



HAL
open science

Prévisibilité saisonnière de la glace de mer de l'océan Arctique

Matthieu Chevallier

► **To cite this version:**

Matthieu Chevallier. Prévisibilité saisonnière de la glace de mer de l'océan Arctique. Sciences de la Terre. Université Paris-Est, 2012. Français. NNT : 2012PEST1117 . pastel-00806125

HAL Id: pastel-00806125

<https://pastel.hal.science/pastel-00806125>

Submitted on 29 Mar 2013

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

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

UNIVERSITÉ — — PARIS-EST

Thèse présentée pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Paris-Est

Spécialité : Sciences et Techniques de l'Environnement

par

Matthieu Chevallier

École Doctorale : SCIENCES, INGÉNIERIE ET ENVIRONNEMENT

Prévisibilité saisonnière de la glace de mer de l'océan Arctique

On the Seasonal Predictability of the Arctic Sea Ice

Thèse dirigée par M. Bocquet et M. Déqué, co-encadrée par D. Salas y Mélia

Soutenue le 7 décembre 2012 devant le jury composé de :

Mme	Marie-Noëlle HOUSSAIS	Rapporteur	LOCEAN
M.	Bruno TREMBLAY	Rapporteur	Université McGill
M.	Gilles GARRIC	Examineur	Mercator-Océan
M.	Nicholas HALL	Examineur	LEGOS
Mme	Valérie QUINIOU-RAMUS	Examineur	Total
M.	Martin VANCOPPENOLLE	Examineur	LOCEAN
M.	Michel DÉQUÉ	Directeur de thèse	CNRM-GAME
M.	Marc BOCQUET	Directeur de thèse	École des Ponts ParisTech
M.	David SALAS Y MÉLIA	Encadrant	CNRM-GAME

« D'où vient l'étrange attirance de ces régions polaires, si puissante, si tenace, qu'après en être revenu on oublie les fatigues morales et physiques pour ne songer qu'à retourner vers elles ? D'où vient le charme inouï des ces contrées pourtant désertes et terrifiantes ? »
Jean-Baptiste Charcot (1867 - 1936)

À Dorothée...
À nos parents et grands-parents...

Remerciements

Lorsqu'en 2007, Bruno Tremblay me propose un stage de recherche à l'Université McGill sur la « glace de mer », j'avoue ne pas encore connaître la différence entre la banquise et les icebergs. Le présent travail de thèse est néanmoins une conséquence logique de cette expérience fondamentale pour moi. Le lecteur perspicace remarquera que mon premier contact avec la modélisation de la glace de mer a eu lieu à la veille d'un minimum historique (2007). Il notera que cette thèse prend fin au lendemain d'un nouveau record (2012). Il en conclura peut-être hâtivement qu'il est dangereux de me laisser travailler sur les régions polaires...

Je tiens à remercier chaleureusement David Salas y Mélia pour m'avoir contacté dès mon retour du Canada pour travailler sur ce sujet motivant tant par sa problématique scientifique que par ses applications potentielles. Malgré les nombreuses sollicitations dont fait l'objet un chef d'équipe, il a toujours fait preuve d'une disponibilité exemplaire et d'un soutien sans faille. J'espère sincèrement avoir été digne de la passion qu'il a souhaité me transmettre durant ces quelques trente-huit mois.

Je remercie mes deux directeurs de thèse. Michel Déqué a su me suivre de près malgré ses nombreuses activités et l'encadrement à plein temps d'une thèse « amie » sur la prévision saisonnière. Marc Bocquet a toujours agi comme un « parrain scientifique » depuis notre rencontre à l'École des Ponts, il y a maintenant cinq ans.

Je remercie sincèrement les rapporteurs du présent manuscrit, Marie-Noëlle Houssais et Bruno Tremblay, pour leurs appréciations et leurs remarques constructives, et avec eux l'ensemble du jury : Nick Hall, qui en a accepté la présidence, Gilles Garric, Valérie Quiniou-Ramus et Martin Vancoppenolle.

Je souhaite exprimer une gratitude particulière à Aurore Voltaire et Stéphane Sénési, sans qui le modèle couplé CNRM-CM ne pourrait tourner. J'aimerais leur présenter mes excuses pour les nombreuses questions techniques avec lesquelles j'ai pu les déranger, mais aussi les remercier pour leur accueil, leur gentillesse, leur pédagogie dans les réponses qu'ils ont toujours su m'apporter. Mes remerciements vont également à l'ensemble de l'équipe ASTER au sein de laquelle j'ai été affecté durant cette thèse : un grand merci à Christine Delire pour avoir fait preuve d'autant de patience avec son collègue de bureau.

Je remercie l'ensemble des personnes du CNRM ou d'ailleurs qui ont pu m'aider dans la réalisation de mon travail de thèse. Un grand merci à Emilia Sanchez-Gomez, sans qui je n'aurais jamais pu faire tourner NEMO-GELATO en forcé au début de ma thèse. Merci à Sophie Belamari et à Gilles Garric pour leur aide précieuse sur les forçages ERA-Interim (et leurs corrections). Merci à Fanny Girard-Ardhuin pour son aide précieuse sur la dynamique de la glace. Merci à Alain Braun, Sophie Tyteca et à l'équipe CTI pour leur support technique permanent, leurs compétences et leur efficacité. Merci à Aurélien Ribes pour ses lumières en statistiques dans un milieu aussi peu gaussien que la glace de mer. Merci à Bertrand Decharme pour son aide dans la construction des états initiaux continentaux et ses avis critiques sur la question. Merci à Julien Cattiaux, Fabrice Chauvin et Samuel Somot pour leurs précieux conseils, notamment à la veille de ma soutenance. Merci surtout à Agathe Germe pour nos nombreuses discussions qui m'ont permis de clarifier un grand nombre de résultats de cette thèse.

Je remercie l'ensemble des personnes de Météo-France qui, malgré un contexte et un emploi du temps chargés, ont contribué à ma construction personnelle : Eric Brun, Philippe

Dandin, Hervé Roquet, Serge Planton, Marc Pontaud, Philippe Bougeault. Je remercie tout particulièrement Joël Poitevin pour sa confiance, son soutien et son aide décisive dans la réalisation de projets dont cette thèse a pu largement bénéficier.

Cette thèse, financée par le Ministère de l'Écologie et du Développement Durable, s'est déroulée dans le cadre d'une collaboration industrielle avec le groupe Total. Je remercie Claire Channellière, correspondante de cette collaboration, ainsi que Valérie Quiniou-Ramus, Edmond Coche et Annie Audibert-Hayet pour leur suivi et leur confiance après mon stage d'un an parmi eux. Cette collaboration scientifique a donné un éclairage opérationnel tout à fait bénéfique à ma thèse.

La campagne de septembre à novembre 2011 à bord de l'Amundsen, brise-glace scientifique canadien, a aussi eu un impact fort sur cette thèse. Je remercie Bruno Tremblay d'avoir soutenu ma participation, et Yves Gratton de l'avoir acceptée. Je remercie l'ensemble de l'équipage de l'Amundsen, en premier lieu la commandant Stéphane Julien pour sa compétence et sa disponibilité. Un grand merci également à toute « l'équipe » scientifique, pour les liens particuliers tissés durant sept semaines dans le passage du Nord-Ouest : Jessie, Marie, Marjolaine, Virginie, Adam, Ian et surtout Frédéric.

Plus près de nous, ici à Toulouse, je garderai un souvenir ému des déjeuners et pauses de notre groupe de « jeunes du CNRM » : Boutheina, Gaëlle, Jean-Pierre, Roland, Émilie, Pierre, Anne-Sophie, Yannick, Clotilde et Agathe. Je remercie tout particulièrement Lauriane Batté, ma « binôme » de toujours, sa superbe petite famille, Benoît Vié, le plus flegmatique des chercheurs français, et Vincent Vionnet, mon « frère du froid ».

Enfin, un grand merci à celles et ceux qui ont toujours su être présents durant ces trois ans, et qui ont compris le sens de ma démarche. Je pense à mes parents, mon frère, mes sœurs, mes grands-parents, mes beaux-parents ; à Thibaud, Jérôme, Ludovic, Alain et aux « 11 ». Un merci tout particulier à Thibaud pour sa relecture attentive, ainsi qu'à Jean-François, Olivier et Slim pour leur séance de *coaching* pré-soutenance.

Merci enfin à Toi, Dorothée, qui en m'épousant as accepté d'épouser une cause que tu as fait tienne.

Résumé

La glace de mer Arctique connaît actuellement de profondes mutations dans sa structure et sa variabilité. Le déclin récent de la couverture estivale de glace de mer Arctique, qui a atteint un nouveau record en septembre 2012, a relancé l'intérêt stratégique de cette région longtemps oubliée. La prévision de glace de mer à l'échelle saisonnière est ainsi un problème d'océanographie opérationnelle qui pourrait intéresser nombre d'acteurs économiques (pêche, énergie, recherche, tourisme). De plus, en tant que condition aux limites pour l'atmosphère, la glace de mer peut induire une prévisibilité de l'atmosphère à l'échelle saisonnière, au même titre que les anomalies de température de surface de l'océan sous les tropiques.

Nous présentons dans cette thèse la construction d'un système de prévisions saisonnières dédié à la glace de mer Arctique avec le modèle couplé CNRM-CM5.1, développé conjointement par le CNRM-GAME et le CERFACS. Nous passons en revue la stratégie d'initialisation, la réalisation et l'évaluation des *hindcasts* (ou rétro-prévisions).

La communauté dispose d'observations de concentration de glace de mer, mais de très peu de données d'épaisseur à l'échelle du bassin. Afin d'initialiser la glace de mer et l'océan dynamiquement et thermodynamiquement, nous avons choisi d'utiliser la composante océan-glace de mer de CNRM-CM5.1, NEMO-GELATO. L'initialisation consiste à forcer NEMO-GELATO avec les champs météorologiques issus de la réanalyse ERA-Interim, sur la période 1990-2010. Des corrections appliquées aux forçages basées sur des observations satellitaires et in-situ nous permettent d'obtenir une bonne simulation de l'océan et de la glace de mer en terme d'état moyen et de variabilité interannuelle. L'épaisseur reste néanmoins sous-estimée.

Quelques propriétés de prévisibilité intrinsèque de la glace de mer Arctique sont ensuite présentées. Une étude de prévisibilité potentielle diagnostique nous a permis de distinguer deux modes de prévisibilité de la glace de mer à l'aide du volume et de la structure sous-maille d'épaisseur. Un « mode de persistance » concerne la prévisibilité de la couverture d'hiver. La surface de glace de mars est potentiellement prévisible 3 mois à l'avance par la seule persistance, et dans une moindre mesure à l'aide des surfaces couvertes par la glace relativement fine. Un « mode de mémoire » concerne la prévisibilité de la couverture estivale. La surface de glace de septembre est potentiellement prévisible jusqu'à 6 mois à l'avance à l'aide du volume et surtout de la surface couverte par la glace relativement épaisse. Ces résultats suggèrent donc qu'une bonne initialisation du volume et de la structure d'épaisseur en fin d'hiver permettrait une bonne prévisibilité des étendues de fin d'été.

Les prévisions d'été et d'hiver présentent des scores particulièrement encourageants, que ce soit en anomalies brutes ou en anomalies par rapport à la tendance linéaire. Cela suggère une prévisibilité liée à l'état initial et non aux forçages externes imposés. L'analyse des prévisions d'été montre que le volume et les structures d'épaisseur de l'état initial expliquent l'essentiel des différentes prévisions, ce qui confirme l'existence du « mode de mémoire » malgré un fort biais radiatif. L'analyse des prévisions d'hiver suggère que l'étendue initiale explique une partie des différentes prévisions, un indice du « mode de persistance » des prévisions hivernales. Une analyse régionale des prévisions d'hiver permet de préciser le rôle de l'océan dans ces prévisions, et montre dans quelle mesure nos prévisions pourraient être utilisées de manière opérationnelle, notamment en mer de Barents.

Abstract

Sea ice experiences some major changes in the early 21st century. The recent decline of the summer Arctic sea ice extent, reaching an all-time record low in September 2012, has woken renewed interest in this remote marine area. Sea ice seasonal forecasting is a challenge of operational oceanography that could benefit to several stakeholders : fishing, energy, research, tourism. Moreover, sea ice is a boundary condition of the atmosphere. As such, as tropical sea surface temperature, it may drive some atmosphere seasonal predictability.

The goal of this PhD work was to set up a dedicated Arctic sea ice seasonal forecasting system, using CNRM-CM5.1 coupled climate model. We address the initialization strategy, the creation and the evaluation of the hindcasts (or re-forecasts).

In contrast to sea ice concentration, very few thickness data are available over the whole Arctic ocean. In order to initialize sea ice and the ocean dynamically and thermodynamically, we used the ocean-sea ice component of CNRM-CM5.1, named NEMO-GELATO, in forced mode. The initialization run is a forced simulation driven by ERA-Interim forcing over the period 1990-2010. Corrections based on satellite data and in-situ measurements leads to skilful simulation of the ocean and sea ice mean state and interannual variability. Sea ice thickness seems overall underestimated, based on the most recent estimates.

Some characteristics of sea ice inherent predictability are then addressed. A diagnostic potential predictability study allowed us to identify two regimes of predictability using sea ice volume and the ice thickness distribution. The first one is the 'persistence regime', for winter sea ice area. March sea ice area is potentially predictable up to 3 months in advance using simple persistence, and surface covered by thin ice to a lesser extent. The second one is the 'memory regime', for summer sea ice area. September sea ice area is potentially predictable up to 6 months in advance using volume and to a greater extent the area covered by relatively thick ice. These results suggest that a comprehensive winter volume and thickness initialization could improve the summer forecasts.

Summer and winter seasonal hindcasts shows very encouraging skills, in terms of raw and detrended anomalies. These skills suggest a predicatibility from initial conditions besides predictability due to the trend. Summer forecasts analysis shows that the volume and the ice thickess distribution explains a high fraction of the variance of predicted sea ice extent, which confirms the existence of the 'memory regime'. Winter forecasts also suggest the 'persistence regime'. A regional investigation of the winter hindcast helps precisising the role of the ocean in the forecasts, and shows to what extent our system predictions could be used operationally, especially in the Barents Sea.

Table des matières

Résumé	5
Abstract	7
Table des matières	9
1 Introduction	13
1.1 La glace de mer	13
1.1.1 Formation	13
1.1.2 Croissance	16
1.1.3 Fonte	16
1.2 Observation de la glace de mer	17
1.2.1 Données disponibles	17
1.2.2 Glaces de mer arctique et antarctique	18
1.3 Évolutions récentes et changements projetés	19
1.3.1 Évolutions récentes	19
1.3.2 Septembre 2007	20
1.3.3 Projections	21
1.4 Prévisibilité saisonnière de la glace de mer	23
1.4.1 Pourquoi la prévisibilité saisonnière de la glace de mer ?	23
1.4.2 Petite histoire de la prévision saisonnière de glace de mer	26
1.4.3 Synthèse et questions	31
1.5 Articulation du manuscrit	33
2 Les modèles	35
2.1 Le modèle d’océan-glace de mer NEMO-GELATO	35
2.1.1 Le modèle de glace de mer GELATO	35
2.1.2 Le modèle d’océan NEMO3.2	39
2.1.3 Répartition des flux sur la surface marine (océan-glace de mer)	42
2.1.4 Couplage océan-glace de mer	44
2.2 Les autres composantes du modèle couplé CNRM-CM5.1	44
2.2.1 Le modèle d’atmosphère ARPEGE-Climat	44
2.2.2 Les composantes de surface SURFEX et TRIP	45
2.2.3 Le couplage par OASIS3	46
2.2.4 Forçages externes	46
2.3 La configuration forcée NEMO-GELATO	47
2.3.1 Flux atmosphère-surface marine	47
2.3.2 Autres réglages	49
2.3.3 Données atmosphériques	49
2.4 Conclusion	51
2.5 Synthèse du chapitre	53

3	Reconstruction historique de la glace de mer Arctique	55
3.1	L'expérience « brute »	55
3.1.1	Protocole	55
3.1.2	Couverture de glace de mer et concentration	56
3.1.3	Épaisseur et volume	58
3.1.4	Vitesses	61
3.1.5	Âge de la glace	62
3.1.6	Océan de surface et circulation	62
3.1.7	Conclusions partielles	64
3.2	L'expérience avec corrections	66
3.2.1	Justifications	66
3.2.2	Description des corrections	66
3.2.3	Effets des corrections sur l'état moyen	67
3.2.4	Distribution régionale de la glace de mer arctique	72
3.2.5	Océan de surface et circulation	75
3.3	Conclusion	81
3.3.1	Synthèse des résultats	81
3.3.2	Perspectives	82
3.4	Synthèse du chapitre	83
4	Prévisibilité potentielle de la glace de mer Arctique	85
4.1	Persistances de la glace de mer arctique	85
4.1.1	Métrie	85
4.1.2	Observations	87
4.1.3	Simulations forcées	89
4.1.4	Simulations couplées	91
4.1.5	Conclusions	92
4.2	Prévisibilité potentielle et distribution d'épaisseur	93
4.2.1	Introduction	93
4.2.2	Principaux résultats	94
4.3	Article : Chevallier et Salas y Mélia, 2012	94
4.3.1	Introduction	95
4.3.2	Model and data description	96
4.3.3	Potential predictability of the Arctic sea ice area	100
4.3.4	Discussion	106
4.3.5	Conclusions	108
4.4	Conclusion du chapitre	109
4.5	Synthèse du chapitre	111
5	Prévisions saisonnières de la glace de mer Arctique avec CNRM-CM5.1	113
5.1	Protocole	114
5.1.1	Préambule	114
5.1.2	Protocole d'initialisation	114
5.2	Méthodologie d'évaluation	116
5.2.1	Prévisions déterministes	116
5.2.2	Prévisions probabilistes	118
5.2.3	Données de vérification	119
5.2.4	Méthodes statistiques	119
5.2.5	Analyse de variance prédicteur/prévisions	120
5.3	Prévisions d'été	120
5.3.1	État initial	120
5.3.2	Climatologie et biais des prévisions	121
5.3.3	Scores des prévisions de surface et étendue	123
5.3.4	Analyse des prévisions d'étendue	125
5.3.5	Prévisions probabilistes	126

5.3.6	Interprétation des biais	128
5.3.7	Cas particuliers	133
5.4	Prévisions d'hiver	134
5.4.1	État initial	134
5.4.2	Climatologie et biais des prévisions	135
5.4.3	Scores des prévisions de surface et étendue	136
5.4.4	Analyse des prévisions d'étendue	140
5.4.5	Prévisions probabilistes	141
5.4.6	Interprétation des biais	141
5.4.7	Discussion	143
5.5	Prévisions régionales en hiver	146
5.5.1	Introduction	146
5.5.2	Mers de Barents et Kara	146
5.5.3	Autres sous-régions	152
5.6	Conclusions	156
5.7	Synthèse du chapitre	158
6	Conclusions et perspectives	159
6.1	Conclusions	159
6.2	Perspectives	161
A	Validation de l'épaisseur de glace de mer dans la reconstruction	165
A.1	Données disponibles	165
A.2	Méthode	166
A.3	Résultats	166
A.3.1	Comparaison des données de <i>drafts</i>	166
A.3.2	Comparaison avec les données ICESat	168
A.4	Conclusions et perspectives	170
B	Métrique quantifiant la dérive de prévision de champs bi-dimensionnels	171
C	Glossaire	173
	Liste des acronymes	177
	Table des figures	180
	Liste des tableaux	187
	Bibliographie	189

Chapitre 1

Introduction

« ... sans compter ce que [Pythéas] débite encore au sujet de Thulé et de cette autre région, où l'on ne rencontre plus la terre proprement dite, ni la mer, ni l'air, mais à leur place un composé de ces divers éléments, semblable au poumon marin, et dans lequel, soi-disant, la terre, la mer (...) sont tenus en suspension et comme réunis à l'aide d'un lien commun, sans qu'il soit possible à l'homme d'y poser le pied, ni d'y naviguer. »

Strabon, *Géographie*, I,4, (1^{er} siècle avant J.C., première référence à la glace de mer).

