two transitory simulations, as GHGs forcing is varying with time. Finally, the statistical significance of the response is assessed using a two-sided Student's t test.

Evaluation of the experimental protocol

Figure 4.3 shows the annual cycle of Arctic sea ice extent (Fig. 4.3a) and volume (Fig. 4.3b) for HIST (1970-1999), RCP8.5 (2070-2099), ICE21 and CTL20 simulations.

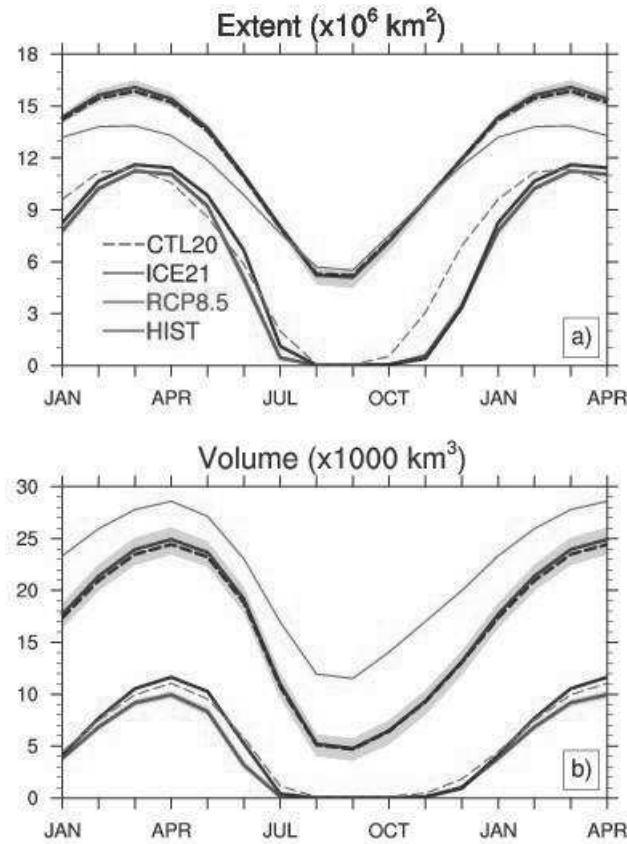


FIGURE 4.3: (a) Annual cycle of the Arctic sea ice extent (in 10^6 km^2) for : HIST (1970-1999) in blue, RCP8.5 (2070-2099) in red, ICE21 in black, CTL20 in dashed black, ICE-coupled-21 in dashed green and ICE-coupled-20 in green (from DE15). The shading corresponds to the inter-member spread computed from 5 members for both HIST and RCP8.5. For ICE21 and CTL20 the last 100 years have been used as explained in the text. (b) Same for the Arctic sea ice volume (in 10^3 km^3).

For the sake of comparison, the experiments ICE-coupled-21 and ICE-coupled-20 from DE15 have been added. The sea ice extent and volume in CTL20 are in good agreement with the HIST ensemble, indicating that the experimental protocol has worked satisfactorily. Similar conclusions can be made when comparing ICE21 and RCP8.5, except for a slight overestimation of ICE21 during spring season. The experiments CTL21 and ICE20 are also in agreement with their respective targets (RCP8.5 and HIST), though a slight overestimation of the sea ice volume is present in ICE20 throughout the year (not shown). Figure 4.3 shows that the experimental protocol implemented in this work leads to very similar results as in DE15 for the sea ice extent and volume. Figure 4.4 represents the sea ice concentration pattern for ICE21 and CTL20 experiments in March and September. For ICE21, the black line corresponds to the RCP8.5 sea ice edge (averaged over the period 2070-2099), while in CTL20 this line corresponds to the HIST one (averaged over the period 1970-1999). Both RCP8.5 and HIST sea ice concentration edges have been determined from the ensembles mean. In March, ICE21 shows a slight overestima-

tion of sea ice concentration compared to RCP8.5, consistent with Fig. 4.3. In September, the Arctic is practically an ice-free region for both RCP8.5 and ICE21. In CTL20, sea ice concentration is in good agreement with the HIST ensemble mean, also consistent with Fig. 4.3. Finally, the bottom row of Fig. 4.4 shows that the sea ice concentration difference between ICE21 and CTL20 captures very well the Δ RCP (in black contour).

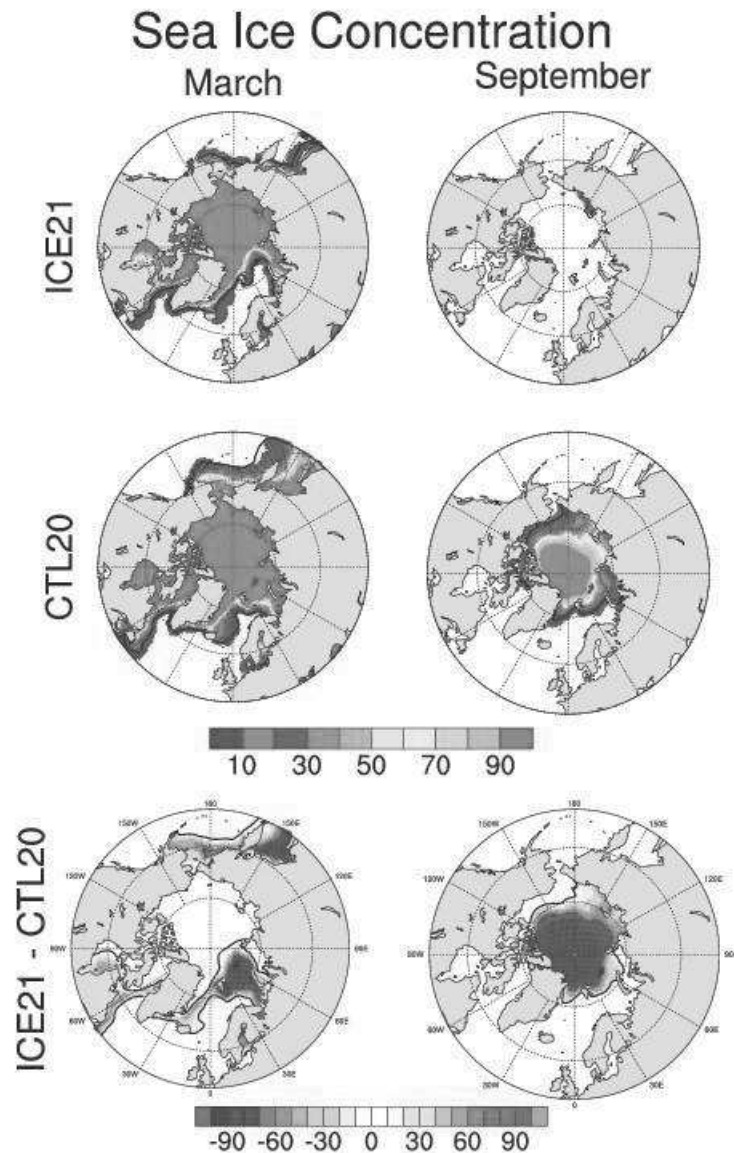


FIGURE 4.4: Sea ice concentration in ICE21 (top) and CTL20 (middle) and their differences (ICE21 - CTL20, bottom) in March and September (in %). The black line correspond to the RCP8.5 ensemble mean (2070-2099) and the HIST ensemble mean (1970-1999) sea ice concentration respectively in ICE21 and CTL20 plots.

Note that in the first ten years of each experiment, sea ice concentration and volume largely vary in response to the flux correction imposed at the surface ocean. Stabilization

occurs after about 20 years (not shown). However, the timescales involved in the coupled model adjustment towards the equilibrium state are much longer, which is suggestive of active processes associated with ocean circulation. The stabilization of the experiments is evaluated through the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), computed here as the maximum of the ocean meridional stream function at 30°N latitude. Figure 4.5 shows the AMOC time series for the period 1970-1999 in the HIST ensemble, for 2070-2099 in the RCP8.5 ensemble and for the 200 simulated years of ICE21 and CTL20. Comparing HIST and RCP8.5, there is a significant decrease of the AMOC, ranging from 15 Sv to 9 Sv in response to global warming in the RCP8.5 scenario. This is consistent with AMOC slow-down reported in previous studies (Cheng *et al.*, 2013; Srokosz *et al.*, 2012). In ICE21, the AMOC decreases from 16 Sv to 11 Sv in the first 60 years of simulation, and seems to reach the equilibrium afterwards. The explanation of this AMOC reduction in ICE21 is not straightforward. On the one hand, the experimental protocol itself can induce an AMOC decrease by the non-solar flux correction. On the other hand, the prompt sea ice melting can alter heat budgets and fresh water fluxes over the deep convection regions. Separating both effects is not an easy task, and more analysis or even additional simulations are needed to elucidate the reasons of the AMOC decrease. But this is beyond the scope of this study, which focuses on the atmospheric response. Note that CTL20 stands on the upper limit of the HIST ensemble due to the fact that : i) the member of HIST used to initialize CTL20 exhibits a strong AMOC ; ii) in CTL20 GHGs concentrations are set and maintained constant to 1985. These values are smaller than those averaged over 1970-1999 in HIST. Hence the CTL20 climate is slightly colder than the HIST counterpart, which could explain in part the stronger AMOC in CTL20 ; (iii) the Southern ocean is characterized by long-term internal variability (Latif *et al.*, 2013). Figure 4.5 shows that the AMOC equilibrium state is reached after about 100 years for both ICE and CTL simulations and justifies the discard of the first 100 years of the experiments in the rest of the paper.

We have performed additional analysis to validate the experimental protocol, such as the comparison between Δ RCP and "GHG+ICE" responses in terms of 2m temperature and precipitation for winter (DJF) and summer (JJA) seasons (See Fig. 4.16 and 4.17 in the supplementary material). These 2 figures show the good agreement between the responses, except a slight overestimation of temperature and precipitation anomalies in the GHG+ICE effect. There are several hypotheses to explain this overestimation : (i) GHG+ICE are roughly stabilized climates, whereas in Δ RCP the radiative forcing varies with time. (ii) Arctic sea ice loss includes several processes and feedbacks that lead to non-linear responses : in the RCP8.5 the sea ice is decreasing progressively, while our experiments correspond to an abrupt sea ice loss.

Table 4.2 summarizes some of the regional ICE responses obtained in this study and compares them to the values obtained in DE15. In general, there is a very good agreement with the values obtained in DE15, in despite of using different coupled models and slightly different experimental protocols. This gives robustness and confidence in the response to Arctic sea ice loss previously identified in DE15 and also obtained in this study. These responses will be more detailed in the next sections.

We show here that our experimental protocol is successful in reproducing the Arctic

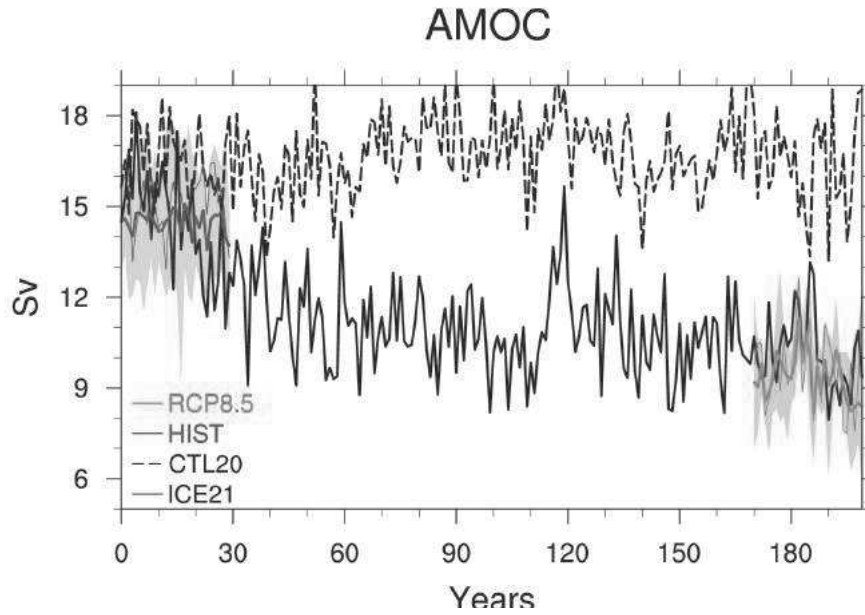


FIGURE 4.5: Time series for the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC, units in Sv) at 30°N : for the HIST ensemble for the period 1970-1999 in blue, the RCP8.5 ensemble for the period 2070-2099 in red, the 200 years of ICE21 simulation (black solid line) and the 200 years of CTL20 simulation (dashed black line). The red and blue shadings indicate the 5-members spread computed as one standard deviation.

DJF	SAT_{Arctic}	P_{Arctic}	U_{65N}	SAT_{Global}	$[T]_{Global}$	$P_{15S-15N}$	$[T_U]_{Tropics}$
ICE	10.42	0.34	-1.25	0.86	0.38	0.04	0.28
CNRM							
ICE	9.67	0.19	-1.35	0.89	0.4	0.04	0.36
CCSM							

TABLEAU 4.2: Same table as in DE15 (see Table 2 in DE15) for the ICE effect in CNRM-CM5 and the ΔICE -coupled in DE15 for the season DJF. Selected regional zonal-mean responses to Arctic sea ice loss. SAT_{Arctic} : 2-m air temperature ($^{\circ}\text{C}$) averaged over $65^{\circ}\text{-}90^{\circ}\text{N}$; P_{Arctic} : precipitation ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) averaged over $65^{\circ}\text{-}90^{\circ}\text{N}$; U_{65N} : 700-hPa zonal winds ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at 65°N ; SAT_{Global} : globally averaged 2-m air temperature ($^{\circ}\text{C}$); $[T]_{Global}$: 1000-300 hPa global temperature average ($^{\circ}\text{C}$); $P_{15N-15S}$: precipitation ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) averaged over $15^{\circ}\text{N-}15^{\circ}\text{S}$; and $[T_U]_{Tropics}$: upper tropical tropospheric temperature (500-100 hPa, $15^{\circ}\text{N-}15^{\circ}\text{S}$) average ($^{\circ}\text{C}$).

sea ice conditions at the end of 21st century for a radiative forcing corresponding to the end of the 20th century. Despite the locally strong flux correction applied, the model behaves satisfactorily and an equilibrated state is obtained after 20 years for the atmospheric (surface) fields. In the ocean, the equilibrium state seems to be reached after 100 years of simulation. This protocol also shows that the simulated climate response ΔRCP can be reproduced to study the combined effects of GHGs direct radiative forcing and Arctic sea ice decline. In the next section, we investigate these relative roles on the Northern Hemisphere large-scale atmospheric dynamics and the associated synoptic variability.

Results

Surface heat flux response to Arctic sea ice loss

We first analyze the local response in terms of surface heat fluxes when the effect of Arctic sea ice decrease is isolated (ICE). Figure 4.6 shows the ICE response for the shortwave (Fig. 4.6a), longwave (Fig. 4.6b), latent (Fig. 4.6c) and sensible (Fig. 4.6d) heat fluxes for different seasons (DJF, MAM, JJA and SON) (Note that contrarily as in Fig. 4.1 fluxes are counted positively upward). A strong anomalous downward shortwave flux (more than -60 W.m^{-2}) is found in boreal summer (also in spring but to a lesser extent) due to the almost disappearance of the sea ice at the end of 21st century, leading to an enhanced solar radiation absorbed by the ocean surface (the high albedo of the ice is replaced by the relative lower albedo of the sea). This increased absorbed flux causes a warming of sea surface temperature (SSTs) (see Fig. 4.15 in the supplementary material), further contributing to sea ice melting during the summer. Except for the summer season, the total heat flux response is mainly controlled by the turbulent heat fluxes (latent and sensible), with a small contribution of the longwave component. Latent and sensible fluxes exhibit a maximum response (more than $+50 \text{ W.m}^{-2}$, Fig. 4.6c-d) over the marginal seas regions where the sea ice retreat is localized (Fig. 4.1a). A meridional dipole structure for the sensible (and to a lesser extent for the latent) heat flux is observed, with downward anomalies located southwards. As described in Deser *et al.* (2010); Screen *et al.* (2013), this can be explained by the advection of warmer air from the marginal seas due to sea ice retreat, which is then transferred to the ocean.

It is important to mention that even if Arctic sea ice loss is the largest in summer and autumn (Fig. 4.1a), the turbulent flux response is maximum in winter (Fig. 4.6c-d). This temporal delay between maximum sea ice decrease and surface response exists because the air-sea temperature contrast is the strongest in wintertime (similar results are shown in Deser *et al.* (2010, 2015); Screen *et al.* (2013)), enhancing the turbulent local exchanges. Deser *et al.* (2010) shows that this delayed response is also observed in 2-meter temperature and precipitation, which are maximal in winter.

Large-scale atmospheric circulation response

a) Near-surface response

In this section, we investigate the low-level atmospheric circulation response with a focus on winter (DJF) and summer (JJA) seasons. The decomposition of the total effect GHG+ICE, into GHG and ICE effects as well as the ΔRCP , on sea level pressure (SLP) and zonal wind at 850 hPa (U850) are shown in Fig. 4.7 and 4.8 for winter and summer respectively. For both Fig. 4.7 and 4.8 the GHG+ICE and ΔRCP responses are very close, confirming once again the good functioning of the experimental protocol.

The winter SLP GHG+ICE response exhibits a marked regional behavior with a significant decrease over the North Pacific (more than 5 hPa), North America and central Arctic, and a significant increase over Greenland, the North Atlantic, the Euro-Mediterranean region, central Asia and over the Himalayas (Fig. 4.7b). The separation in GHG (Fig. 4.7c) and ICE (Fig. 4.7d) effects suggests that Arctic sea ice loss contribu-

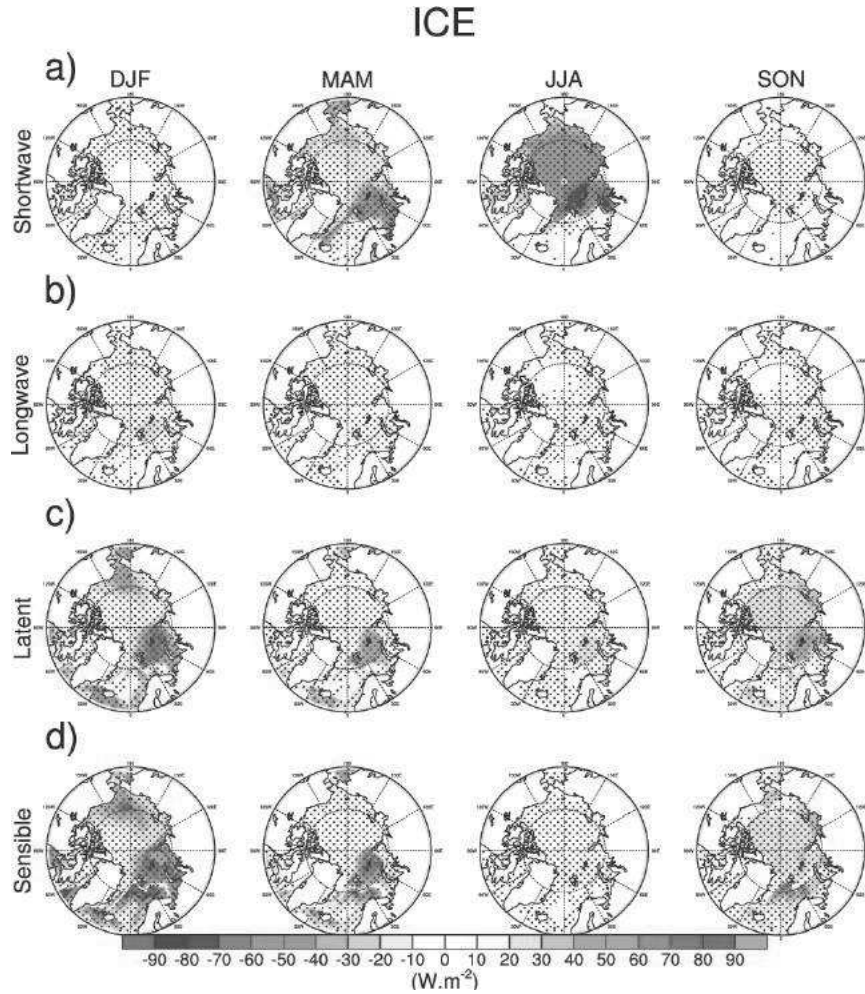


FIGURE 4.6: ICE response for the surface heat fluxes : (a) Shortwave heat flux, (b) longwave heat flux, (c) latent heat flux and (d) sensible heat flux. The response has been decomposed in 4 different seasons, considering DJF, MAM, JJA and SON. The ICE response is defined as the difference ICE21 - CTL20 simulations, as explained in the text. Units are W.m^{-2} . Dotted areas represent statistically significant differences according to a t-test at the 5% confidence level.

tion primarily drives the strong SLP decrease over the North Pacific, North America and central Arctic, as well as the increase over Greenland (Fig. 4.7d). As a consequence of the sea ice retreat, the SLP anomalies are positive over the Northern Eurasia in ICE. This is coherent with lots of studies (Mori *et al.*, 2014; Vihma, 2014; Cohen *et al.*, 2014), which showed that the SLP increase over Eurasia in the past decades was mainly explained by anomalous sea ice in the Barents-Kara seas. Over the North Atlantic and Northern Eurasia, GHG and ICE have opposite impacts (Fig. 4.7c and 4.7d). In the North Atlantic, GHG induces positive SLP anomalies, whereas the ICE response projects onto the negative NAO pattern. Moreover GHG radiative forcing dominates the response in the North Atlantic subtropics and in the Mediterranean region. This results in a non-significant response in the North Atlantic when both effects are included in GHG+ICE (Fig. 4.7b). The same conclusions can be drawn for Northern Eurasia, which reflects a

non-significant response in GHG+ICE, except over the Icelandic low. Our results suggest that in wintertime, the GHG effect dominates the total SLP response in the subtropics, while the ICE effect controls the response at higher latitudes.

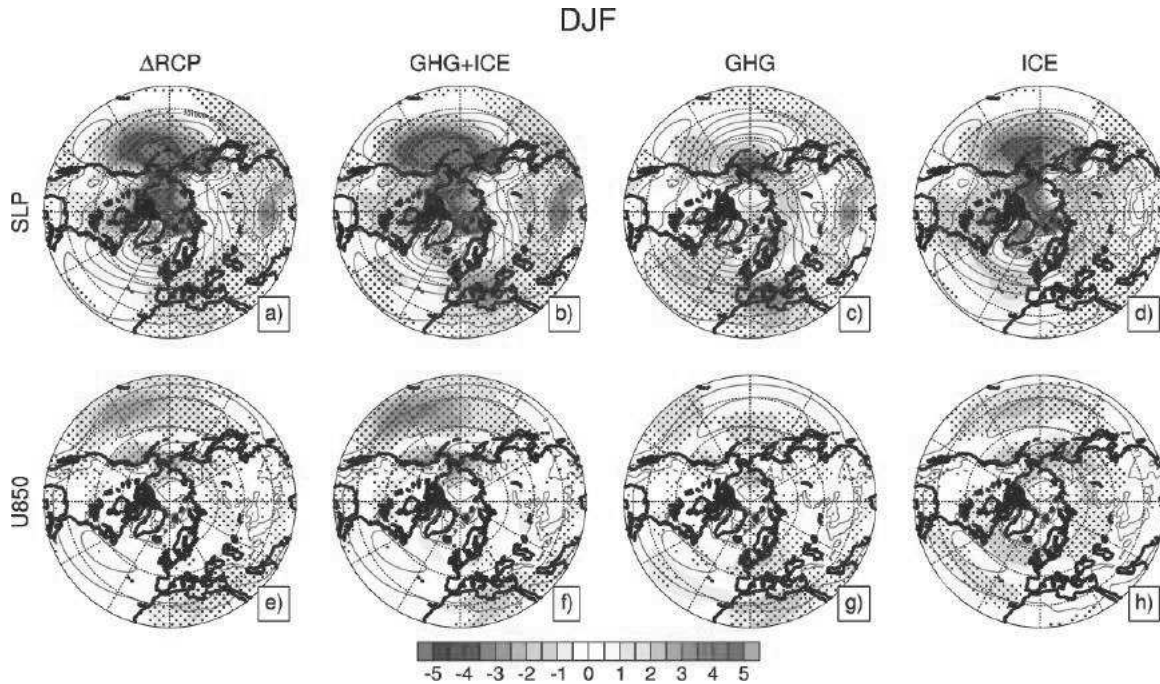


FIGURE 4.7: (a)(e) Δ RCP (b)(f) GHG+ICE, (c)(g) GHG, (d)(h) ICE effects (shading) for (top) sea level pressure (SLP, units in hPa) and (bottom) zonal wind at 850hPa (U850, units in m.s^{-1}) for winter (DJF) season. We recall that GHG+ICE effect is computed as CTL21 - CTL20, the GHG effect as ICE20 - CTL20 and the ICE effect is ICE21 - CTL20. The green contours correspond to the climatological sea level pressure (contour interval is 5 hPa) and zonal wind at 850 hPa (contour interval is 10 m.s^{-1}) computed from the CTL20 simulation. Dotted areas represent statistically significant differences according to a t-test at the 5% confidence level.

The GHG+ICE response in DJF for U850 (Fig. 4.7f) shows significant values over the Pacific, with strong strengthening of the mid-latitude westerlies. In the North Atlantic no significant response is detected. U850 decreases over the Mediterranean region but is enhanced over Northern Europe. ICE induces a southward shift of the mid-latitude westerlies (Fig. 4.7h), which is consistent with the negative phase of the NAM and NAO patterns (see also Table 4.2). The response to GHG is less zonally homogeneous. It is characterized by an enhancement of westerly winds in the North Pacific; whereas in the North Atlantic a northward shift counterbalances the ICE effect (Fig. 4.7g). The respective SLP and U850 responses in wintertime highlight the different behavior between North Atlantic-European and North Pacific regions, as discussed in Dethloff *et al.* (2006). In the North Atlantic and European sector, ICE and GHG effects cancel each other, resulting in a non-significant response in GHG+ICE, while GHG effect dominates the total response over the Mediterranean basin. In the North Pacific, ICE and GHG responses have the same sign, which leads to strong SLP and U850 anomalies. The non-significant

pattern found in the GHG+ICE effect in the North Atlantic is consistent with DE15, who showed the cancellation between GHG and ICE impacts in the CCSM4 model. The NAO- like pattern response in ICE is also in agreement with DE15, Screen *et al.* (2013); Peings et Magnusdottir (2014). Similarly, Barnes et Polvani (2015) show that the North Atlantic jet stream exhibits no significant response to the Arctic Amplification in winter.