1.1 La glace de mer

La glace de mer se forme par le gel des couches superficielles de l'océan durant l'automne et l'hiver dans les hautes latitudes des deux hémisphères. Elle forme une couche isolante entre l'océan et l'atmosphère, et régule ainsi les flux de chaleur, de matière et de quantité de mouvement entre les deux milieux. De plus, l'albedo de la glace de mer est nettement supérieur à celui de l'océan libre : sa présence sur les océans polaires réduit donc la quantité totale de flux solaire absorbé. Lors de sa formation, la glace de mer ne capture qu'une fraction du sel océanique, le reste étant rejeté dans l'océan. Le sel est dissous dans des inclusions de saumures. Au fil de l'existence de la glace, ces inclusions sont progressivement drainées, pour être finalement rejetées dans l'océan. La salinité de la glace de mer diminue donc au cours du temps. La fonte de la glace de mer induit un flux d'eau douce équivalent dans les couches superficielles de l'océan. Ces différents flux de matières ont un effet sur la stratification de l'océan et la circulation océanique globale. Enfin, la glace de mer est un habitat pour diverses espèces allant des micro-algues aux mammifères marins. Elle constitue un régulateur pour les échanges de carbone via les inclusions de saumure et les polynies, sièges d'importants processus biogéochimiques.

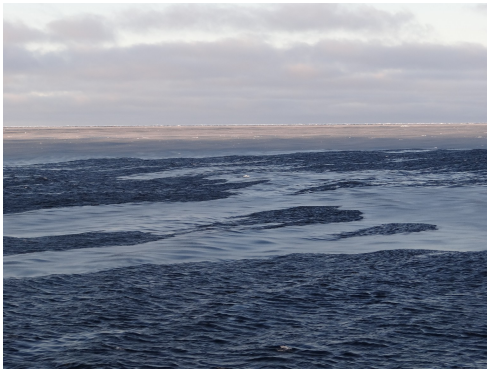
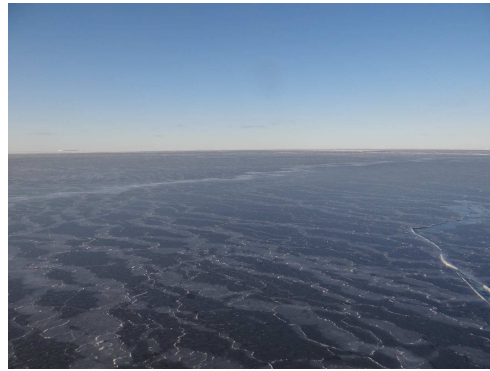
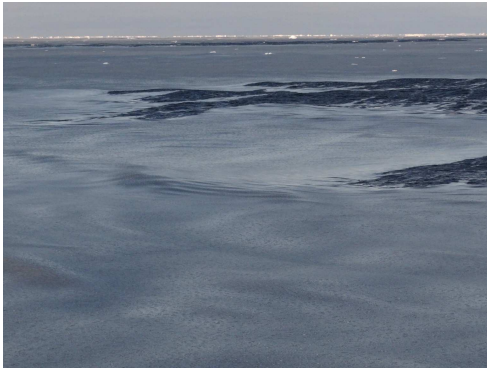
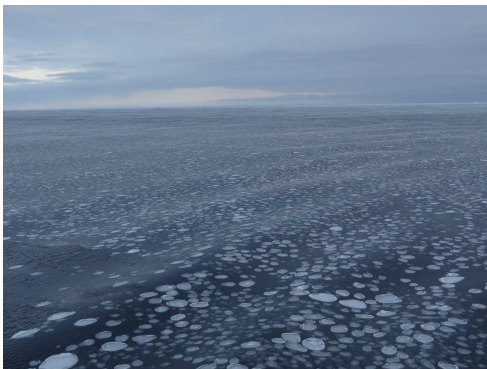
1.1.1 Formation

La glace de mer se forme suite à un refroidissement durable dans une colonne d'eau stabilisée en densité. La température de congélation de l'eau de mer est d'environ $-1,8^{\circ}\text{C}$, et varie avec la salinité. La « nouvelle glace » prend tout d'abord la forme de petites aiguilles de glace à la surface de l'océan, le *frazil*. La surface a alors un aspect huileux. Agitées par le vent les vagues et les courants, les particules de glace composant le *frazil* peuvent former en surface une couche toujours visqueuse, mais épaisse comme de la soupe (*grease ice*). En conditions calmes, les particules de *frazil* s'agglomèrent pour former le *nilas*, une couche de glace mince et élastique qui ondule facilement sous les vagues et la houle. À ce stade, la glace ne dépasse pas 10 cm d'épaisseur, et reste assez fragile.

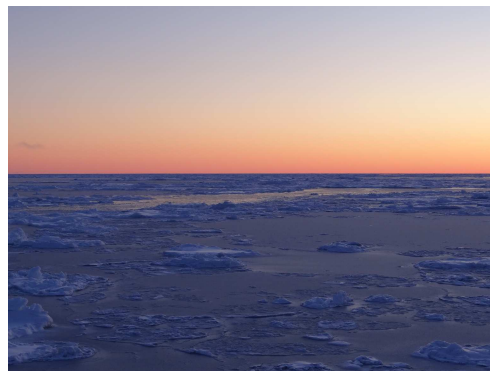
La *grease ice* ou le *nilas* peut se fracturer facilement sous l'effet des vagues, et former des blocs circulaires de 30 cm à 3 m de diamètre appelés alors *pancakes*. Ces blocs atteignent



FIGURE 1.1 – Carte de l'Arctique. Les contours gris indiquent la bathymétrie.

(a) *Frazil*(b) *Nilas*(c) *Frazil (détail)*(d) *Nilas déformé par rafting*(e) *Pancakes par forte houle*(f) *Pancakes*

(g) Crêtes de glace pluriannuelle dans un champ de glace jeune



(h) Glace jeune avec résidus de glace pluriannuelle : au loin, une fracture d'eau libre qui a regelé

FIGURE 1.2 – Images illustrant quelques stades de développement de la glace de mer. Photos prises dans l'Arctique canadien durant la campagne ArcticNet en octobre 2011.

10 cm d'épaisseur et leurs bords sont souvent relevés car ils s'entrechoquent fréquemment. Lors de la fracturation de la couche de glace, les fractions d'eaux libres mises au jour deviennent le siège de la formation de nouvelles glaces. Au bout de quelques semaines, le *nilas* devient de la jeune glace, d'une épaisseur de 10 à 30 cm, puis une glace de première année lorsqu'elle dépasse 30 cm. Si elle a survécu à plusieurs saisons de fonte, on parle alors de glace pluri-annuelle.

1.1.2 Croissance

Durant la fin de l'automne et l'hiver, la glace de mer poursuit sa croissance thermodynamique et peut atteindre environ 3 m d'épaisseur dans des conditions favorables. Cette croissance est assurée par conduction thermique de la surface vers la base, sous l'effet des flux de chaleur sensible et latente, du rayonnement solaire absorbé et du flux infrarouge net à la surface. Une couche de neige épaisse peut isoler thermiquement la glace de mer de l'air, et freiner sa croissance. Si la masse de la couche de neige est telle que l'interface neige-glace est située sous le niveau de la mer, l'eau de mer peut s'infiltrer dans la neige et former de la glace blanche. Ce phénomène est courant en Antarctique.

La glace de mer de première année est constituée de blocs parfois soudés entre eux par le gel, appelés *floes*, en mouvement sous l'effet des vents et des courants (Nansen, 1902). Dans les régions de convergence, les phénomènes de feuilletage (*rafting*) et crêtage (*ridging*) ont lieu. Dans le cas d'une glace peu épaisse, la couche de glace forme sous la pression des avancées en forme de « doigts » entrecroisés : c'est le *rafting*. Lorsque la glace est plus épaisse, de véritables murs de glace brisée se forment sous l'effet de la pression. Ce phénomène de *ridging* contribue à la croissance dynamique de l'épaisseur de la glace, particulièrement le long des côtes : les crêtes peuvent atteindre des épaisseurs supérieures à dix mètres.

Dans les régions de divergence ou de cisaillement, la glace s'ouvre et donne naissance à des fractures (ou chenaux). Lorsqu'une telle ouverture se produit au sein d'une couverture compacte de glace, on l'appelle polynie. Les polynies sont des zones d'importance pour les processus de productions biologiques, ainsi que pour la navigation.

Le long des côtes, la croissance de la glace de mer prend une forme particulière. Elle reste fixe le long de la côte où elle est ancrée au rivage : elle est appelée banquise côtière ou *landfast ice*. Elle peut s'étendre sur quelques mètres comme sur plusieurs centaines de kilomètres, selon l'étendue du plateau continental, et les blocs peuvent rester ancrés au fond. La frontière entre la glace côtière et la glace mobile est souvent le siège d'une polynie ouverte sous l'effet des vents de rivage.

1.1.3 Fonte

Le processus de fonte de la glace de mer s'opère au printemps et en été à la base, à la surface et latéralement. La fonte par la base est causée par l'arrivée d'eau relativement chaude sous la glace. Elle peut aussi être due au piégeage du rayonnement solaire dans la couche de mélange suite à la réduction estivale de concentration de glace. Le processus de fonte en surface débute par la fonte de la neige, et la rétention à la surface de l'eau de fonte. Lorsque la neige a totalement fondu, une fraction de l'eau de fonte est drainée au sein de la glace tandis que le restant forme les mares de fonte (*melt ponds*) dans les anfractuosités de la surface. Ces mares contribuent, par leur faible albedo, à accentuer la fonte en surface, et peuvent creuser de véritables chenaux. La glace libre de mares se désagrège par fonte de la surface de la glace, dont l'albedo diminue. L'ouverture de chenaux au sein de la couverture de glace alimente la fonte latérale, due au réchauffement des eaux rendues libres par absorption du rayonnement solaire. Le processus de fonte de la glace s'arrête lorsque la surface de la glace recommence à perdre de l'énergie. Les mares encore existantes regèlent et de la nouvelle glace se forme dans les chenaux.

1.2 Observation de la glace de mer

1.2.1 Données disponibles

Concentration, surface et étendue

L'état de la glace de mer est déterminé localement par sa concentration¹, qui donne la proportion d'un domaine océanique couvert par la glace.

La concentration est généralement déterminée à partir des températures de brillance mesurées par les capteurs passifs à micro-ondes embarqués sur les satellites, par exemple ceux du *Defense Meteorological Satellites Program* américain. De 1979 à 1988, les cartes de concentration couvrant l'ensemble de l'Arctique et l'Antarctique sont disponibles tous les deux jours ; elles sont quotidiennes à partir de 1988. À l'aide des algorithmes Nasateam (Cavalieri et al., 1999) et Bootstrap (Comiso et al., 1997), le *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) met à disposition des données de concentrations des glaces de mer arctique et antarctique à une résolution spatiale de 25 km. Avec l'algorithme ARTIST Sea Ice (Spreen et al., 2008) et le capteur 85,5 GHz, le Centre d'Exploitation et de Recherche Satellitaires, d'Archivage et de Traitement (CERSAT) met à disposition des données de concentration à partir de 1991 à une résolution de 12,5 km.

L'intégration de la concentration sur une région permet d'obtenir la surface de glace de mer. L'étendue de glace de mer est plus souvent utilisée. Il s'agit de l'aire du domaine dans lequel la concentration est supérieure à un seuil, généralement 15%. Le NSIDC met à disposition ces séries temporelles en tant que *Sea Ice Index* (Fetterer et al., 2009).

Les données de concentration issues des observations satellitaires, ainsi que les données obtenues par satellite et d'autres moyens avant 1979 ont été utilisées pour produire la climatologie HadISST (*Hadley Centre Ice and Sea Surface Temperature*, Rayner et al., 2003) de concentration de glace.

Les différents produits de concentration ont fait l'objet de nombreuses études d'intercomparaison. Ces études ont montré qu'ils étaient généralement cohérents entre eux (Singarayer et Bamber, 2003), malgré des différences parfois importantes provenant des capteurs choisis (Kattsov et al., 2010, Notz et Marotzke, 2012, Meier et al., 2012).

Vitesse de dérive

La vitesse de dérive de la glace est souvent déduite de la concentration, et plusieurs produits satellitaires existent à des résolutions spatiales et temporelles comparables à celles de la concentration. Le CERSAT met à disposition des produits quotidiens de dérive à une résolution de 62,5 km (Girard-Ardhuin et Ezraty, 2012).

Épaisseur et volume

L'épaisseur de la glace est une autre variable d'importance. L'intégration de l'épaisseur moyenne sur une région donne le volume de glace de mer.

Les moyens de télédétection permettant d'obtenir des données d'épaisseur à l'échelle du bassin sont très récents (ICESat - *Ice, Cloud and land Elevation Satellite* - entre 2003 et 2009, CryoSat2, depuis début 2010). Nous bénéficions par ailleurs des données de nombreuses campagnes de terrain, et de nombreux mouillages ainsi que des mesures effectuées dans l'océan Arctique par les sous-marins américains et britanniques durant la Guerre Froide (Rothrock et al., 1999).

L'ensemble des données d'épaisseur de glace arctique disponibles a été assemblé à l'Université de Washington (USA) en une base de données homogènes décrite par Lindsay (2010) (*Unified Sea Ice Thickness Climate Data Record*). Cette base de données a été utilisée par Schweiger et al. (2011) afin d'évaluer l'épaisseur et le volume de glace simulés par le système PIOMAS (*Panarctic Ice-Ocean Model and Assimilation System*). La couverture de glace

1. Le lecteur trouvera à la fin du mémoire un glossaire des termes spécialisés.

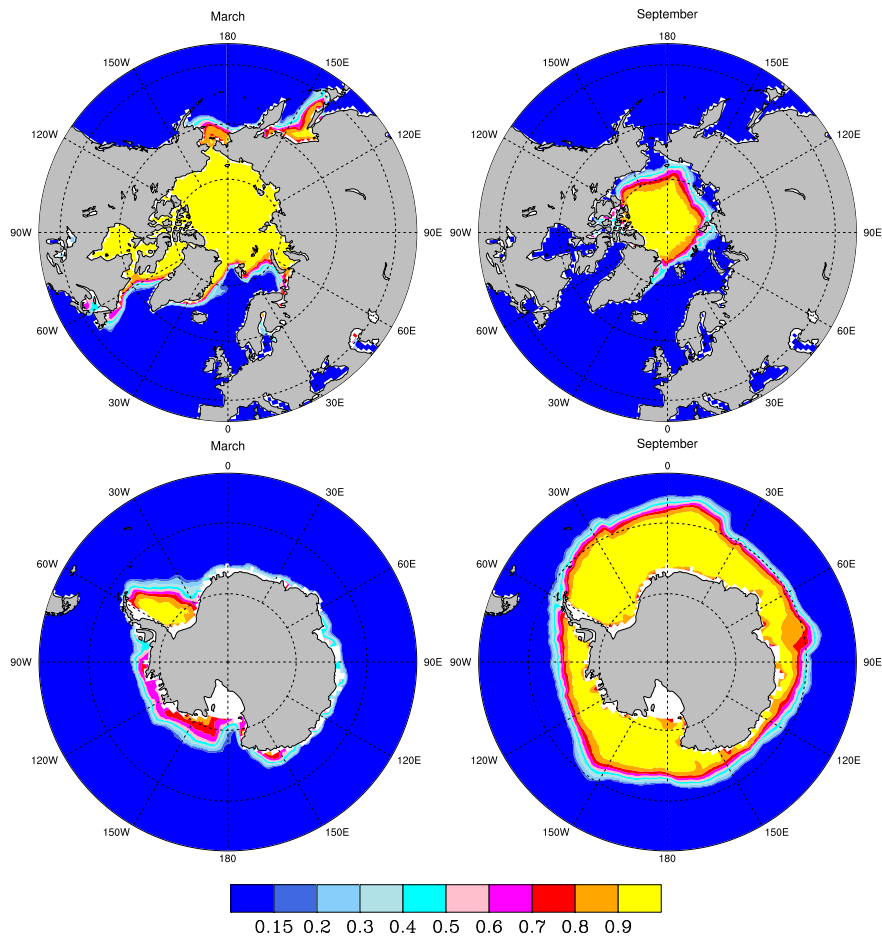


FIGURE 1.3 – Climatologie de la concentration de glace de mer observée sur la période 1979-2000. En haut, l'Arctique (mars et septembre), en bas, l'Antarctique. Source : HadISST.

arctique simulée par ce système est acceptée par la communauté comme une réanalyse du volume et de l'épaisseur de la glace de mer arctique.

Autres grandeurs d'intérêt

À la surface, les autres variables d'intérêt sont l'albedo, la température de surface de la glace et les caractéristiques de l'éventuelle couche de neige. Afin d'affiner la connaissance du bilan de masse et d'énergie de la glace, le profil vertical de température doit être mesuré, ainsi que le profil de salinité, et le contenu en divers matériaux.

1.2.2 Glaces de mer arctique et antarctique

La glace de mer est présente dans les océans des deux hémisphères, avec de fortes disparités spatiales et temporelles. Les régions polaires n'ont pas l'exclusivité de la banquise : on trouve de la glace de mer en hiver en mer Baltique, en mer Caspienne, en mer de Corée, en mer Noire, et dans les grands estuaires des moyennes latitudes. Néanmoins, par leurs extensions et leurs variabilités saisonnières, les couvertures de banquises arctique et antarctique suscitent plus d'intérêt. La figure 1.3 présente les climatologies de la concentration de glace de mer observée lors du minimum et du maximum d'extension dans chaque hémisphère.