In summer (Fig. 4.8), the SLP GHG+ICE response displays positive values over North America, the North Atlantic and large part of Eurasia, and weak negative values over central Arctic (Fig. 4.8b). These changes appear to be clearly dominated by the GHG effect (Fig. 4.8c). The GHG+ICE U850 response is mainly characterized by a poleward shift of the westerlies in the North Atlantic, which is due to the GHG effect (Fig. 4.8f,g). Similar results have also been shown in Barnes et Polvani (2015). Non-significant U850 changes are observed in ICE, corroborating the fact that although maximum sea ice loss occurs in summer, its impact on air-sea fluxes and on atmospheric circulation are observed in winter.

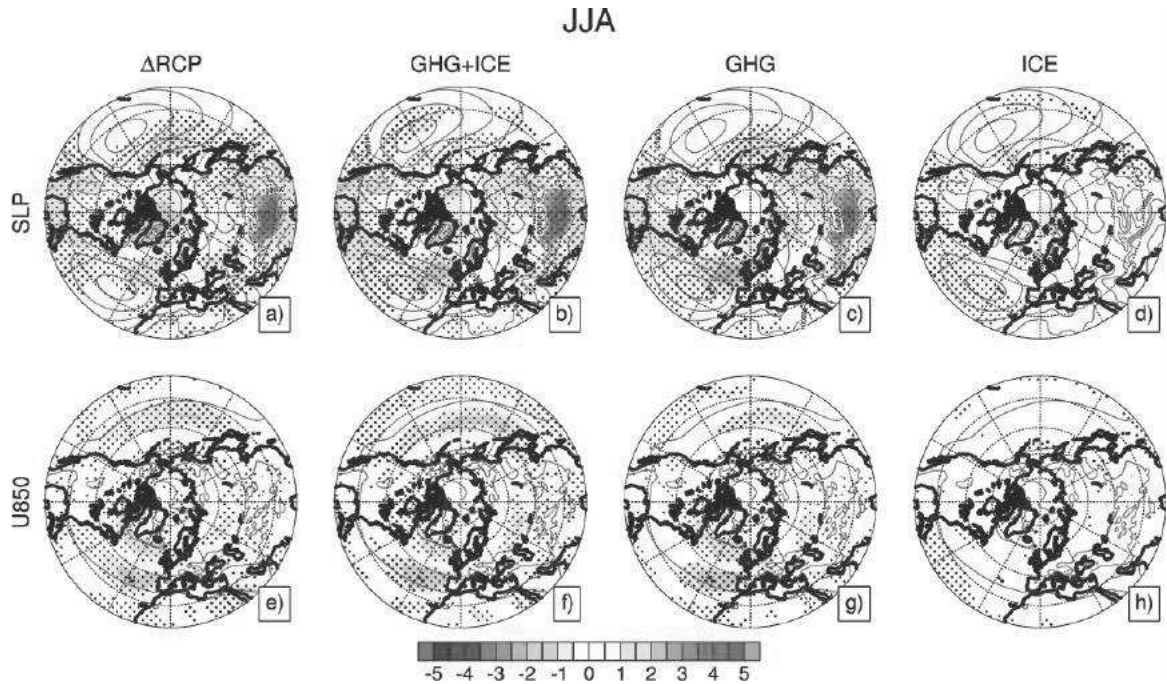


FIGURE 4.8: Same as for Fig. 4.7 but for summer (JJA) season.

b) Vertical structure of the response

We investigate now the vertical structure of the atmospheric response through the zonally averaged Northern Hemisphere air temperature (TA) and zonal wind component (UA) as a function of the pressure levels for the winter season (Fig. 4.9). The GHG+ICE response in winter for TA (Fig. 4.9b) exhibits a strong warming (more than 6K) northern than 60°N confined between the surface and 600 hPa, which corresponds to the so-called Arctic Amplification (AA, Serreze et Barry (2011)). AA is mainly explained by the ICE effect (Perlwitz *et al.*, 2015) displayed in Fig. 4.9d (ICE induces a warming of

approximately 10°C at the surface, Table 4.2). The GHG effect dominates the generalized tropospheric warming, particularly over the tropical latitudes, and the stratospheric cooling at high latitudes (Fig. 4.9c). This is consistent with the IPCC report (Stocker *et al.*, 2013), which suggests that the tropical upper troposphere warming is associated with a decline in the moist adiabatic lapse rate of temperature in the tropics. Though statistically significant, the impact of Arctic sea ice loss is weak in the tropics, with responses weaker than 1K (Fig. 4.9d and Table 4.2).

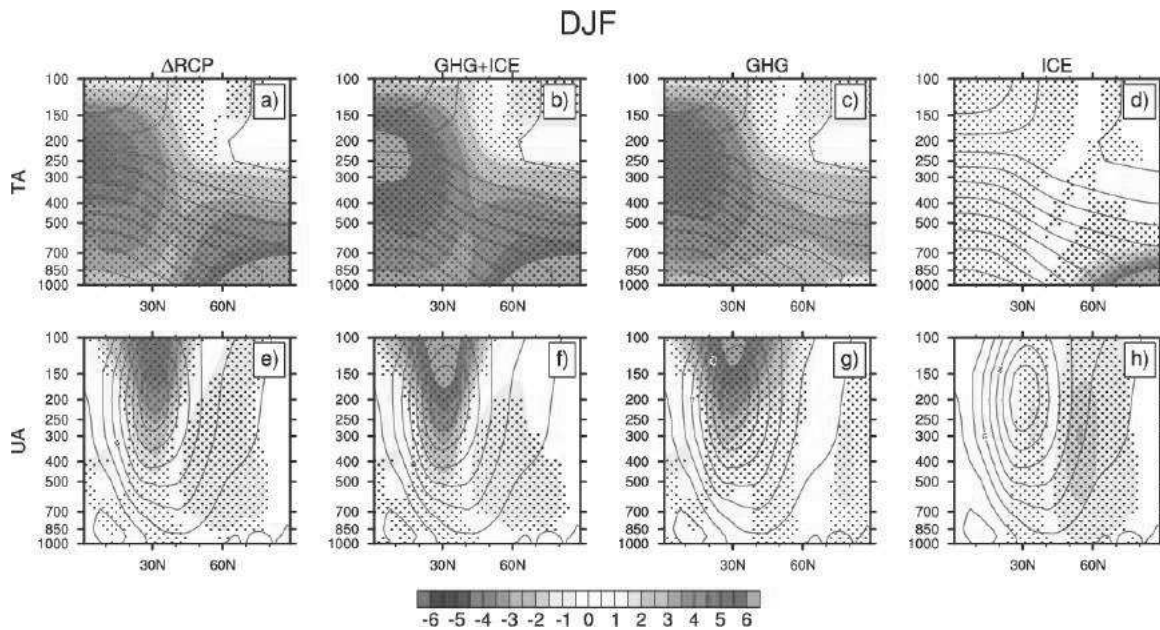


FIGURE 4.9: Same as figure 4.7 but for (top) zonal means of the air temperature (TA, units in $^{\circ}\text{C}$) and (bottom) for zonal means of the zonal wind component (UA, units in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) as a function of pressure levels for winter (DJF) season. The green contours correspond to the climatological temperature (contour interval is 10°C) and zonal wind (contour interval is $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) computed from the CTL20 simulation.

The fact that the ICE effect spreads out in the tropical region is in agreement with DE15, who showed that in presence of ocean-atmosphere coupling, the impact of the Arctic sea ice decline expands to the whole globe. Moreover, we can see in Table 4.2 that the tropical warming induced by Arctic sea ice loss is very similar for the two coupled models (CNRM-CM5 and CCSM4). The relative GHG and ICE responses induce changes in the meridional and vertical temperature gradients. In particular, the surface meridional temperature gradient decreases due to AA. However, at higher levels, the meridional temperature gradient is enhanced due to stronger warming in the tropics. The consequence of such modifications on the baroclinicity is further investigated in section 3.3. The GHG+ICE UA response (Fig. 4.9f) reflects a strengthening (more than $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) of the zonal wind speed within the $20\text{-}40^{\circ}\text{N}$ band, and a weaker decrease centered around 60°N . Taking into account the climatological jet core, no latitudinal shift is observed. GHG response dominates the jet stream strengthening above the 500-hPa level. At lower levels, the jet maximum is displaced poleward around 50°N (Fig. 4.9g). In contrast, ICE

effect causes a barotropic weakening of the westerlies on their poleward flank and a slight enhancement in the core of the jet (Fig. 4.9h). This response is consistent with imprint of the negative phase of the NAM, similarly to DE15. As for the near surface circulation, we show here that the GHG and ICE effects compensate, resulting solely in enhanced westerlies in the core of the jet with no significant latitudinal shifts (DE15; Barnes et Polvani (2015)).

In summer (Fig. 4.10), the GHG+ICE effect for TA displays a generalized warming in the troposphere (stronger in the middle layers over tropical areas) and a slight cooling of the stratosphere (Fig. 4.10b). These responses are clearly driven by the GHGs increase (Fig. 4.10c). AA is also noticeable (Fig. 4.10d) in summer, but much weaker than in winter (1K versus 5K). Once again, Fig. 4.10d shows that the impact of Arctic sea ice loss expands to the whole Northern Hemisphere, even if ICE effects are small comparing to GHGs effects. The GHG+ICE UA response is characterized by upper zonal wind enhancement, associated with a barotropic northward shift of the zonal wind (Fig. 4.10f). This is mainly explained by increased GHGs (Fig. 4.10g). According to the U850 regional changes displayed in Fig. 4.8f,g, the strengthening and poleward shift of the jet stream in summer seem to be dominated by the North Atlantic. Arctic sea ice loss generates a significant decrease over the core of the jet (Fig. 4.10h), but this pattern is not visible in the total response. These results are consistent with the northward shift of the jet stream in summer observed in CMIP5 models as reported by Barnes et Polvani (2015).

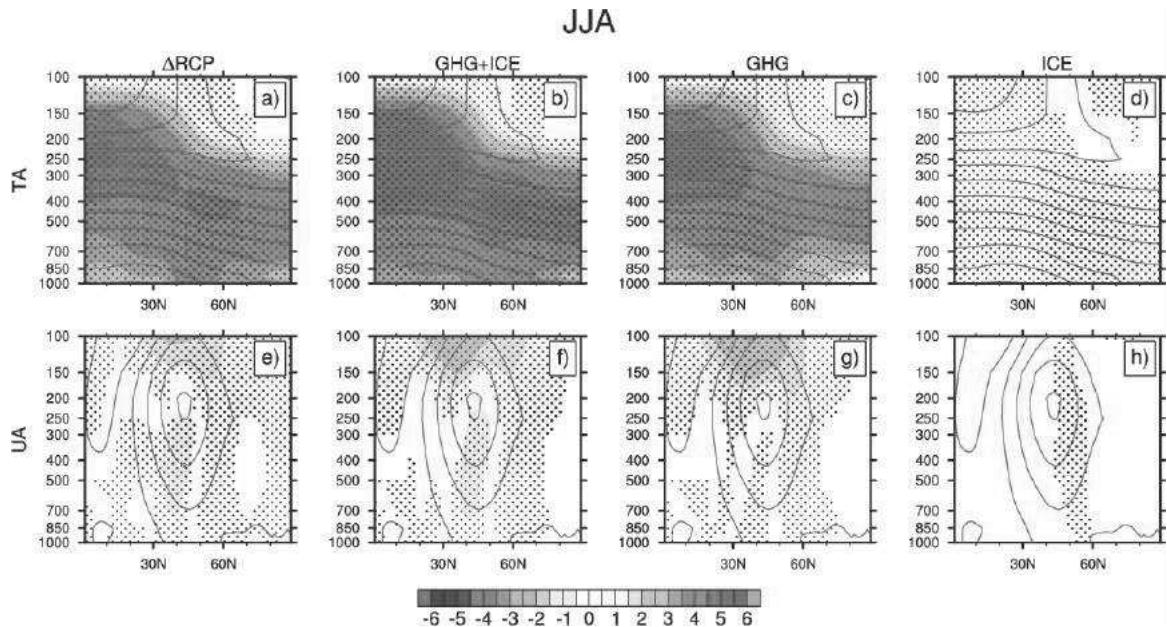


FIGURE 4.10: Same as figure 4.9 but for summer (JJA) season.

Wintertime dynamics at synoptic scale

Beyond the position and speed of the jet stream discussed in section 3.2, both GHG and ICE might have an effect on the waviness of the mid-latitude flow, including the

occurrence of extreme anticyclonic or cyclonic pressure systems (i.e. blockings or storms) often associated with extreme surface weather. For example, Francis et Vavrus (2012) hypothesized that a negative NAM response to AA should be associated with a wavier flow, a hypothesis that has been questioned by several studies (Barnes, 2013; Hassanzadeh et Kuang, 2015). This section investigates such potential responses to GHG and/or ICE, with a particular focus on the wintertime season when the atmospheric dynamics reaction to Arctic sea ice loss is more intense, and hence the most prevailing for surface weather variability.

a) Blockings and sinuosity

Here we consider metrics characterizing the large-scale waviness of the mid-latitude flow. A commonly used metric is the frequency of blocking events, i.e. anticyclonic meanders typically associated with a wavy flow. Here we use the blocking index introduced by Tibaldi et Molteni (1990) : a particular longitude is said to be “blocked” if the mid-latitude meridional gradient of geopotential height field at 500 hPa (Z500) is locally reversed (see <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/Cwlink/blocking/index/index.nh.shtml> for more details). Another metric more recently introduced by Martin *et al.* (2015) is the sinuosity, which intuitively characterizes the flow waviness as the length of the flow trajectory divided by the length of a straight line encompassing such trajectory. Here we use the index proposed by Cattiaux *et al.* (2016), which consist of the following : For each day, we isolate the flow trajectory from a particular Z500 iso-contour (i.e. isohypse), whose value precisely corresponds to the Z500 average over the latitudinal band 30-70°N, in order to insure that we constantly describe the flow at the same latitude (50°N). Then we define the sinuosity index as the total perimeter of the isohypse divided by the length of the Earth circle measured at 50°N. In this ways a sinuosity equal to 1 thus corresponds to a perfectly zonal flow at 50°N. Note that this sinuosity metric differs from the blocking frequency : while the latter characterizes synoptic meridional departures from the climatological trajectory, the former includes the waviness of both the mean state and the synoptic activity.

Figure 4.11 shows the DJF distribution of the number of blocking events averaged over all NH longitudes for CTL20, GHG+ICE, GHG and ICE. We also consider the CTL20 experiment since it represents the climatological values. On average over the 100 years of analysis, the mean frequency is about 6 days per season and per longitude in the CTL20 experiment, with inter-annual variations between 2 and 12 days. The response to both GHG+ICE effects is a significant decrease in the mean frequency of blockings (5 days per season per longitude). At the hemispheric scale, this response is mainly explained by the GHG forcing, since the ICE forcing has no significant effect ; however, both GHG and ICE contribute to the decrease in the blocking frequency in the Pacific sector (not shown).

The mean DJF sinuosity is about 1.4 in the CTL20 experiment (Fig. 4.11, right panel). We find that the GHG+ICE effects do not significantly alter the sinuosity, due to compensating GHG and ICE individual responses at the hemispheric scale : the GHGs increase tends to significantly reduce the sinuosity, while the sea ice decline is associated with a marginally significant increase in sinuosity (significant at the 90%-level, not 95%).

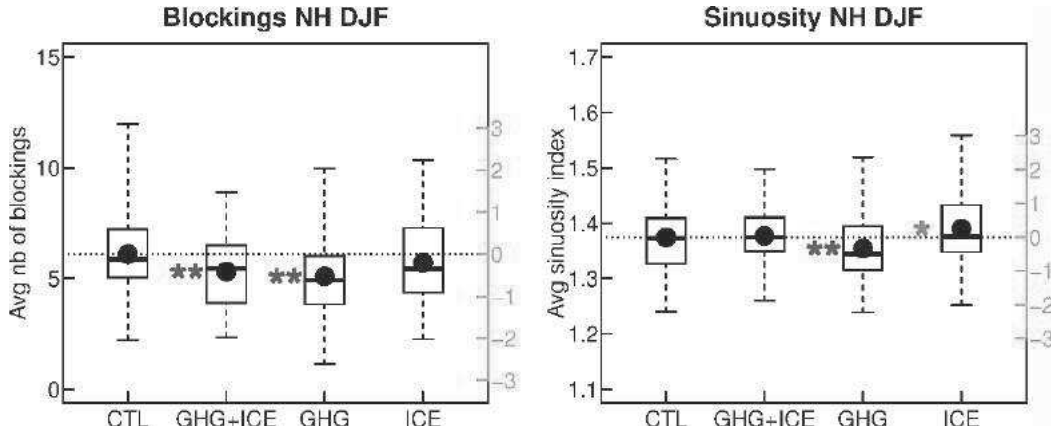


FIGURE 4.11: DJF distributions of (left) the average number of blockings and (right) the sinuosity for all experiments : CTL20, CTL21, ICE20 and ICE21, respectively designated by CTL, GHG+ICE, GHG and ICE to ease the interpretation. Boxplots are drawn from 100 DJF seasons and illustrate the median (thick horizontal segment), the mean (thick dot), the interquartile range (box) and the total range (whisker). Red (blue) asterisks indicate a 10%-level (*) or 5%-level (**) significant positive (negative) difference relative to CTL according to a t-test. Green right axes represent departures from the CTL mean (horizontal dotted line) in standard-deviation levels.

Both responses are mainly due to changes in the North Atlantic sector, where both GHG and ICE effects are significant, while no significant sinuosity change is found in the Pacific (not shown).

Overall, responses of both blockings and sinuosity to GHG and ICE, even when statistically significant, are found to be small relative to the inter-annual variability (less than 0.5 standard deviations in all cases). The most robust signal is found for the GHG response, the strengthening and poleward shift of the Jet Stream being associated with a decrease in waviness. The waviness response for the ICE forcing is less clear at the hemispheric scale, partly due to opposite signals between the Pacific (significant decrease in blocking frequency) and the Atlantic (significant increase in sinuosity).

b) The Eady Growth Rate response

As previously shown in section 3.2, the meridional and vertical structures of temperature gradients are modified due to both GHG and ICE effects. These gradients are tightly associated with baroclinic processes leading to cyclogenesis and storm-tracks. We investigate here the respective contributions of GHG and ICE on the synoptic-scale processes during winter. A simple parameter measuring the baroclinic instability is the so-called Eady Growth Rate (EGR) (Lindzen et Farrell, 1980; Hoskins et Valdes, 1990). This parameter involves the vertical wind shear and the Brunt-Vaisala frequency (measure of the static stability) in the way :

$$\sigma = 0.31 \frac{g}{N\theta} \frac{\partial u}{\partial z} \quad (4.1)$$

Where N is the Brunt-Vaisala frequency (usually in day^{-1}), θ the potential temperature (in K) and $\frac{\partial u}{\partial z}$ the vertical wind shear (in day^{-1}). Because of the thermal wind balance, the vertical wind shear is connected to the meridional temperature gradient ($\frac{\partial \theta}{\partial y}$). Furthermore, the static stability depends on the vertical gradient of the potential temperature ($\frac{\partial \theta}{\partial z}$).

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}} \quad (4.2)$$

It is recommended to compute the EGR at the synoptic scale (i.e. using daily data). It has been computed in CTL20 using daily and monthly timescale and it does not affect the results (not shown). Thus, to reduce the computational time, we have decided to show the EGR diagnostic computed from monthly data. It is interesting to quantify the relative contribution of the vertical and meridional temperature gradient to the EGR. Here, we use the same methodology as in Yin (2005); Graff et LaCasce (2012) to decompose the EGR into two components namely :

$$\sigma_{\frac{\partial \theta}{\partial y}} = 0.31 \left(\frac{g}{N_{CTL} \theta_{CTL}} \right) \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad (4.3)$$

$$\sigma_N = 0.31 \left(\frac{g}{N \theta_{CTL}} \right) \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)_{CTL} \quad (4.4)$$

The above decomposition allows estimating the role of the meridional temperature gradient ($\frac{\partial \theta}{\partial y}$) by maintaining the Brunt-Vaisala frequency constant at the climatological value of CTL20. Similarly, to evaluate the role of the vertical temperature gradient ($\frac{\partial \theta}{\partial z}$) embedded in N , the meridional temperature gradient ($\frac{\partial \theta}{\partial y}$) is set to the CTL20 climatology.

The zonal means of the GHG+ICE, GHG and ICE responses in the Northern hemisphere computed for the different contributions (EGR, $\frac{\partial \theta}{\partial y}$, $\frac{\partial \theta}{\partial z}$) are shown in Fig. 4.12. The total EGR response (Fig. 4.12a) exhibits an increase of the near-surface baroclinic instability over the Arctic, a decrease at low-level at mid-latitudes (40°N - 70°N) and an increase in the subtropical mid-to-high troposphere (around 30°N and between 600 hPa and 200 hPa). The ICE contribution to total EGR is responsible for changes in the near-surface and low-level troposphere of the whole Northern hemisphere (Fig. 4.12c). On the contrary, the GHG effect dominates the EGR increase in the sub-tropical mid-troposphere.

The estimated response of the $\frac{\partial \theta}{\partial y}$ component (Fig. 4.12d-f) is closely related to the reported changes in the zonal-mean air temperature (Fig. 4.9). Near the surface, GHG+ICE induces a decrease of $\frac{\partial \theta}{\partial y}$ coherent with AA (Fig. 4.9a), leading to a weakening of the baroclinic activity below 400 hPa (Fig. 4.12d). The ICE effect leads to surface decrease of $\frac{\partial \theta}{\partial y}$ that is mainly due to the Arctic sea ice loss (Fig. 4.12f). However, in the upper levels, EGR increase is mostly controlled by GHGs effect (Fig. 4.12d-e).

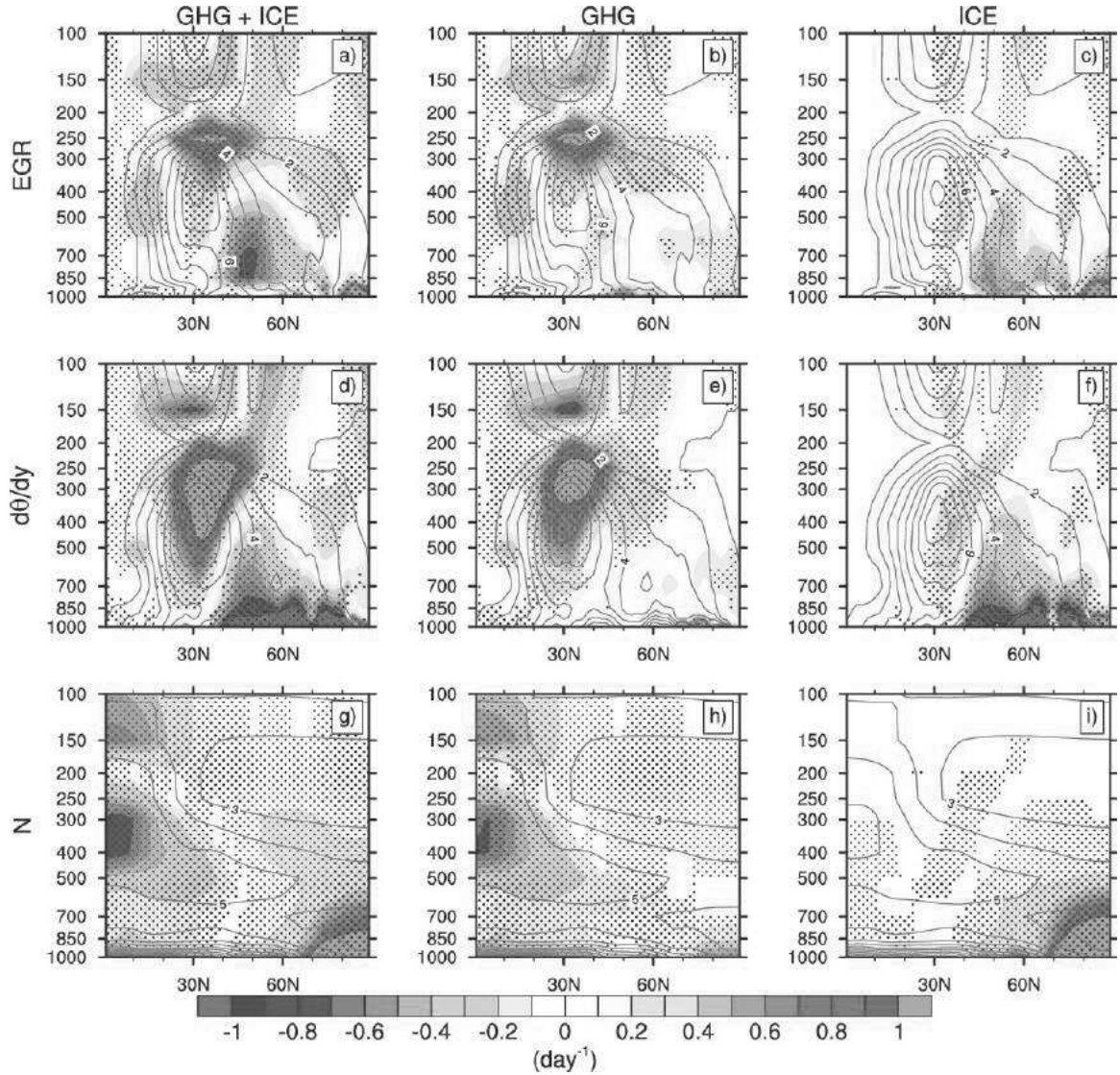


FIGURE 4.12: Zonal-mean of the winter Eady Growth Rate (EGR, units in day^{-1}) in the Northern hemisphere. The first column corresponds to the total response (GHG+ICE), the second is for the ICE effect and the third one for the GHG effect. We recall that GHG+ICE effect is computed as CTL21 - CTL20, the GHG effect as ICE20 - CTL20 and the ICE effect is ICE21 - CTL20. For each effect the EGR response is decomposed in i) changes in EGR due to the meridional temperature gradient $\frac{\partial\theta}{\partial y}$ (second row, units scaled to 10^* day^{-1}); and in ii) EGR changes due to the static stability (last row, units $100 \times \text{day}^{-1}$). Green contours indicate the climatological values computed from the CTL20 simulation (contour interval is 1 day^{-1}). Dotted areas represent statistically significant differences according to a t-test at the 5% confidence level.

Focusing now on the role of the Brunt-Vaisala parameter (Fig. 4.12g-i), we observe a near-surface increase of baroclinic activity over the high latitudes, connected to the AA and to a decrease of the static stability and a decrease of the vertical temperature gradient $\frac{\partial\theta}{\partial z}$ (Fig. 4.9a). Similarly, an increase is noticeable in the tropical upper troposphere that

can be explained by the strong warming in the upper troposphere and the stratospheric cooling, that leads to enhance $\frac{\partial\theta}{\partial z}$. The increase of N near the surface (Fig. 4.12g) is totally explained by the ICE effect (Fig. 4.12i), while the upper troposphere changes are clearly dominated by GHG.

As a summary, EGR exhibits a near-surface increase over polar latitudes north of 70°N, in response to Arctic sea ice decline, which induces a decrease of vertical potential temperature gradient and hence a reduction of the static stability. EGR low-level decrease between 40-60°N is explained by the weakening of the meridional temperature gradient at low-level, and is entirely due to Arctic sea ice loss. Finally, EGR increase in the subtropical mid-to-high troposphere around 30°N is due to the large upper-level warming induced by the GHG between the tropics and high latitudes.

To go beyond the zonal mean characteristics of the EGR, Fig. 4.13 shows the regional total EGR response which we vertically integrated from 925 to 400 hPa. In the North Pacific, the GHG+ICE response shows a strengthening and eastward extension of the baroclinicity, and a decrease north of the climatological maximum (Fig. 4.13a). The GHG effect (Fig. 4.13c) resembles the GHG+ICE changes but the anomalies are weaker, and shows a latitudinal shift of the jet at the exit region of the latter. ICE effect (Fig. 4.13e) produces a southward shift of the baroclinicity close to the core region of the jet, consistent with the negative phase of the NAM, as previously shown in Fig. 4.7d,h. Similar conclusions can be made for the ICE effect in the North Atlantic (Fig. 4.13f). In the North Atlantic, the GHG+ICE (Fig. 4.13d) shows a decreased baroclinicity in the climatological maximum region, small increase over the British Isles and a decrease east of Greenland. The GHG effect (Fig. 4.13d) shows the same pattern with intensified anomalies over the British Isles and Europe and weaker anomalies over the climatological maximum region.

c) Storm-tracks response

The changes in storm-tracks are expected to be closely related to the meridional temperature gradient (as shown in Harvey *et al.* (2014, 2015)), and hence should be consistent with the EGR parameter.

The Northern Hemisphere storm-tracks are investigated using the tracking scheme developed by Ayrault (1998) based on the detection of maximum of 850 hPa relative vorticity (Flaounas *et al.*, 2016). Once the different trajectories are determined, a density of trajectory map (DT hereinafter) is computed corresponding at each grid point to the density of trajectories in a radius of 200 km. DT is then weighted by the distance to the central grid point by applying a kernel Gaussian filter.

Figure 4.14 shows the responses of DT for the North Pacific and North Atlantic, for GHG+ICE, GHG and ICE effects. For clarity, the climatological DT fields estimated from the CTL20 run are also displayed. The climatological maximum of the EGR is located west compared to the maximum storm-tracks for both Atlantic and Pacific, in region of strong local sea surface temperature gradient. In the North Pacific GHG+ICE displays a large-scale structure suggesting a strengthening and eastward extension of the storm-tracks, accompanied by a southward displacement. A slight decrease is observed

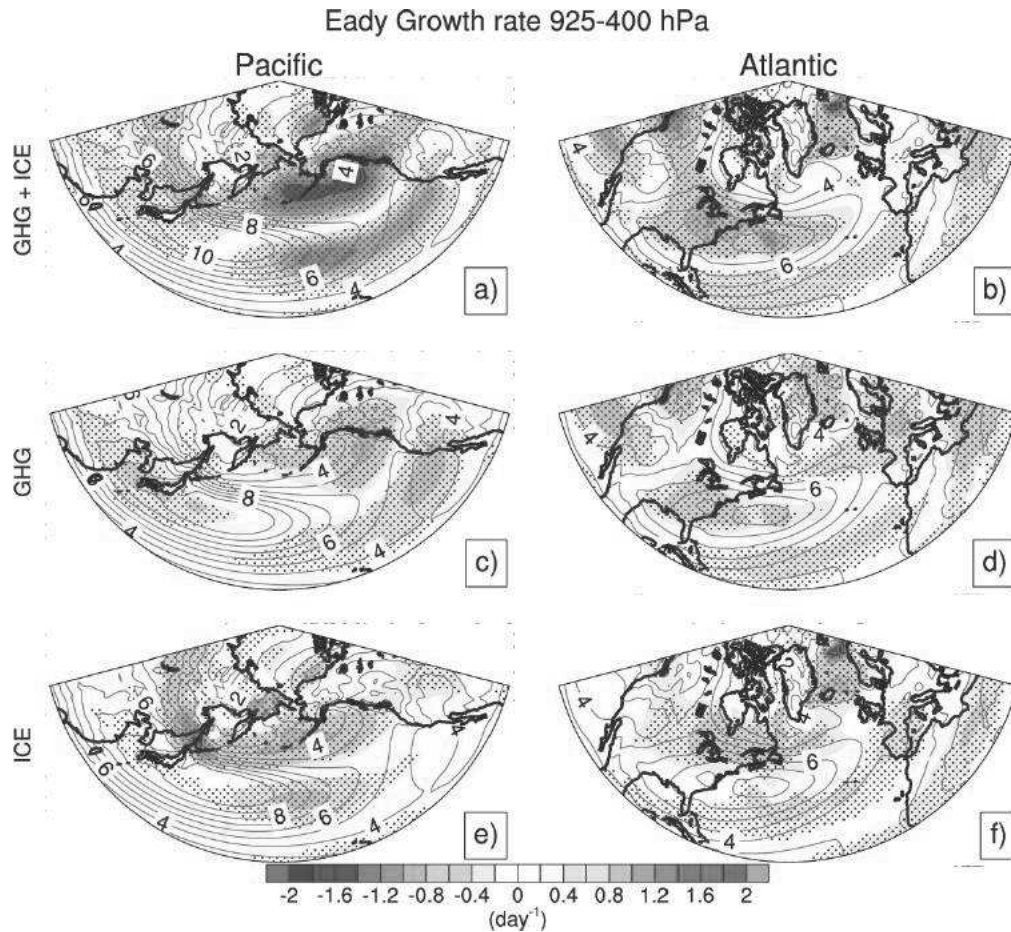


FIGURE 4.13: (a)(b) GHG+ICE, (c)(d) GHG, (e)(f) ICE effects (shading) for the vertically integrated EGR from 925 to 400 hPa in the North Pacific (left) and North Atlantic (right) respectively. We recall that GHG+ICE effect is computed as CTL21 - CTL20, the GHG effect as ICE20 - CTL20 and the ICE effect is ICE21 - CTL20. The green contours correspond to the climatological value computed from the CTL20 simulation (contour interval is 1 day⁻¹). Dotted areas represent statistically significant differences according to a t-test at the 5% confidence level.

over lower latitudes (Fig. 4.14a), which seems to be controlled by the GHG effect (Fig. 4.14c). On the other hand, ICE dominates the storm-tracks response over the region where the climatological maxima are located (Fig. 4.14e). The ICE effect is in agreement with the EGR response displayed in Fig. 4.13e, pointing to a negative phase of the NAM, associated with a southward shift of the North Pacific storm-tracks.

In the North Atlantic, GHG+ICE exhibits a weaker response, with a generalized decrease in the number of extra-tropical cyclones (Fig. 4.14b). DT decreases over the Great Lakes in North America, the central North Atlantic and the Mediterranean region. A similar pattern has also been found in Zappa *et al.* (2013b), who described a "tripole" structure in the CMIP5 ensemble in response to anthropogenic forcings. This tripole pattern is characterized by a DT decrease over Greenland and Southern North Atlantic, and an increase south of Greenland and west of British Isles. Here, though the tripole

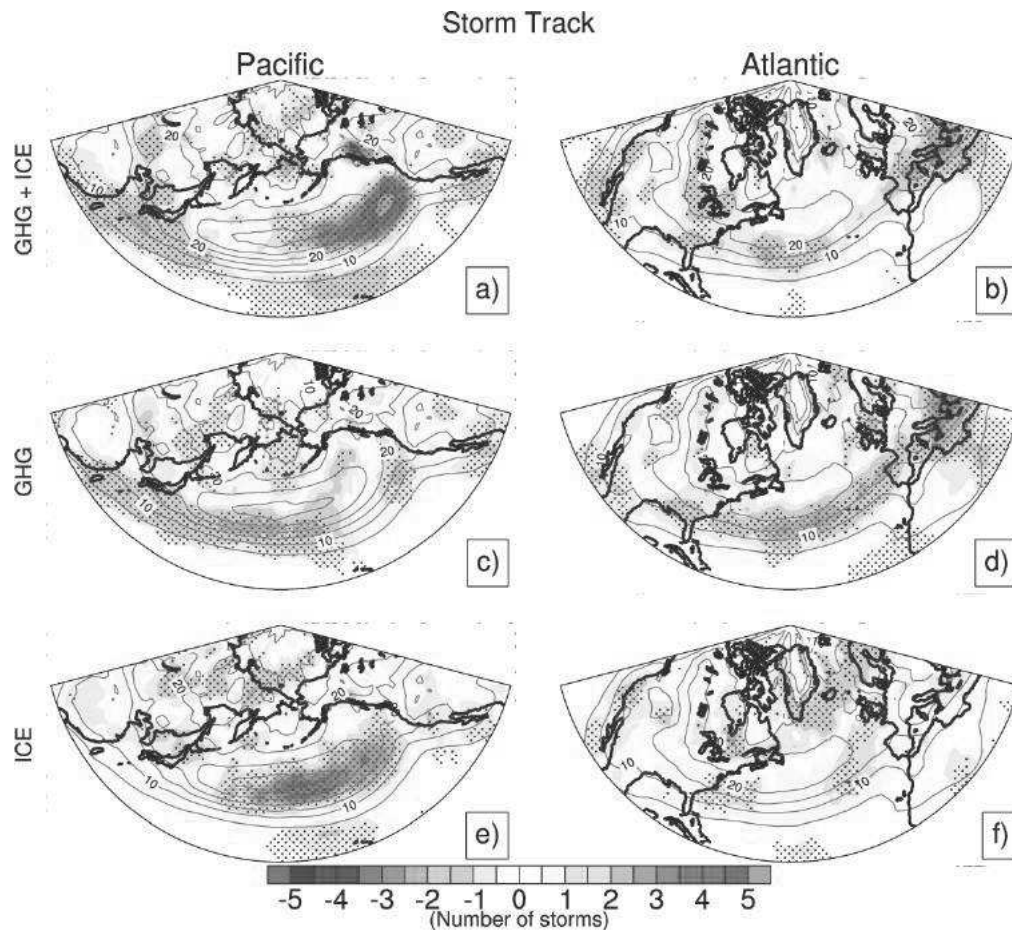


FIGURE 4.14: (a)(b) GHG+ICE, (c)(d) GHG, (e)(f) ICE effects (shading) for density of cyclones tracks (DT in the text) in winter in the North Pacific (left) and North Atlantic (right) respectively. We recall that GHG+ICE effect is computed as CTL21 - CTL20, the GHG effect as ICE20 - CTL20 and the ICE effect is ICE21 - CTL20. The green contours correspond to the climatological value computed from the CTL20 simulation (contour interval is 5 storms per winter). Dotted areas represent statistically significant differences according to a t-test at the 5% confidence level.

structure is also noticeable, only the southern lobe is statistically significant (Fig. 4.14b). The response due to increased GHGs resembles the GHG+ICE with intensified anomalies in the south of the domain and over the British Isles (Fig. 4.14d). In contrast, ICE effect produces a weakening of the DT in high latitudes and a slight increase from the Cap Hatteras to the western coast of Europe. The ICE-induced response is again consistent with the negative phase of the NAM (and NAO), as previously shown in Fig. 4.7d,h from the SLP and U850 anomalies and in Fig. 4.13f from the EGR response showing an equatorward displacement of the maximum baroclinicity. Even if the DT response is less detectable in the North Atlantic (one reason might be the presence of strong internal atmospheric variability), ICE effect seems to counteract the GHG response, resulting in an almost no significant change in the southern part in GHG+ICE.

Summary and discussion

We have investigated the respective roles of direct GHG radiative forcing and induced Arctic sea ice loss on the Northern Hemisphere atmospheric circulation in the CNRM-CM5 coupled model. An idealized experimental protocol has been implemented in order to separate both effects. In such a protocol, based on DE15, a local correction term on the non-solar flux is applied to control the rate of Arctic sea ice formation or melting. The first guess of the value for the flux correction is estimated from the differences between the RCP8.5 (2070-2099) and HIST (1970-1999) periods. Then, a calibration protocol is established in order to obtain, under present GHG concentrations, the Arctic sea ice mean conditions corresponding to the end of the 21st century (and vice versa, under future GHG concentrations, the Arctic sea ice conditions for the end of the 20th century). Comparing to the experimental protocol developed in DE15, there are two important differences : i) while DE15 used the same flux correction value throughout the Arctic, here the flux correction varies spatially over grid points with Arctic sea ice decrease greater than 10%, ii) we have also performed control simulations with external forcing representative of the last decades of both 20th and 21st centuries to simulate a stabilized climate state for these periods. This allows a comparison between CTL-type and ICE-type experiments (Table 4.1), and also avoids comparing transitory runs to stabilized sensitivity experiments, which could lead to misleading interpretations.

A validation of the experimental protocol shows that it successfully works to reproduce the future (present) Arctic sea ice conditions under present (future) radiative forcing. The atmospheric adjustment due to flux correction occurs after 40 years of simulations, but the deep ocean circulation (AMOC) stabilizes later (after about 100 years). For this reason, all the experiments have been run for 200 years and only the last 100 years are used in the analysis in this paper. As in DE15, the atmospheric response to Arctic sea ice loss is not confined to the high latitude regions, but expands to the whole globe. The maximum sea ice loss occurs in late summer, but the impact on heat fluxes is maximum in winter (primarily for the latent and sensible heat fluxes). In consequence, the large-scale atmospheric response is also maximum in wintertime. This response, estimated by the ICE isolated effect, is characterized by a southward shift of the Northern Hemisphere westerlies in winter, coherent with the negative phase of the NAM in agreement with other studies (Deser *et al.*, 2010, 2015; Screen *et al.*, 2013). In the North Atlantic, GHG and ICE effects on the mid-latitude westerlies are opposite, leading to a non-significant response in GHG+ICE, by contrast to the North Pacific.

The vertical structure of the Northern Hemisphere zonal mean temperature has also been investigated. ICE effect practically dominates the strong warming over the Arctic Ocean (Arctic Amplification), which vertically extends until the mid-troposphere (500 hPa). By contrast, the GHG impact drives the warming over the subtropical regions, which is maximum around 200-300 hPa, and the cooling at upper levels at high latitudes. These effects are similar in winter and summer, though the responses are enhanced in wintertime. We show that ICE and GHG effects differently affect both meridional and vertical temperature gradients, in particular in winter. These gradients impact the synoptic scale processes in winter, in particular the weather patterns, baroclinicity and the storm-tracks. Our results are in good agreement with the study of McGraw et Barnes (2016)

who conclude in an equatorward shift of the jet in response to a polar lower-tropospheric heating, and a poleward shift induced by a tropical upper-tropospheric heating.

From sinuosity and blocking indices, a significant decrease of sinuosity and blocking events is observed in response to GHGs increase, whereas ICE induces an increase of blocking events, although all changes are small relative to inter-annual variability. As a measure of the baroclinic activity we have used the EGR parameter, which accounts for meridional and vertical temperature gradients. Through a decomposition that allows isolating the vertical and meridional temperature gradients contribution to the EGR zonal mean, we show that the ICE effect is responsible for a decrease in baroclinicity at lower levels in the mid-latitudes, associated with a decrease in the meridional temperature gradient due to Arctic Amplification. On the other hand, there is an increase of EGR at lower levels over the polar latitudes associated with a decrease in static stability (decrease of the vertical potential temperature gradient). GHG also induces EGR changes, which are more confined within the subtropical latitudes (30°N) at upper levels (from 500 hPa). In particular, an EGR increase, with a maximum at 200 hPa, is reported due to an enhancement of the meridional temperature gradient at upper levels (the warming in the tropics is stronger than in the high latitudes at this level). Near the equator, EGR decreases at 200-300 hPa, due to the weakening of the vertical temperature gradient that increases the static stability. The EGR changes reported here allow quantifying those areas and atmospheric levels where the GHG and ICE effects are dominant. ICE effect on EGR mostly contributes at high and polar latitudes and low atmospheric levels, whereas GHG dominates the impacts at upper levels on subtropical and tropical areas.

Regarding the storm-tracks response in the North Pacific, ICE effect induces a strong increase of the density of tracks at mid-latitudes, which is coherent with an increase of the EGR parameter vertically integrated between 925 hPa and 400 hPa. GHG effect on the North Pacific storm-tracks are less relevant and more difficult to interpret. In the North Atlantic, the total response (GHG+ICE) exhibits a tripolar pattern, also documented in Zappa *et al.* (2013b), who studied future projected changes in the North Atlantic storm-track in the CMIP5 climate models. This tripolar pattern consists of a decrease of storm density in the subtropical latitudes and in the Mediterranean seas, an increase in the British Isles and a decrease over the Greenland and Norwegian seas. With our experimental protocol, we have shown that the increase over the British Isles is mainly explained by the GHGs, while the decrease over the Greenland and Norwegian seas is mainly due to Arctic sea ice loss. Finally the weak decrease in the subtropics can be interpreted by the opposed sign responses between ICE and GHG. This tripolar pattern response is in agreement with the vertically integrated EGR changes. Even if the changes reported here are statistically significant, the storm-track response is more complicated to interpret, probably because of the complex mechanisms involved (Woollings *et al.*, 2010), and the strong internal variability for that specific field leading to a large uncertainty in the total response (Harvey *et al.*, 2014, 2015) particularly in the North Atlantic region.

This study highlights several outlooks. Our results are in good agreement with the study of DE15, which demonstrates that the response to Arctic sea ice loss is fairly robust between CNRM-CM5 and CCSM4 coupled models. This leaves the door open for other

models to perform similar experimental protocols. Concerning the flux correction technique applied here, it is important to mention that the methodology is not conservative in terms of energy. We are aware of this weakness and also that the protocol could not allow isolating the effect of Arctic sea ice loss in a physically proper way. In particular, coupled feedback between sea ice and clouds are not represented. An alternative methodology, which allows conserving the energy, consists of modifying the albedo (Blackport et Kushner, 2016). In this recent study, the authors investigate the transient and equilibrium response to rapid summer Arctic sea ice loss by decreasing the surface albedo. Such kind of protocol will be tested and explored in a future work. An open and crucial question is the oceanic response to Arctic sea ice loss, in particular the effect on the AMOC and global ocean circulation. The decrease of the AMOC in ICE21 simulation needs undoubtedly further investigation. To investigate properly the effects on the AMOC and on the deep ocean, it should be necessary to perform longer simulation than the ones used in this work. Further analysis, such as heat and fresh water analysis on the key regions for the deep convection are part of our perspectives. In this study, we have only investigated the response to Arctic sea ice loss in present climate GHGs concentrations, while we could also evaluate this response with future (end of the 21st century) GHGs. This could provide an estimation of the model sensitivity to Arctic sea ice loss under different external forcings. Similarly, we can evaluate the response to GHGs increase with future Arctic sea ice conditions (here we have shown only the response under present Arctic sea ice conditions).

One natural extension of this study is the analysis of surface extreme weather in response to GHG and ICE separated effect. In particular the response of how winter cold extremes over Europe, Asia and North America, are modulated by Arctic amplification is still under debate and no consensus has been found so far. Nevertheless, it has been shown by several studies that sea ice loss can reduce their number/severity due to thermodynamical reasons (weakened cold air advection) and that this dominates over dynamical considerations (Ayarzagüena et Screen, 2016; Screen *et al.*, 2014). Our results are in line with the hypothesis made by Francis et Vavrus (2012) who linked the negative NAM response due to AA to an increase in flow waviness, including an increased frequency of blocking events. But the amplitude of the waviness response to AA in our estimations remains small relative to the inter-annual variability, so that the response of extreme weather, if any, might be hardly discernible.

Supplementary material

a) Experimental design : correction term

In this section, we give further details about how the correction term for the non-solar flux is determined. First, a climatologically monthly varying mask has been built by using the Δ RCP for the sea ice concentration, defined as the climatology differences between the RCP8.5 ensemble over the period 2070-2099 and the HIST ensemble over the period 1970-1999. As in DE15, we applied the non-solar flux correction only over those grid points in which the Δ RCP exceeds 10% of sea ice reduction. We recall, that contrarily to DE15, the correction is applied for each grid point, according to the Δ RCP

differences. For all ICE type simulations we used the masked ΔRCP as first guess for the flux correction. The preliminary results showed that a correction from the raw ΔRCP was excessively strong, leading too much higher levels of sea ice in ICE20, or non-correct sea ice melting in ICE21. The solution was to determine a factor (β in the text) of values ranging between 0.5 and 1, which multiplies the ΔRCP . For each ICE-type simulation, we performed 20-year experiments for different values of β . For each test, we compared the obtained sea ice concentration and volume with their targets : HIST (1970-1999) for ICE20 and RCP8.5 (2070-2099) for ICE21. For simplicity, the values of β are fixed for every month of the year. Following this methodology, the best fit was found for $\beta=0.7$ for ICE20 and $\beta=0.6$ for ICE21.

Figure 4.15 shows the SST equilibrium response to Arctic sea ice loss. This response consists of a strong warming of all the northern high latitudes, a slight and significant warming of the tropics resembling the SST response in DE15, and a cooling of the subpolar gyre and the south branch of the Gulf Stream.

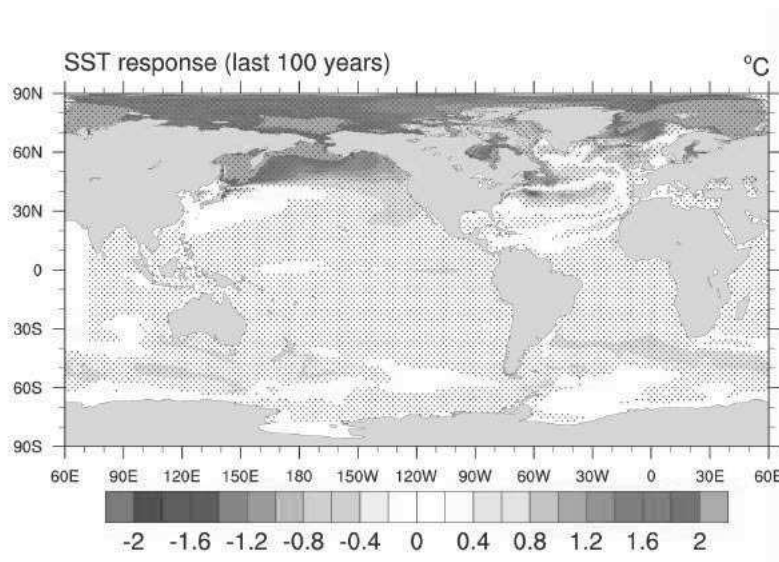


FIGURE 4.15: Sea surface temperature (SST) response to Arctic sea ice loss computed as the difference between ICE21 and CTL20 experiments (in $^{\circ}\text{C}$). The green contours correspond to the climatological SST from CTL20 simulation. The dots indicate the statistical significance according to a t-test at the 5% confidence level

b) Further validation of the experimental protocol

We compare the ΔRCP and "GHG+ICE" responses in terms of 2m temperature (Fig. 4.16) and precipitation (Fig. 4.17) for winter (DJF) and summer (JJA) seasons. The near-surface temperature response displayed in Fig. 4.16 is very similar between ΔRCP and GHG+ICE in both seasons, exhibiting a significant generalized global warming, though regional differences appear, as already documented (Stocker *et al.*, 2013). Arctic amplification, which corresponds to the high latitude temperature increase of the Northern Hemisphere, exceeds 10K over the North Pole in DJF (Fig. 4.16a-c).