La banquise antarctique, qui nous intéressera moins dans le cadre de cette thèse, présente un cycle saisonnier d'une grande amplitude. La couverture hivernale atteint un maximum

d'étendue de 18 millions de kilomètres carrés, tandis qu'en été 3 millions de kilomètres carrés restent couverts de glace. Ceci est dû au fait que le bassin océanique est largement ouvert sur l'océan global. Le bord de glace hivernal est d'ailleurs essentiellement déterminé par la position du courant circumpolaire antarctique.

La banquise arctique présente une évolution saisonnière très différente due à la forme du bassin océanique. Il s'agit d'une mer entourée de continents (une « Méditerranée ») avec pour seule ouverture sur les océans tempérés les mers nordiques, le détroit de Bering et les chenaux de l'Archipel Arctique Canadien (AAC). Ces contraintes expliquent l'essentiel de la variabilité de la couverture de glace de mer arctique. Sur la période 1979-2000, son étendue atteignait en moyenne $15 \times 10^6 \text{ km}^2$ en hiver et $7 \times 10^6 \text{ km}^2$ en été. En hiver, l'ensemble de l'océan Arctique était couvert d'une glace d'environ 3 m d'épaisseur en moyenne. La lisière de la glace suit alors de manière remarquable les courants océaniques (e.g. Bitz et al., 2005), avec une dissymétrie entre les bords est et ouest des deux océans. La glace de mer peut descendre à 45°N au nord du Japon, en mer du Labrador et dans le golfe du Saint-Laurent, et reste au nord de 70°N en mers de Barents et de Bering. En été, la couverture épaisse de l'Arctique central survit en grande partie à la fonte, alors que les marges se trouvent libres de glace. Ce « retrait » du bord de glace touche à sa fin en septembre. Il est le plus important dans l'Arctique de l'est Canadien, dans les mers nordiques et dans les mers périphériques sibériennes.

1.3 Évolutions récentes et changements projetés

1.3.1 Évolutions récentes

L'Arctique a été le siège d'un réchauffement plus important que l'ensemble de l'hémisphère nord depuis le début du 20^{ème} siècle. Le réchauffement y a été amplifié ces dernières années par les changements survenus dans la couverture de glace de mer, notamment via la rétroaction d'albedo.

Selon Lemke et al. (2007), le déclin de la couverture de glace arctique a commencé au début des années 1970. Entre 1979 et 2007, l'étendue de glace de mer arctique a décliné au rythme de -5% par décennie, soit $-0,52 \times 10^6 \text{ km}^2$ par décennie, ce retrait étant plus marqué en été avec une tendance de -9% par décennie, soit $-0,7 \times 10^6 \text{ km}^2$ par décennie (Comiso, 2006, Deser et Teng, 2008). La tendance entre 1993 et 2007 a été de $-0,9 \times 10^6 \text{ km}^2$ par décennie. Le cycle annuel de l'étendue de glace de mer a été modifié tout au long de la période : la fonte commence plus tôt, et la prise en glace est retardée du fait de larges zones d'eaux libres qui doivent se refroidir avant de pouvoir regeler.

La couverture de glace pluri-annuelle a elle-même fortement décliné depuis le début des années 1980 (Rigor et Wallace, 2004, Nghiem et al., 2007, Maslanik et al., 2007), ce déclin étant plus marqué en mers de Beaufort, des Tchouktches et de Sibérie Orientale. De nos jours, la glace de mer pluri-annuelle est essentiellement de la glace de deuxième et troisième année (Maslanik et al., 2007).

L'affinement de la glace de mer de l'Arctique central est plus difficile à évaluer. Rothrock et al. (1999) documentent une diminution de l'épaisseur de glace de 40% entre les périodes 1958-1976 et 1993-1997. Les auteurs se basent sur les données déclassifiées des sous-marins américains et britanniques, qui couvrent environ 40% de l'océan Arctique. Kwok et Rothrock (2009) ont utilisé les observations d'altimétrie de ICESat afin d'étendre cette étude de tendance sur les années 2003-2008. Ils montrent alors une diminution de l'épaisseur dans l'Arctique central de 1,6 m entre les années 1958-1976 et les années ICESat, soit une réduction de 53% de l'épaisseur en près de 40 ans.

Deser et Teng (2008) ont montré que si la variabilité de la couverture de glace durant la période 1979-1993 était clairement forcée par la circulation atmosphérique, avec notamment une tendance positive de l'oscillation nord-atlantique (*North Atlantic Ocean*, NAO), cela n'a plus été le cas sur la période 1993-2007. Le déclin de la concentration hivernale dans les marges semble pouvoir être associé à une advection toujours plus importante d'air chaud

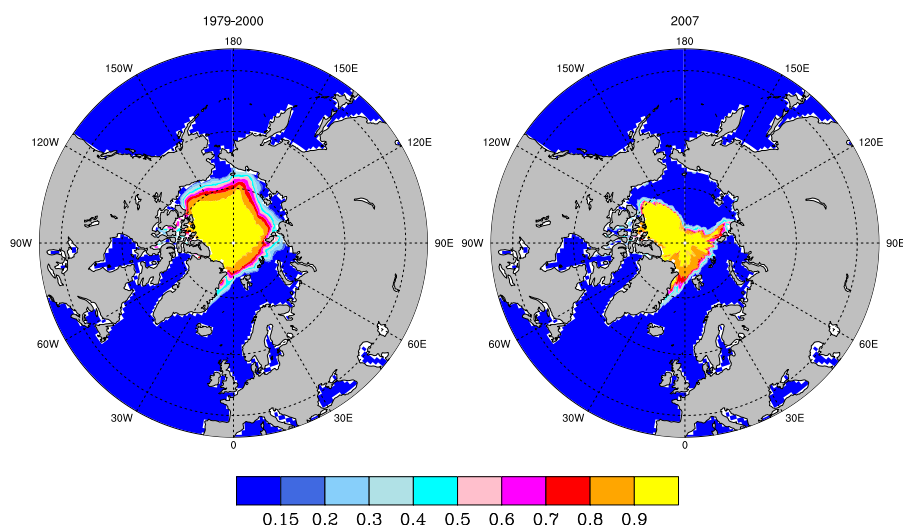


FIGURE 1.4 – Climatologie de la concentration de glace en septembre sur la période 1979-2000 (gauche) et carte de concentration de glace en septembre 2007 (droite). Source : HadISST.

liée en partie à une tendance négative de la NAO entre 1993 et 2007. Néanmoins, le déclin estival sur l'océan Arctique ne s'accompagne pas de tendances significatives de circulation atmosphérique. Francis et Hunter (2006) avaient aussi montré que l'impact d'anomalies de vent sur les couvertures estivales en mers de Barents et des Tchouktches n'était plus évident après 1991. D'autres facteurs entrent en jeu : réchauffement de l'océan de surface (e.g. Steele et al., 2008), intensification du rayonnement infrarouge à la surface (Francis et Hunter, 2006), et bien entendu rétroaction d'albedo (Perovich et al., 2007).

1.3.2 Septembre 2007

L'événement de septembre 2007 a renforcé l'attention portée à l'Arctique en rendant plus tangible le déclin de la banquise arctique. Cet événement a fait l'objet d'une littérature abondante durant les dernières années. L'étendue de glace de mer arctique moyenne sur le mois de septembre 2007 était $4,28 \times 10^6 \text{ km}^2$, ce qui représente une réduction de 23% par rapport au minimum précédent de $5,56 \times 10^6 \text{ km}^2$, en septembre 2005.

La couverture de glace de mer de septembre 2007, comparée à la climatologie 1979-2000 (figure 1.4), montre que la glace s'est essentiellement retirée au large des côtes de Sibérie orientale et d'Alaska. L'AAC était libre de glace, alors que de la glace était encore présente vers les Terres du Nord.

Cet événement de disparition massive semble être la conjonction de deux phénomènes : un préconditionnement progressif de la couverture de glace arctique sur les décennies précédentes (lié à son amincissement), et la mise en place durant le printemps et l'été 2007 d'une circulation atmosphérique inhabituelle.

Une circulation anticyclonique s'est installée sur l'Arctique central début juin 2007, aux côtés d'une dépression centrée sur la Sibérie. Ce dipôle de pression (Ogi et Wallace, 2007, Ogi et al., 2008, L'Heureux et al., 2008) a engendré des vents de sud qui ont amené en Arctique de l'air relativement chaud en provenance du Pacifique, ce qui, sous une couverture nuageuse en outre très faible, a favorisé la fonte. De plus, les vents de sud ont entraîné un export massif des glaces présentes près des côtes sibériennes. Cette situation météorologique particulièrement défavorable à la glace de mer a persisté pendant trois mois. Zhang et al. (2008a) ont évalué que le déclin massif peut être expliqué à 70% par les facteurs thermodynamiques, les 30% restant étant attribués à des facteurs dynamiques, notamment l'advection de glace vers le

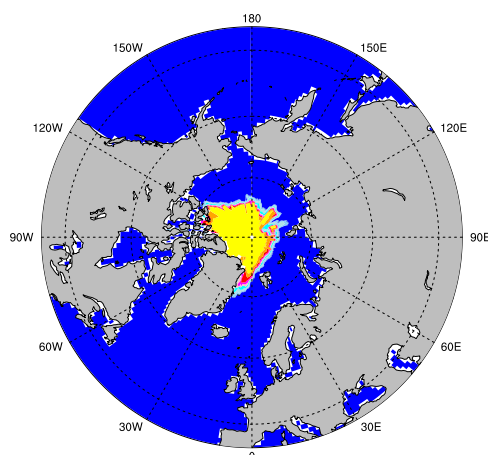


FIGURE 1.5 – Carte de concentration de glace en septembre 2012. Source : HadISST.

secteur Atlantique et le détroit de Fram.

Cet événement a eu d'importantes conséquences. Tout d'abord, une vaste zone, laissée libre de glace en mer des Tchouktches et en mer de Sibérie orientale, a pu absorber plus d'énergie solaire qu'en moyenne, augmentant ainsi le contenu thermique de l'océan Arctique. La formation de nouvelles glaces à l'automne 2008 a lieu plus tard. La couverture de glace de l'hiver suivant a donc connu une saison de croissance moins longue, et est donc plus fine à son maximum hivernal en 2008. De plus, cette glace est désormais majoritairement de première année, donc encore plus vulnérable aux forçages atmosphériques défavorables. Et la circulation atmosphérique dipolaire est de nouveau observée durant les étés suivants, certes moins persistante.

Cullather et Tremblay (2008) ont montré que de telles anomalies pouvaient être simulées par un modèle couplé dans une simulation de contrôle, la glace de mer revenant ensuite très vite à un état « normal ». La suite de l'Histoire « vraie » est moins encourageante. Si l'étendue minimale mesurée en septembre 2008 ne bat pas le record de septembre 2007, le statisticien considère qu'elle en est suffisamment proche pour en constituer une nouvelle réalisation (A. Ribes, 2011, communication personnelle). Les couvertures de septembre 2009 à 2011, proches mais toujours plus étendues qu'en 2007, suggèrent que la glace de mer arctique peut être entrée dans un nouveau régime. Néanmoins, les nouvelles observations d'épaisseur et les estimations du volume de glace arctique issues de modèles suggèrent que la glace arctique est toujours plus fine, donc plus vulnérable.

À l'heure de rédiger ce manuscrit, le record de septembre 2007 a été battu. Le 16 septembre 2012, le NSIDC a enregistré une étendue de $3,41 \times 10^6 \text{ km}^2$, ce qui est $0,76 \times 10^6 \text{ km}^2$ en-dessous du minimum du 18 septembre 2007, et représente 50% de la couverture climatologique 1979-2000 (figure 1.5). Contrairement au minimum de septembre 2007, l'été météorologique ne semble pas avoir été particulièrement défavorable à la glace : de telles situations semblent être la conséquence logique d'un préconditionnement que septembre 2007 n'a fait qu'amplifier.

1.3.3 Projections

Plus d'une vingtaine de modèles couplés océan-atmosphère ont participé au projet CMIP3 (*Coupled Models Intercomparison Project phase 3*), dans le cadre de la préparation du Quatrième rapport d'évaluation du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC, IPCC, 2007). Les simulations réalisées sur le 20^{ème} siècle ont permis notamment un intéressant travail de détection-attribution dans les tendances observées. Stroeve et al. (2007) suggèrent que si le multi-modèle CMIP3 simule bien la réponse de la glace

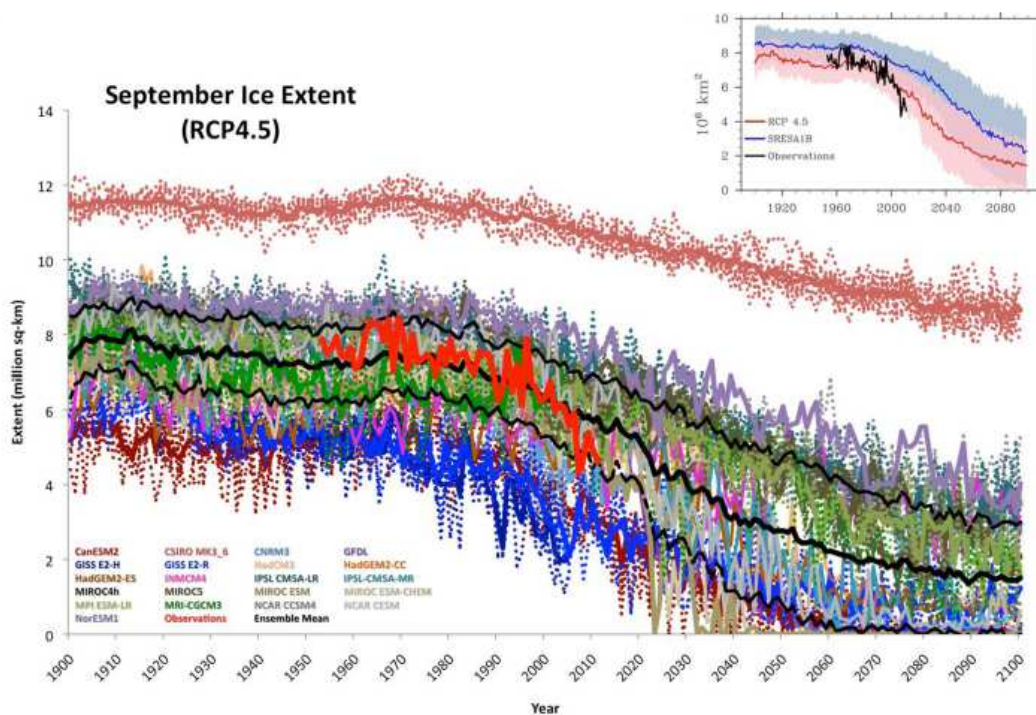


FIGURE 1.6 – Étendue de glace de mer arctique de septembre simulée par les modèles CMIP5 au 21^{ème} siècle, et dans un scénario d'émission médian (RCP4.5). En rouge : observations (1950-2010). En noir : moyenne multi-modèle (épais) et intervalle de confiance (fin). En haut à droite, comparaison avec le scénario médian A1B (CMIP3). Figure tirée de Stroeve et al. (2012).

de mer au forçage des Gaz à Effet de Serre (GES) au cours de la période 1979-2006, 47 à 57% de la tendance observée de la couverture de glace de septembre serait forcée par les GES. Toujours à l'aide du multi-modèle CMIP3, Min et al. (2008) montrent que l'influence anthropique sur le déclin de la couverture de glace de septembre est détectable dès le début des années 1990, c'est-à-dire avant que le déclin s'accélère.

Les projections climatiques réalisées à l'aide des modèles couplés CMIP3 suggèrent que le déclin de la glace de mer arctique doit se poursuivre au cours du 21^{ème} siècle. Arzel et al. (2006) montrent que la moitié des modèles couplés de CMIP3 simule un Arctique libre de glace en été à la fin du siècle. Néanmoins, cette estimation souffre d'une très grande dispersion des projections des modèles. Cette disparité se retrouve même dans la capacité des modèles à reproduire la tendance de la fin du 20^{ème} siècle (Zhang et Walsh, 2006, Arzel et al., 2006). Stroeve et al. (2007) montrent que la tendance observée sur les années alors récentes est plus prononcée que la tendance simulée par le multi-modèle CMIP3 dans un scénario d'augmentation modérée des émissions de GES. Cela suggère selon les auteurs que les modèles de CMIP3 sous-estiment la sensibilité de la glace de mer au forçage anthropique.

Quelles peuvent être les raisons à cela ? Tous les modèles couplés de CMIP3 incluent un modèle de glace de mer thermodynamique avec prise en compte des chenaux (IPCC, 2007), et la plupart d'entre eux utilisent un modèle de dynamique de la glace à l'état de l'art. Certains auteurs suggèrent que l'absence de représentation de la distribution sous-maille de l'épaisseur ou la paramétrisation grossière de la neige ou de l'albedo de surface dans les modèles de glace de mer pourraient être responsables de cette sous-estimation. D'autres s'accordent sur le rôle des autres composantes, pointant du doigt des biais systématiques de température de l'air dans certaines régions de l'Arctique, de pression à la surface de la mer dans le secteur eurasien de l'Arctique, ou dans la localisation du centre de l'anticyclone de

la mer de Beaufort (Chapman et Walsh, 2007, Kwok, 2011).

Holland et al. (2006) ont montré que dans les projections des modèles CMIP3, le déclin de la couverture de fin d'été au cours du 21^{ème} siècle se déroule par paliers, des périodes relativement stables précédant des séquences de « réduction abrupte ». Ces événements sont dus à l'interaction entre une banquise fine, donc vulnérable, et un pic de chaleur advectée par l'océan, le tout étant amplifié par une rétroaction d'albedo. Le record de septembre 2007 présente de nombreuses similarités avec de tels événements, alors même que les premières réductions abruptes ne sont simulées qu'à partir de 2015 par le modèle américain CCSM3 (*Community Climate System Model, version 3*). Dans Holland et al. (2008), les mêmes auteurs précisent le rôle important joué par la variabilité naturelle dans la survenue de tels événements de fonte massive, et suggèrent qu'ils sont peu prévisibles quelques années à l'avance.

Plus récemment, une trentaine de centres ont participé au projet CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project phase 5*) pour la préparation du Cinquième rapport d'évaluation du GIEC, qui doit être rendu en 2013. Stroeve et al. (2012) suggèrent qu'en tant qu'ensemble, le multi-modèle CMIP5 simule mieux les tendances récentes (1979-2011) d'étendue de glace arctique que son homologue CMIP3 (figure 1.6). Néanmoins, les tendances simulées par la plupart des modèles restent plus faibles que dans les observations, ce qui suggère que des incertitudes existent encore sur le temps qui nous reste avant d'observer un été arctique sans glace de mer.

1.4 Prévisibilité saisonnière de la glace de mer

1.4.1 Pourquoi la prévisibilité saisonnière de la glace de mer ?

Qu'est-ce qu'une prévision saisonnière ?

Une prévision saisonnière est une prévision initialisée de l'état du climat ou d'une de ses composantes. Cela signifie qu'elle est faite à partir d'un état du système considéré à une date donnée. Néanmoins, on sait que la mémoire de l'atmosphère est courte : un état de l'atmosphère à un instant donné aura une influence sur le temps futur à 10 jours au maximum. C'est ce qu'on appelle la barrière de prévisibilité déterministe de l'atmosphère. L'échéance de la prévision saisonnière, entre le mois et l'année, est bien au-delà de cette barrière².

Deux propriétés plaident en faveur de la faisabilité des prévisions saisonnières. D'une part, une partie de la variabilité atmosphérique peut être expliquée par les conditions de surface. D'autre part, certaines de ces conditions de surface évoluent sur un mode lent. Dans le système couplé qu'est le climat, le problème de la prévision saisonnière se formule donc de deux manières distinctes :

- du point de vue de l'atmosphère : c'est un problème de conditions aux limites ;
- du point de vue de l'océan ou de la surface : c'est un problème de conditions initiales.

Une première étape dans l'étude de la prévisibilité du climat est donc l'étude de la prévisibilité des conditions aux limites de l'atmosphère : océan et surfaces continentales. L'océan présente une importante inertie thermique, de sorte que certaines anomalies de températures de surface de la mer (*Sea Surface Temperature, SST*) sont prévisibles plusieurs mois à l'avance. Cela signifie qu'il est possible de prévoir l'évolution temporelle d'une anomalie de SST observée à un certain mois. Cette prévision peut être statistique si la relation est simple (linéaire), ou peut nécessiter de faire intervenir un modèle physique. C'est le cas des anomalies de SST dans le Pacifique tropical, dont le temps de décorrélation est d'environ un an.

Lorsqu'on utilise des modèles physiques, l'approche naturelle pour réaliser les prévisions saisonnières consiste à simuler l'évolution de la condition de surface, et à utiliser les états

2. En-dessous d'un mois, on parle de prévision mensuelle ; au-delà d'un an, on entre dans le domaine des prévisions interannuelle à décennale, puis des projections climatiques pour lesquelles l'état initial est oublié.

simulés comme forçages d'un modèle d'atmosphère. C'est l'approche *two-tier*. Cette approche suppose néanmoins que le contrôle exercé par la surface sur l'atmosphère est important. Aux moyennes latitudes, l'océan et l'atmosphère interagissent en permanence. L'approche couplée, ou *one-tier*, est alors plus appropriée.

Dans tous les cas, le signal obtenu dépend de l'état initial de l'océan plus que de celui de l'atmosphère, qui est vite « oublié ». Il est donc nécessaire de disposer de « bons » états initiaux océaniques, en temps réel si possible. Ces états sont issus d'une analyse océanique, souvent obtenue à l'aide d'un modèle d'océan comportant un système d'assimilation de données. La prévision est nécessairement une prévision d'ensemble : il faut en effet échantillonner les différentes trajectoires possibles du système climatique à partir de cet état initial, liées aux incertitudes d'initialisation des autres composantes. Plusieurs méthodes existent pour produire des ensembles suffisamment grands, mais nécessairement finis.

Enfin, les modèles couplés ont des biais qui peuvent influencer dès les premiers mois de simulation. Afin de quantifier ces biais et pouvoir distinguer le signal réel de la dérive du modèle, un *hindcast* doit être réalisé pour chaque nouveau système. Il s'agit de rejouer les prévisions sur une période passée pour laquelle on dispose de données de vérification. Le *hindcast* permet de quantifier les biais et de qualifier le système. C'est à partir du *hindcast* que sont définies les éventuelles méthodes de calibration des prévisions, qui sont ensuite mises en pratique dans un contexte opérationnel.

La prévision saisonnière à Météo-France

Depuis l'été 2012, Météo-France opère un système de prévisions saisonnières basé sur une version dégradée de son modèle couplé CNRM-CM5, et contribue au système multi-modèle européen Eurosip 4³. La prévision distribuée par le système Eurosip 4 est la moyenne des prévisions de chaque modèle. Les projets européens FP5/DEMETER et FP6/ENSEMBLES ont montré que la prévision de l'ensemble multi-modèle est meilleure que les prévisions individuelles de chaque modèle (e.g. Batté et Déqué, 2011).

Le système de Météo-France repose sur le modèle couplé CNRM-CM5.1, que nous décrivons dans le chapitre suivant. Les états initiaux océaniques sont construits à partir de la réanalyse océanique opérationnelle de Mercator-Océan, GLORYS1V1 (Ferry et al., 2010). Pour des raisons de coûts numériques et d'infrastructures, le choix a été fait de ne pas inclure les modèles de surfaces continentales et de glace de mer. La glace de mer est donc guidée vers la glace de mer climatologique durant la prévision.

On ne sera pas choqué par le traitement réservé à la glace de mer dans le système 4. D'une part, il s'agit d'un léger progrès par rapport au système 3 : une représentation *ice-if* était alors employée. On supposait la maille couverte de glace de mer lorsque sa température de surface était au point de congélation. Les caractéristiques de la glace de mer étaient alors invariantes jusqu'à sa disparition, presque systématique, de l'océan Arctique durant l'été. Le mauvais traitement de la glace de mer a d'autre part longtemps été la règle dans les systèmes de prévisions saisonnières, contrairement aux modèles d'études climatiques. Ainsi, au Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen-Terme (CEPMMT), la glace de mer est aussi prescrite durant les prévisions saisonnières : cinq ensembles sont générés dans lesquels la glace de mer d'une des cinq dernières années est prescrite. Cette méthode permet d'inclure dans les ensembles un semblant de variabilité pour la glace de mer. À notre connaissance, seuls le centre météorologique britannique (*UK MetOffice*) et le *National Center for Environmental Predictions* (NCEP) aux États-Unis incluent un modèle de glace de mer dans leur système couplé de prévisions saisonnières.

La glace de mer : une interface

On peut comprendre le manque d'intérêt de la communauté de la prévision saisonnière pour la glace de mer. En effet, les centres opérationnels se sont concentrés sur la prévision

3. <http://www.ecmwf.int/products/forecasts/seasonal/documentation/eurosip/ch1.html>

des phases extrêmes de l'oscillation australe-El Niño (ENSO), et de leur téléconnexions avec les modes de variabilité climatique des autres latitudes. Peu d'études suggéraient alors un impact de la glace de mer sur la prévisibilité du climat aux latitudes moyennes; on voyait même les variations de la glace de mer comme une réponse supplémentaire du système climatique aux phases de l'ENSO (Johnson et al., 1985).

Pourtant, la présence ou l'absence de glace de mer est une condition aux limites pour l'atmosphère à son interface avec l'océan. La glace de mer peut potentiellement agir sur la basse atmosphère et avoir des conséquences sur le climat local. De plus, par ses connexions avec l'océan global et son rôle dans le bilan thermique terrestre, on peut s'attendre à ce qu'une anomalie de glace de mer arctique ait un impact sur la circulation à l'échelle globale.

Avant 2007, quelques études ont porté sur l'impact d'anomalies de glace de mer arctique sur la circulation atmosphérique (Royer et al., 1990). Depuis, la question s'est recentrée sur l'impact d'une anomalie négative estivale sur la circulation d'automne (Orsolini et al., 2012) et d'hiver (Francis et al., 2009), et sur le lien possible entre les faibles couvertures estivales observées récemment et les hivers anormalement froids que l'hémisphère nord a pu connaître (Petoukhov et Semenov, 2010, Honda et al., 2009).

Des projets ont vu le jour ces dernières années afin de quantifier l'impact de la glace de mer sur la prévisibilité climatique aux échelles saisonnière et interannuelle. On citera les projets Ice-HFP (initiative WGSIP/CLIVAR) et APPOSITE, auxquels le CNRM-GAME contribue actuellement, et la future initiative coordonnée WWRP-WCRP sur la prévisibilité polaire.

Un sujet d'océanographie opérationnelle

Comme pour la prévision saisonnière des précipitations, la prévision de la glace de mer répond à des besoins stratégiques et économiques. La prévisibilité saisonnière de la glace de mer est ainsi un problème d'océanographie opérationnelle.

Le déclin de la glace de mer estival et l'allongement de la saison de fonte se sont accompagnés d'un phénomène inédit : la libération durant l'été des routes maritimes de l'Arctique. Ces routes sont connues sous le nom de Route Maritime du Nord (RMN) et de Passage du Nord-Ouest (PNO). La RMN est l'itinéraire longeant les côtes sibériennes entre la mer de Barents et le détroit de Bering. Le PNO permet de joindre l'océan Atlantique à l'océan Pacifique via les chenaux de l'AAC. Les routes présentent un intérêt potentiel majeur : la distance à parcourir serait moitié moindre que sur les routes « conventionnelles » (via le canal de Panama ou le canal de Suez).

On comprend l'intérêt stratégique que pourrait présenter une prévision à quelques mois la couverture estivale de glace de mer dans ces passages. Dans le contexte futur, l'information primordiale ne sera pas seulement l'état moyen de glace durant l'été : l'information stratégique sera de connaître la durée de navigabilité des passages, si possible les dates de libération et de reprise en glace. Cette information peut être utile à la planification de la navigation commerciale, mais aussi pour celle des campagnes océanographiques.

La prévision de la couverture hivernale a aussi une utilité stratégique, notamment dans la zone marginale de glace. L'ouverture des passages pourrait rendre accessibles de nouvelles ressources (pétrole, gaz naturel) jusqu'alors défendues par la glace de mer pluri-annuelle. Le champ de Shtokman, en mer de Barents, serait l'un des plus grands gisements de gaz naturel du monde. Les observations ont pu montrer que le bord de glace hivernal de la mer de Barents pouvait certaines années progresser jusqu'au voisinage de ce champ. Si les dispositifs de protection des installations offshore contre la glace de mer (*ice management*) existent et sont prévus, leur mise en œuvre par défaut peut s'avérer très coûteuse. Une prévision à quelques mois à l'avance de la sévérité de la saison hivernale à venir peut ici encore avoir une valeur stratégique et économique. Une réflexion a été initiée par certaines compagnies pétrolières, et le présent travail de thèse en est une contribution.

Une méthode de validation d'un « système Terre »

L'étude de la prévisibilité saisonnière de la glace de mer arctique s'inscrit enfin dans un cadre plus général qui est celui du développement des modèles couplés de climat appelés abusivement « système Terre ».

Nous avons évoqué ces modèles couplés océan-atmosphère, qui permettent d'étudier les évolutions du climat en réponse aux forçages anthropiques liés aux GES. Étudier les performances de prévisions « réelles » d'un modèle couplé est une étape parmi d'autres de validation de modèle. Cette étape s'ajoute aux simulations classiquement réalisées, parmi lesquelles on compte les simulations de contrôle, les simulations historiques, les simulations de détection/attribution et les simulations paléo-climatiques (qui diffèrent des simulations historiques par la modification des paramètres orbitaux, l'extension des calottes continentales et l'adaptation éventuelle du masque terre-mer).

L'exercice CMIP5 a aussi nécessité la réalisation de prévisions décennales, initialisées à partir d'états historiques. L'étude du comportement du modèle à l'échelle saisonnière, c'est-à-dire sur les tous premiers mois des prévisions décennales, est riche en enseignements, notamment sur la dérive et l'apparition des biais.

En espérant avoir convaincu le lecteur de l'intérêt d'aborder le sujet de la prévisibilité saisonnière de la glace de mer arctique dans le cadre d'une thèse, nous allons présenter l'état de l'art avec un regard historique.

1.4.2 Petite histoire de la prévision saisonnière de glace de mer

Les travaux fondateurs

Les premières approches de prévisions saisonnières de glace de mer sont logiquement contemporaines des premiers travaux en prévisions saisonnières « généralistes », et liées d'emblée à des préoccupations économiques et opérationnelles. Les données satellites de glace de mer couvrent encore une période assez courte en ce début des années 1980. Néanmoins, Lemke et al. (1980) présentent une analyse des propriétés statistiques des glaces de mer arctique et antarctique à partir des cartes du *UK MetOffice*. Ces données couvrent 11 ans pour l'Arctique, et 6 ans pour l'Antarctique. Les auteurs mettent en évidence des temps de décorrélation entre 2 et 5 mois pour les principaux modes de variabilité de la surface de glace de mer arctique.

Les premiers efforts se sont concentrés sur des régions bien ciblées de l'Arctique, avec des objectifs résolument opérationnels. Comme pour les prévisions saisonnières d'ENSO, les quelques relations déduites des études de variabilité sont utilisées pour mettre au point des techniques statistiques.

Barnett (1980) utilise l'intensité de l'anticyclone de Sibérie en avril pour prévoir la présence ou non de glace en août près de Point Barrow en Alaska. Ce travail a conduit à la définition d'un indice de sévérité pour mesurer la navigabilité des eaux côtières du nord de l'Alaska. Walsh (1980) a développé une méthode statistique de prévision de l'étendue de glace de mer au nord de l'Alaska, cette fois-ci pour chaque mois de l'année. Cette méthode utilise comme prédicteurs les composantes principales de la pression au niveau de la mer, de la température de l'air et des anomalies d'étendue de glace des mois précédents. Les scores de ces prévisions sont significatifs jusqu'à 2 mois à l'avance. L'étendue reste le meilleur prédicteur de l'étendue de glace d'Alaska : cette technique de prévision consistant à prévoir qu'à l'échéance future la grandeur d'intérêt gardera sa valeur d'aujourd'hui est appelée persistance. Néanmoins, cette étude a le mérite de s'intéresser aux interfaces de la glace de mer et non pas à la glace seule.

Johnson et al. (1985) semblent trancher la question de la prévisibilité de l'étendue en généralisant l'utilisation de modèles de régression à coefficients périodiques à plusieurs secteurs de l'Arctique (et de l'Antarctique). Avec 25 années de données de glace de mer sur l'Arctique, ils présentent une hiérarchie de modèles de prévision de l'anomalie d'étendue de glace de chaque secteur, avec dans un premier temps des prédicteurs « internes » à la glace

(persistance, advection latérale et diffusion). Le modèle statistique à coefficients périodiques améliore significativement les scores par rapport à la persistance dans la majorité des secteurs. Lorsque les auteurs utilisent des prédicteurs « externes » (pression, température de l'air et SST), les scores sont médiocres dans tous les secteurs, avec la notable exception de la partie Ouest de la mer de Bering où la SST du Pacifique Nord semble apporter une capacité prédictive supérieure à la glace de mer seule à 3 mois d'échéance. Ce travail conclut que sans la persistance, il est difficile d'envisager des prévisions saisonnières d'étendue de glace de mer.

Pendant quelques années, les prévisions saisonnières de glace de mer sont peu étudiées. Cela peut s'expliquer par le déclin des activités offshore en mer de Beaufort, ainsi que par la fin de l'ère soviétique et de l'exploitation de la RMN, qui motivait en grande partie les efforts soviétiques sur le sujet.

20 ans de données SMMR-SSM/I

Il faut attendre la fin des années 1990 pour que de nouvelles techniques de prévisions statistiques soient documentées. Entre temps, la série d'observations de concentration de glace de mer s'est étendue. Les modèles de circulation générale les plus récents projettent déjà un déclin rapide et prononcé de la glace de mer arctique sous l'effet de l'augmentation des concentrations de GES. Cela motive alors de nouvelles études des mécanismes gouvernant la variabilité des glaces de mer arctique et antarctique, et remet au goût du jour la question de leur prévisibilité saisonnière.

L'impact des grandes structures de circulation atmosphérique sur la variabilité de la glace de mer arctique est étudié. Rigor et al. (2002) révèlent de bonnes corrélations entre l'indice d'Oscillation Arctique (*Arctic Oscillation*, AO) hivernal et l'étendue de glace estivale dans l'ensemble de l'Arctique, et concluent en des termes encourageants :

« The correlations between the wintertime AO and sea ice concentration and surface air temperature during the subsequent seasons offer the hope of some predictability. »

Une prévisibilité saisonnière de la glace de mer peut être déduite de la circulation atmosphérique de grande échelle. C'est que confirment plus tard Sorteberg et Kvingedal (2006), à l'échelle de la mer de Barents, pour l'indice NAO hivernal. Ces auteurs montrent aussi qu'une grande partie de la variabilité de l'étendue de glace hivernale en mer de Barents peut être expliquée par l'activité cyclonique dans les mers nordiques un an à l'avance. Ces résultats restent cependant peu utilisés pour réaliser les prévisions de glace de mer.

Drobot et Maslanik (2002) reprennent l'étude de la sévérité des conditions estivales de glace en mer de Beaufort à l'aide d'un modèle statistique glace-atmosphère. La technique de prévision rappelle celle de Barnett (1980), et utilise 22 ans de données satellites de concentration. Les prédicteurs les plus importants sont la concentration de mai-juin, la concentration de glace pluri-annuelle d'hiver, l'indice NAO de mars et l'indice Est-Atlantique d'octobre. Sur la période 1979-2001, ces quatre prédicteurs expliquent 85% de la variance des conditions de glace de fin d'été en mer de Beaufort.

Pendant ce temps, une approche stochastique basée sur les composantes principales voit le jour pour la prévision saisonnière de la glace de mer en Antarctique avec les travaux de Chen et Yuan (2004). Sept variables atmosphériques et glacielles sont utilisées. Les scores des prévisions d'hiver sont bons jusqu'à un an d'échéance. Cela est dû au fait que la variabilité de la glace de mer antarctique est dominée par une structure de dipôle entre les mers de Bellingshausen et de Weddell. Ce dipôle est lui-même très corrélé avec la variabilité des basses latitudes, où le phénomène ENSO domine (Yuan et Martinson, 2001, Yuan, 2004, Holland et al., 2005). C'est donc en grande partie ce signal très fort qui est intégré dans les prévisions.

La découverte du volume

L'apparition de modèles de glace de mer de complexité croissante et leur inclusion dans les modèles de circulation générale a donné un nouveau cadre pour l'étude des mécanismes de variabilité de la glace de mer. Des simulations longues peuvent être réalisées dans le but de quantifier la variabilité naturelle de la glace de mer. De plus, on peut désormais accéder à un plus grand nombre de variables diagnostiques, dont la « grande absente » des observations satellitaires : l'épaisseur.