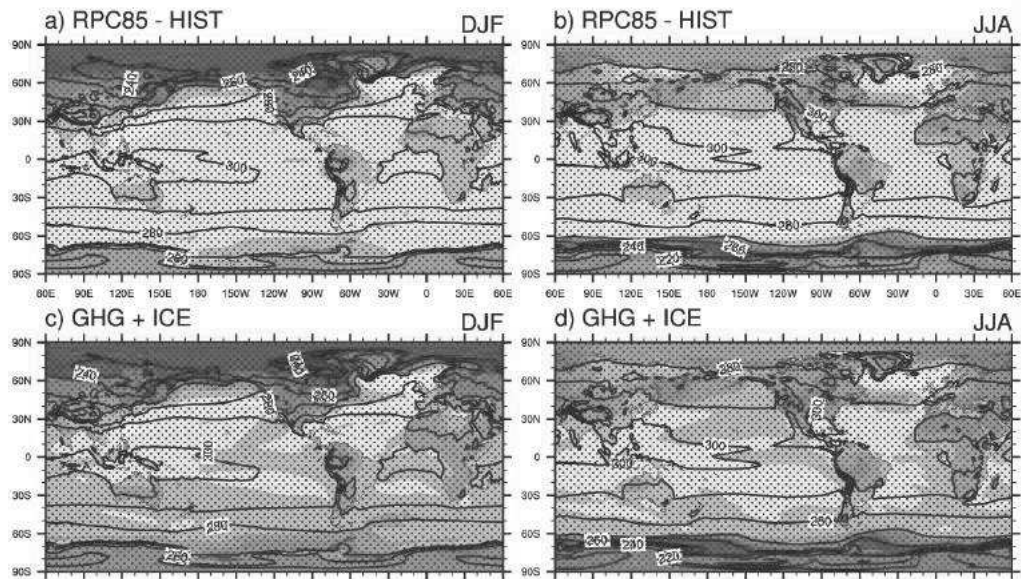


FIGURE 4.16: 2m temperature response (in $^{\circ}\text{C}$) for (a),(c) RCP8.5 - HIST in DJF and JJA, (b),(d) GHG+ICE in DJF and JJA. For RCP8.5 and HIST the periods 2070-2099 and 1970-1999 have been used. For GHG+ICE (CTL21 - CTL20) the last 100 years of each simulation have been considered. Dotted areas represent statistically significant values according to a t-test at the 5% confidence level. Contours indicate the climatological temperature (contour interval of 10°C).

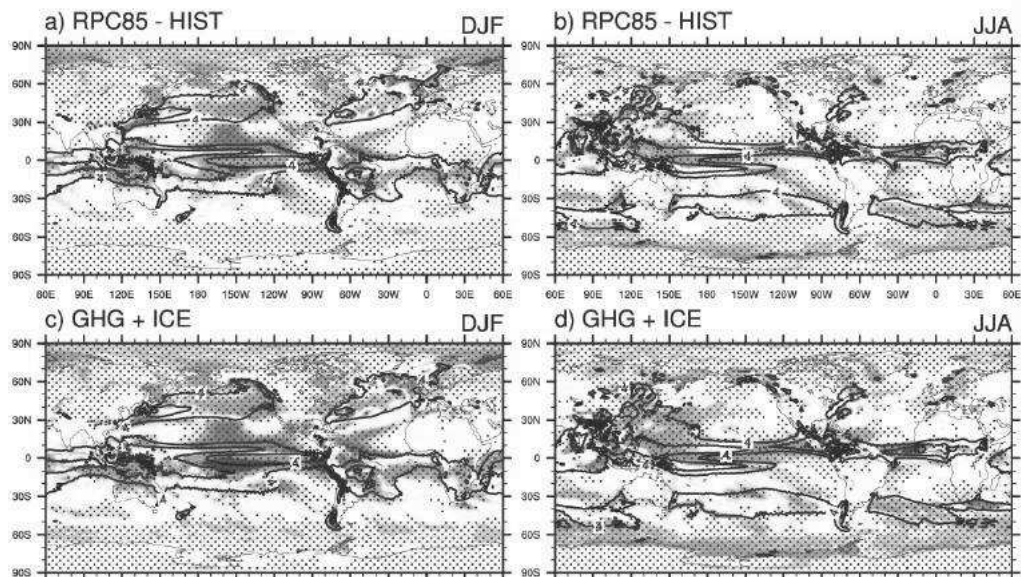


FIGURE 4.17: Same as Fig. 4.16 but for the total precipitation response (in $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$).

Differences of around 2K between ΔRCP and "GHG+ICE" responses can be observed, over the tropical regions and Southern ocean for both seasons, with an overall larger

warming in GHG+ICE. The reasons of the stronger warming response in GHG+ICE are not straightforward, but a possible explanation lies on the fact that GHG+ICE are roughly stabilized climates, whereas in Δ RCP the radiative forcing varies with time, leading to colder temperatures at the beginning of the period.

The changes in total precipitation (Fig. 4.17) are also quite similar between Δ RCP and GHG+ICE. These show an increase of precipitation (more than $1 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$) over the polar latitudes of both hemispheres, with a larger increase over the Arctic in winter and over the Antarctic in summer. Over the tropical regions, an equatorward shift of the ITCZ is observed in winter, whereas in summer only an enhancement occurs with no latitudinal displacement. In the mid-latitudes, north of 40°N , an increase of precipitation is also found. This agrees with previous studies based on the CMIP5 models response (Stocker *et al.*, 2013). Over the marginal sea ice regions of the North Atlantic, a significant decrease in winter precipitation (more than $1.5 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$) occurs, associated with a reduction of turbulent flux at the surface due to sea ice retreat over those areas (Fig. 4.1b).

Acknowledgments

We gratefully thank Laure Coquart and Marie-Pierre Moine for their help to handle the climate model. We also thank Clara Deser for hosting T. Oudar at NCAR (National Center for Atmospheric Research) in October 2015, as well as the CGD/CAS (Climate and Global Dynamics / Climate Analysis Section) team for their constructive comments and suggestions. The figures were produced with the NCAR Command Language Software (<http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>). This study was funded by the MORDICUS grant under contract ANR-13-SENV-0002-01 and by Météo France. Finally, we wish to thank the four anonymous reviewers for their useful comments and suggestions.

4.2 La réponse de l'océan à la diminution de glace de mer

4.2.1 La réponse océanique en surface

Dans cette section, nous analysons plus en détail la réponse de l'océan à la diminution de glace de mer, qui n'était pas l'objet principal de l'article. En particulier, nous nous intéressons, dans un premier temps, à la réponse océanique en surface. Celle-ci est déterminée par la différence entre ICE21 et CTL20 en prenant les 100 dernières années de simulation, comme décrit dans l'article. La structure spatiale des changements de SST en moyenne annuelle se caractérise par un fort réchauffement sur les très hautes latitudes de l'hémisphère nord, un refroidissement du Gulf Stream et des gyres subpolaires et un réchauffement des tropiques (Figure 4.18).

Ce dernier est en accord avec l'étude de Deser *et al.* (2015) qui montraient que la fonte de la banquise Arctique a une influence sur les tropiques. Ils justifient ce lien par l'océan qui transporte l'excès de chaleur induit par la fonte de la banquise jusque dans les tropiques. Le refroidissement de l'Atlantique nord peut s'interpréter comme une réponse à la diminution de l'AMOC : celle-ci étant associée au transport de chaleur, sa réduction s'accompagne par un apport de chaleur moins conséquent et on visualise donc

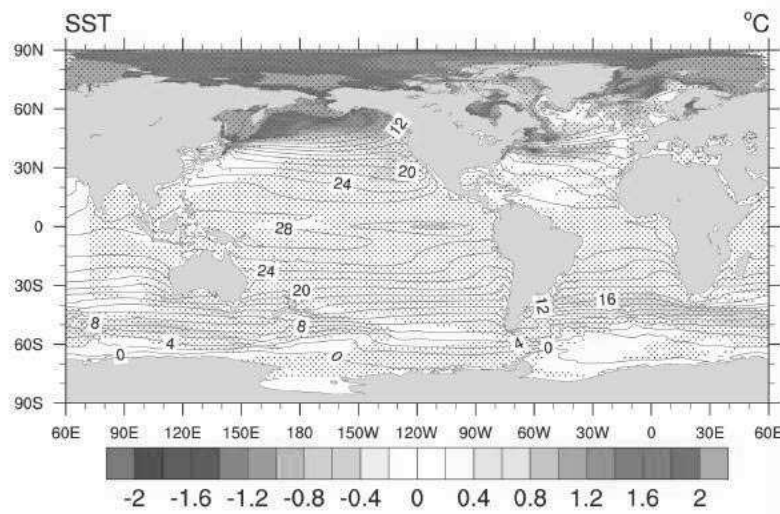


FIGURE 4.18: Réponse de la SST en moyenne annuelle (en °C) à la diminution de glace de mer (différence entre ICE21 et CTL20) après avoir retiré les 100 premières années pour chaque simulation. Les contours verts indiquent la climatologie prise dans la simulation CTL20. Les points indiquent la significativité à 5% déterminé par un t-test.

un refroidissement. Il est important de préciser qu'il n'est pas possible de séparer l'effet de la diminution de l'AMOC de l'effet de la diminution de glace de mer. Pour cela, il faudrait réaliser une simulation supplémentaire dans laquelle on maintiendrait l'AMOC à sa valeur présente par exemple, pour isoler l'impact seul de la diminution de glace de mer.

La salinité est aussi modifiée suite à la fonte de la banquise Arctique (Figure 4.19). Celle-ci augmente au niveau des mers de Barents, de Kara et de Sibérie, mais diminue sur le reste de l'Arctique et sur une grande majorité de l'Atlantique nord.

La couche de mélange océanique est associée à la convection profonde : plus la couche de mélange est grande, plus la convection est forte et inversement. Celle-ci s'opère principalement dans la mer du Labrador dans le modèle CNRM-CM5 (voir la thèse de Ruprich-Robert (2014) pour plus de précisions). Les changements de couche de mélange sont montrés sur la Figure 4.20. La couche de mélange diminue significativement au niveau des gyres subpolaires. Cette diminution est en lien avec les diminutions de salinité et de densité que nous détaillerons dans la sous-section suivante. Ce résultat est également cohérent avec la diminution de l'AMOC.

Enfin, les changements de précipitation sont montrés sur la Figure 4.21. Celle-ci augmente sur les régions polaires, certainement expliquée par une humidification de l'atmosphère polaire. Elle diminue au niveau des gyres subpolaires. Nous pouvons également noter des changements significatifs au niveau des tropiques. La fonte de la banquise Arctique provoque un déplacement vers l'équateur de la ZCIT, ce qui est cohérent avec l'étude de Deser *et al.* (2015). Ces derniers expliquaient ce déplacement par les changements de

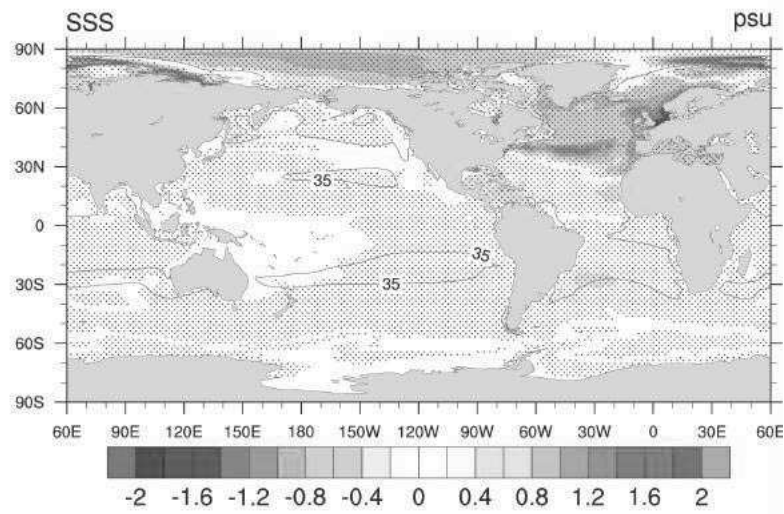


FIGURE 4.19: Réponse de la SSS en moyenne annuelle (en psu) à la diminution de glace de mer (différence entre ICE21 et CTL20) après avoir retiré les 100 premières années pour chaque simulation. Les contours verts indiquent la climatologie prise dans la simulation CTL20. Les points indiquent la significativité à 5% déterminé par un t-test.

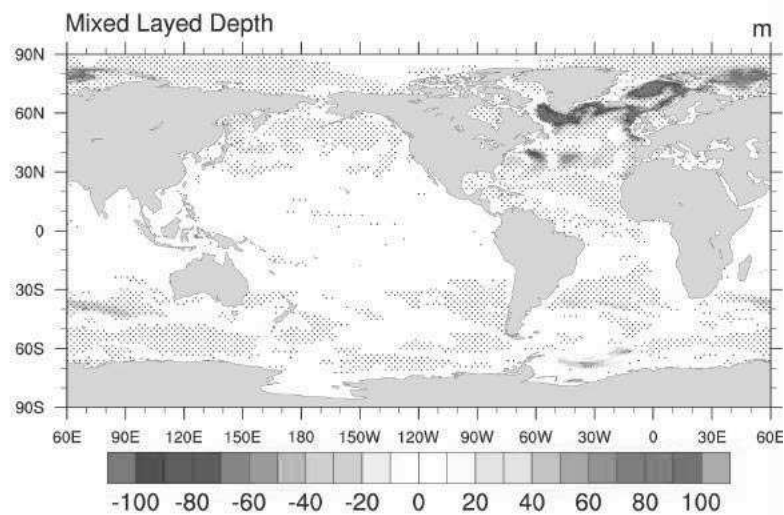


FIGURE 4.20: Réponse de la couche de mélange océanique en moyenne annuelle (en m) à la diminution de glace de mer (différence entre ICE21 et CTL20) après avoir retiré les 100 premières années pour chaque simulation. Les contours verts indiquent la climatologie prise dans la simulation CTL20. Les points indiquent la significativité à 5% déterminé par un t-test.

SST.

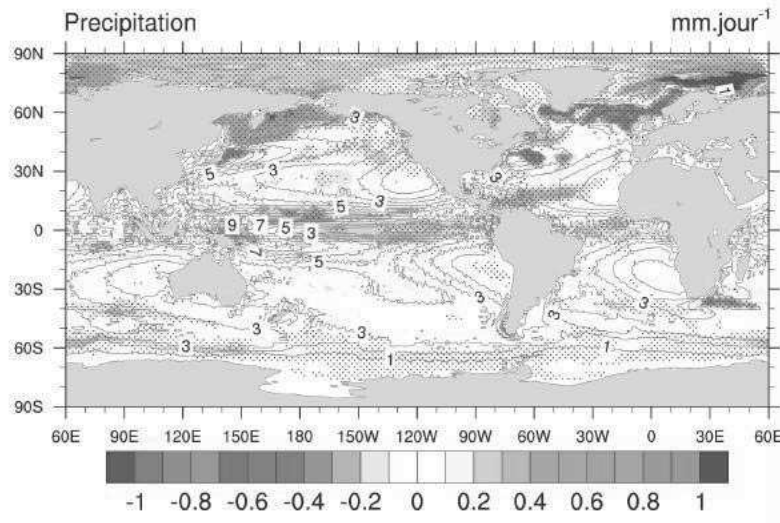


FIGURE 4.21: Réponse de la précipitation en moyenne annuelle (mm.jour^{-1}) à la diminution de glace de mer (différence entre ICE21 et CTL20) après avoir retiré les 100 premières années pour chaque simulation. Les contours verts indiquent la climatologie prise dans la simulation CTL20. Les points indiquent la significativité à 5% déterminé par un t-test.

4.2.2 La réponse de l'AMOC

Dans cette sous-section, nous analysons plus en détail la réponse de l'AMOC. Comme le montre la Figure 4.4, l'AMOC diminue fortement en réponse à la diminution de glace de mer en Arctique et atteint le niveau du RCP8.5 après 150 ans environ. Cette diminution peut être attribuée à la fonte de la banquise, mais aussi à la correction de flux appliquée. Ici, nous proposons simplement d'approfondir la compréhension de la diminution de l'AMOC en appliquant quelques diagnostics simples afin de mieux comprendre les mécanismes physiques associés à celle-ci. Pour séparer les deux effets décrits précédemment, il faudra réaliser des diagnostics supplémentaires.

La Figure 4.22 montre des profils verticaux de température, salinité et densité pour l'Atlantique nord (Figure 4.22a), le gyre subtropicale (Figure 4.22b) et le gyre subpolaire (Figure 4.22c) en réponse à la fonte de la banquise Arctique uniquement (différence entre ICE21 et CTL20). Chaque décennie est représentée par une couleur, allant du bleu foncé (début de la période) au noir (fin de la période). On représente ici la moyenne par décennie pour les 200 années de simulation. Cette décomposition en décennies permet de visualiser l'évolution de la réponse au fil de la simulation.

Concentrons-nous d'abord sur les changements sur l'ensemble de l'Atlantique nord. Le profil de température montre un réchauffement progressif de l'ensemble de l'Atlantique nord avec des maximums situés vers 300 m et 1000 m de profondeur (Figure 4.22a). Le profil de salinité montre une diminution en surface et une augmentation vers 300 m et aucun changement en profondeur. Le profil de densité est caractérisé par une diminution maximale vers 1000 m de profondeur et une diminution plus faible vers 300 m.

La densité étant fonction de la température et de la salinité, peut s'écrire de cette façon :

$$\rho = \rho_{Ref}(1 - \alpha T + \beta S) \quad (4.5)$$

Cette formule indique que la densité est proportionnelle à la salinité mais inversement proportionnelle à la température. Ici, nous pouvons voir que la diminution de densité à 1000 m de profondeur est principalement expliquée par l'augmentation de la température puisqu'il n'y a pas de changement de salinité à 1000 m. Cette diminution de densité semble liée à la diminution de l'AMOC puisque celle-ci est maximale à 1000 m vers 30°N dans le modèle CNRM-CM5 (voir Ruprich-Robert et Cassou (2015)). A 300 m de profondeur, les changements de salinité et de température ont des conséquences opposées : l'augmentation de salinité est associée à une augmentation de densité alors que l'augmentation de la température est associée à une diminution de densité. Etant donné que la densité diminue à cette profondeur, cela suggère que c'est la température qui contrôle cette diminution.

Nous regardons ensuite les changements de température, salinité et densité dans les gyres subtropicale (Figure 4.22b) et polaire (Figure 4.22c). Les changements dans le gyre subtropical semblent expliquer en grande partie l'augmentation de la température et la diminution de la densité à 1000 m de profondeur de la Figure 4.22a. En surface, il y a une légère augmentation de la salinité qui semble être associée à une augmentation de la densité. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer les changements de salinité à la surface dans le gyre subtropical, notamment une modification des précipitations et de l'évaporation mais aussi une modification des vents à la surface. Notons qu'en réponse à la fonte de la banquise Arctique, nous avons observé un déplacement vers le sud de la ZCIT cohérent avec l'étude de Deser *et al.* (2015).

Enfin, en ce qui concerne le gyre subpolaire, la température augmente à environ 300 m de profondeur. La salinité diminue fortement à la surface : cela peut s'expliquer par un apport d'eau douce dû à la fonte de la glace ou de la neige, ou à des modifications des flux à la surface de la précipitation et l'évaporation. Cette diminution de salinité semble piloter la diminution de densité à la surface dans les régions subpolaires (voir Figure 4.19 et 4.20). Les eaux de surface sont moins salées et deviennent donc moins denses. L'océan devient plus stratifié et la profondeur de la couche de mélange diminue, ce qui a pour conséquence une diminution de la convection profonde et une réduction de l'AMOC.

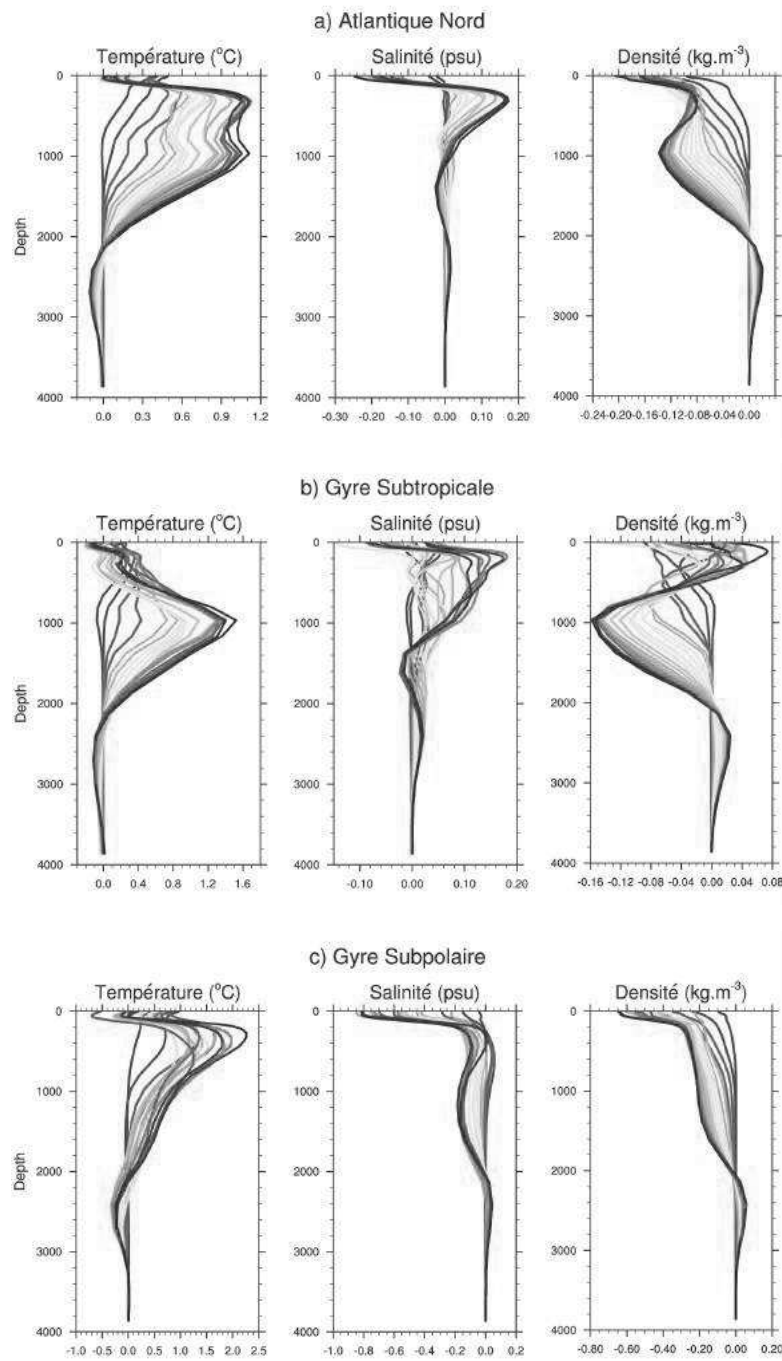


FIGURE 4.22: Profils verticaux de température, salinité et densité pour (a) l'Atlantique nord, (b) le gyre subtropical et (c) le gyre subpolaire en réponse à la diminution de glace de mer en Arctique (différence entre ICE21 et CTL20 sur les 200 ans de simulation). Chaque décennie est représentée par une couleur allant du bleu (1^{ère} décennie) au noir (dernière décennie).

4.3 Synthèse et conclusions

Au cours de ce chapitre, nous nous sommes intéressés aux réponses atmosphérique et océanique à la diminution de glace de mer en Arctique. Cette fonte de la banquise engendre des modifications importantes des flux de chaleur à la surface. Ces derniers sont à l'origine de modifications de la circulation atmosphérique qui intervient environ 2 mois plus tard que le maximum de diminution de glace de mer. Nous avons retrouvé la réponse vers la phase négative du NAM, déjà trouvé par de nombreux auteurs (Deser *et al.* (2015); Peings et Magnusdottir (2014) notamment). Nous nous sommes ensuite intéressés à des processus d'échelle synoptique, comme les phénomènes de blocage, sinuosité et les dépressions nord Atlantique et nord Pacifique. Nous expliquons le manque de signal dans le RCP8.5 au fait qu'il y a opposition entre l'effet de la diminution de la banquise et l'effet de l'augmentation des GES. Les épisodes de blocage ne montrent pas de changements significatifs en réponse à la diminution de glace de mer alors qu'on observe une diminution en réponse à l'augmentation des GES. Notons tout de même une légère augmentation de la sinuosité due à la fonte de la banquise. Ceci est cohérent avec l'hypothèse de Francis et Vavrus (2012) qui expliquent que la phase négative du NAM est plutôt associée à un courant-jet avec plus de méandres. Les changements dans les dépressions nord Atlantique sont cohérents avec les études de Zappa *et al.* (2013b); Eichler *et al.* (2013); Harvey *et al.* (2015). Ces changements consistent en un tripôle caractérisé par une diminution dans la partie sud du domaine Atlantique nord et sur le bassin Méditerranéen, une faible augmentation sur les îles Britanniques et la Scandinavie et une diminution à l'est du Groenland. La réponse due aux GES est similaire à la réponse totale mais plus forte en anomalie, alors que la réponse à la fonte de la banquise est cohérent avec la phase négative du NAM avec une augmentation dans la partie sud du bassin et une diminution dans la partie nord. Pour le Pacifique, la réponse est plus difficile à interpréter. Enfin, nous interprétons les changements dans les dépressions en utilisant le paramètre Eady Growth Rate qui correspond à une mesure de la baroclinicité. Nous montrons que les changements d'EGR permettent d'expliquer la réponse des dépressions.

Il y a de nombreuses perspectives à cette étude. La première serait de regarder l'éventuelle modification des extrêmes de température. De nombreuses études se sont intéressées à cette question mais aucun consensus n'a été trouvé pour le moment. Il pourrait aussi être intéressant d'analyser l'impact régional des anomalies de glace sur les circulations troposphérique et stratosphérique. Sun *et al.* (2015) montrent que le peu de réponse en hiver dans la stratosphère provient d'effets opposés de la diminution de glace de mer en Atlantique et Pacifique. Une dernière perspective serait d'examiner les changements dans les dépressions intenses suite à la fonte de la banquise Arctique.

À la suite de cet article, nous nous sommes succinctement intéressés à la réponse océanique qui ouvre de nombreuses perspectives. Le résultat principal est la diminution de l'AMOC qui atteint le niveau de la fin du RCP8.5 après 150 ans, qui semble principalement piloté par la fonte de la banquise. Nous avons voulu comprendre plus en détail cette diminution en montrant des profils de température, salinité et densité dans l'Atlantique nord. Ces profils sont cohérents avec la diminution de l'AMOC. La diminution de densité à 1000 m de profondeur est retrouvée dans le gyre subtropical et s'explique en grande partie par un réchauffement important de ce gyre à cette profondeur. A la surface, la

diminution de salinité pilote la diminution de la densité dans le gyre subpolaire qui est en lien avec une couche de mélange plus fine, ce qui provoque la diminution de la convection profonde et donc de l'AMOC. Ces diagnostics ne sont que quelques pistes et il est évident qu'il faudrait investir davantage cette question en regardant notamment le bilan des flux nets à la surface, la modification des vents dans les tropiques ou encore la convergence et divergence des courants océaniques.

Chapitre 5

Un aspect régional : les dépressions Nord Atlantique hivernales

Sommaire

5.1	Les dépressions et leurs évolutions représentées par les ré-analyses atmosphériques	119
5.2	Les dépressions et leurs évolutions représentées par le modèle CNRM-CM5	122
5.2.1	Validation de la représentation des dépressions dans le modèle	122
5.2.2	Tendances dans les simulations historiques	124
5.2.3	Tendances dans le scénario RCP8.5	130
5.2.4	Focus sur les dépressions intenses dans le scénario RCP8.5 . . .	132
5.3	Rôles respectifs du CO_2 et des aérosols sur les changements des dépressions	133
5.4	Synthèse et conclusions	134

Les changements dans les dépressions synoptiques sont difficiles à étudier du fait des nombreux jeux de données et des nombreux algorithmes de suivi automatique qui peuvent donner des résultats différents (Raible *et al.* (2008); Neu *et al.* (2013)). Dans ce chapitre, nous proposons d'étudier les changements des dépressions dans le domaine nord Atlantique pour les ré-analyses atmosphériques ainsi que pour les simulations historiques et scénario du modèle CNRM-CM5. Nous nous sommes limités à une saison hivernale étendue de novembre à avril (NDJFMA) car l'essentiel de leur activité se produit en hiver. Ces dépressions présentent une variabilité très forte et il existe de nombreuses téléconnexions avec les grands modes de variabilité de l'Atlantique nord comme la NAO et l'AMO.

5.1 Les dépressions et leurs évolutions représentées par les ré-analyses atmosphériques

Commençons par décrire la représentation des dépressions nord Atlantique dans les 4 ré-analyses atmosphériques NCEP, ERA40, 20CR et ERAI sur leur période commune

1979-2001 (Figure 5.1). Rappelons que les données des 4 ré-analyses ont été interpolées sur une grille commune (20CR) avant d’y appliquer l’algorithme de suivi automatique (voir section 2.3). Trois zones d’activité maximum se détachent avec plus ou moins d’intensité dans les 4 ré-analyses : le bord ouest de l’Atlantique nord qui correspond à la zone de fort gradient de SST, la Méditerranée et la Scandinavie.

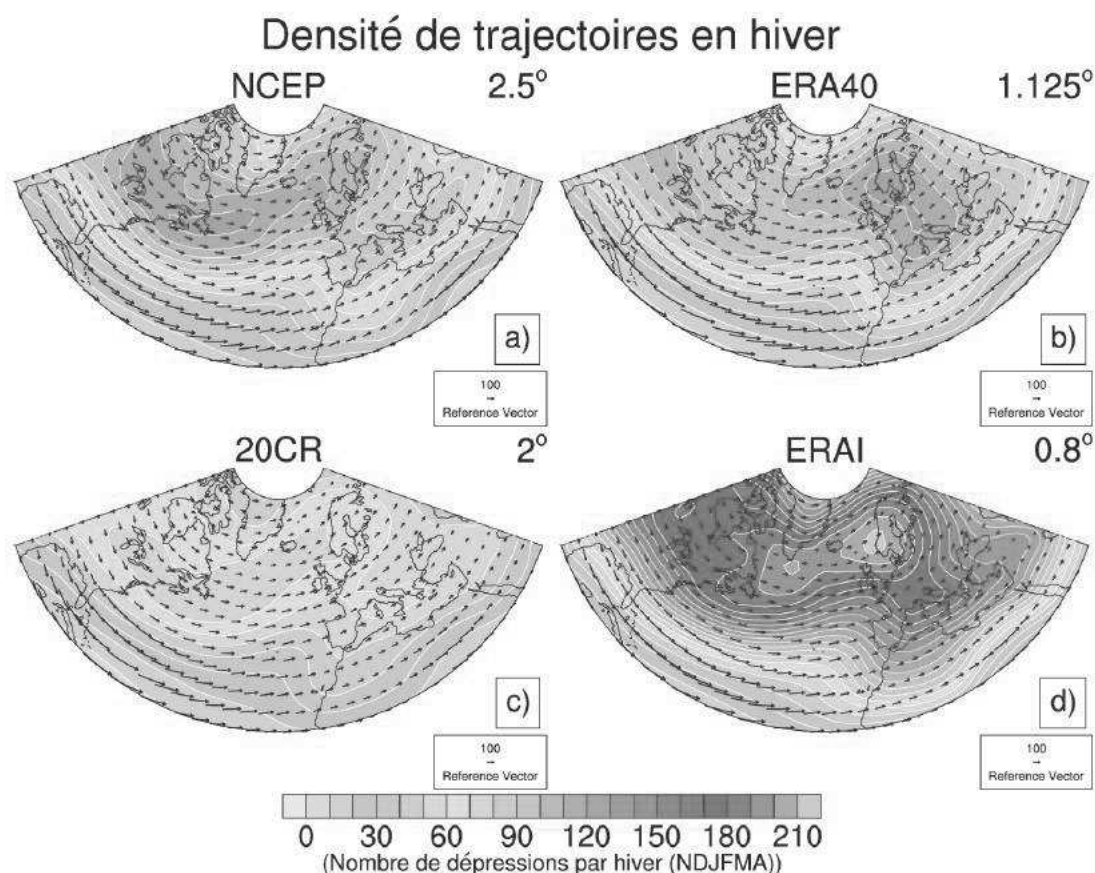


FIGURE 5.1: Densité de trajectoires des dépressions dans les 4 ré-analyses atmosphérique : (a) NCEP, (b) ERA40, (c) 20CR et (d) ERAI pour l’hiver étendu NDJFMA et sur leur période commune 1979-2001. Les vecteurs indiquent la vitesse et la direction moyenne de déplacement. La résolution de chaque ré-analyse est indiquée à la droite de chaque figure.

Cette figure montre déjà l’existence de nombreuses disparités entre les ré-analyses. La densité est largement sous-estimée dans 20CR par rapport aux 3 autres ré-analyses, même si les maximums y sont bien localisés. Les densités dans NCEP et ERA40 sont du même ordre de grandeur, mais nous pouvons noter des différences spatiales : dans ERA40 le maximum de densité se situe au niveau de l’Europe de l’ouest en plus du maximum à l’ouest du bassin. Ces différences entre les deux ré-analyses avaient déjà été montrées par Raible *et al.* (2008) et Trigo (2006). Notamment, Trigo (2006) mentionne que les différences entre ces deux ré-analyses proviennent de la différence de leurs

résolutions et des caractéristiques de leurs modèles et schéma d'assimilation. Il précise que les systèmes sub-synoptiques sont mieux représentés dans ERA40, ce qui pourrait expliquer le maximum dans cette dernière situé au niveau de la mer Méditerranée et des pays Scandinaves. Notons que le maximum Scandinave est particulièrement marqué dans les ré-analyses ERAI et ERA40. Enfin, la densité dans ERAI (Figure 5.1d) est largement supérieure à celle des 3 autres ré-analyses. Cela peut s'expliquer en partie par sa résolution plus fine. Le maximum dans 20CR est d'environ 70-80 dépressions par hiver, alors qu'il est de 110-120 pour les ré-analyses NCEP et ERA40, et de 210 par hiver dans ERAI. Dans cette dernière la densité présente un maximum sur l'est du Canada et un au niveau de la Scandinavie. Ainsi, la résolution est un paramètre primordial dans le calcul des trajectoires et rend la comparaison difficile entre les ré-analyses, même si celles-ci ont toutes été interpolées sur la même grille.

Nous pouvons ensuite nous intéresser à l'évolution temporelle des dépressions sur la période passée, représentée par les ré-analyses atmosphériques. Étant donné que la ré-analyse ERAI ne couvre que la période 1979-2012, nous avons supprimé cette ré-analyse dans l'étude des tendances. Cela nous permet de calculer les tendances sur une période plus longue 1959-2001 commune à ERA40, NCEP et 20CR. La Figure 5.2 montre ces tendances pour l'hiver étendu NDJFMA et met en évidence de nombreuses disparités entre ces 3 ré-analyses.

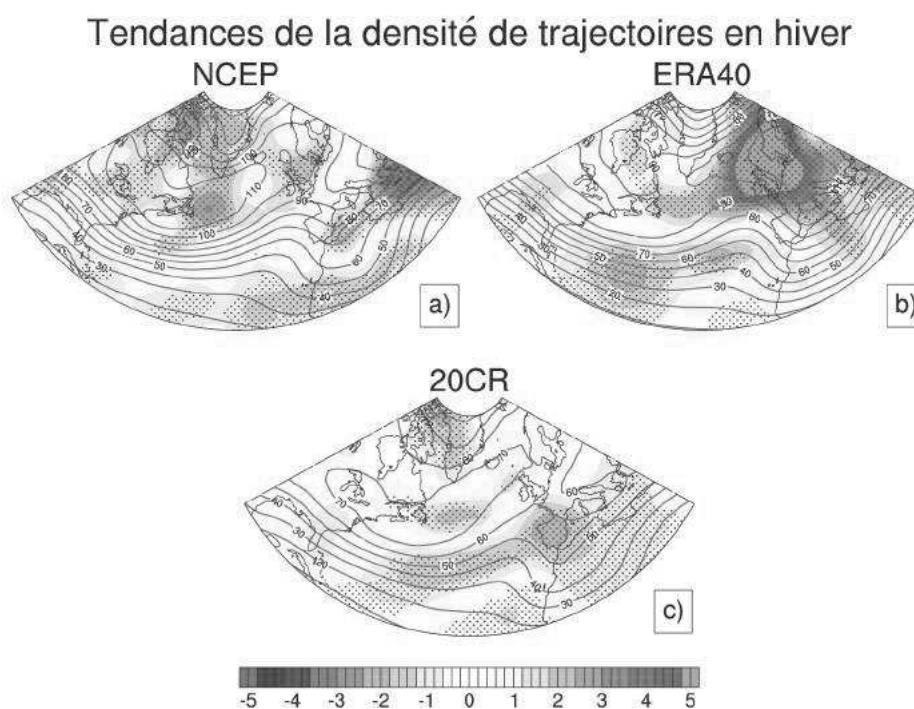


FIGURE 5.2: Tendances de la densité de trajectoires des dépressions dans les 4 ré-analyses atmosphériques : (a) NCEP, (b) ERA40, (c) 20CR pour l'hiver étendu NDJFMA et sur leur période commune 1959-2001. Les contours verts correspondent à la climatologie de chaque ré-analyse. La significativité a été calculée pour chaque ré-analyse en utilisant une méthode de bootstrap.

On retrouve tout de même une diminution sur la partie sud du domaine Atlantique nord pour les 3 ré-analyses, qui s'étend jusqu'à la mer Méditerranée dans 20CR. La partie nord se caractérise par une augmentation du nombre de dépressions dans NCEP et ERA40. Dans ERA40, la tendance est maximale sur les îles Britanniques et la Scandinavie, là où cette ré-analyse montrait un fort maximum. Néanmoins, les 2 autres ré-analyses montrent quand même un maximum de tendance positive dans cette zone.

En revanche, les 3 ré-analyses s'accordent sur une augmentation de la densité sur l'ouest du bassin à 50° de latitude nord. Cette zone est clairement le siège de l'instabilité barocline. Sur le bassin Méditerranéen, la nature des dépressions synoptiques pourrait expliquer les différences entre les 3 ré-analyses. En effet, celles-ci sont plus sporadiques, durent moins longtemps et parcourent des distances plus courtes, ce qui peut perturber le logiciel de suivi automatique qui est plutôt calibré pour les moyennes latitudes. Nous voyons déjà ici toute la difficulté d'étudier les changements des dépressions dans le domaine Atlantique nord sur la période passée. En effet, la période couverte par les ré-analyses est relativement courte. Certaines ré-analyses comme 20CR et ERA20C (cette dernière n'est pas utilisée dans cette thèse) couvrent la totalité du siècle mais il a déjà été montré qu'il n'était pas possible d'étudier des tendances avant 1950 en raison du manque de données d'observations avant cette année (Krueger *et al.*, 2013). Les différences de climatologie entre les ré-analyses pourraient expliquer les différences dans les tendances. Par ailleurs, la densité de trajectoires des dépressions est un champ très bruité d'où la difficulté de visualiser des signaux.

5.2 Les dépressions et leurs évolutions représentées par le modèle CNRM-CM5

5.2.1 Validation de la représentation des dépressions dans le modèle

Avant d'étudier les tendances temporelles des dépressions dans les différents ensembles historiques (voir Tableau 2.2 au chapitre 2), une étape préalable est de comparer la représentation de ces dépressions dans le modèle à celle dans les ré-analyses atmosphériques. Nous utilisons ici la simulation PICTL de CNRM-CM5. Il est également possible d'utiliser l'ensemble HIST pour évaluer le modèle et nous avons vérifié que cela donnait des résultats très similaires.

La Figure 5.3 montre la carte spatiale de densité dans le modèle. Pour une meilleure comparaison avec la climatologie des ré-analyses, la même palette a été utilisée pour la Figure 5.3 et pour la Figure 5.1. En terme de structure spatiale, la densité de trajectoires de CNRM-CM5 est plus proche d'ERA-Interim ou ERA40. Ceci peut s'expliquer par le fait que le modèle CNRM-CM5 se compose du même noyau dynamique dans la composante atmosphérique (ARPEGE-IFS) qu'ERA-Interim et ERA40.

Pour avoir une meilleure comparaison entre le modèle et les ré-analyses, la Figure 5.4 représente les fonctions de densité de probabilité (PDF) pour la durée de vie, la vorticité maximale et la vitesse de déplacement des dépressions dans le modèle CNRM-CM5 et les

Densité de trajectoires pour PICTL en hiver

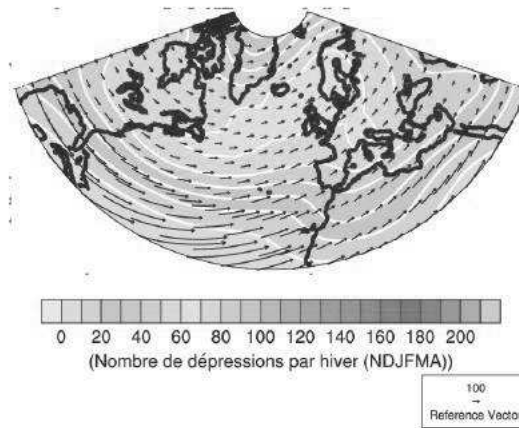


FIGURE 5.3: Densité de trajectoire des dépressions dans PICTL pour l'hiver NDJFMA.

4 ré-analyses atmosphériques.

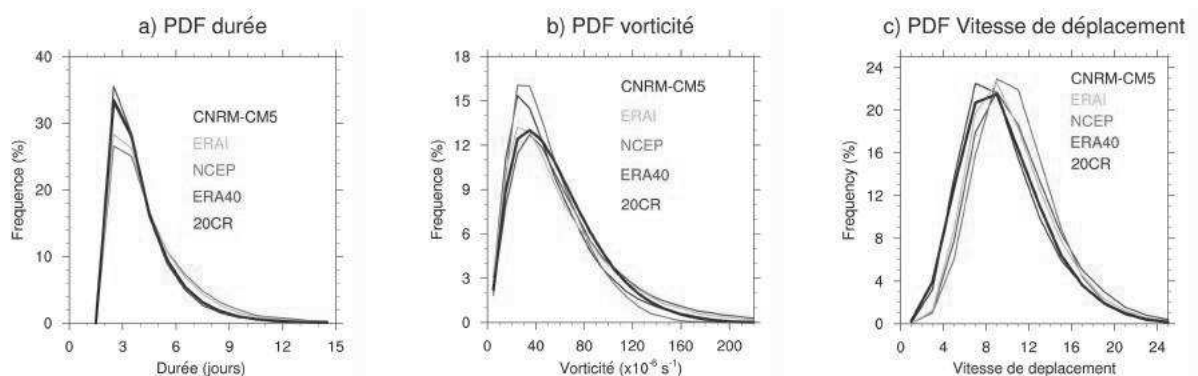


FIGURE 5.4: Fonction de densité de probabilité pour (a) la durée des dépressions (en nombre de jours) (b) la vorticité maximale atteinte par chaque dépression (en 10^{-6} s^{-1}) et (c) la vitesse de déplacement (en m.s^{-1}).

En ce qui concerne la durée de vie des dépressions (Figure 5.4a), la ré-analyse 20CR et le modèle sont très proches (la courbe bleue représentant 20CR n'est pas visible sur la figure). L'ensemble des jeux de données montre un pic à 3 jours. Notons que les ré-analyses ERAI et NCEP présentent plus de dépressions de longue durée que le modèle, ERA40 et 20CR et moins de dépressions de courte durée. Flaounas *et al.* (2016) étudient les dépressions dans la région méditerranéenne et utilisent plusieurs algorithmes. Ils mentionnent que l'algorithme de suivi automatique utilisé dans cette thèse a une tendance à produire trop de dépressions de courte durée comparé à d'autres algorithmes. Pour évaluer l'intensité des dépressions nous utilisons le paramètre de vorticité à 850 hPa (Figure 5.4b). L'ensemble des jeux de données montrent un pic de la PDF pour

des valeurs de vorticité de $40 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Les ré-analyses ERAI et ERA40, de même que le modèle, possèdent plus de dépressions intenses et moins de dépressions d'intensité moyenne alors que les ré-analyses 20CR et NCEP ont plus de dépressions d'intensité moyenne. Ce résultat est attendu du fait des résolutions respectives des ré-analyses. Enfin, nous analysons la vitesse moyenne de déplacement des dépressions (Figure 5.4c). Ces dépressions se déplacent plus rapidement dans ERA40, NCEP et ERAI que dans le modèle et 20CR qui sont relativement proches.

En conclusion de cette section de validation, l'incertitude observationnelle est forte entre les ré-analyses. L'amplitude de la densité de trajectoires varie entre chaque ré-analyse, de même que la localisation des maximums. Le modèle CNRM-CM5 sous-estime la densité de trajectoires, mais représente bien les maxima sur l'ouest du bassin et la Méditerranée. De plus, lorsque l'on regarde les PDF (Figure 5.4), le modèle se situe bien dans l'enveloppe observationnelle. Zappa *et al.* (2013a) étudient les dépressions dans l'Atlantique nord dans l'ensemble des modèles CMIP5 qu'ils comparent avec la ré-analyse ERAI. Ils trouvent que la direction de propagation des dépressions est trop zonale comparée à la ré-analyse, et que l'intensité est sous-estimée.

5.2.2 Tendances dans les simulations historiques

Pour déterminer la contribution des différents forçages externes (naturels et anthropiques) contrôlant l'évolution des dépressions au cours du XX^{ème} siècle, nous étudions les changements dans les simulations historiques. La nature des forçages étant différente, on peut s'attendre à ce que leur influence diffère au cours du XX^{ème} siècle. La Figure 5.5 montre la carte de tendance de la densité de trajectoires des dépressions dans les simulations HIST, HISTANT, HISTGHG et HISTNAT sur toute la période historique (1851-2008). Dans l'ensemble HIST, il existe une tendance négative significative sur l'ensemble du bassin nord Atlantique et l'Europe ainsi qu'une tendance positive à l'est du Canada (Figure 5.5a). La simulation HISTANT montre que la tendance de la densité de trajectoire est significativement négative sur le centre du bassin et à l'est du Groënland, et significativement positive sur l'Europe (Figure 5.5b). Dans HISTGHG, on ne retrouve pas de tendance négative sur la partie centrale, mais sur le Groënland et le bassin méditerranéen (Figure 5.5c). Dans l'ensemble HISTNAT, on retrouve la nette diminution sur la partie centrale du bassin nord Atlantique, ainsi qu'une légère augmentation au niveau des îles Britanniques (Figure 5.5d). Ce résultat suggère que les forçages naturels jouent un rôle important dans l'évolution des dépressions au cours du XX^{ème} siècle.

Au vu de ces figures, il apparaît qu'il n'est pas évident d'interpréter la réponse des dépressions aux forçages externes. Les simulations HIST et HISTANT ne diffèrent que par les forçages naturels. Or, les deux différences notables entre les deux sont au niveau de l'Europe (tendance positive dans HISTANT et négative dans HIST) et à l'est du Canada (tendance positive significative dans HIST et pas de changement significatif dans HISTANT), qui ne peuvent s'expliquer par les forçages naturels. De plus, HISTNAT présente une forte anomalie négative sur le centre de l'Atlantique, difficilement réconciliable avec HISTANT. Le peu de membres dans les différentes simulations explique probablement le manque de robustesse des réponses, bien que celles-ci se distinguent significativement de

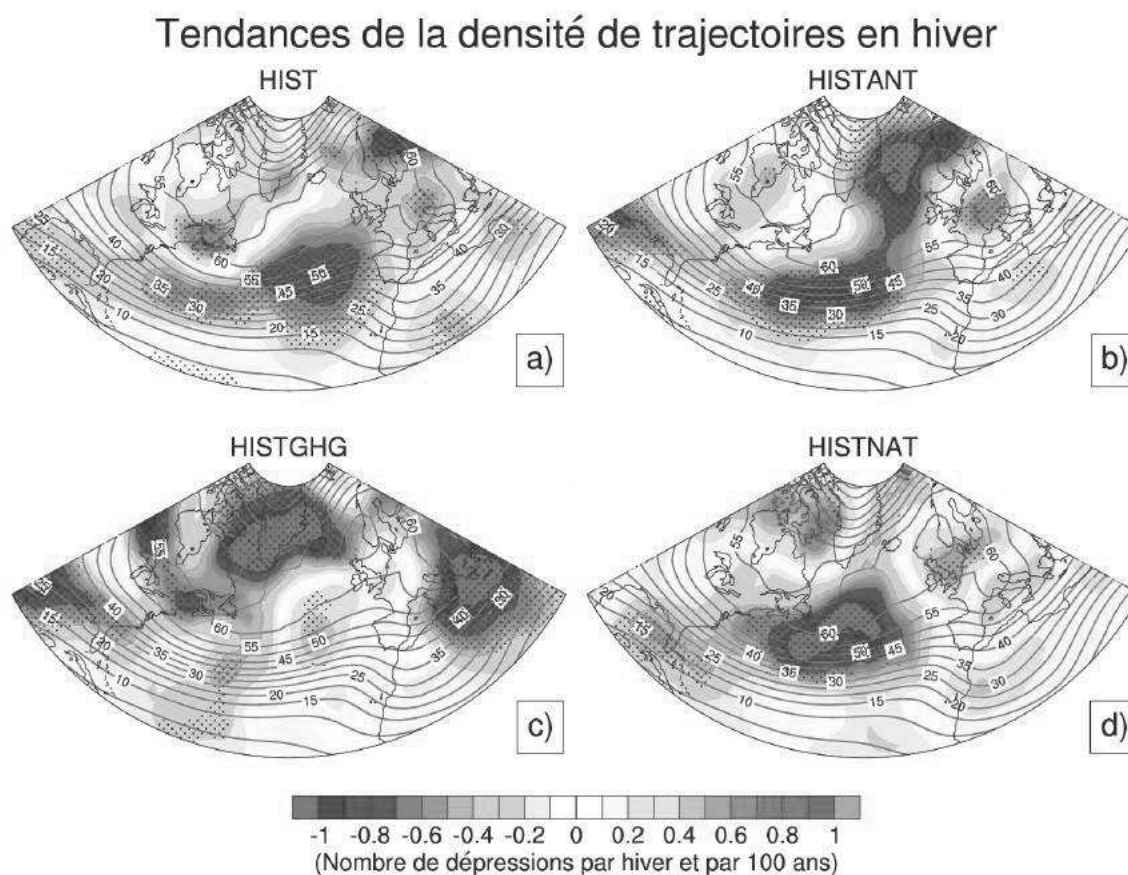


FIGURE 5.5: Tendance de la densité de trajectoires des dépressions pour (a) HIST, (b) HISTANT, (c) HISTGHG et (d) HISTNAT sur la période 1851-2008 et pour l'hiver NDJFMA. Les moyennes de chaque ensemble sont considérées. Les points indiquent la significativité à 5%, déterminée par une technique de bootstrap. Les contours verts correspondent à la climatologie pour l'hiver dans la simulation PICTL.

la variabilité interne du modèle. Comme le montre la Figure 5.6 pour la simulation HIST, il y a une grande dispersion entre les membres malgré un signal assez robuste dans le centre de l'Atlantique. Il faut donc rester très prudent sur l'interprétation des tendances dans les simulations historiques. Cela dénote, néanmoins, que la réponse des dépressions n'est pas assez forte pour être détectable, ou que la variabilité interne du système est trop forte.