L'intérêt pour l'épaisseur et le volume de glace naît du besoin de compréhension des changements du climat arctique : à la différence de la surface, le volume est une quantité directement liée à l'énergie. De plus, Rothrock et al. (1999) montrent un affinement considérable de la banquise arctique entre les années 1958-1976 et les années 1990. On cherche alors à quantifier les échelles de temps de la variabilité de l'épaisseur de glace arctique.

Avec un modèle de glace de mer forcé par 40 ans d'anomalies observées de vents et températures de l'air sur l'ensemble de l'océan Arctique, Flato (1995) calcule un temps d'autocorrélation d'environ 7 ans pour le volume de glace de mer arctique. Cette période tombe à 20 mois pour la glace d'épaisseur « moyenne » (entre 2 et 5 m d'épaisseur), et à 2 mois pour la glace fine (moins de 1 m). Avec un modèle unidimensionnel guidé par des forçages stochastiques représentatifs de l'Arctique Central, Bitz et al. (1996) ont calculé un temps de relaxation du volume de 16 ans, qui se réduit à 6 ans si l'on tient compte de manière simplifiée de l'export de glace par le détroit de Fram.

Ce rôle intégrateur de la glace de mer est confirmé par L'Hévéder et Houssais (2001) à l'aide d'une méthode similaire. Les auteurs décrivent en outre les processus thermodynamiques responsables de l'intégration de perturbations atmosphériques. Dans leur modèle simplifié, la rétroaction positive d'albedo et la rétroaction négative liée à la conduction thermique résultent en une rétroaction négative qui tend à atténuer une anomalie d'épaisseur sur quelques dizaines d'années.

Le potentiel du volume de glace semble prometteur pour la perspective de prévisions à long terme, éventuellement au-delà des échéances saisonnières. Mais quelles observations d'épaisseur peut-on utiliser pour nourrir les modèles statistiques alors en plein essor ?

La fin des méthodes statistiques ?

Les prolongements du travail de Drobot et Maslanik (2002) constituent un aboutissement pour les méthodes de régression basées sur les observations. Les auteurs s'attaquent enfin à la prévision de septembre de l'étendue de glace pan-Arctique (Drobot et al., 2006) puis de l'étendue de glace des sous-bassins (Drobot, 2007). L'aspect novateur de ces travaux est l'utilisation d'indices construits à partir de champs bidimensionnels pour la définition de la fonction de régression. Les prédictors de l'étendue pan-Arctique sont les observations de la concentration, de l'albedo, de température de surface et des flux radiatifs entre février et août. On note alors l'abandon des indices climatiques (NAO). La régression est toujours meilleure que la prévision par la climatologie. Dans le cas pan-Arctique comme dans le cas régional, le meilleur prédictor reste la concentration.

Un pas décisif est franchi lorsque Lindsay et al. (2008) utilisent un modèle d'océan-glace de mer pour étendre le jeu de prédictors potentiels de l'étendue de glace de mer arctique à des grandeurs « non-observables », comme l'épaisseur. En forçant le modèle PIOMAS par une réanalyse atmosphérique, avec assimilation des SST et concentrations observées, les auteurs obtiennent une réanalyse de glace de mer. Le modèle de régression de type Drobot et al. (2006) est utilisé avec un nombre de prédictors conséquent. Les scores des prévisions de un à 11 mois de l'étendue de septembre sont particulièrement bons. Pour les deux premiers mois, le meilleur prédictor est la concentration. Au-delà, le meilleur prédictor est la température de l'océan aux profondeurs 200-270 m. En deuxième place viennent les indices climatiques (NAO, AO), sauf lorsque la prévision est initialisée en mai et en juin : dans ces cas, les seconds prédictors sont les concentrations partielles de glace issues de la distribution d'épaisseur. Les auteurs avouent que la tendance linéaire de long terme explique l'essentiel de leur prévision

(76%), et que sans cette tendance, l'essentiel de l'information est perdu au-delà de 2 à 4 mois. Les premiers prédictors sont donc ceux qui « représentent » le mieux la tendance.

Les développements de Lindsay et al. (2008) suscitent plusieurs questions. Tout d'abord, peut-on considérer qu'une méthode de prévision est performante à partir de corrélations calculées entre des prévisions et des observations présentant des tendances marquées? Les tendances des jeux de données n'ont pas besoin d'être égales pour que la corrélation soit forte, et l'impact (ou non) des conditions initiales peut alors être masqué. Cela ne permet pas de juger de manière objective l'apport d'une méthode de prévision.

De plus, étant donné les changements profonds dans la glace de mer arctique (plus fine, plus jeune), peut-on considérer que des relations statistiques déduites sur la période 1979-2006 soient encore valides dans le futur? Holland et Stroeve (2011) ont apporté des réponses à cette question. Les auteurs montrent à l'aide de simulations en climat futur que les relations statistiques entre l'étendue estivale arctique et certains prédictors d'hiver ou de printemps ne sont pas stationnaires dans un cadre de changement climatique. Les auteurs suggèrent que les méthodes statistiques étalonnées sur la période historique pourraient ne plus être valides dans le futur.

Utilisation variée de modèles physiques

Selon Holland et Stroeve (2011), l'utilisation de modèles physiques semble donc l'alternative évidente aux modèles statistiques. Les premières prévisions saisonnières à l'aide de modèles physiques ont été réalisées avec des modèles océan-glace de mer forcés par des ré-analyses atmosphériques. Kauker et al. (2009) et Zhang et al. (2008b) utilisent ce type de modèles océan-glace de mer pour réaliser des « prévisions d'ensemble » : ce sont les modèles NAOSIM (*North Atlantic-Arctic Ocean-Sea Ice Model*) et PIOMAS (*Panarctic Ice-Ocean Model and Assimilation System*). L'idée est de simuler l'évolution du système océan-glace à partir d'un état initial de glace de mer à la date réelle si le système océan-glace de mer est soumis à un forçage atmosphérique historique sur ces 3-4 mois. Les membres de l'ensemble se distinguent alors par le choix de l'année correspondant aux forçages atmosphériques appliqués. L'hypothèse qui est faite ici est que la situation atmosphérique future durant la période de prévision est comprise dans le spectre des situations atmosphériques des années passées. Il s'agit encore là d'une hypothèse forte de stationnarité. Ces simulations forcées sont de plus très contraintes, et interdisent toutes rétroactions de l'atmosphère sur la glace de mer. Ces approches ont néanmoins l'intérêt de montrer la sensibilité d'une glace de mer parfaitement initialisée à des forçages historiques différents.

En cette fin des années 2000, les approches faisant intervenir des modèles couplés font défaut pour plusieurs raisons. La glace de mer fait rarement l'objet d'un traitement correct dans les modèles utilisés en opérationnel pour la prévision saisonnière. De nombreux systèmes de prévisions saisonnières couplées prescrivent encore une glace de mer climatologique.

L'ère du Sea Ice Outlook

Suite au retentissement médiatique du record de septembre 2007, le projet *Sea Ice Outlook* voit le jour. Chaque année depuis 2008, le programme *Study of Environmental Arctic Change* (SEARCH) collecte auprès d'une large communauté les prévisions (*outlooks*) d'étendue de glace arctique de septembre, pour des échéances de un à quatre mois.

L'exercice a vu le nombre de contributions augmenter à mesure que l'exercice⁴ était reconduit, et comptait 21 contributeurs en juillet 2012. On peut y voir désormais l'ensemble des techniques développées récemment : méthodes heuristiques (jugement d'experts), statistiques, ou modèles physiques (forcés et couplés). Les modèles couplés n'ont fait leur entrée que très récemment (contributions de D. Peterson ou E. Blanchard-Wrigglesworth en 2011). Les méthodes statistiques restent très majoritaires, et font appel à l'ensemble des données disponibles : observations ou analyse de concentration, observations d'épaisseur par avion ou hélicoptère, reconstruction de l'âge de la glace, utilisation de réanalyses atmosphériques.

4. Les rapports sont publiés sur le site <http://www.arcus.org/search/seaiceoutlook/index.php>.

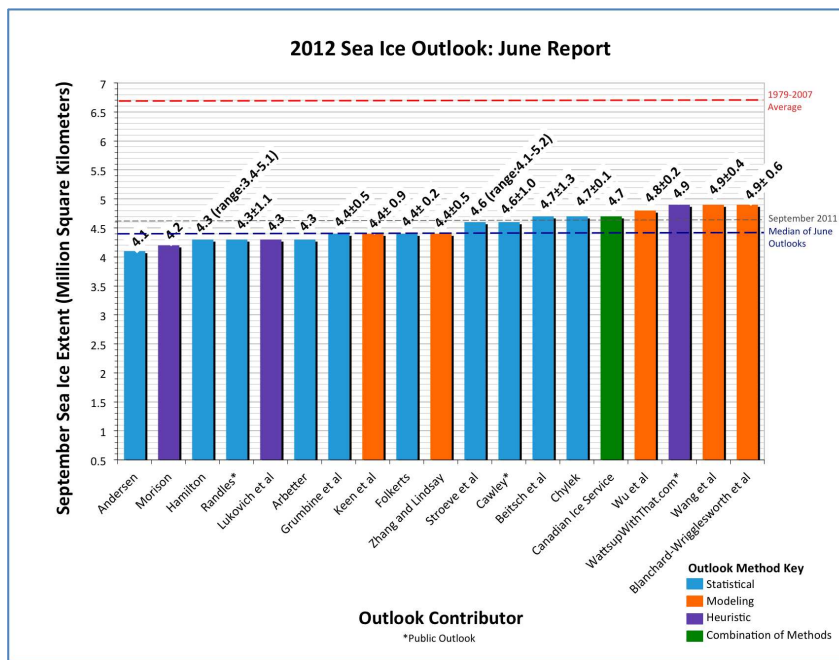


FIGURE 1.7 – Prévisions d'étendue de glace de mer arctique de septembre 2012 produites dans le cadre du *Sea Ice Outlook* avec les données de mai 2012. L'étendue effectivement observée est proche de $3,5 \times 10^6 \text{ km}^2$. Source : site du *Sea Ice Outlook*.

Il s'agit autant d'un exercice d'intercomparaison des techniques existantes que d'une occasion de dégager des caractéristiques de prévisibilité. Il fixe un cadre en imposant par exemple à chaque contributeur de quantifier les incertitudes de son *outlook*. Les limites de l'exercice ont été atteintes en 2009 lorsqu'en août un changement brutal de circulation atmosphérique sur l'Arctique a freiné la fonte jusqu'alors prononcée de la couverture de glace. Ce déclin avait conduit l'ensemble des contributeurs à prévoir un nouveau record d'englacement minimum.

L'exercice ne concerne que la saison estivale. Assez peu d'efforts sont faits pour la prévision de la couverture hivernale, malgré une demande croissante émanant notamment des acteurs industriels souhaitant opérer en Arctique, parmi lesquels Total dans le cadre du projet Shtokman. Dans le contexte de forage et d'exploitation d'un champ offshore dans la zone marginale et en hiver, un système de prévisions saisonnières pourrait être une aide précieuse au dispositif de *ice management* mis en place par défaut (Coche et al., 2011, Eik, 2011).

Retour aux fondamentaux

L'exercice du *Sea Ice Outlook* est un exercice d'intercomparaison qui permet de dégager les possibilités et limites de prévisions. Néanmoins, il ne dispense pas d'études plus fondamentales. Les principales questions concernent l'impact réel des conditions initiales sur la prévisibilité, en lien notamment avec les questions suscitées par Lindsay et al. (2008).

Avec le modèle NAOSIM, Kauker et al. (2009) ont pu déduire d'une analyse d'adjoint les facteurs déterminants de l'anomalie de couverture de glace de septembre 2007. Une large fraction (86%) de la différence avec le record précédent de 2005 s'explique par trois facteurs : (1) l'épaisseur moyenne en mars, (2) les tensions de vent en mai-juin et (3) la température de l'air en septembre. Ces résultats confirment le rôle de l'épaisseur hivernale dans la détermination de la couverture estivale.

Les études à l'aide des modèles couplés atmosphère-océan-glace de mer sont de plus en plus nombreuses. Les nombreux exercices d'intercomparaison (CMIP3, ENSEMBLES,

CMIP5, COMBINE), ainsi que l'engouement naissant pour la prévision décennale du climat, rendent le cadre particulièrement favorable. Holland et al. (2011b) ont utilisé un ensemble de simulations avec le modèle CCSM3, initialisées en janvier. Le préconditionnement hivernal apparaît comme une source de prévisibilité de la couverture estivale. Les auteurs ont aussi pu montrer que la prévisibilité de la couverture arctique de septembre est liée à l'état moyen en termes de volume de glace : la prévisibilité potentielle est réduite dans un climat de glace arctique plus fine, ce qui est aussi suggéré par Goosse et al. (2009) dans leur étude du multi-modèles CMIP3.

À l'aide d'un grand ensemble (30 membres) de simulations climatiques avec CCSM3, Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010) étudient de manière systématique les propriétés de persistance de la surface et de l'étendue de glace de mer arctique. L'étude met en évidence deux phases dans l'évolution de la corrélation entre la surface à un mois donné (« mois 0 ») et la surface durant les mois suivants. Tout d'abord, un déclin exponentiel sur une durée de 2 à 4 mois, d'autant plus rapide que le mois 0 est un mois de transition rapide pour la glace (mai ou novembre). Au-delà, on observe une ré-émergence de la corrélation durant certaines saisons, que les auteurs ont pu attribuer à des interactions entre des anomalies de couverture, d'épaisseur et de SST. Cette ré-émergence existe de manière moins évidente dans les observations. Ce travail complète avantageusement Lemke et al. (1980) dans la mesure où les propriétés d'autocorrélation sont envisagées à partir d'un mois donné et non plus sur l'ensemble du cycle annuel.

À ces études diagnostiques s'ajoutent des études à l'aide d'expériences de prévisions en modèle parfait. Blanchard-Wrigglesworth et al. (2011) montrent qu'au-delà de 3 ans la prévisibilité de la glace de mer arctique est dominée par les forçages externes. Le système « glace de mer » garde une mémoire des conditions initiales pendant 2 ans. Ce résultat a d'importantes implications pour l'étude de la prévisibilité décennale de la glace de mer arctique, et n'invalide pas l'espoir mis dans les prévisions saisonnières.

1.4.3 Synthèse et questions

Prévisibilité liée aux conditions initiales/prévisibilité forcée

Cet historique nous montre que faute d'observations sur une période suffisamment longue, peu d'études rigoureuses de prévisibilité saisonnière ont été menées jusqu'à celle de Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010).

Les travaux ont souvent été conduits dans le but de construire des systèmes de prévisions *ad hoc*. Les prédicteurs choisis sont plus souvent des grandeurs facilement observables que des champs dont on sait qu'ils participent à la prévisibilité de la glace de mer. Lindsay et al. (2008) proposaient une alternative élégante au manque d'observations. Cependant, leurs scores sont essentiellement liés à la tendance, ce qui interroge sur la capacité réelle du système à prévoir une anomalie à partir d'un état initial donné. On peut se demander si le modèle ne fait pas tout simplement aussi bien qu'une extrapolation linéaire de la tendance des années passées, une méthode qui ne tient pas compte de l'état initial à une année donnée. Dans ce cas, la prévisibilité liée aux états initiaux (Branstator et Teng, 2010, Blanchard-Wrigglesworth et al., 2011) est faible, ce qui réduit l'intérêt du système de prévisions saisonnières.

Rôle de l'atmosphère

L'argument principal de Lindsay et al. (2008) au faible score des techniques hors tendance est la faible prévisibilité de l'atmosphère. Au moment de commencer cette thèse en 2009, une grande partie de la communauté jugeait que l'évolution de la glace de mer durant l'été était surtout guidée par les situations synoptiques qui s'enchaînaient (R. Lindsay, 2009, communication personnelle). Il y avait donc peu d'espoir de prévoir l'anomalie de 2007 autrement qu'en prévoyant l'exacte situation atmosphérique de l'été 2007.

Utiliser un système de prévisions d'ensemble basé sur un modèle couplé permet de simuler des évolutions physiques du système climatique (contrairement aux méthodes statistiques). De plus, cela permet de tester plusieurs trajectoires possibles de la glace de mer à partir d'un même état initial, les différents scénarii étant dus à l'évolution chaotique de l'atmosphère. Il paraît certes peu probable qu'avec un nombre fini de telles prévisions le modèle soit capable de prévoir l'exact été 2007. Néanmoins, cette technique nous permet de voir si une telle situation s'inscrit dans l'univers des possibles liés à un état initial de glace donné.

Initialisation

Parler de conditions initiales impose d'attaquer le problème de l'initialisation. La question de l'initialisation de la glace de mer a longtemps été le principal obstacle à la réalisation de *hindcasts* avec des modèles couplés. La glace de mer était souvent absente des réanalyses océaniques, du fait d'une modélisation grossière notamment.

L'historique montre que la concentration, seule donnée observable à l'échelle globale, est loin d'être la seule source de prévisibilité de la glace de mer. De nombreuses études suggèrent l'importance de l'épaisseur de glace pour la prévisibilité. De plus, l'état de l'océan superficiel semble jouer un rôle.

L'état initial d'une prévision saisonnière de glace doit donc contenir au minimum des états réalistes pour la concentration, l'épaisseur et l'océan superficiel. Il paraîtrait aberrant d'initialiser un *hindcast* avec des cartes de concentration variables et une épaisseur arbitraire.

Comment créer de tels états initiaux ? L'idée de forcer un modèle océan-glace de mer par des champs issus d'une réanalyse atmosphérique paraît naturelle. La contrainte atmosphérique force l'océan de surface à un état proche de la réalité. Les vitesses de la glace étant guidées en grande partie par les vents, la dynamique simulée de la glace conduit à un champ d'épaisseur cohérent avec le forçage. Enfin, en utilisant un modèle océan-glace, on permet de créer des états où les deux milieux sont équilibrés.

Été contre hiver

Comme nous l'avons signalé, la prévisibilité de la glace de mer hivernale en tant que telle a fait l'objet de très peu d'études (Sorteberg et Kvingedal, 2006, Lindsay et al., 2008, Schlichtholz, 2011). On comprend pourtant qu'il s'agit d'un sujet à part entière, tant sur le plan fondamental qu'applicatif.

Le sujet nécessite néanmoins une approche assez différente. Bitz et al. (2005) ont identifié à l'aide du modèle CCSM2 les facteurs déterminant le positionnement du bord de glace de mer arctique en hiver. Outre les continents et la dynamique de la glace, ils montrent que le taux de fonte à la base de la glace est d'une importance primordiale. Ce taux de fonte est fonction du rayonnement solaire absorbé et du transport de chaleur océanique, ces deux composantes agissant de manière variable selon le secteur géographique considéré. Bitz et al. (2005) montrent que le transport de chaleur océanique domine dans les mers nordiques, tandis que c'est l'effet du rayonnement solaire qui domine en mers du Labrador, de Bering et d'Okhotsk.