Nous pouvons tout de même tenter d'interpréter ces structures en utilisant l'EGR qui caractérise la baroclinicité. La Figure 5.7 montre la tendance de l'EGR intégré entre 925 et 400 hPa dans les 4 simulations historiques. Les tendances dans HIST, HISTANT et HISTGHG sont relativement proches et montrent une diminution au niveau du maximum climatologique d'EGR, une augmentation sur la partie sud du domaine nord Atlantique et une diminution à l'est du Groënland. Cette dernière diminution est bien plus prononcée

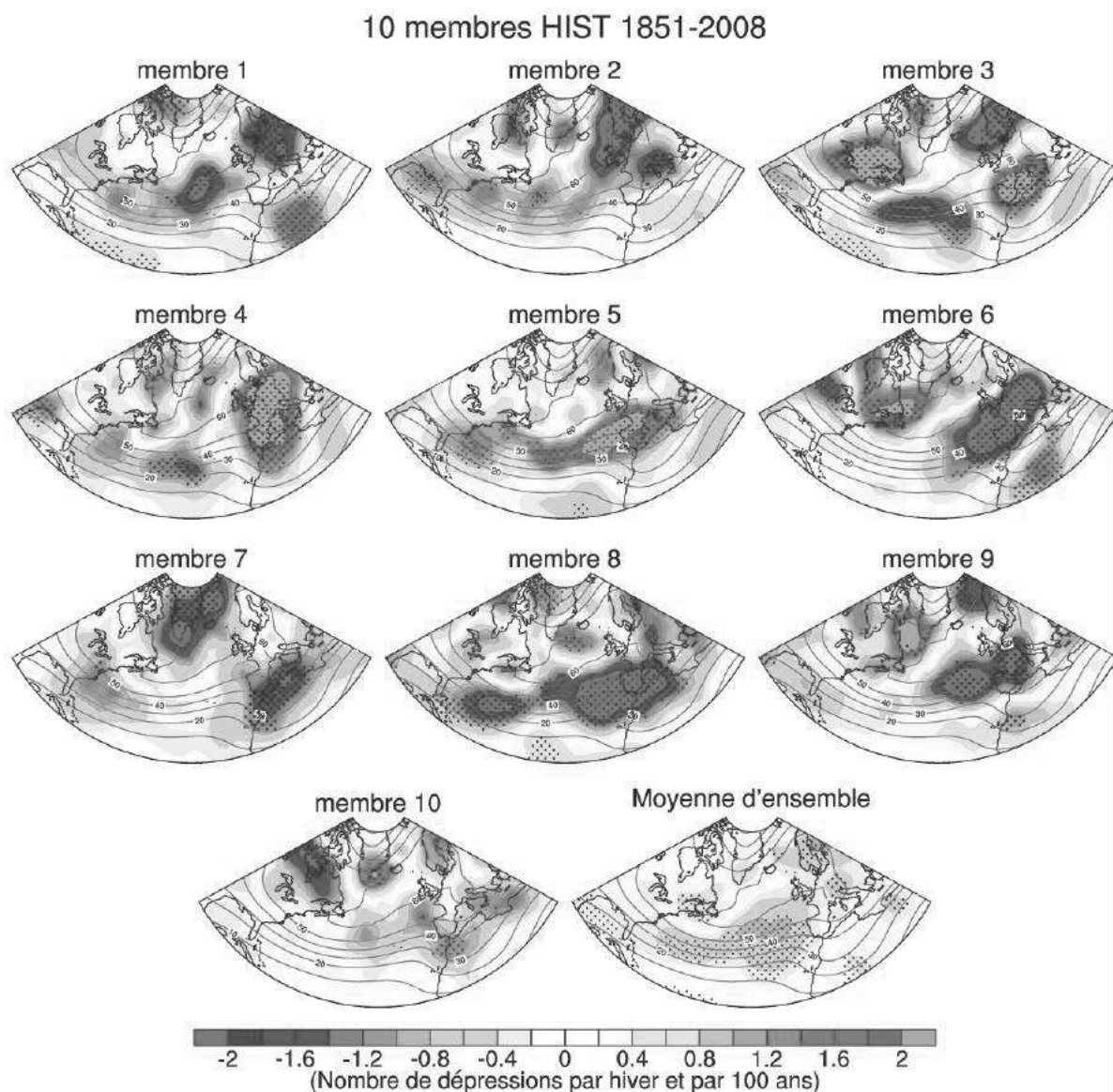


FIGURE 5.6: Tendances de la densité de trajectoire des dépressions pour les 10 membres de la simulation historique et la moyenne d'ensemble de ces 10 membres pour la saison NDJFMA et la période 1851-2008. Les points indiquent la significativité à 5%, déterminée par une technique de bootstrap. Les contours verts correspondent à la climatologie pour l'hiver dans la simulation PICTL.

dans HISTGHG que dans HIST ou HISTANT. Cela suggère que l'effet des aérosols anthropiques s'oppose à celui de la concentration de GES. Les tendances de l'EGR dans HISTNAT sont beaucoup plus faibles que dans les autres simulations.

La similarité des tendances de l'EGR est assez surprenante, étant donné les différences dans les tendances de densité de trajectoire. La diminution de baroclinicité dans la zone du maximum climatologique d'EGR pourrait expliquer la diminution du

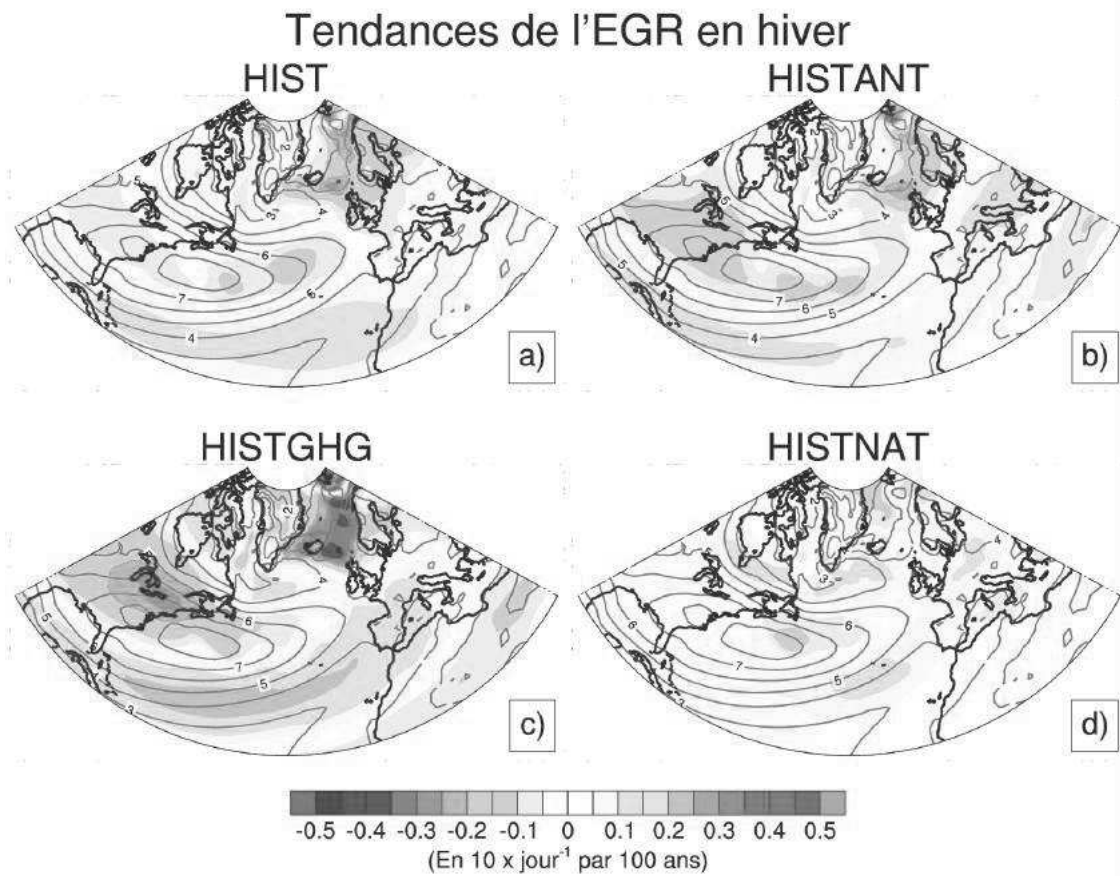


FIGURE 5.7: Tendance de l'Eady Growth rate (en jour^{-1}) pour (a) HIST, (b) HISTANT, (c) HISTGHG et (d) HISTNAT sur la période 1851-2008 et pour l'hiver NDJFMA. Les contours verts correspondent à la climatologie pour l'hiver dans la simulation PICTL.

nombre de dépressions sur la partie sud du bassin nord Atlantique dans HIST et HISTANT. Cependant, la même diminution de dépressions dans HISTNAT se manifeste et pourtant aucune tendance forte dans l'EGR n'est visible, excepté sur l'est du Canada et le sud du Groënland. Pour HISTGHG, l'EGR diminue significativement à l'est du Groënland. Cette diminution semble liée à la fonte de la glace de mer Arctique dans cette région qui perturbe localement le gradient méridien de température. Il est possible de vérifier cette hypothèse en regardant la tendance de l'EGR qui est expliquée par un changement dans le gradient méridien de température ($\frac{\partial\theta}{\partial y}$). Pour cela, nous utilisons la décomposition de l'EGR qui a été détaillée dans la section 2.4 du chapitre 2. La Figure 5.8 montre la tendance de l'EGR associée à une modification dans le gradient méridien de température (Figure 5.8a) et la tendance de l'EGR associée à une modification de la stabilité statique (Figure 5.8b) intégrées sur la couche de 925 à 400 hPa que l'on appellera respectivement $\sigma_{\frac{\partial\theta}{\partial y}}$ et σ_N dans la suite de l'explication.

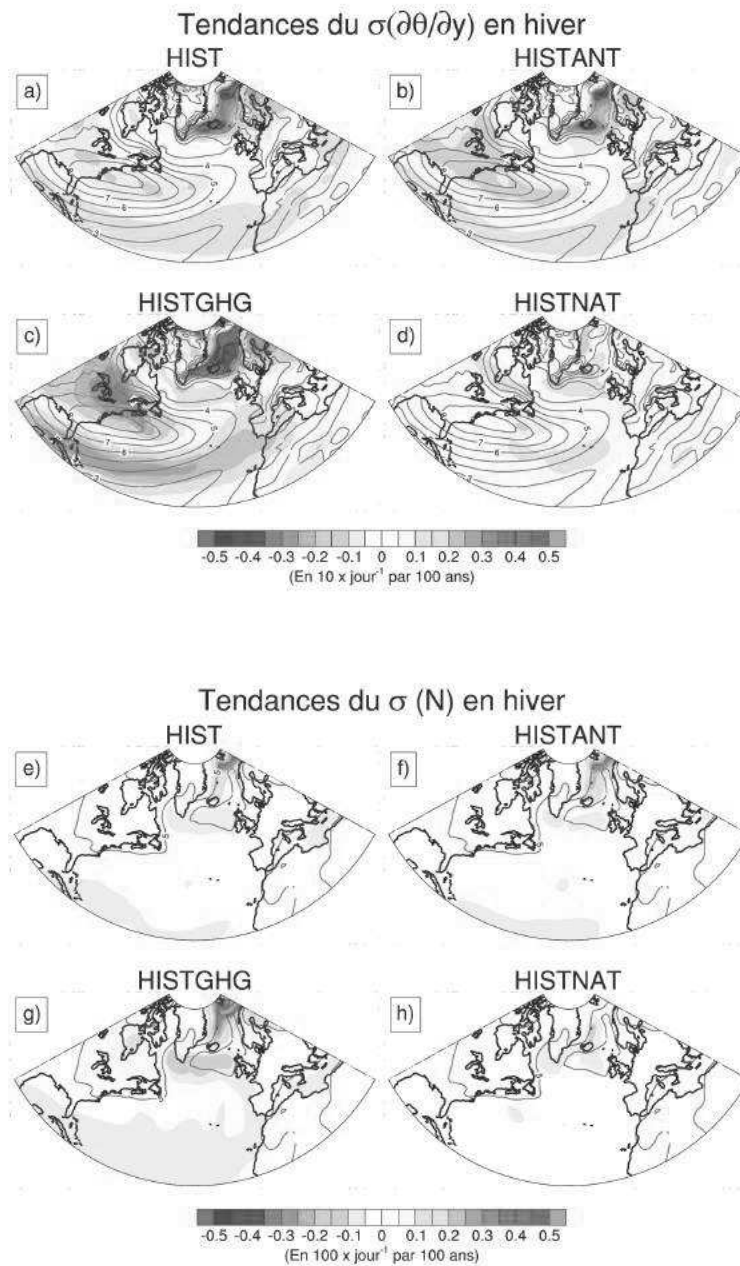


FIGURE 5.8: (a)-(d) Tendance de l'EGR associée à un changement dans le gradient méridien de température (en $10 \times \text{jour}^{-1}$ par 100 ans). (e)-(h) Tendance de l'EGR associée à un changement dans la stabilité statique (en $100 \times \text{jour}^{-1}$ par 100 ans). Pour les 4 simulations historiques, la saison NDJFMA et la période 1851-2008. Les contours verts correspondent à la climatologie pour l'hiver dans la simulation PICTL.

Notons que les changements de σ_N sont bien plus faibles que les changements de $\sigma_{\frac{\partial\theta}{\partial y}}$. Pour permettre de mieux visualiser les résultats, σ_N a été multiplié par un facteur 10.

Les changements de $\sigma_{\frac{\partial\theta}{\partial y}}$ sont assez similaires aux changements de l'EGR total, excepté sur l'extrême nord au niveau des mers de Barents et du Groënland (Figure 5.7). Dans cette région, la tendance de σ_N est positive et se situe sur des zones de fonte de glace de mer. En effet la diminution de glace de mer modifie les flux océan atmosphère et donc localement le gradient vertical de température qui est directement lié à la stabilité statique. Le gradient vertical de température diminue, donc la stabilité statique diminue et σ_N augmente. Cette augmentation est visible uniquement dans HIST, HISTGHG et HISTANT et pas dans HISTNAT sur les très hautes latitudes du bassin nord Atlantique. En effet, aucune fonte de la banquise Arctique n'est attendue dans HISTNAT (voir Figure 3.15a).

De plus, la diminution de glace de mer modifie localement le gradient horizontal de température et celui-ci diminue dans la région située entre le Groënland et la Norvège. Cette diminution de $\sigma_{\frac{\partial\theta}{\partial y}}$ est plus importante dans HISTGHG que dans HIST ou HISTANT (Figures 5.7 et 5.8a), en accord avec la Figure 3.15a qui montre que la fonte de la banquise est plus notable dans HISTGHG que dans HIST ou HISTANT. La diminution de baroclinicité au niveau du maximum climatologique de l'EGR semble également s'expliquer par une diminution du gradient méridien de température. Pour résumer, les changements de baroclinicité sont principalement pilotés par des changements dans le gradient méridien de température excepté pour les très hautes latitudes où les changements de stabilité statique modulent la réponse. Ce résultat est en accord avec les résultats de l'article du chapitre 4. Nous avons montré que la fonte de la banquise Arctique était responsable d'une diminution de baroclinicité à l'est du Groënland et d'une augmentation sur les régions polaires.

Étant donné que l'EGR dépend principalement des gradients de SST, il est intéressant d'analyser la tendance du champ de SST dans les ensembles historiques. La Figure 5.9 montre la tendance de SST en hiver (NDJFMA) pour les 4 simulations historiques. La SST se refroidit dans HISTNAT sur l'ensemble du bassin nord Atlantique, rappelant un signal AMV négatif. Les structures spatiales des tendances de SST de HIST, HISTGHG et HISTANT sont très proches les unes des autres, ce qui est cohérent avec les tendances de l'EGR qui étaient déjà très proches pour ces 3 expériences. Cependant, tout comme pour l'EGR, ces tendances sont plus fortes dans HISTGHG. La structure spatiale consiste en une augmentation de SST entre le Groënland et la Scandinavie, un refroidissement dans les gyres subpolaires, un réchauffement au niveau du gulf stream et aux tropiques. Cette structure spatiale est cohérente avec les changements d'EGR associés au gradient méridien de température (Figure 5.8a) :

- la tendance positive de SST sur les régions polaires est responsable d'une diminution du gradient méridien de température dans cette région et donc de l'EGR (figure 5.8a)
- la tendance négative localisée au niveau des gyres subpolaires entraine une diminution du gradient méridien de température localement.
- l'augmentation des SSTs dans la région du Gulf stream est liée à une diminution du gradient méridien de température au sud de la sortie du Gulf Stream cohérente avec une diminution de l'EGR à cet endroit.

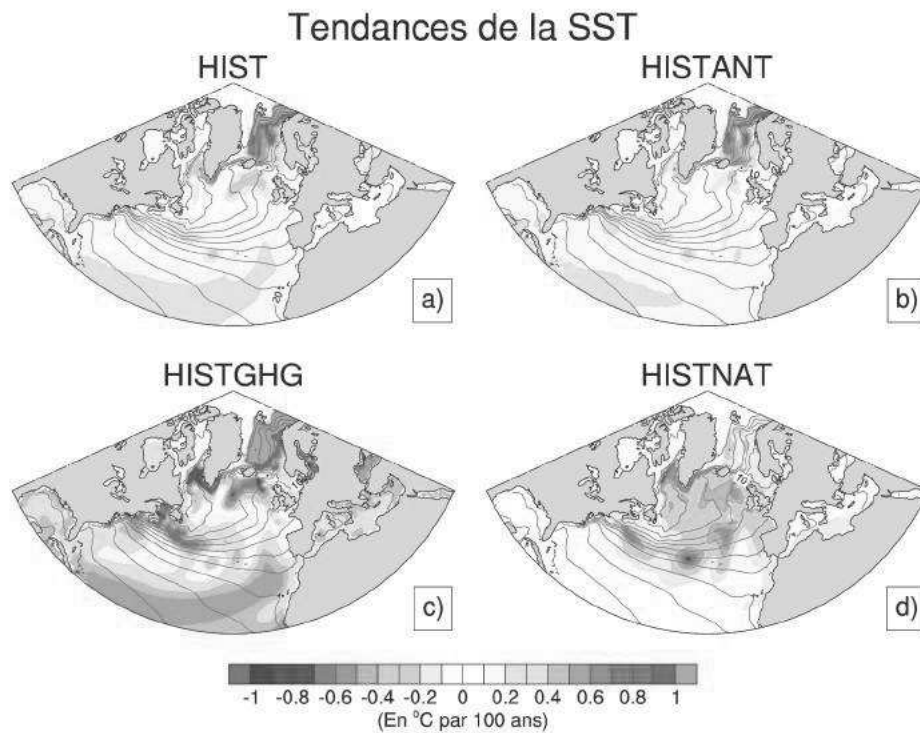


FIGURE 5.9: Tendance de la SST (en °C) pour (a) HIST, (b) HISTANT, (c) HISTGHG et (d) HISTNAT sur la période 1851-2008 et pour l'hiver NDJFMA. Les contours verts correspondent à la climatologie pour l'hiver dans la simulation PICTL.

Nous pouvons constater que les tendances de SST sont en étroit lien avec les tendances de l'EGR. Ces tendances de SST peuvent être expliquées par plusieurs mécanismes physiques mettant en jeu la circulation océanique, la fonte de la banquise Arctique et l'augmentation des GES.

Ce qui est notable dans la Figure 5.9 est que les changements de gradient méridien de température (et de l'EGR) dans les différents ensembles historiques semblent provenir de causes différentes. Sur l'Atlantique central, le réchauffement en sortie du Gulf Stream dans HIST, HISTANT et HISTGHG produit le même effet que le refroidissement légèrement plus au sud dans HISTNAT. Des anomalies radicalement différentes de SST peuvent donc mener à des tendances sur les gradients qui sont similaires.

5.2.3 Tendances dans le scénario RCP8.5

Nous venons de voir que les changements dans les dépressions nord Atlantique sur la période historique sont assez peu robustes, en raison du faible rapport signal sur bruit. Nous pouvons néanmoins nous demander si le signal est plus détectable dans le scénario RCP8.5, dans lequel le forçage anthropique est bien plus fort que pour la période historique. La Figure 5.10 représente la tendance de l'EGR (Figure 5.10b), la tendance

de la densité de trajectoire des dépressions (Figure 5.10a) ainsi que la tendance du $\sigma_{\frac{\partial\theta}{\partial y}}$ (Figure 5.10c) et la tendance du σ_N (Figure 5.10d) pour la période 2006-2100 du RCP8.5.

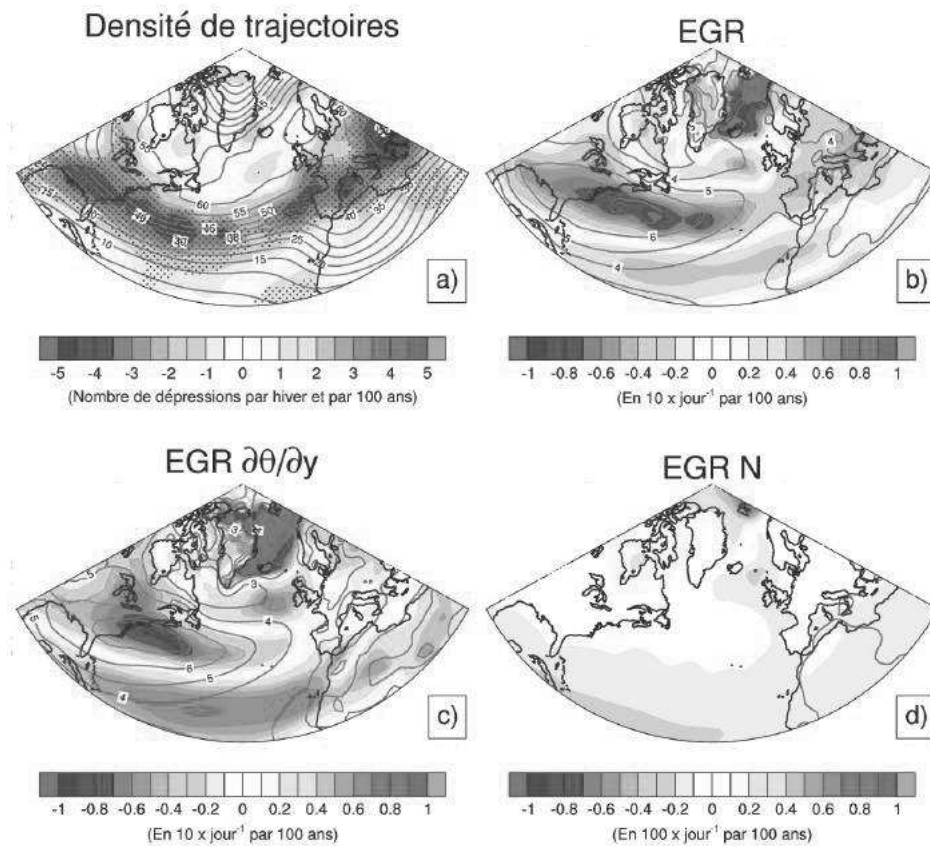


FIGURE 5.10: (a) tendance de la densité de trajectoires des dépressions (en nombre de dépressions par hiver et par 100 ans). (b) Tendance de l'EGR (en $10 \times \text{jour}^{-1}$ par 100 ans). (c) Tendance de l'EGR associée à un changement du gradient méridien de température (en $10 \times \text{jour}^{-1}$ par 100 ans). (d) Tendance de l'EGR associée à un changement de la stabilité statique (en $100 \times \text{jour}^{-1}$ par 100 ans) sur la période 2006-2100 du scénario RCP8.5. Les points indiquent la significativité à 5%, déterminée par une technique de bootstrap. Les contours verts correspondent à la climatologie pour l'hiver dans la simulation PICTL.

La tendance des dépressions se caractérise par une structure tripolaire, avec une diminution sur la partie sud du bassin nord Atlantique et la mer Méditerranée, une augmentation non significative sur les îles Britanniques et la Scandinavie et une faible diminution non significative à l'est du Groënland (Figure 5.10a). Cette structure est cohérente avec l'étude de Zappa *et al.* (2013b) qui étudie la réponse des dépressions nord Atlantique dans l'ensemble des modèles CMIP5. C'est également cohérent avec l'étude de Eichler *et al.* (2013) qui montre qu'il y a bien une diminution du nombre de dépressions dans le RCP8.5 des modèles CMIP5. La tendance de l'EGR dans le RCP8.5 se caractérise

par la même structure que la tendance dans HISTGHG, avec des anomalies plus fortes (Figure 5.10b). La baroclinicité diminue dans la zone de fort gradient de température située à l'est des Etats-Unis ainsi qu'à l'est du Groënland. Elle augmente sur une fine bande de latitudes entre le Canada et les îles Britanniques. Les changements d'EGR sont cohérents avec les changements des dépressions et montrent la même structure tripolaire avec toutefois une composante aux hautes latitudes nettement moins marquée pour les dépressions. La décomposition de l'EGR démontre que la diminution de baroclinicité et donc de dépressions dans la partie sud du domaine tout comme la diminution à l'est du Groënland peut s'expliquer par une diminution du gradient méridien de température. Enfin, l'augmentation de baroclinicité à l'extrême nord de l'Atlantique (peu visible sur la carte) s'explique par une diminution de stabilité statique (Figure 5.10d). Ces résultats sont en accord avec les résultats de l'article soumis. Grâce au protocole mis en place, nous retrouvons bien la structure tripolaire dans la réponse totale.

Enfin, la figure 5.11 montre la tendance de la SST dans le scénario. Celle-ci montre des zones de fort réchauffement et des régions où ce réchauffement est moins important, notamment dans les gyres subpolaires et le Gulf Stream. Encore une fois, cette tendance ressemble à la tendance dans HISTGHG mais avec des anomalies plus fortes.

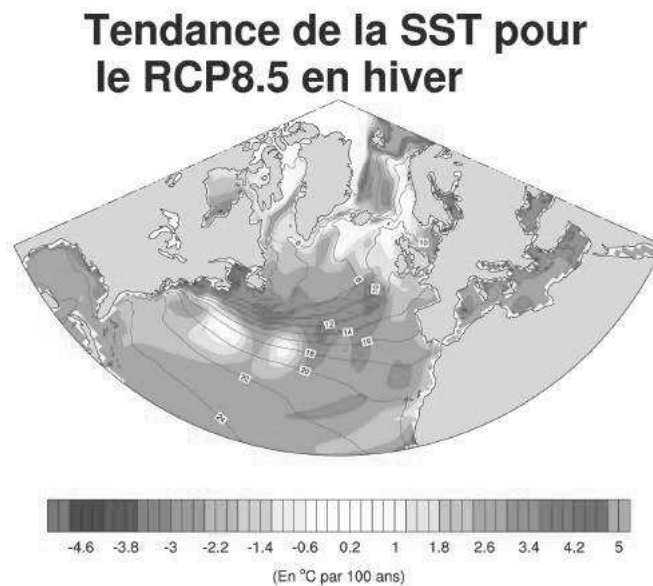


FIGURE 5.11: Tendance de la SST dans le RCP8.5 pour l'hiver NDJFMA sur la période 2006-2100. Les contours verts correspondent à la climatologie pour l'hiver dans la simulation PICTL.