La prévisibilité de la glace de mer pan-Arctique hivernale est donc liée à la prévisibilité des couvertures des sous-bassins constituant la zone marginale de glace (*Marginal Ice Zone*, MIZ). Cela explique que les méthodes statistiques de prévisions pan-Arctiques puissent être difficiles à construire. Néanmoins, les cas régionaux présentent une difficulté supplémentaire : dans le cas des mers de Labrador, de Bering, d'Okhotsk et dans une certaine mesure pour la mer de Barents, la glace n'apparaît qu'assez tard dans la saison. On peut alors difficilement envisager la persistance de la glace, et il faut se tourner vers des prédicteurs océaniques, encore plus difficiles d'accès.

La variabilité dans les diverses MIZ a cependant été bien documentée. Francis et Hunter (2007) montrent que la position du bord de glace hivernal en mer de Bering est principalement forcée par des anomalies de vent d'est, associées à la dépression des Aléoutiennes. En mer de Barents, Francis et Hunter (2007) suggèrent que le bord de glace hivernal est

déterminé par des anomalies synchrones de SST et des anomalies de vent du sud observées au début de l'hiver. En lien avec Bitz et al. (2005), il est bon de se tourner vers des prédicteurs océaniques. Schlichtholz (2011) montre l'influence de la variabilité de la température des eaux atlantiques à l'entrée de la mer de Barents en été sur la surface de glace de mer hivernale en mers nordiques, avec une perspective de prévisibilité à 6 mois. Avec un modèle océanique régional, Årthun et al. (2012) montrent que c'est le transport de chaleur océanique dans la partie ouest de la mer de Barents qui fixe la position du bord de glace.

La prévisibilité de la glace de mer hivernale n'est donc plus un sujet dans lequel on pourrait considérer la glace de mer seule : il s'agit aussi d'un problème d'océanographie.

1.5 Articulation du manuscrit

Le présent manuscrit s'articule autour de la mise en place d'un système de prévisions saisonnières avec le modèle couplé CNRM-CM5, objet principal de ma thèse au CNRM-GAME en collaboration avec Total.

Après cette introduction, je présente les modèles utilisés dans le chapitre 2. Il s'agit de rappeler les principales caractéristiques du modèle couplé CNRM-CM5.1 développé conjointement par le CNRM et le CERFACS. J'insisterai sur la composante océan-glace de mer de ce modèle couplé, le modèle NEMO-GELATO, qui a été et est encore aujourd'hui au cœur de mes investigations. La configuration forcée fait l'objet d'une description approfondie dans laquelle les jeux de forçages utilisés sont présentés.

Le chapitre 3 porte sur la construction des états initiaux de glace de mer arctique à l'aide de NEMO-GELATO. La but de ce chapitre est de présenter et de justifier les choix qui ont été faits pour construire la simulation d'initialisation et de vérification des prévisions saisonnières de glace de mer arctique. L'accent est mis sur la simulation de la glace de mer arctique : toutefois, nous évoquerons certaines particularités de l'océan simulé par NEMO-GELATO.

Le chapitre 4 est un intermède durant lequel j'introduis quelques notions-clés sur la prévisibilité potentielle de la glace de mer arctique. La notion de persistance est abordée et je présente ses principales caractéristiques pour la glace de mer arctique dans les observations ainsi que dans les simulations réalisées avec NEMO-GELATO et CNRM-CM. De nouveaux concepts liés au rôle de la distribution sous-maille des épaisseurs de glace dans GELATO sont ensuite présentés, à travers un article publié dans *Journal of Climate* (Chevallier et Salas y Méliá, 2011).

Les prévisions saisonnières sont enfin traitées dans le chapitre 5. Je présente le protocole, ainsi que la méthodologie d'évaluation retenue. Deux *hindcasts* de prévisions à 5 mois sont ensuite traités : les prévisions de la glace de mer de septembre et mars. J'aborde tout d'abord les prévisions des étendues sur l'ensemble de l'Arctique : ces travaux ont fait l'objet d'un article soumis à *Journal of Climate* (Chevallier et al., 2013). Je présente ensuite une déclinaison des méthodes d'évaluation des prévisions d'hiver à l'échelle régionale. Cette étude permet de nuancer certaines conclusions tirées à partir des prévisions pan-Arctiques, mais aussi d'entrer plus en profondeur dans la compréhension de la prévisibilité de notre système couplé.

Le lecteur devra garder en mémoire que le modèle utilisé est global, et de résolution horizontale sans doute plus basse que celle à laquelle il est habitué. On se souviendra que l'intérêt est porté sur la glace de mer arctique (sans que la glace de mer antarctique ne soit tout de même trop maltraitée), et que le fil conducteur reste la qualification d'un système de prévisions saisonnières et la compréhension de ses performances.

Chapitre 2

Les modèles

« Une forte vie intérieure se suffit à elle-même et ferait fondre vingt années de banquise. »
Louis-Ferdinand Destouches, dit Céline, *Voyage au bout de la nuit* (1932).

Pour ce travail, nous utiliserons des modèles dont il ne nous semble pas superflu de rappeler les principales caractéristiques. Le cadre général est le modèle couplé CNRM-CM5, dans sa version décrite dans Voltaire et al. (2012). Nous commencerons par présenter la composante océan-glace de mer de CNRM-CM5, que nous utilisons en mode forcé pour construire notre historique de la glace de mer arctique. Ensuite, nous évoquerons les autres composantes du système couplé, pour enfin présenter les caractéristiques de la configuration NEMO-GELATO forcée et les forçages utilisés.

2.1 Le modèle d'océan-glace de mer NEMO-GELATO

La composante océanique de CNRM-CM5.1 est basée sur la partie océanique du *Nucleus for European Modelling of the Ocean* (NEMO, version 3.2), un cadre numérique développé par divers organismes européens (CNRS, Mercator-Océan, UK Met Office et NERC-NOCS), auquel a été adjoint le modèle de glace de mer GELATO, version 5.

2.1.1 Le modèle de glace de mer GELATO

Thermodynamique de la glace de mer

Le schéma thermodynamique de GELATO5 est une version actualisée de GELATO2 décrit dans Salas y Méliá (2002).

Le nombre de catégories d'épaisseur (N_{cat}) est défini par l'utilisateur. La glace dans une catégorie donnée a une épaisseur moyenne $h_{i,k}$, qui doit varier entre les limites des catégories imposées par l'utilisateur. Les transitions entre catégories ont lieu lorsque l'épaisseur dépasse ces limites sous l'effet de processus thermodynamiques, ou par transport. Pour une catégorie donnée, le bloc de glace est divisé en 10 niveaux verticaux, les niveaux proches de la surface étant plus fins. Cette augmentation de résolution permet de mieux représenter les variations rapides de la température de surface de la glace en réponse aux changements de forçages atmosphériques. Chaque catégorie peut être couverte d'une couche de neige. Le processus de « vieillissement » de la neige (Douville et al., 1995) et la formation de glace blanche sont modélisés.

Dans la suite, nous omettons l'indice k correspondant à la catégorie de glace. Souvenons-nous néanmoins que la thermodynamique est résolue pour chaque catégorie d'épaisseur.

Symbole	Variable	Valeur
α_i^0	Albedo de la glace nue non fondante	0,71
α_i^{mlt}	Albedo de la glace fondante	0,56
α_s^{dry}	Albedo de la neige fraîche	0,84
α_s^{mlt}	Albedo de la neige fondante	0,77
α_w	Albedo de l'eau de la mer	0,065
ϵ_i	Emissivité de la glace de mer	0,95
ϵ_w	Emissivité de l'eau de mer	1
μ	Paramètre (point de fusion)	0,054 °C/psu
ρ_a	Masse volumique de l'air	1,22 kg/m ³
ρ_i^0	Masse volumique de la glace pure	917 kg/m ³
ρ_i	Masse volumique de la glace de mer	910 kg/m ³
ρ_s^{min}	Masse volumique de la neige fraîche	100 kg/m ³
ρ_s^{max}	Masse volumique maximale de la neige	300 kg/m ³
ρ_w^0	Masse volumique de l'eau pure	1000 kg/m ³
ρ_w	Masse volumique de l'eau de mer	1034 kg/m ³
σ	Constante de Stefan-Boltzman	$5,67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$
θ	Angle de rotation pour l'air et l'océan	0°
$C_{p,a}$	Chaleur spécifique de l'air sec	1004,67 J/K/kg
$C_{p,i}^0$	Chaleur spécifique de la glace pure à 0 °C	2080 J/K/kg
$C_{p,s}$	Chaleur spécifique de la neige	2080 J/K/kg
C_{ai}^d	Coefficient de traînée air-glace	$1,65 \times 10^{-3}$
C_{wi}^d	Coefficient de traînée glace-eau	5×10^{-3}
k_s	Conductivité thermique de la neige	0,30 W/m/K
L_i^0	Chaleur latente de fusion de la glace pure à 0 °C	$3,3355 \times 10^5 \text{ J/kg}$
$L_{v,i}$	Chaleur latente de sublimation de la glace	$2,839 \times 10^6 \text{ J/kg}$
$L_{v,w}$	Chaleur latente d'évaporation de l'eau	$2,5 \times 10^6 \text{ J/kg}$
N_{cat}	Nombre de catégories d'épaisseur	8
P^*	Contrainte maximale en compression (EVP)	$2,75 \times 10^4 \text{ N/m}^2$
T_0	Température de fusion de la glace	0 °C

TABLE 2.1 – Valeurs des paramètres du modèle de glace de mer GELATO.

Catégorie	1	2	3	4	5	6	7	8
Limites (m)	0-0,2	0,2-0,5	0,5-0,9	0,9-1,5	1,5-2,5	2,5-4	4-6	6-∞

TABLE 2.2 – Limites des différentes catégories d'épaisseur utilisées pour GELATO (en m).

La thermodynamique de GELATO5 suit une approche similaire à celle de Bitz et Lipscomb (1999). Suivant Ono (1967), la chaleur spécifique de la glace de mer est fonction de la température de la glace T_i (°C) et de sa salinité S_i (en psu) :

$$C_{p,i} = C_{p,i}^0 + \mu L_i^0 \frac{S_i}{T_i^2}, \quad (2.1)$$

où $C_{p,i}^0$ et L_i^0 sont respectivement la chaleur spécifique et la chaleur latente de fusion de la glace pure à 0 °C. μ est une constante empirique qui permet de relier la salinité de la glace à la température du point de fusion $T_i^m = -\mu S_i$ (en °C).

L'enthalpie massique de la glace de mer q_i est définie ici comme l'opposé de l'énergie nécessaire pour amener la glace au point de fusion, pour la fondre totalement et amener l'eau de fonte résiduelle à 0 °C. Elle s'exprime comme :

$$\begin{aligned} q_i &= -\int_{T_i}^{T_i^m} C_{p,i}(T, S_i) dT - C_{p,w}(T_0 - T_i^m) \\ &= -C_{p,i}^0(T_i^m - T_i) - L_i^0 \left(1 - \frac{T_i^m}{T_i}\right) + C_{p,w}T_i^m, \end{aligned} \quad (2.2)$$

où $C_{p,w}$ est la chaleur spécifique de l'eau de mer. Dans GELATO5, l'enthalpie q_i remplace T_i en tant que variable d'état.

Cependant, le schéma de diffusion verticale de la chaleur dans le bloc de neige-glace est toujours résolu en température, suivant l'équation suivante :

$$\rho_x C_{p,x} \partial_t T_x = \partial_z (k_x \partial_z T_x) + \Theta_x^{SW}(z), \quad (2.3)$$

où z et t sont la coordonnée verticale et le temps. $\Theta_x^{SW}(z)$ est le profil vertical de la variation du contenu thermique due à l'absorption du flux de chaleur solaire au sommet du bloc, noté $Q_{i,t}^{SW}$, et décrit dans Salas y Mélia (2002). Par convention, les flux qui affectent la glace sont considérés comme positifs lorsqu'ils réchauffent ou fondent la glace. À la base de la glace, le flux solaire résiduel s'écrit donc :

$$Q_{i,b}^{SW} = Q_{i,t}^{SW} - \int_0^{h_i+h_s} \Theta_x^{SW}(z) dz, \quad (2.4)$$

où h_i et h_s sont l'épaisseur de la glace et l'épaisseur de la neige. Dans 2.3, T_x , $C_{p,x}$ et k_x sont le profil de température, la densité et le coefficient de diffusion thermique du milieu x (neige ou glace). On suppose que le flux de diffusion thermique est continu à l'interface glace-neige. $C_{p,s}$, k_s et ρ_i sont supposés constants. La densité de la neige ρ_s augmente avec le temps, et est modifiée lors d'une nouvelle chute de neige. k_i est une fonction de la température et de la salinité de la glace, donnée par Pringle et al. (2007) :

$$k_i = \frac{\rho_i}{\rho_i^0} \left(2,11 - 0,011 T_i + 0,09 \frac{S_i}{T_i} \right) \quad \text{if } T_i < T_i^m \quad (2.5)$$

où ρ_i^0 est la densité de la glace pure.

Dans 2.3, une condition aux limites à la base du bloc est imposée en fixant la température de la glace à la température du point de congélation de l'eau de mer. Au sommet du bloc, le flux de chaleur non-solaire atmosphérique est pris comme condition aux limites :

$$k_x (\partial_z T_x)_{z=h_i+h_s} = -Q_{i,t}^{NS}. \quad (2.6)$$

Le flux de chaleur non-solaire atmosphérique, noté $Q_{i,t}^{NS}$, est la somme des flux turbulents glace-atmosphère et du flux de chaleur infrarouge net. Il sera explicité par la suite.

La résolution de 2.3 permet de calculer la température de surface de la glace et de la neige, et d'en déduire si la surface fond ou non. Cette information est nécessaire pour calculer l'albedo de la surface.

L'albedo de la glace nue non fondante est fonction de l'épaisseur de la glace selon la formulation de Flato et Brown (1996). L'âge de la glace est utilisé pour moduler cet albedo : si la glace a plus de 6 mois, l'albedo est relaxé vers l'albedo de la glace épaisse et non

fondante, $\alpha_i^{max} = 0,71$. L'albedo de la glace nue fondante est un paramètre du modèle, dans la mesure où les mares de fonte ne sont pas explicitement modélisées dans la version officielle de GELATO5. Suite à de nombreux tests, la valeur $\alpha_i^{mtt} = 0,56$ a été retenue. Elle s'est avérée réaliste suite à l'inclusion d'une paramétrisation explicite des mares de fonte (travail non présenté dans ce manuscrit). L'albedo de la neige suit la formulation de Flato et Brown (1996) : l'albedo de la neige sèche est 0,84 et celui de la neige fondante est 0,77. La fraction de la chaque maille couverte de neige, f_s , dépend linéairement de l'épaisseur de neige (convertie en équivalent en eau liquide) :

$$f_s = \min\left(\frac{\rho_s h_s}{\rho_w^0 h_w^c}, 1\right), \quad (2.7)$$

où ρ_w^0 est la densité de l'eau pure, et $h_w^c = 0,05$ m est un paramètre. L'albedo de surface est enfin calculé en appliquant aux albedos des différentes surface (neige et glace nue) les poids f_s et $1 - f_s$.

Le profil de température calculé par 2.3 permet aussi d'estimer le flux conductif à l'interface glace-océan, $Q_{i,b}^c$. Le flux de chaleur sensible océan-glace de mer, Q_{oi} , est calculé d'après Schmidt et al. (2004). Par convention, un flux de chaleur est compté positivement s'il chauffe ou fond la glace. Si $Q_{i,b}^c + Q_{oi} > 0$, il y a fonte à la base de la glace. Le taux d'ablation à la base $(\partial_t h_i)_b$ est donné par la relation :

$$\rho_i q_i (\partial_t h_i)_b = Q_{i,b}^c + Q_{oi}. \quad (2.8)$$

Si $Q_{i,b}^c + Q_{oi} < 0$, il y a accrétion de glace à la base du bloc. Le taux d'accrétion doit alors être calculé itérativement : en effet, l'enthalpie de la glace nouvellement formée est fonction de la quantité de sel capturée, elle-même fonction du taux d'accrétion. La salinité, la température et l'enthalpie de la nouvelle glace sont notées S_i^{new} , T_i^{new} et q_i^{new} . T_i^{new} est fixée à -2°C , et avant toute itération $S_i^{new} = 10$ psu. Le schéma itératif est constitué par les trois équations suivantes :

$$\begin{aligned} q_i^{new} &= q_i(T_i^{new}, S_i^{new}) \\ (\partial_t h_i)_b &= \frac{Q_{i,b}^c + Q_{oi}}{\rho_i q_i^{new}} \\ S_i^{new} &= F((\partial_t h_i)_b) \end{aligned} \quad (2.9)$$

Dans cette équation, l'expression de q_i^{new} est donnée par 2.2. Pour S_i^{new} , l'expression de la fonction F est donnée par Cox et Weeks (1988). Ce schéma converge en moins de 10 itérations.

Ce schéma est aussi utilisé pour la formation de nouvelle glace en eau libre et dans les chenaux. La glace de mer peut se former lorsque la température de surface de la mer atteint le point de congélation de l'eau de mer et lorsque la surface marine perd de l'énergie. Dans ce cas, le terme $Q_{i,b}^c + Q_{oi}$ est simplement remplacé par la somme des flux nets de chaleur à la surface de l'océan, $Q_{w,t}^{NS} + Q_{w,t}^{SW}$.

La formation de glace blanche contribue aussi au piégeage du sel marin. Il s'agit d'infiltration d'eau de mer dans la couche de neige.

Le profil de salinité $S_i(z)$ est déduit d'une salinité bulk \overline{S}_i à partir d'un profil standard :

$$S_i(z) = \overline{S}_i [A(\overline{S}_i) s_0(z) + (1 - A(\overline{S}_i))]. \quad (2.10)$$

$s_0(z)$ est un profil normalisé pour la salinité de la glace pluri-annuelle, déduit de Schwarzscher (1959) dans Briegleb et al. (2004) :

$$s_0(z) = C \left(1 - \cos \pi z^{\frac{a}{z+b}}\right), \quad (2.11)$$

où $a = 0,407$, $b = 0,573$ et C est une constante de normalisation. Dans 2.10,

$$A(\bar{S}_i) = \begin{cases} 1 & \text{si } \bar{S}_i < S_1 \\ (S_2 - \bar{S}_i)/(S_2 - S_1) & \text{si } S_1 \leq \bar{S}_i \leq S_2 \\ 0 & \text{si } \bar{S}_i > S_2 \end{cases} \quad (2.12)$$

où $S_1 = 3$ psu et $S_2 = 4,5$ psu. Ainsi, dans la glace peu salée, la salinité présente un profil standard de la glace pluri-annuelle, tandis que la glace très salée présente un profil de salinité uniforme sur la verticale. Dans la couche de neige, la salinité est nulle.