5.2.4 Focus sur les dépressions intenses dans le scénario RCP8.5

Nous pouvons, pour clore ce chapitre, analyser l'évolution des dépressions intenses dans le cadre du scénario RCP8.5. Pour étudier les dépressions intenses, on calcule une

densité de trajectoire en ne conservant que les dépressions qui dépassent le seuil de vorticité de $140 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ qui correspond au quantile 99 de la distribution de la vorticité dans les dépressions. La Figure 5.12 montre la tendance de la densité de ces dépressions sur la période 2006-2100. La climatologie est indiquée par les contours verts et on peut voir que les dépressions intenses ont une trajectoire moins zonale que l'ensemble des dépressions (voir Figure 5.3). De plus, le maximum de densité est clairement situé en sortie du Gulf Stream sans contrepartie sur la Scandinavie. La tendance montre une forte diminution significative sur l'ouest du bassin nord Atlantique et l'est du Groënland. Ce résultat est cohérent avec l'étude de Zappa *et al.* (2013b). On voit très peu de changements sur l'Europe, mais tout de même une légère augmentation sur l'Europe de l'ouest et la Scandinavie. Seiler et Zwiers (2015) étudient les dépressions explosives dans l'ensemble des modèles CMIP5 et montrent également une diminution de ces dépressions intenses. Ils relient cette diminution à une diminution de l'EGR.

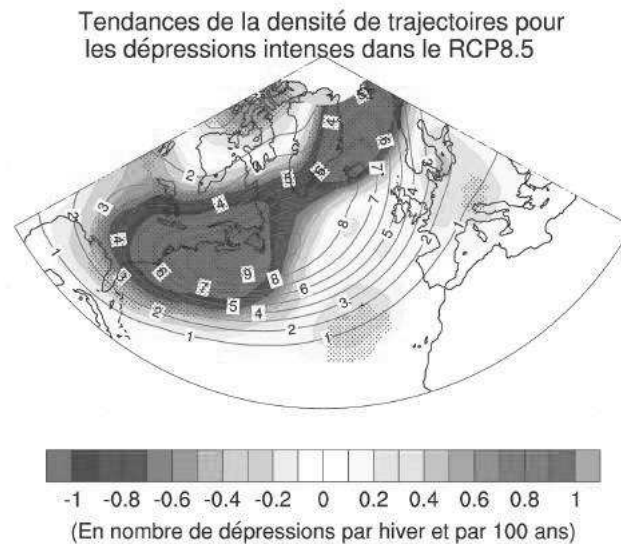


FIGURE 5.12: Tendance de la densité de trajectoires des dépressions intenses (en nombre de dépressions par hiver et par décennie) pour le scénario RCP8.5 sur la période 2006-2100. Seules les dépressions dont la vorticité dépasse $140 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (quantile 99 de la distribution en vorticité) ont été prises en compte dans le calcul. Les points indiquent la significativité à 5%, déterminée par une technique de bootstrap. Les contours verts correspondent à la climatologie pour l'hiver dans la simulation PICTL.

5.3 Rôles respectifs du CO_2 et des aérosols sur les changements des dépressions

De la même façon que dans le chapitre 3, nous utilisons les simulations *MORDICUS* pour examiner le rôle des forçages externes sur l'évolution des dépressions. L'algorithme

de suivi automatique a été appliqué sur les simulations TRALL, TR2CO2, TRACO2 et TRAER et la tendance de la densité de trajectoires est montrée sur la Figure 5.13. Dans la simulation TRALL (Figure 5.13a), la densité de trajectoires diminue significativement sur le centre du bassin et au niveau de l’Islande, et augmente très faiblement entre ces deux anomalies négatives. Cette structure spatiale ressemble à la tendance dans le scénario RCP8.5 qui montre une structure tripolaire (voir Figure 5.10a). L’effet de l’augmentation de CO_2 (Figure 5.13b) indique également une structure tripolaire plus marquée que dans TRALL (Figure 5.13b). La diminution significative est présente sur toute la partie sud du bassin nord Atlantique et également au niveau des îles Britanniques et de la Scandinavie. Une légère augmentation est visible au large de Terre Neuve mais est non significative. Ces changements ressemblent à ceux du RCP8.5. La principale différence se situe sur le bassin Méditerranéen : la diminution dans TR2CO2 est faible et non significative contrairement au RCP8.5. La réponse aux aérosols (Figure 5.13d) n’expose pas de changements significatifs, excepté sur les pays Scandinaves où une augmentation significative se manifeste. Cette dernière n’est cependant pas visible dans TRALL (Figure 5.13a). Enfin, la densité de trajectoires dans la simulation TRACO2 diminue significativement à l’est de la Floride et au niveau de l’Islande (Figure 5.13c).

5.4 Synthèse et conclusions

Ce chapitre avait pour objectif d’analyser le comportement de l’activité synoptique dans le domaine nord Atlantique sur les périodes passée et future, en utilisant les ré-analyses atmosphériques et les simulations du modèle de climat CNRM-CM5. Nous avons constaté qu’il est difficile d’analyser les changements dans les ré-analyses atmosphériques du fait de leurs caractéristiques différentes et de leurs périodes différentes. Sur la période commune à ERA40, NCEP et 20CR (1958-2001), les tendances montrent des structures spatiales différentes mais cohérentes avec leurs climatologies respectives.

Ensuite, nous avons validé le modèle en le comparant aux ré-analyses atmosphériques. Celui-ci présente une structure spatiale de densité de trajectoires cohérente avec les ré-analyses, mais qui est sous-estimée par rapport à NCEP, ERAI et ERA40. Une hypothèse pour expliquer cela est la différence de résolution spatiale ainsi que les caractéristiques intrinsèques du modèle. Nous avons ensuite analysé l’évolution des dépressions au cours du XX^{ème} siècle dans les simulations historiques pour comprendre le rôle des forçages externes sur les dépressions nord Atlantique. La conclusion principale est que la dispersion entre les membres sur la période historique est trop forte pour permettre d’attribuer les changements à un forçage donné. Nous avons ensuite interprété les changements des dépressions en montrant des cartes de tendances spatiales de l’EGR et de la SST. Sur la période historique, ce sont les modifications du gradient méridien de température qui pilotent les changements d’EGR sur une grande partie du bassin nord Atlantique excepté sur l’océan Arctique. La fonte de la glace de mer est en partie responsable des changements dans le gradient méridien de température. Les tendances de SST sont plutôt cohérentes avec les tendances de l’EGR.

Nous avons étudié les changements des dépressions dans le climat futur dans le cadre du scénario RCP8.5. Pour ce scénario, les signaux sont plus robustes et plus significatifs

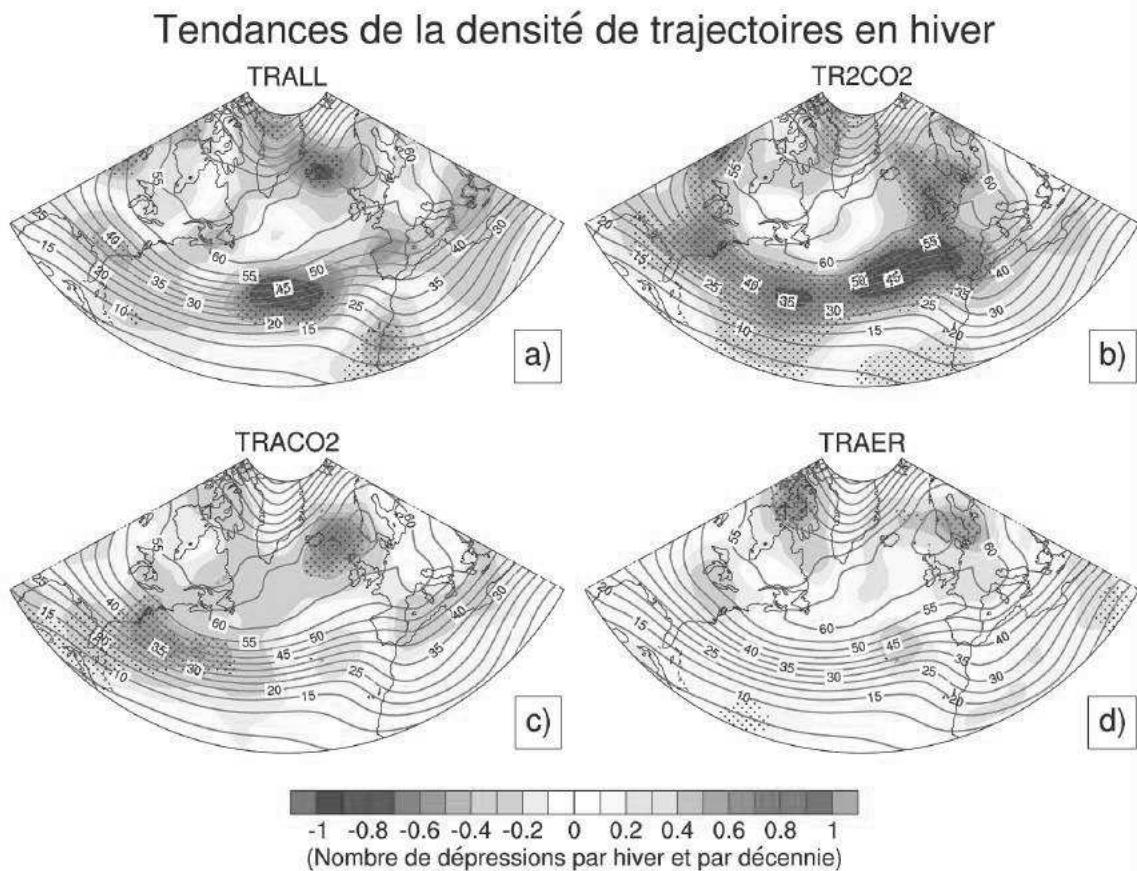


FIGURE 5.13: Tendances de la densité de trajectoires des dépressions (en nombre de dépressions par hiver et par décennie) pour (a) TRALL, (b) TR2CO2, (c) TRACO2, (d) TRAER. Les points indiquent la significativité à 5%, déterminée par une technique de boots-trap. Les contours verts correspondent à la climatologie pour l'hiver dans la simulation PICTL.

que sur la période historique. Un résultat important, qui est retrouvé par plusieurs études, est la diminution significative sur la partie sud du bassin nord Atlantique et sur la mer Méditerranée. On retrouve également une structure tripolaire, bien que la partie négative au sud du domaine domine la tendance. La fonte de la banquise Arctique est totale à la fin du XXI^{ème} siècle et, comme nous l'avons montré dans le chapitre 4, elle perturbe les gradients méridien de température qui modifient la baroclinicité de grande échelle. Grâce aux simulations *MORDICUS*, nous pouvons conclure que l'augmentation de CO_2 pilote la forte diminution au sud du bassin nord Atlantique, alors que la fonte de la glace de mer Arctique joue un rôle plus important dans les hautes latitudes. De plus, nous avons constaté une tendance vers la phase positive du NAM en surface (voir chapitre 3) qui pourrait s'accorder avec la diminution dans le sud du bassin. Les changements dans les dépressions intenses se caractérisent par une nette et significative diminution, cohérente avec plusieurs études.

Conclusions, limites et perspectives

Synthèse

L'objectif de cette thèse était d'étudier l'évolution sur les périodes passée et future de la circulation atmosphérique de grande échelle et de déterminer les possibles causes de ces changements. Plus précisément, nous avons analysé le rôle respectif des forçages externes (naturels ou anthropiques) et de la variabilité interne au système climatique.

L'étude s'est focalisée, dans un premier temps, sur l'étude des modes annulaires (chapitre 3) des hémisphères nord et sud (appelés NAM et SAM respectivement). Ces grands modes de variabilité climatique contrôlent le climat dans leurs hémisphères respectifs, en modulant notamment les précipitations et les températures. Ils occupent une part importante de la variance du champ de pression de surface et sont étroitement associés aux dépressions synoptiques des moyennes latitudes et aux variations d'intensité et de localisation du courant-jet.

Le NAM explique une grande part de la variance du champ de pression de surface ou du géopotential à 500 hPa en hiver boréal (DJF). Des études ont montré que la réponse du NAM au changement climatique était barocline, c'est-à-dire différente en fonction de l'altitude. Nous avons calculé un indice NAM à la surface et un autre en moyenne troposphère (à 500 hPa). Cela a permis de mettre en évidence une distinction entre les deux indices dans les simulations HIST, HISTANT et HISTGHG à partir des années 1980. En effet, **l'indice en surface montre une tendance positive opposée à la tendance en altitude qui est négative**. Par ailleurs, les deux indices présentent la même évolution lorsque seuls les forçages naturels sont prescrits au modèle, ce qui prouve le rôle des activités anthropiques. Nous avons ensuite analysé l'évolution du NAM dans les simulations idéalisées *MORDICUS*. La tendance du NAM présente également un comportement opposé entre la surface et l'altitude lorsque l'augmentation de CO_2 seule est prescrite au modèle. Enfin, pour le climat futur, dans le cadre du scénario RCP8.5, l'indice NAM montre le même comportement que sur la fin du XX^{ème} siècle mais de façon plus prononcée. La tendance négative du NAM à 500 hPa sort de la variabilité interne du modèle à partir des années 2050. La principale explication de cette différence de réponse entre la surface et l'altitude semble venir de **l'évolution de la glace de mer en Arctique**. En réponse au changement climatique, l'étendue de glace de mer en Arctique diminue. Selon les projections climatiques, elle est amenée à disparaître vers la moitié du XXI^{ème} siècle. Cette diminution peut déjà être constatée dans les observations et s'est même accélérée dans les années 1990, occasionnant une modification des flux de chaleur de l'océan vers l'atmosphère.

Le climat de l'hémisphère sud est fortement influencé par le SAM. Des études ont montré une tendance significative vers la phase positive du SAM en été austral (DJF) sur la période 1960-1990. Cette tendance a été attribuée à la diminution des concentrations d'ozone stratosphérique conséquence de l'augmentation des CFC dans l'atmosphère émis par les activités industrielles et à l'augmentation des concentrations de GES. L'évolution du SAM dans les différentes ré-analyses atmosphériques a été analysée. Nous avons mis en évidence la difficulté d'étudier l'évolution passée du SAM, étant donné la grande incertitude observationnelle. Néanmoins, les ré-analyses s'accordent pour montrer une tendance vers la phase positive du SAM à partir de la décennie 1960. Ensuite, nous avons utilisé la modélisation numérique pour analyser les causes de la tendance positive du SAM. Dans un premier temps, le modèle CNRM-CM5 a été validé. Nous avons montré que l'ensemble HIST du modèle CNRM-CM5 reproduit bien la tendance positive du SAM et que cette tendance est à l'intérieur de l'incertitude observationnelle. Dans un second temps, nous avons analysé les mécanismes qui expliquent la tendance vers la phase positive du SAM dans le modèle, en particulier le rôle de l'ozone stratosphérique. La diminution d'ozone stratosphérique est maximale au printemps austral (SON) et est responsable d'une diminution de température qui est maximale au printemps mais aussi visible en été, du fait que le rayonnement solaire est moins absorbé par les molécules d'ozone. Cette diminution de température s'associe, par la relation du vent thermique, à un renforcement du vortex polaire au printemps, anomalie qui se propage ensuite en surface et qui correspond à un déplacement vers le pôle des vents d'ouest. Ce déplacement est semblable à la phase positive du SAM. La tendance vers la phase positive est bien reproduite dans les simulations historiques, néanmoins ces dernières ne permettent pas d'étudier les rôles respectifs de la diminution d'ozone stratosphérique et de l'augmentation des GES (notamment le CO_2). Pour cela, nous avons utilisé les simulations idéalisées du projet *MORDICUS* qui permettent d'analyser l'impact individuel de chaque forçage. **Il s'avère que la tendance positive n'est pas reproduite en prescrivant uniquement la diminution d'ozone dans la stratosphère, dans le modèle CNRM-CM5. Celle-ci est reproduite uniquement quand tous les forçages sont prescrits au modèle.** En effet, l'augmentation des concentrations de CO_2 provoque une diminution de la température dans toute la stratosphère qui semble aussi être à l'origine d'un déplacement vers le pôle des vents d'ouest. Enfin, l'évolution du SAM pour le climat futur dans le cadre du scénario RCP8.5 présente de nombreuses incertitudes. En effet, suite au protocole de Montréal en 1990 qui stipule l'interdiction de l'émission des CFC, les concentrations d'ozone stratosphérique sont amenées à remonter. Cette augmentation pourrait alors provoquer une tendance négative du SAM. En été austral (DJF), l'effet de l'augmentation d'ozone s'oppose à l'effet de l'augmentation des GES et le SAM ne connaît pas de tendances. En revanche, en hiver austral (JJA), le SAM connaît une forte tendance positive qui est en grande partie expliquée par l'augmentation des GES.

Pour mieux comprendre les rôles respectifs de l'augmentation du CO_2 et de la fonte de la banquise Arctique induite par ce dernier, nous avons mis en place un protocole expérimental à l'aide d'un modèle couplé. Le chapitre 4 s'est donc focalisé sur l'étude de la diminution de glace de mer Arctique et ses implications sur les circulations atmosphériques et océaniques. Le protocole expérimental permet de simuler de façon idéalisée la fonte de la banquise Arctique sous des conditions de CO_2 actuelles. Ce pro-

tole est basé sur une méthode de correction de flux non solaire dans le modèle d'océan pour faire fondre ou reformer la glace de mer en maintenant des concentrations de CO_2 présente ou future. La partie la plus compliquée consistait à trouver la bonne correction de flux pour se rapprocher, dans le premier cas (lorsque l'on fait fondre la glace de mer), à la glace de mer de la fin du scénario RCP8.5, et dans le second cas (lorsque l'on reforme la glace de mer), à la glace de mer de la fin du $XX^{\text{ème}}$ siècle. En parallèle, deux simulations de contrôle ont été réalisées pour simuler le climat présent (fin du $XX^{\text{ème}}$ siècle) et le climat futur (fin du $XXI^{\text{ème}}$ siècle). **Ce protocole permet alors de décomposer la réponse totale dans le scénario RCP8.5 en évaluant les rôles respectifs de la diminution de glace de mer Arctique et l'augmentation des gaz à effet de serre.** Après avoir vérifié que le protocole permettait bien de reproduire les bonnes conditions de glace de mer, nous nous sommes intéressés à la réponse de la circulation atmosphérique purement due à la fonte de la banquise. Cette dernière est responsable d'une forte augmentation des flux de chaleur latente et sensible de l'océan vers l'atmosphère. Par contre, la réponse atmosphérique se produit 1 ou 2 mois plus tard que le maximum de fonte de glace qui est à la fin de l'été. **Elle consiste en un déplacement des vents d'ouest vers l'équateur, correspondant à une phase négative du NAM. Cette dernière est également visible dans le rail des dépressions qui est déplacé vers le sud.** Au niveau de l'Atlantique nord, l'effet de l'augmentation des GES est opposé à l'effet de la réduction de la glace de mer et explique l'absence de signal dans la réponse totale. La réponse des blocages n'est pas significative alors que la sinuosité augmente très légèrement. Certaines études affirment que la fonte de la banquise, étant plutôt associée à une phase négative du NAM, pourrait provoquer une augmentation des méandres du jet et donc une augmentation du nombre de jours de blocage. **Dans notre étude, nous ne voyons pas de changement significatif dans les blocages et une faible augmentation de la sinuosité mais qui reste cependant petite par rapport à la variabilité interannuelle.** Il serait intéressant d'identifier les blocages en utilisant d'autres méthodes de calcul, puisque l'étude de Barnes (2013) mentionne que les résultats dépendent fortement de la méthode utilisée. La fonte de la banquise est responsable d'un réchauffement important au niveau du pôle. Ce dernier modifie significativement le gradient méridien de température en surface qui diminue, alors que celui-ci augmente en altitude en raison du réchauffement dans les tropiques. La baroclinicité est ainsi diminuée en surface mais augmentée en altitude.

Enfin, la dernière partie de cette thèse s'est portée sur un aspect plus régional : les dépressions nord Atlantique (chapitre 5). Nous avons montré qu'il est très compliqué d'interpréter les changements sur la période historique, en raison de la forte dispersion entre les membres. Ceci indique que le rôle de la variabilité interne est très important sur la période passée et aucun signal ne peut être détecté à partir des expériences disponibles. Cependant, dans le cadre du scénario RCP8.5, le signal est plus fort et se caractérise par une structure tripolaire : **une diminution dans la partie centrale du bassin nord Atlantique et sur la mer Méditerranée, une faible augmentation sur les îles Britanniques et la Scandinavie et une diminution à l'est du Groënland.** Cette structure est cohérente avec les changements de baroclinicité. La diminution du gradient méridien de température semble le principal responsable de la diminution du nombre de dépressions, particulièrement sur la partie sud du bassin nord Atlantique, en cohérence

avec la théorie de l'instabilité barocline. Celle-ci est responsable de la forte diminution du nombre de dépressions sur la partie sud du bassin Atlantique nord qui semble être en accord avec la tendance vers la phase positive du NAM en surface.

Limites et perspectives

Ce travail possède quelques limites. La première concerne le protocole mis en place pour étudier la diminution de glace de mer Arctique. Celle-ci est basée sur une correction de flux. Le système n'est donc pas conservatif en énergie. Ce problème pourrait être à l'origine de la dérive de l'AMOC qui atteint les niveaux du RCP8.5 à la fin des 200 ans de simulation lorsqu'uniquement la fonte de la banquise Arctique est simulée. Il apparaît difficile de déterminer la contribution réelle de la diminution de la glace de mer Arctique à la diminution de l'AMOC, sachant que celle-ci s'accompagne d'une augmentation des flux de chaleur. Il était néanmoins difficile de trouver un meilleur protocole pour cette étude en modèle couplé. Des expériences supplémentaires devraient être envisagées pour aborder le problème spécifique du lien entre la banquise Arctique et l'AMOC. De plus, le protocole est basé sur une perte de glace similaire à celle occasionnée par le scénario RCP8.5. Cependant, il y a encore beaucoup d'incertitudes sur le climat futur, et ce scénario ne présente qu'une possible évolution des concentrations de GES. Il serait peut être intéressant d'appliquer un protocole similaire en utilisant un autre scénario pour prendre en compte les incertitudes sur l'évolution future du climat.

Une approche multi-modèle, en appliquant un protocole similaire à celui de Deser *et al.* (2015) ou au notre, pourrait apporter une meilleure compréhension des changements de circulation atmosphérique suite à la fonte de la banquise Arctique, et permettrait de prendre en compte les incertitudes des modèles. En effet, ces derniers peuvent réagir de façon différente et il serait intéressant de comparer la réponse de plusieurs modèles.

Quelques perspectives peuvent être envisagées suite au protocole mis en place. En effet, les simulations réalisées avec le modèle CNRM-CM5 permettent d'étudier de nombreux impacts à la diminution de glace de mer en Arctique. Un travail en cours est l'étude des extrêmes de température en réponse à la diminution de la banquise Arctique. Beaucoup d'études se sont intéressés à la réponse des extrêmes de température à la fonte de la banquise, mais aucun consensus n'a été trouvé. La théorie avancée s'appuie sur une réponse négative du NAM qui serait associée à un jet qui ferait plus de méandres et favoriserait un plus grand nombre de jours de blocage ainsi que la persistance de ces blocages. Dans notre étude, nous avons utilisé un indice de blocage. Cependant nous n'avons pas vu de réponse significative à la fonte de la banquise. Il existe de nombreuses méthodes pour caractériser les blocages et il pourrait donc être intéressant d'utiliser d'autres méthodes et de voir si la réponse est différente, puisque Barnes (2013) affirment que les résultats dépendent fortement de la méthodologie utilisée.

Il faudrait également approfondir la compréhension des mécanismes expliquant la réponse océanique. Celle-ci semble être perturbée par la correction de flux appliquée sur l'océan Arctique. Il pourrait être intéressant de quantifier l'impact de la correction de flux sur la réponse océanique et notamment sur la diminution de l'AMOC.

Ensuite, le choix de l'utilisation d'un algorithme de suivi automatique peut se dis-

cuter. En effet, le suivi objectif des dépressions peut introduire des biais liés aux choix des paramètres. Certains systèmes peuvent effectivement remplir les critères fixés sans toutefois correspondre à de réels systèmes. Néanmoins, cette méthode semble être la mieux adaptée à notre problème, en tout cas bien meilleur qu'un simple filtrage qui retient toute la variabilité dans la fenêtre 2-6 jours. Utiliser un algorithme de suivi automatique permet d'isoler chaque trajectoire des dépressions et d'étudier des changements d'intensité, de durée ou de nombre. Un diagnostic supplémentaire serait d'appliquer l'algorithme de suivi automatique sur tout l'hémisphère dans les simulations historiques, dans le scénario RCP8.5 et dans les simulations *MORDICUS*.

Nous avons vu que l'étude des dépressions dans le domaine nord Atlantique était compliquée sur la période historique. Quelques solutions peuvent être envisagées pour essayer de mieux comprendre le rôle des forçages. Étudier les dépressions dans les simulations *MORDICUS* est un travail en cours qui pourrait apporter de nouvelles réponses à la compréhension des mécanismes pouvant modifier les dépressions synoptiques. En particulier, Lainé *et al.* (2009) font une étude énergétique des changements des dépressions dans l'hémisphère nord en prescrivant une augmentation de CO_2 de 1% par an pour atteindre 4 fois la valeur pré-industrielle. Il serait très intéressant d'appliquer des diagnostics similaires aux simulations *MORDICUS* pour mieux comprendre les mécanismes physiques. Nous avons bien vu que le nombre de membres était une limite importante. Il est essentiel de réaliser plus de membres lorsque l'on étudie les dépressions des moyennes latitudes. Enfin, l'impact de la résolution sur la représentation des dépressions doit être approfondi. Ce point est critique car il rend difficile la comparaison entre les ré-analyses ou entre divers modèles de résolution différente.

Enfin, afin d'approfondir la compréhension des changements de circulation atmosphérique dans l'hémisphère sud, une simulation supplémentaire aux simulations *MORDICUS*, serait de prescrire au modèle la seule diminution de l'émission de CFCs pour comprendre le rôle qu'aurait une augmentation de l'ozone stratosphérique sur la circulation atmosphérique de l'hémisphère sud. Il serait alors pertinent d'envisager la possibilité de plusieurs scénarios.