Les variations de la salinité bulk \bar{S}_i de la glace de mer dues à l'accrétion à la base et à la formation de glace blanche sont données par l'équation suivante :

$$\partial_t \bar{S}_i = \frac{S_i^{new} - \bar{S}_i}{h_i} \max((\partial_t h_i)_b, 0) + \frac{S_i^{si} - \bar{S}_i}{h_i} (\partial_t h_i)_{si}, \quad (2.13)$$

où S_i^{si} et $(\partial_t h_i)_{si}$ sont la salinité et le taux de formation de glace blanche.

Le drainage par gravité et l'expulsion du sel sont aussi pris en compte dans les variations de \bar{S}_i , selon les formulations de Vancoppenolle et al. (2009). De la même manière, le profil vertical d'enthalpie est mis à jour et réinterpolé sur la grille verticale.

Dynamique et redistribution de la glace de mer

La dynamique de la glace de mer est calculée à l'aide du schéma Elasto-Visco-Plastique (EVP) proposé par Hunke et Dukowicz (1997). L'advection de la glace est semi-lagrangienne, suivant le schéma proposé par Hunke et Lipscomb (2004). Le pas de temps de la dynamique et de l'advection de la glace de mer est de 6 heures. Les grandeurs advectées sont : l'âge, la concentration, la température de surface, le volume et le profil vertical d'enthalpie. Le volume, la densité et l'enthalpie de la neige sont aussi advectés.

Sous l'effet de la convergence, la glace de mer fine d'épaisseur h_i inférieure à 0,25 m peut se réarranger sous forme de feuillets, formant ainsi de la glace d'épaisseur $2 \times h_i$. La glace d'épaisseur supérieure à 0,25 m peut se réarranger sous forme de crêtes linéaires d'épaisseur $n \times h_i$ où n est un paramètre variant de 2 à 6. Le schéma de redistribution de la glace de mer est dérivé de Thorndike et al. (1975) et décrit dans Salas y Méria (2002).

Choix de configuration

Le lecteur pourra se référer au tableau 2.1 pour connaître les valeurs des différents paramètres et des constantes physiques utilisées. Nous insistons sur le fait que ces constantes sont les mêmes, que GELATO soit utilisé en mode forcé ou au sein du modèle couplé CNRM-CM5.1. Les limites de différentes catégories choisies sont données dans le tableau 2.2.

2.1.2 Le modèle d'océan NEMO3.2

La partie océanique de NEMO est un modèle d'océan aux équations primitives, qui prend en compte une dynamique non linéaire et la thermodynamique associée à la température (notée T) et à la salinité (notée S). Le modèle est décrit de manière détaillée dans le document de référence de NEMO (Madec, 2008). Nous n'en rappelons ici que les principales caractéristiques.

Pas de temps, résolutions horizontale et verticale

Le pas de temps du modèle est de 1 heure. Le modèle de glace de mer GELATO est directement inclus dans la composante océanique de CNRM-CM5.1 et utilise la même grille. GELATO est appelé toutes les 24 heures.

La configuration océanique globale utilisée est ORCA-1° (Hewitt et al., 2010). Chaque configuration de la famille ORCA (Penduff et al., 2010) a une grille tripolaire et quasi

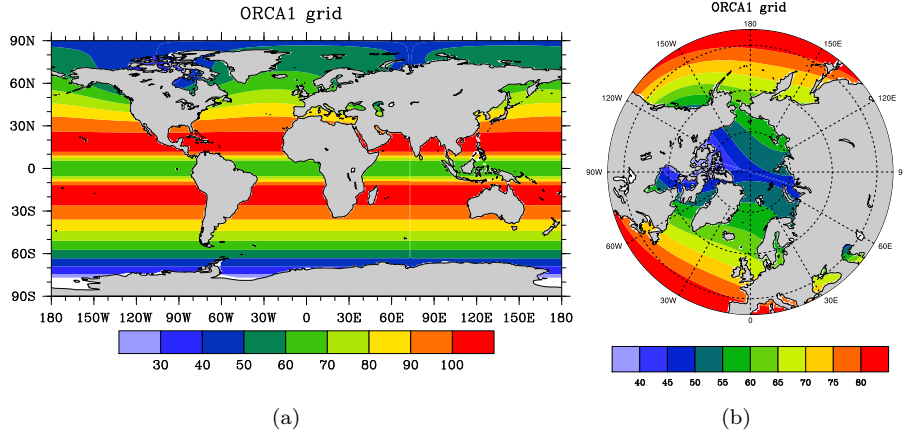


FIGURE 2.1 – Résolution horizontale de la grille océanique (en km) : océan global (a) et océan boréal (b).

isotrope : une combinaison entre la grille isotrope Mercator au sud de 20°N et une grille non-géographique et quasi-isotrope au-delà de 20°N, dans laquelle le point singulier au pôle Nord est remplacé par une ligne entre deux pôles situés au Canada et en Sibérie. Dans la grille ORCA-1°, une résolution longitudinale de 1° à l'équateur est fixée. En latitude, la résolution est variable. Elle est d'environ 1/3° au niveau des tropiques (figure 2.1).

La bathymétrie prend en compte 42 niveaux verticaux. On trouve 10 niveaux dans les 100 premiers mètres (le premier niveau est à une profondeur de 5 m), 16 niveaux entre 100 et 1000 m, et 16 niveaux entre 1000 et 5000 m. La topographie du fond est représentée à l'aide d'une formulation en marches partielles. À la surface, le modèle a une surface linéaire libre (Roullet et Madec, 2000).

Paramétrisation de la physique sous-maille

On rappelle, en utilisant les notations de Madec (2008), que l'ensemble des processus physiques aux échelles non-représentées par le modèle (sous-maille) est paramétré dans les termes $\mathbf{D}^{\mathbf{U}}$, D^T et D^S dans les équations de quantité de mouvement sur l'horizontale (variations de la vitesse \mathbf{U}) et les équations d'évolution de T et S .

Dans NEMO, on distingue deux types de diffusion, l'une ayant lieu selon la verticale, et l'autre se faisant suivant des plans généralement proches de l'horizontale. On décompose alors les termes de physique sous-maille selon ces deux « directions » :

$$\begin{aligned} \mathbf{D}^{\mathbf{U}} &= \mathbf{D}^{l\mathbf{U}} + \mathbf{D}^{v\mathbf{U}} \\ D^T &= D^{lT} + D^{vT} \\ D^S &= D^{lS} + D^{vS} \end{aligned} \quad (2.14)$$

Physique sous-maille verticale

Pour la paramétrisation de la partie verticale, on suppose que les flux turbulents dépendent linéairement du gradient de grande échelle correspondant à la variable considérée. Cela s'écrit donc :

$$\begin{aligned} \mathbf{D}^{v\mathbf{U}} &= \partial_z (A^{vm} \partial_z \mathbf{U}_h) \\ D^{vT} &= \partial_z (A^{vT} \partial_z T) \\ D^{vS} &= \partial_z (A^{vT} \partial_z S), \end{aligned} \quad (2.15)$$

où \mathbf{U}_h est la vitesse horizontale, A^{vm} le coefficient turbulent de viscosité verticale, et A^{vT} le coefficient turbulent de diffusion verticale. Dans CNRM-CM5.1, ces coefficients sont calculés avec un schéma de fermeture d'énergie cinétique turbulente (TKE). Le schéma TKE choisi

est celui de Blanke et Delecluse (1993), complété par Madec et al. (1998). L'effet des cellules de Langmuir ainsi que le processus de mélange par double diffusion sont aussi pris en compte. Au fond de l'océan, on utilise une paramétrisation du mélange induit par les marées similaire à Simmons et al. (2004), ainsi qu'un schéma du mélange induit par la marée spécifique à la région indonésienne (Koch-Larrouy et al., 2007).

Physique sous-maille horizontale

Pour la diffusion latérale des traceurs, on prend en compte d'une part la diffusion des traceurs le long des surfaces iso-neutres et d'autre part l'advection des traceurs par la vitesse induite par les tourbillons. Le terme de diffusion associé s'exprime donc sous la forme :

$$D^{lT} = \nabla \cdot (A^{lT} \mathfrak{R} \nabla T) + \nabla \cdot (\mathbf{U}^* T) \quad \text{avec} \quad \mathfrak{R} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & -r_1 \\ 0 & 1 & -r_2 \\ -r_1 & -r_2 & r_1^2 + r_2^2 \end{pmatrix}. \quad (2.16)$$

Les coefficients de la matrice \mathfrak{R} , r_1 et r_2 , désignent les pentes entre les surfaces iso-neutres et les niveaux du modèle.

Dans le premier terme, A^{lT} est le coefficient turbulent de diffusion horizontale. Ce coefficient est égal à $10^3 \text{ m}^2/\text{s}$ à l'Équateur, et voit sa valeur diminuer avec l'espacement de la grille en fonction de la latitude : il est inférieur à $500 \text{ m}^2/\text{s}$ au nord de 60°N et au sud de 60°S . Dans le second terme, \mathbf{U}^* est la vitesse induite par les tourbillons (Gent et al., 1995). Cette vitesse, non-divergente, est calculée à l'aide des pentes r_1 et r_2 , et d'un coefficient A^{eiv} dépendant notamment de l'instabilité barocline locale.

La diffusion latérale de quantité de mouvement est modélisée de la même façon :

$$\begin{aligned} D_u^{lU} &= \nabla \cdot (A^{lm} \mathfrak{R} \nabla u) \\ D_v^{lU} &= \nabla \cdot (A^{lm} \mathfrak{R} \nabla v), \end{aligned} \quad (2.17)$$

où D_u^{lU} et D_v^{lU} sont les deux composantes de \mathbf{D}^{lU} . A^{lm} est le coefficient turbulent de viscosité horizontale. Il est aussi variable dans l'espace, égal à $10^4 \text{ m}^2/\text{s}$ partout sauf sous les tropiques où sa valeur est $10^3 \text{ m}^2/\text{s}$.

Fond de l'océan

Au fond de l'océan, on applique une friction non-linéaire : le flux horizontal de quantité de mouvement hors de la couche limite turbulente est relié à la vitesse horizontale du niveau le plus bas du modèle ($\mathbf{U}_b = (u_b, v_b)$) par la relation suivante :

$$A^{vm} \partial_z \mathbf{U}_h = C_D \sqrt{u_b^2 + v_b^2 + e_b}, \quad (2.18)$$

où C_D est un coefficient égal à 10^{-3} et e_b l'énergie cinétique de fond, dont la valeur est fixée à $2,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}^2$.

La couche limite de fond est diffusive, au sens du schéma de Beckmann et Döscher (1997), avec un coefficient de diffusion égal à $10^4 \text{ m}^2/\text{s}$.

Enfin, un flux de chaleur géothermique est appliqué au fond de l'océan. Ce flux est variable dans l'espace, et a une valeur moyenne globale de $86,4 \text{ mW}/\text{m}^2$.

Forçages et conditions de surface

Le modèle d'océan nécessite six champs en surface : les deux composantes de la tension à la surface ($\boldsymbol{\tau} = (\tau_u, \tau_v)$), les flux incidents solaire et non-solaire (Q_o^{SW} et Q_o^{NS}) et les termes de bilan d'eau en surface (EMP et EMP_S). Ces flux sont des sorties de GELATO, et tiennent compte du forçage atmosphérique et de sa modulation éventuelle par la présence de glace de mer.

La tension de surface est la résultante de l'effet exercé par le vent (τ_{aw}) et par la glace de mer (τ_{iw}) sur la surface de l'océan :

$$\tau = f_i \tau_{iw} + (1 - f_i) \tau_{aw}, \quad (2.19)$$

et constitue une condition aux limites pour le schéma de diffusion verticale.

Le flux non-solaire Q_o^{NS} constitue la partie non-pénétrative du flux de chaleur. Q_o^{SW} est le flux solaire, et constitue la partie du flux de chaleur qui pénètre dans les couches profondes de l'océan. Seule une fraction du rayonnement incident Q_o^{SW} arrive à la profondeur z . Dans le cas de CNRM-CM5.1, on utilise les coefficients d'atténuation de Lengaigne et al. (2007) pour le calcul de cette fraction. Ces coefficients permettent de prendre en compte l'atténuation par la chlorophylle du rayonnement solaire découpé trois bandes spectrales ("Rouge", "Vert" et "Bleu"). La concentration en chlorophylle est ici supposée constante et égale à 0,05 mg/m³.

Les apports nets d'eau douce liés à l'évaporation, aux précipitations et au ruissellement des fleuves sont résumés dans le terme EMP . Ce terme n'a pas d'impact sur la SST. On manque en effet d'information sur la température des précipitations et de l'eau de fleuves lorsqu'elles arrivent dans l'océan. On suppose alors que l'eau douce apportée a pour température la SST.

La fonte et la croissance de la glace de mer constitue aussi un apport d'eau douce. La formulation actuelle suppose que la glace est au-dessus de l'océan. Les processus liés à la vie de la glace de mer ont également un effet sur la salinité de surface de l'océan (S_w). Dans CNRM-CM5.1, la version de NEMO ne permettait pas de prendre en compte en tant que tel un flux de sel issus de la glace. L'effet de la glace sur la salinité est donc représenté par un flux « virtuel » d'eau douce qui participe ainsi à la concentration/dilution à la surface. Le terme EMP_S est donc la somme de EMP et de ce flux virtuel issus de la glace de mer.

2.1.3 Répartition des flux sur la surface marine (océan-glace de mer)

Le modèle NEMO-GELATO nécessite en entrée des quantités atmosphériques suivantes :

- . les flux de chaleur solaire et non-solaire nets qui s'appliquent à chaque type de surface : flux sur eau libre (Q_w^{SW} et Q_w^{NS}), et flux sur glace de catégorie d'épaisseur k ($Q_{i,k}^{NS}$ et $Q_{i,k}^{SW}$);
- . les flux d'eau : évaporation e_w et $e_{i,k}$, et précipitations (pluie et neige) en équivalent d'eau liquide. On peut mentionner ici le ruissellement des fleuves, bien que n'étant pas à strictement parler un flux provenant de l'atmosphère;
- . la tension du vent sur l'ensemble de la surface océanique, notée τ_a . On suppose que la tension de vent ne dépend pas du type de surface considéré.

En mode couplé, les flux de chaleur et les flux d'eau sont calculés par le modèle d'atmosphère. Deux options existent : soit chaque flux est calculé pour l'ensemble de la surface marine (*simple flux*), soit deux flux sont calculés à chaque fois, un pour l'eau libre et un pour la surface de glace (*double flux*). On ne dispose pas a priori de la répartition des flux par catégorie d'épaisseur. En configuration forcée, deux types de surface (eau libre et glace) sont prises en compte, et il est possible de calculer un flux par catégorie.

Concernant les flux d'eau, la répartition est faite de manière uniforme sur l'ensemble de la maille, et donc entre les différents types de surface. Pour les flux de chaleur, la répartition diffère selon le nombre de flux calculé dans le modèle d'atmosphère.

Double flux

Dans ce premier cas, NEMO-GELATO reçoit en entrée les flux sur deux types de surface : les flux solaire et non-solaire sur eau (Q_w^{SW} et Q_w^{NS}), et les flux sur l'ensemble de la surface de glace (Q_i^{SW} et Q_i^{NS}).

Il faut alors répartir les différents flux sur les N_{cat} catégories d'épaisseur définies par l'utilisateur. Pour chaque catégorie k , le modèle de glace de mer calcule une fraction $f_{i,k}$

(qui est la fraction de la maille couverte par la glace de catégorie k : la concentration f_i est alors la somme des $f_{i,k}$), ainsi qu'une température de surface $T_{i,k}$ et un albedo de surface $\alpha_{i,k}$.

Pour le calcul du flux non-solaire par catégorie, on prend en compte le fait que les températures de chaque catégorie peuvent être assez différentes. On calcule alors un flux $Q_{i,k}^{NS}$ pour chaque catégorie en fonction de la sensibilité du flux non-solaire à la température de surface, notée $\partial Q_{NS}/\partial T$:

$$Q_{i,k}^{NS} = Q_i^{NS} + \frac{\partial Q_{NS}}{\partial T} (T_{i,k} - \bar{T}_i),$$

$$\bar{T}_i = \frac{\sum_{k=1}^{N_{cat}} f_{i,k} T_{i,k}}{\sum_{k=1}^{N_{cat}} f_{i,k}}, \quad (2.20)$$

où \bar{T}_i est la température moyenne de la surface de glace (moyenne sur l'ensemble des catégories). La sensibilité du flux non-solaire est une fonction complexe de la température. En pratique, on fixe cette sensibilité à une valeur constante, ici égale à $-20 \text{ W/m}^2/\text{K}$.

Pour le calcul du flux solaire $Q_{i,k}^{SW}$, il est nécessaire de reconstruire le flux incident total à la surface en multipliant le flux Q_i^{SW} par l'albedo de la surface de glace :

$$Q_{i,k}^{SW} = \frac{1-\alpha_{i,k}}{1-\bar{\alpha}_i} Q_i^{SW},$$

$$\bar{\alpha}_i = \frac{\sum_{k=1}^{N_{cat}} f_{i,k} \alpha_{i,k}}{\sum_{k=1}^{N_{cat}} f_{i,k}}, \quad (2.21)$$

où $\bar{\alpha}_i$ est l'albedo moyen de la surface de glace.

Cette option est activée lorsque NEMO-GELATO est utilisé en mode forcé. Notons qu'il est aussi possible de calculer un flux par catégorie de glace, mais que cela n'a pas été envisager pour ne pas s'écarter trop de la configuration couplée, qui utilise le « simple flux » décrit dans la suite.

Simple flux

Dans ce second cas, NEMO-GELATO reçoit en entrée les flux non-solaire et solaire Q_{mix}^{NS} et Q_{mix}^{SW} calculés par le modèle d'atmosphère sur l'ensemble de la surface marine.