Liste des acronymes

AA	Amplification Arctique
AGCM	Atmospheric General Circulation Model ou Modèle de circulation générale atmosphérique
AMO	Atlantic Multidecadal Oscillation
AMOC	Atlantic Meridional Overturning Circulation
AMV	Atlantic Multidecadal Variability
AO	Arctic Oscillation
CFC	ChloroFluoroCarbure
CNRM	Centre National de Recherche Météorologique
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
DJF	Décembre-Janvier-Février
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EGR	Eady Growth Rate
ENSO	El Nino Southern Oscillation
GES	Gazs à Effet de Serre
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
JJA	Juin-Juillet-Août
MAM	Mars-Avril-Mai
MJO	Madden-Julian Oscillation
NAM	Northern Annular Mode
NAO	North Atlantic Oscillation
NDJFMA	Novembre-Décembre-Janvier-Février-Mars-Avril
PDF	Probability Distribution Function ou Fonction de Densité de Probabilité
RCP	Representative Concentration Pathway
SAM	Southern Annular Mode
SON	Septembre-October-Novembre
SSS	Sea Surface Salinity
SST	Sea Surface Temperature
ZCIT	Zone de Convergence Inter-Tropicale
Z500	Géopotential à 500 hPa

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.
- ARBLASTER, J., MEEHL, G. et KAROLY, D. (2011). Future climate change in the southern hemisphere : Competing effects of ozone and greenhouse gases. *Geophysical Research Letters*, 38(2).
- ARBLASTER, J. M. et MEEHL, G. A. (2006). Contributions of external forcings to southern annular mode trends. *Journal of climate*, 19(12):2896–2905.
- AYARZAGÜENA, B. et SCREEN, J. A. (2016). Future arctic sea ice loss reduces severity of cold air outbreaks in midlatitudes. *Geophysical Research Letters*, 43(6):2801–2809.
- AYRAULT, F. (1998). *Environnement, structure et évolution des dépressions météorologiques : réalité climatologique et modèles types*. Thèse de doctorat.
- 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., BARNES, N. W. et POLVANI, L. M. (2014a). Delayed southern hemisphere climate change induced by stratospheric ozone recovery, as projected by the CMIP5 models. *Journal of Climate*, 27(2):852–867.
- BARNES, E. A., DUNN-SIGOUIN, E., MASATO, G. et WOOLLINGS, T. (2014b). Exploring recent trends in northern hemisphere blocking. *Geophysical Research Letters*, 41(2): 638–644.
- 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). Cmp5 projections of arctic amplification, of the north american/north atlantic circulation, and of their relationship. *Journal of Climate*, 28(13):5254–5271.
- BENGTSSON, L., HODGES, K. I. et ROECKNER, E. (2006). Storm tracks and climate change. *Journal of Climate*, 19(15):3518–3543.

- 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.
- BUDIKOVA, D. (2009). Role of arctic sea ice in global atmospheric circulation : A review. *Global and Planetary Change*, 68(3):149–163.
- CAI, W. et COWAN, T. (2007). Trends in southern hemisphere circulation in IPCC AR4 models over 1950-99 : Ozone depletion versus greenhouse forcing. *Journal of Climate*, 20(4):681–693.
- CARIOLLE, D. et TEYSSEDRE, H. (2007). A revised linear ozone photochemistry parameterization for use in transport and general circulation models : multi-annual simulations. *Atmospheric chemistry and physics*, 7(9):2183–2196.
- CATTIAUX, J. et CASSOU, C. (2013). Opposite CMIP3/CMIP5 trends in the winter-time northern annular mode explained by combined local sea ice and remote tropical influences. *Geophysical Research Letters*, 40(14):3682–3687.
- 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*.
- CHAPMAN, S. (1930). Xxxv. on ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 10(64):369–383.
- CHENG, W., CHIANG, J. C. et ZHANG, D. (2013). Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) in CMIP5 models : RCP and historical simulations. *Journal of Climate*, 26(18):7187–7197.
- 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.
- COMPO, G. P., WHITAKER, J. S., SARDESHMUKH, P. D., MATSUI, N., ALLAN, R. J., YIN, X., GLEASON, B. E., VOSE, R., RUTLEDGE, G., BESSEMOULIN, P. *et al.* (2011). The twentieth century reanalysis project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(654):1–28.
- DEE, D., UPPALA, S., SIMMONS, A., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M., BALSAMO, G., BAUER, P. *et al.* (2011). The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656):553–597.
- DÉQUÉ, M., DREVEYTON, C., BRAUN, A. et CARIOLLE, D. (1994). The ARPEGE/IFS atmosphere model : a contribution to the french community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10(4-5):249–266.

- DESER, C. (2000). On the teleconnectivity of the “arctic oscillation”. *Geophysical Research Letters*, 27(6):779–782.
- 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 PENG, S. (2007). The transient atmospheric circulation response to north atlantic SST and sea ice anomalies. *Journal of Climate*, 20(18):4751–4767.
- 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.
- DESER, C., WALSH, J. E. et TIMLIN, M. S. (2000). Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. *Journal of Climate*, 13(3):617–633.
- DETHLOFF, K., RINKE, A., BENKEL, A., KØLTZOW, M., SOKOLOVA, E., KUMAR SAHA, S., HANDORF, D., DORN, W., ROCKEL, B., VON STORCH, H. *et al.* (2006). A dynamical link between the arctic and the global climate system. *Geophysical Research Letters*, 33(3).
- EICHLER, T. P., GAGGINI, N. et PAN, Z. (2013). Impacts of global warming on northern hemisphere winter storm tracks in the CMIP5 model suite. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(10):3919–3932.
- EYRING, V., ARBLASTER, J., CIONNI, I., SEDLÁČEK, J., PERLWITZ, J., YOUNG, P., BEKKI, S., BERGMANN, D., CAMERON-SMITH, P., COLLINS, W. J. *et al.* (2013). Long-term ozone changes and associated climate impacts in CMIP5 simulations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(10):5029–5060.
- FLAOUNAS, E., DORA KELEMEN, F., WERNLI, H., GAERTNER, M. A., REALE, M., SANCHEZ-GOMEZ, E., LIONELLO, P., CALMANTI, S., PODRASCANIN, Z., SOMOT, S., AKHTAR, N., ROMERA, R. et CONTE, D. (2016). Assessment of an ensemble of ocean-atmosphere coupled and uncoupled regional climate models to reproduce the climatology of mediterranean cyclones. *Climate Dynamics, under revision*.
- FRANCIS, J. et SKIFIC, N. (2015). Evidence linking rapid arctic warming to mid-latitude weather patterns. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 373(2045):20140170.
- 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.
- GERDES, R. (2006). Atmospheric response to changes in arctic sea ice thickness. *Geophysical research letters*, 33(18).
- GILLETT, N., ALLAN, R. et ANSELL, T. (2005). Detection of external influence on sea level pressure with a multi-model ensemble. *Geophysical Research Letters*, 32(19).
- GILLETT, N. et FYFE, J. (2013). Annular mode changes in the CMIP5 simulations. *Geophysical Research Letters*, 40(6):1189–1193.
- GILLETT, N., KELL, T. et JONES, P. (2006). Regional climate impacts of the southern annular mode. *Geophysical Research Letters*, 33(23).
- GILLETT, N. et STOTT, P. (2009). Attribution of anthropogenic influence on seasonal sea level pressure. *Geophysical Research Letters*, 36(23).
- GILLETT, N. P. et THOMPSON, D. W. (2003). Simulation of recent southern hemisphere climate change. *Science*, 302(5643):273–275.
- GILLETT, N. P., ZWIERS, F. W., WEAVER, A. J. et STOTT, P. A. (2003). Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature*, 422(6929):292–294.
- GONG, D. et WANG, S. (1999). Definition of antarctic oscillation index. *Geophysical research letters*, 26(4):459–462.
- GRAFF, L. S. et LACASCE, J. (2012). Changes in the extratropical storm tracks in response to changes in SST in an AGCM. *Journal of Climate*, 25(6):1854–1870.
- GULEV, S., ZOLINA, O. et GRIGORIEV, S. (2001). Extratropical cyclone variability in the northern hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate Dynamics*, 17(10):795–809.
- GUO, D., GAO, Y., BETHKE, I., GONG, D., JOHANNESSEN, O. M. et WANG, H. (2014). Mechanism on how the spring arctic sea ice impacts the east asian summer monsoon. *Theoretical and applied climatology*, 115(1-2):107–119.
- HALL, A. et VISBECK, M. (2002). Synchronous variability in the southern hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the annular mode*. *Journal of Climate*, 15(21):3043–3057.
- HALL, N. M., HOSKINS, B. J., VALDES, P. J. et SENIOR, C. A. (1994). Storm tracks in a high-resolution GCM with doubled carbon dioxide. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120(519):1209–1230.
- HARVEY, B., SHAFFREY, L. et WOOLLINGS, T. (2014). Equator-to-pole temperature differences and the extra-tropical storm track responses of the CMIP5 climate models. *Climate Dynamics*, 43(5-6):1171–1182.

- HARVEY, B., SHAFFREY, L. et WOOLLINGS, T. (2015). Deconstructing the climate change response of the northern hemisphere wintertime storm tracks. *Climate Dynamics*, 45(9-10):2847–2860.
- HASSANZADEH, P. et KUANG, Z. (2015). Blocking variability : Arctic amplification versus arctic oscillation. *Geophysical Research Letters*, 42(20):8586–8595.
- HOSKINS, B. J. et HODGES, K. I. (2002). New perspectives on the northern hemisphere winter storm tracks. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(6):1041–1061.
- HOSKINS, B. J. et VALDES, P. J. (1990). On the existence of storm-tracks. *Journal of the atmospheric sciences*, 47(15):1854–1864.
- HURRELL, J. W., KUSHNIR, Y., OTTERSEN, G. et VISBECK, M. (2003). The north atlantic oscillation : climate significance and environmental impact.
- JOLY, A., SANCHEZ-GOMEZ, É., JOLY, B., TERRAY, L. et de COËTLOGON, G. (2005). Annexe H cyclogenèses et tempêtes, rapport final IMFREX.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., IREDELL, M., SAHA, S., WHITE, G., WOOLLEN, J. et al. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, 77(3):437–471.
- KARPECHKO, A. Y., GILLETT, N. P., MARSHALL, G. J. et SCREEN, J. A. (2009). Climate impacts of the southern annular mode simulated by the CMIP3 models. *Journal of Climate*, 22(13):3751–3768.
- KAY, J. E., HOLLAND, M. M. et JAHN, A. (2011). Inter-annual to multi-decadal arctic sea ice extent trends in a warming world. *Geophysical Research Letters*, 38(15).
- KRUEGER, O., SCHENK, F., FESER, F. et WEISSE, R. (2013). Inconsistencies between long-term trends in storminess derived from the 20CR reanalysis and observations. *Journal of Climate*, 26(3):868–874.
- LAÎNÉ, A., KAGEYAMA, M., SALAS-MÉLIA, D., RAMSTEIN, G., PLANTON, S., DENVIL, S. et TYTECA, S. (2009). An energetics study of wintertime northern hemisphere storm tracks under $4\times$ CO₂ conditions in two ocean-atmosphere coupled models. *Journal of Climate*, 22(3):819–839.
- LATIF, M., MARTIN, T. et PARK, W. (2013). Southern ocean sector centennial climate variability and recent decadal trends. *Journal of Climate*, 26(19):7767–7782.
- LEFEBVRE, W., GOOSSE, H., TIMMERMANN, R. et FICHEFET, T. (2004). Influence of the southern annular mode on the sea ice–ocean system. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 109(C9).
- LI, J. et WANG, J. X. (2003). A modified zonal index and its physical sense. *Geophysical Research Letters*, 30(12).

- LINDZEN, R. et FARRELL, B. (1980). A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities. *Journal of the atmospheric sciences*, 37(7):1648–1654.
- LIU, J., CURRY, J. A., WANG, H., SONG, M. et HORTON, R. M. (2012). Impact of declining arctic sea ice on winter snowfall. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(11):4074–4079.
- MADDEN, R. A. et JULIAN, P. R. (1994). Observations of the 40-50-day tropical oscillation—a review. *Monthly Weather Review*, 122(5):814–837.
- MADEC, G. (2008). NEMO ocean engine.
- MALARDEL, S. (2005). Fondamentaux de météorologie.
- MARSHALL, G. J. (2003). Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24):4134–4143.
- MARTIN, J. E., VAVRUS, S. J., WANG, F. et FRANCIS, J. A. (2015). Sinuosity as a measure of middle tropospheric waviness 6. *Climate Dynamics*.
- MASSONNET, F., FICHEFET, T., GOOSSE, H., BITZ, C. M., PHILIPPON-BERTHIER, G., HOLLAND, M. M. et BARRIAT, P.-Y. (2012). Constraining projections of summer arctic sea ice. *The Cryosphere*, 6(6):1383–1394.
- MCCABE, G. J., CLARK, M. P. et SERREZE, M. C. (2001). Trends in northern hemisphere surface cyclone frequency and intensity. *Journal of Climate*, 14(12):2763–2768.
- MCGRAW, M. C. et BARNES, E. A. (2016). Seasonal sensitivity of the eddy-driven jet to tropospheric heating in an idealized AGCM. *Journal of Climate*, (2016).
- MÉLIA, D. S. (2002). A global coupled sea ice–ocean model. *Ocean Modelling*, 4(2):137–172.
- 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):869–873.
- NEU, U., AKPEROV, M. G., BELLENBAUM, N., BENESTAD, R., BLENDER, R., CABALLERO, R., COCOZZA, A., DACRE, H. F., FENG, Y., FRAEDRICH, K. *et al.* (2013). IMILAST : a community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(4):529–547.
- NOILHAN, J. et MAHFOUF, J.-F. (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and planetary Change*, 13(1):145–159.
- ORSOLINI, Y. J., SENAN, R., BENESTAD, R. E. et MELSOM, A. (2012). Autumn atmospheric response to the 2007 low arctic sea ice extent in coupled ocean–atmosphere hindcasts. *Climate dynamics*, 38(11-12):2437–2448.

- 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.
- PERLWITZ, J., HOERLING, M. et DOLE, R. (2015). Arctic tropospheric warming : Causes and linkages to lower latitudes. *Journal of Climate*, 28(6):2154–2167.
- PERLWITZ, J., PAWSON, S., FOGT, R. L., NIELSEN, J. E. et NEFF, W. D. (2008). Impact of stratospheric ozone hole recovery on antarctic climate. *Geophysical Research Letters*, 35(8).
- 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).
- POLVANI, L. M., PREVIDI, M. et DESER, C. (2011a). Large cancellation, due to ozone recovery, of future southern hemisphere atmospheric circulation trends. *Geophysical Research Letters*, 38(4).
- POLVANI, L. M., WAUGH, D. W., CORREA, G. J. et SON, S.-W. (2011b). Stratospheric ozone depletion : The main driver of twentieth-century atmospheric circulation changes in the southern hemisphere. *Journal of Climate*, 24(3):795–812.
- RAHMSTORF, S., FEULNER, G., MANN, M. E., ROBINSON, A., RUTHERFORD, S. et SCHAFFERNICHT, E. J. (2015). Exceptional twentieth-century slowdown in atlantic ocean overturning circulation. *Nature climate change*.
- RAIBLE, C., DELLA-MARTA, P., SCHWIERZ, C., WERNLI, H. et BLENDER, R. (2008). Northern hemisphere extratropical cyclones : A comparison of detection and tracking methods and different reanalyses. *Monthly Weather Review*, 136(3):880–897.
- RICHTER, I., XIE, S.-P., WITTENBERG, A. T. et MASUMOTO, Y. (2012). Tropical atlantic biases and their relation to surface wind stress and terrestrial precipitation. *Climate dynamics*, 38(5-6):985–1001.
- RINKE, A., DETHLOFF, K., DORN, W., HANDORF, D. et MOORE, J. (2013). Simulated arctic atmospheric feedbacks associated with late summer sea ice anomalies. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(14):7698–7714.
- 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.
- ROSENLOF, K. H., TERRAY, L., DESER, C., CLEMENT, A., GOOSSE, H. et DAVIS, S. (2013). Changes in variability associated with climate change. In *Climate Science for Serving Society*, pages 249–271. Springer.
- RUPRICH-ROBERT, Y. (2014). *Variabilité climatique de l'atlantique nord aux échelles de temps décennale à multidécennale : mécanismes et prévisibilité*. Phd thesis, Université Toulouse 3 - Paul Sabatier.

- RUPRICH-ROBERT, Y. et CASSOU, C. (2015). Combined influences of seasonal east atlantic pattern and north atlantic oscillation to excite atlantic multidecadal variability in a climate model. *Climate Dynamics*, 44(1-2):229–253.
- SCHNEIDER, D. P., DESER, C. et OKUMURA, Y. (2012). An assessment and interpretation of the observed warming of west antarctica in the austral spring. *Climate Dynamics*, 38(1-2):323–347.
- SCHNEIDER, T., O’GORMAN, P. A. et LEVINE, X. J. (2010). Water vapor and the dynamics of climate changes. *Reviews of Geophysics*, 48(3).
- SCINOCCA, J., READER, M., PLUMMER, D., SIGMOND, M., KUSHNER, P., SHEPHERD, T. et RAVISHANKARA, A. (2009). Impact of sudden arctic sea-ice loss on stratospheric polar ozone recovery. *Geophysical Research Letters*, 36(24).
- SCREEN, J. A. (2013). Influence of arctic sea ice on european summer precipitation. *Environmental Research Letters*, 8(4):044015.
- SCREEN, J. A., DESER, C. et SUN, L. (2014). Reduced risk of north american cold extremes due to continued arctic sea ice loss.
- SCREEN, J. A. et SIMMONDS, I. (2010a). The central role of diminishing sea ice in recent arctic temperature amplification. *Nature*, 464(7293):1334–1337.
- SCREEN, J. A. et SIMMONDS, I. (2010b). 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.
- SEAGER, R., NAIK, N., TING, M., CANE, M., HARNIK, N. et KUSHNIR, Y. (2010). Adjustment of the atmospheric circulation to tropical pacific SST anomalies : Variability of transient eddy propagation in the pacific–north america sector. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(647):277–296.
- SEIERSTAD, I. A. et BADER, J. (2009). Impact of a projected future arctic sea ice reduction on extratropical storminess and the NAO. *Climate dynamics*, 33(7-8):937–943.
- SEILER, C. et ZWIERS, F. (2015). How will climate change affect explosive cyclones in the extratropics of the northern hemisphere? *Climate Dynamics*, pages 1–12.
- SEMENOV, V. A. et LATIF, M. (2015). Nonlinear winter atmospheric circulation response to arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012. *Environmental Research Letters*, 10(5):054020.
- SEN GUPTA, A. et ENGLAND, M. H. (2006). Coupled ocean-atmosphere-ice response to variations in the southern annular mode. *Journal of Climate*, 19(18):4457–4486.

- 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. (2011). Processes and impacts of arctic amplification : A research synthesis. *Global and Planetary Change*, 77(1):85–96.
- SIGMOND, M. et FYFE, J. (2010). Has the ozone hole contributed to increased antarctic sea ice extent ? *Geophysical Research Letters*, 37(18).
- SIGMOND, M. et FYFE, J. C. (2014). The antarctic sea ice response to the ozone hole in climate models. *Journal of Climate*, 27(3):1336–1342.
- SIGMOND, M., READER, M., FYFE, J. et GILLETT, N. (2011). Drivers of past and future southern ocean change : Stratospheric ozone versus greenhouse gas impacts. *Geophysical Research Letters*, 38(12).
- SOMOT, S. (2005). *Modélisation climatique du bassin méditerranéen : variabilité et scénarios de changement climatique*. Thèse de doctorat, Météo-France.
- SON, S.-W., TANDON, N. F., POLVANI, L. M. et WAUGH, D. W. (2009). Ozone hole and southern hemisphere climate change. *Geophysical Research Letters*, 36(15).
- SROKOSZ, M., BARINGER, M., BRYDEN, H., CUNNINGHAM, S., DELWORTH, T., LOZIER, S., MAROTZKE, J. et SUTTON, R. (2012). Past, present, and future changes in the atlantic meridional overturning circulation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(11):1663–1676.
- STOCKER, T., QIN, D., PLATTNER, G., TIGNOR, M., ALLEN, S., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, B. et MIDGLEY, B. (2013). IPCC, 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.
- STROEVE, J. C., KATTSOV, V., BARRETT, A., SERREZE, M., PAVLOVA, T., HOLLAND, M. et MEIER, W. N. (2012a). Trends in arctic sea ice extent from cmip5, cmip3 and observations. *Geophysical Research Letters*, 39(16).
- STROEVE, J. C., SERREZE, M. C., HOLLAND, M. M., KAY, J. E., MALANIK, J. et BARRETT, A. P. (2012b). The arctic’s rapidly shrinking sea ice cover : a research synthesis. *Climatic Change*, 110(3-4):1005–1027.
- 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.
- SUO, L., GAO, Y., GUO, D., LIU, J., WANG, H. et JOHANNESSEN, O. M. (2016). Atmospheric response to the autumn sea-ice free arctic and its detectability. *Climate Dynamics*, 46(7-8):2051–2066.
- 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.

- TAYLOR, K. E., STOUFFER, R. J. et MEEHL, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4):485.
- THOMPSON, D. W., BALDWIN, M. P. et SOLOMON, S. (2005). Stratosphere-troposphere coupling in the southern hemisphere. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(3):708–715.
- THOMPSON, D. W. et SOLOMON, S. (2002). Interpretation of recent southern hemisphere climate change. *Science*, 296(5569):895–899.
- THOMPSON, D. W., SOLOMON, S., KUSHNER, P. J., ENGLAND, M. H., GRISE, K. M. et KAROLY, D. J. (2011). Signatures of the antarctic ozone hole in southern hemisphere surface climate change. *Nature Geoscience*, 4(11):741–749.
- 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.
- THOMPSON, D. W. et WALLACE, J. M. (2001). Regional climate impacts of the northern hemisphere annular mode. *Science*, 293(5527):85–89.
- THOMPSON, D. W., WALLACE, J. M. et HEGERL, G. C. (2000). Annular modes in the extratropical circulation. part ii : Trends. *Journal of Climate*, 13(5):1018–1036.
- TIBALDI, S. et MOLTENI, F. (1990). On the operational predictability of blocking. *Tellus A*, 42(3):343–365.
- TRENBERTH, K. E. (1997). The definition of EL NINO. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12):2771.
- TRENBERTH, K. E. et CARON, J. M. (2001). Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *Journal of Climate*, 14(16):3433–3443.
- TRIGO, I. F. (2006). Climatology and interannual variability of storm-tracks in the euro-atlantic sector : a comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dynamics*, 26(2-3):127–143.
- ULBRICH, U., LECKEBUSCH, G. et PINTO, J. G. (2009). Extra-tropical cyclones in the present and future climate : a review. *Theoretical and Applied Climatology*, 96(1-2):117–131.
- UPPALA, S. M., KÅLLBERG, P., SIMMONS, A., ANDRAE, U., BECHTOLD, V. d., FIORINO, M., GIBSON, J., HASELER, J., HERNANDEZ, A., KELLY, G. et al. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612):2961–3012.
- VALCKE, S. (2013). The OASIS3 coupler : a european climate modelling community software. *Geoscientific Model Development*, 6(2):373–388.

- VAN VUUREN, D. P., EDMONDS, J., KAINUMA, M., RIAHI, K., THOMSON, A., HIBBARD, K., HURTT, G. C., KRAM, T., KREY, V., LAMARQUE, J.-F. *et al.* (2011). The representative concentration pathways : an overview. *Climatic change*, 109:5–31.
- VIHMA, T. (2014). Effects of arctic sea ice decline on weather and climate : a review. *Surveys in Geophysics*, 35(5):1175–1214.
- VOLDOIRE, A., SANCHEZ-GOMEZ, E., y MÉLIA, D. S., DECHARME, B., CASSOU, C., SÉNÉSI, S., VALCKE, S., BEAU, I., ALIAS, A., CHEVALLIER, M. *et al.* (2013). The CNRM-CM5. 1 global climate model : description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9-10):2091–2121.
- WOOLLINGS, T. (2008a). Vertical structure of anthropogenic zonal-mean atmospheric circulation change. *Geophysical Research Letters*, 35(19).
- WOOLLINGS, T. (2008b). Vertical structure of anthropogenic zonal-mean atmospheric circulation change. *Geophysical Research Letters*, 35(19).
- WOOLLINGS, T., GREGORY, J. M., PINTO, J. G., REYERS, M. et BRAYSHAW, D. J. (2012). Response of the north atlantic storm track to climate change shaped by ocean-atmosphere coupling. *Nature Geoscience*, 5(5):313–317.
- WOOLLINGS, T., HOSKINS, B., BLACKBURN, M., HASSELL, D. et HODGES, K. (2010). Storm track sensitivity to sea surface temperature resolution in a regional atmosphere model. *Climate dynamics*, 35(2-3):341–353.
- YIN, J. H. (2005). A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophysical Research Letters*, 32(18).
- ZAPPA, G., SHAFFREY, L. C. et HODGES, K. I. (2013a). The ability of CMIP5 models to simulate north atlantic extratropical cyclones*. *Journal of Climate*, 26(15):5379–5396.
- ZAPPA, G., SHAFFREY, L. C., HODGES, K. I., SANSOM, P. G. et STEPHENSON, D. B. (2013b). A multimodel assessment of future projections of north atlantic and european extratropical cyclones in the cmip5 climate models*. *Journal of Climate*, 26(16):5846–5862.
- ZHANG, R. (2015). Mechanisms for low-frequency variability of summer arctic sea ice extent. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(15):4570–4575.
- ZHENG, F., LI, J., CLARK, R. T. et NNAMCHI, H. C. (2013). Simulation and projection of the southern hemisphere annular mode in CMIP5 models. *Journal of Climate*, 26(24):9860–9879.