Ces flux doivent être répartis sur les catégories de glace et sur l'eau libre. Les flux non-solaires sont répartis de la sorte :

$$Q_{i,k}^{NS} = Q_{mix}^{NS} + \frac{\partial Q_{NS}}{\partial T} (T_{i,k} - \bar{T}),$$

$$Q_w^{NS} = Q_{mix}^{NS} + \frac{\partial Q_{NS}}{\partial T} (T_w - \bar{T}), \quad (2.22)$$

$$\bar{T} = \sum_{k=1}^{N_{cat}} f_{i,k} T_{i,k} + (1 - f_i) T_w.$$

T_w est la SST et \bar{T} est la température moyenne sur l'ensemble de la maille. Pour les flux solaires, on utilise les expressions suivantes :

$$Q_{i,k}^{SW} = \frac{1-\alpha_{i,k}}{1-\bar{\alpha}} Q_{mix}^{SW}$$

$$Q_w^{SW} = \frac{1-\alpha_w}{1-\bar{\alpha}} Q_{mix}^{SW}, \quad (2.23)$$

$$\bar{\alpha} = \sum_{k=1}^{N_{cat}} f_{i,k} \alpha_{i,k} + (1 - f_i) \alpha_w,$$

où α_w est l'albedo de la surface de la mer et $\bar{\alpha}$ est l'albedo moyen sur l'ensemble de la maille. C'est cette option qui a été retenue pour le modèle couplé CNRM-CM5.1.

2.1.4 Couplage océan-glace de mer

Flux de quantité de mouvement

Le flux de quantité de mouvement océan-glace de mer (ou tension de la glace sur l'océan) dépend de la différence entre la vitesse de la glace \mathbf{u}_i et le courant géostrophique \mathbf{U}_w . Il est donné par :

$$\boldsymbol{\tau}_{iw} = \rho_w C_{wi}^d \|\mathbf{U}_w - \mathbf{u}_i\| [(\mathbf{U}_w - \mathbf{u}_i) \cos \theta + \mathbf{k} \times (\mathbf{U}_w - \mathbf{u}_i) \sin \theta],$$

où θ est l'angle de rotation.

Flux de chaleur

Les flux de chaleur sont le flux solaire incident net après déduction de ce qui est absorbé par la glace (Q_o^{SW}) et le flux de chaleur non-solaire net (Q_o^{NS}) qui prend en compte le flux de chaleur sensible à la base de la glace (McPhee, 1992, MCPhee et al., 1987). Ce dernier flux d'énergie s'exprime de la manière suivante :

$$Q_{oi} = \rho_w C_{p,w} C_{wi}^t u_{wi}^* \max(T_w - T_w^f, 0).$$

Dans cette expression, T_w est la SST, $C_{p,w}$ la chaleur spécifique de l'eau de mer, et T_w^f la température du point de fusion de l'eau de mer à la surface. u_{wi}^* et C_{wi}^t désignent respectivement la vitesse de friction de la glace sur la surface océanique et le coefficient d'échange entre la glace et l'eau de mer. La vitesse de friction se calcule à partir de la tension océan-glace :

$$u_{wi}^* = \sqrt{\frac{\|\boldsymbol{\tau}_{iw}\|}{\rho_w}},$$

et doit se situer entre les bornes suivantes :

$$5 \times 10^{-3} \leq u_{wi}^* \leq \frac{\Delta z(1)}{C_{wi}^t \Delta t},$$

où Δt est le pas de temps du modèle d'océan.

Flux d'eau douce

Comme nous l'avons dit précédemment, la glace de mer ne contribue au bilan d'eau douce de l'océan qu'à travers le terme $EMPS$.

2.2 Les autres composantes du modèle couplé CNRM-CM5.1

Nous présentons ici les autres composantes du modèle couplé CNRM-CM5.1 : le modèle d'atmosphère ARPEGE-Climat, les modèles de surface SURFEX et TRIP, et le coupleur OASIS.

2.2.1 Le modèle d'atmosphère ARPEGE-Climat

Le modèle spectral d'atmosphère ARPEGE-Climat (version 5.2) est dérivé du modèle de prévision numérique du temps ARPEGE/IFS (Integrated Forecast System) développé à Météo-France et au CEPMMT. Ce modèle spectral a une troncature triangulaire T127

dans CNRM-CM5.1. Toute la physique non-linéaire nécessite des transformations spectrales sur une grille gaussienne réduite d'une résolution horizontale équivalente à environ $1,4^\circ$ en latitude et longitude.

La version utilisée dans CNRM-CM5.1 est une configuration *low-top* à 31 niveaux verticaux, avec une résolution moyenne de la stratosphère (4 niveaux au-dessus de 100 hPa). Dans la basse atmosphère, on compte 6 niveaux en-dessous de 850 hPa, sauf dans les régions d'orographie élevée.

Le cœur dynamique d'ARPEGE-Climat est basé sur un schéma semi-lagrangien, correspondant au cycle 32 du système ARPEGE/IFS. Le pas de temps du modèle est 30 minutes, sauf pour le module de transfert radiatif qui est appelé toutes les 3 heures. Les six variables pronostiques du modèle sont la température, l'humidité spécifique, la concentration d'ozone, le logarithme de la pression de surface, la vorticité et la divergence.

Le traitement du rayonnement infrarouge dans le schéma de transfert radiatif est basé sur le modèle RRTM (Rapid Radiation Transfer Model, Mlawer et al., 1997) inclus dans la modèle IFS ECMWF. L'équation de transfert radiatif est résolue à l'aide d'un schéma à double faisceau. Avec le schéma RRTM, on calcule les flux radiatifs dans l'intervalle $10\text{--}3000\text{ cm}^{-1}$, discrétisé en 16 bandes spectrales et qui inclut les raies d'absorption des principaux GES (H_2O , CO_2 , O_3 , CH_4 , N_2O , CFC-11, CFC-12 et aérosols). Pour le traitement de la portion visible et ultraviolet du spectre, le schéma traite la diffusion de Rayleigh, l'absorption par la vapeur d'eau et l'ozone (fonction de l'espace et du temps), et l'absorption par les autres espèces chimiques (CO_2 , N_2O , CO , CH_4 , O_2) traitées comme des gaz uniformément mélangés. La résolution spectrale est de 6 bandes : 3 dans le visible et l'ultraviolet et 3 dans le proche infrarouge.

Cinq types d'aérosols troposphériques sont considérés : aérosols sulfatés et organiques, carbone suie, sels marins et poussières désertiques. Les aérosols volcaniques peuvent aussi être spécifiés comme aérosols stratosphériques. Le forçage indirect des aérosols sulphatés est représenté par une paramétrisation simple (Quaas et Boucher, 2005). Le rapport de mélange de l'ozone est une variable pronostique du modèle : la production photochimique et les puits sont calculés à l'aide du modèle de chimie zonale MOBIDIC (Cariolle et Teyssède, 2007).

La convection profonde est modélisée par le schéma de Bougeault (1985). La convection profonde se produit lorsqu'il y a convergence d'humidité dans les basses couches, ou en présence d'un profil de température instable. Dans ce dernier cas, le profil instable s'ajuste en un profil nuageux, et l'ascendance verticale du nuage est compensée par une subsidence de grande échelle.

Le schéma de Ricard et Royer (1993) est utilisé pour calculer la fraction de nuages stratiformes, le contenu en eau liquide, les coefficients turbulents de mélange vertical ainsi que la fréquence de Brunt-Väisälä. Dans le cas de nuages non-précipitants, la condensation sous-maille est prise en compte, ce qui permet de représenter les fractions de nuage et l'eau liquide générées par la turbulence de petite échelle. Les précipitations de grande échelle sont calculées à partir du schéma statistique de Smith (1990). La formulation de Kessler (1969) est utilisée pour l'évaporation des précipitations.

2.2.2 Les composantes de surface SURFEX et TRIP

Un effort important a été conduit au CNRM pour externaliser le traitement de la surface par rapport à l'atmosphère. Le schéma de surfaces continentales, le schéma de plans d'eau continentaux ainsi que le calcul des flux atmosphère-océan sont résolus via l'interface SURFEX.

Le schéma de surfaces continentales est le modèle ISBA (Interaction between Soil Biosphere and Atmosphere, Noilhan et Planton, 1989, Noilhan et Mahfouf, 1996). Ce modèle résout les variations du bilan de chaleur et d'eau de la surface en considérant les interactions sols-végétation-neige. Le contenu en eau du sol varie sous l'effet de l'infiltration de surface, de l'évaporation, la transpiration des plantes et le drainage profond. Le taux d'infiltration est la différence entre les précipitations non interceptées par la végétation (dont la fonte de

la neige) et le ruissellement de surface. Les paramètres des différents types de surface (textures, végétation, émissivité) sont spécifiés à partir de la base de données ECOCLIMAP, développée à Météo-France (Masson et al., 2003).

Le réservoir de neige évolue selon un équilibre entre les chutes de neige, la sublimation et la fonte. Afin de modéliser l'effet de la couverture de neige sur le bilan radiatif de la surface, le schéma à une couche de Douville et al. (1995) est utilisé. L'albedo de la neige est traité comme une variable pronostique dans ISBA, et évolue en fonction de l'état de la neige. Afin d'éviter toute accumulation irréaliste de neige sur les calottes continentales (i.e. au-delà de 30 m d'épaisseur de neige), l'excès de neige est converti en un flux d'eau douce vers l'océan (ou « pseudo-vêlage ») réparti dans le temps avec un temps de relaxation d'un an.

Les flux turbulents sur les plans d'eau continentaux sont paramétrés à l'aide des coefficients de Louis (1979). Seuls les lacs couvrant plus de 50% d'une maille ont été retenus dans CNRM-CM5.1.

Sur océan (eau libre), les flux turbulents sont calculés à l'aide des formules ECUME (Exchange Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates, Belamari, 2005). ECUME propose une estimation des coefficients de transfert neutres à 10 m calibrée à partir de cinq campagnes de mesures. L'albedo de la surface de l'océan et des plans d'eau continentaux est calculé en fonction de la latitude et de l'angle solaire sur chaque maille. Lorsque la concentration de glace de mer dépasse 0,5, la maille est considérée comme de la glace de mer et les flux sont calculés à l'aide des formules de Louis (1979). L'albedo de surface est l'albedo calculé par GELATO.

ARPEGE et SURFEX ont le même pas de temps (30 minutes) et tournent sur la même grille horizontale. SURFEX prend en entrée la température, l'humidité spécifique et les composantes horizontales du vent au niveau atmosphérique le plus bas, la pression de surface, les précipitations, et les rayonnements infrarouge et solaire directs et diffus. SURFEX calcule et renvoie à l'atmosphère le flux de quantité de mouvement et les flux de chaleur sensible et latente, ainsi que la température de surface, l'albedo et l'émissivité de la surface. Ces sorties sont moyennées sur l'ensemble de la maille en fonction de la fraction de chaque type de surface couvrant chaque maille (donnée par la base ECOCLIMAP).

Le ruissellement total simulé par SURFEX, constitué du ruissellement de surface et du drainage profond, est converti en écoulement par le module de routage de rivières TRIP (*Total Runoff Integrating Pathways*, Oki et Sud, 1998). TRIP assure le transport de l'eau continentale vers les océans, et permet la fermeture du cycle de l'eau dans CNRM-CM5.1. Ce modèle est basé sur une simple équation pronostique pour la masse d'eau contenue dans chaque maille continentale. Dans CNRM-CM5.1, on suppose que la vitesse d'écoulement est constante et uniforme, égale à 0,5 m/s, sur un réseau hydrologique représenté sur une grille de résolution horizontale $1^\circ \times 1^\circ$.

2.2.3 Le couplage par OASIS3

Le modèle CNRM-CM5.1 fonctionne en trois composantes distinctes : ARPEGE-SURFEX, NEMO-GELATO et TRIP. Les champs de couplage entre les trois modèles sont synchronisés, interpolés et échangés via le logiciel de couplage OASIS3 (Valcke, 2006). Le pas de temps du couplage est de 1 jour, ce qui introduit une hétérogénéité dans le couplage entre l'atmosphère et les surface continentales (30 minutes) et océaniques (1 jour). La table 2.3 présente une synthèse des champs échangés entre les différents modèles, et qui nécessitent un traitement via OASIS.

2.2.4 Forçages externes

Durant les simulations couplées sur la période historique, nous utilisons les forçages externes suivants : la constante solaire, les concentrations de GES, les épaisseurs optiques des aérosols troposphériques et stratosphériques.

La variabilité des GES et celle de l'irradiance suivent les recommandations CMIP5. Les épaisseurs optiques des cinq types d'aérosols troposphériques sont déduites d'une simulation

Source/cible	Champs échangés
ARPEGE-SURFEX/NEMO-GELATO	Tension de vent (composantes, module) Module du vent à 10 m Précipitation (solide, liquide) Évaporation-sublimation sur glace Flux non-solaire total Flux solaire total Pseudo-vélage Antarctique et Groenland
NEMO-GELATO/ARPEGE-SURFEX	Température de l'océan et de la glace de mer Concentration de glace de mer Albedo de la surface Courant (composantes)
ARPEGE-SURFEX/TRIP	Ruissellement
TRIP/NEMO-GELATO	Flux d'eau aux embouchures de fleuves

TABLE 2.3 – Liste des champs échangés via OASIS3 entre les composantes de CNRM-CM5.1 (ARPEGE-SURFEX, NEMO-GELATO et TRIP).

du modèle LMDZ-INCA forcée par des émissions prescrites selon le protocole CMIP5 (Szopa et al., 2012, Schulz, 2007). Pour les sels marins et poussières désertiques, les épaisseurs optiques sont fixées à leur valeur simulée dans la simulation pré-industrielle de LMDZ-INCA : les épaisseurs optiques pour les sels marins sont recalibrées afin que leur moyenne globale soit égale à l'estimation de Tegen et al. (1997). Les aérosols sulfatés et organiques ainsi que le carbone suie connaissent par contre une évolution dans le temps. Les épaisseurs optiques sont tirées de la simulation historique de LMDZ-INCA, après passage d'une moyenne glissante afin d'éliminer la variabilité intrinsèque à LMDZ-INCA. Les éruptions volcaniques sont aussi prises en compte : l'épaisseur optique des aérosols stratosphériques induits est prescrite en moyenne zonale suivant Amman et al. (2007).

2.3 La configuration forcée NEMO-GELATO

Nous présentons ici les spécificités de la configuration forcée océan-glace de mer.

2.3.1 Flux atmosphère-surface marine

Nous abordons ici la méthode de calcul des flux utilisée lorsque le modèle océanique NEMO-GELATO est opéré en mode forcé. On rappelle que dans ce cas, on fournit un *double flux*, ce qui signifie qu'on donne en entrée à NEMO-GELATO un flux sur eau et un flux sur glace.

Le flux de chaleur solaire net consiste simplement en la fraction du flux solaire incident à la surface absorbée par chaque type de surface. Étant donné l'albedo de la surface m , ce flux est égal à :

$$Q_m^{SW} = (1 - \alpha_m) Q^{SW},$$

où Q^{SW} désigne le flux solaire incident à la surface.

Le flux de chaleur non-solaire net peut être décomposé en quatre contributions :

$$Q_m^{NS} = Q_m^{LW\downarrow} + Q_m^{LW\uparrow} + Q_m^{Sh} + Q_m^{Lh}.$$

$Q_m^{LW\downarrow}$ est le flux infrarouge émis par l'atmosphère atteignant la surface. $Q_m^{LW\uparrow}$ est le flux infrarouge émis par la surface. Q_m^{Sh} et Q_m^{Lh} sont les flux de chaleur sensible et latente.

Le flux infrarouge émis par la surface dépend de la température et de l'émissivité de la surface m , T_m et ϵ_m , et a pour expression :

$$Q_m^{LW\uparrow} = \epsilon_m \sigma T_m^4,$$

où $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{W/m}^2/\text{K}^4$ est la constante de Stefan.

Les flux de chaleur sensible et latente ainsi que de la tension du vent sur la surface peuvent être calculés à partir de variables météorologiques à l'aide de formules *bulk*. Ces flux sont alors fonctions de la température et de l'humidité spécifique à 2 mètres d'altitude (T_a et q_a) et du module du vent à 10 mètres (u_a).

Dans le cas d'une surface d'eau libre, on a les expressions suivantes :

$$\begin{aligned}\tau_{a,w} &= \rho_a C_{aw}^d [u_a]^2 \\ Q_w^{Sh} &= -\rho_a C_{p,a} C_{aw}^t u_a [T_w - T_a] \\ Q_w^{Lh} &= -\rho_a L_{v,w} C_{aw}^q u_a [q_w - q_a].\end{aligned}\tag{2.24}$$

ρ_a désigne la densité de l'air, $C_{p,a}$ la capacité thermique de l'air et $L_{v,w}$ la chaleur latente de vaporisation de l'eau pure. T_w est la température de surface de la mer et q_w est l'humidité spécifique de la surface d'eau, calculée en fonction de T_w en supposant que la surface est à saturation.

Les coefficients d'échange C_{aw}^d , C_{aw}^t et C_{aw}^q sont calculés à l'aide des formules CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments) selon la procédure décrite par Large et Yeager (2004). Cette procédure tient compte des propriétés de stabilité de l'atmosphère au-dessus de la surface d'eau libre.

Le flux d'évaporation sur eau se déduit simplement du flux de chaleur latente :

$$e_w = \frac{Q_w^{Lh}}{\rho_w^0 L_{v,w}}.\tag{2.25}$$

Dans le cas d'une surface de glace de mer ou de neige, les expressions sont similaires :

$$\begin{aligned}\tau_{a,i} &= \rho_a C_{ai}^d [u_a]^2 \\ Q_i^{Sh} &= -\rho_a C_{p,a} C_{ai}^t u_a [T_i - T_a] \\ Q_i^{Lh} &= -\rho_a L_{v,i} C_{ai}^q u_a [q_i - q_a].\end{aligned}\tag{2.26}$$

$L_{v,i}$ est la chaleur latente de sublimation de la glace de mer ou de la neige. T_i est la température de surface de la banquise et q_i est l'humidité spécifique de la surface de banquise, calculée de manière similaire à l'humidité à la surface de l'eau.

Les coefficients d'échange C_{ai}^d , C_{ai}^t et C_{ai}^q sont supposés constants, tous égaux à $1,65 \times 10^{-3}$. Il s'agit sans doute d'un des points faibles de cette configuration. Une correction de ces coefficients en fonction de la stabilité semblerait théoriquement justifiée. C'est ce qui est fait dans le modèle CICE4.0 par exemple (Briegleb et al., 2004). Goosse (1998) indique néanmoins que choisir des coefficients de transferts liés à la stabilité n'est probablement pas le plus approprié dans le cas de hautes latitudes. Il s'agit néanmoins d'une piste à suivre à l'avenir.

Enfin, le flux de sublimation de la glace se déduit du flux de chaleur latente :

$$e_i = \frac{Q_i^{Lh}}{\rho_w^0 L_{v,i}}.\tag{2.27}$$

En résumé, il est possible d'exprimer tous les flux atmosphériques nécessaires en entrée de NEMO-GELATO à l'aide des champs météorologiques suivants :

1. composantes et module du vent à 10 m (u_a) ;
2. température et humidité spécifique à 2 m (T_a et q_a) ;
3. flux solaire incident à la surface (Q^{SW}) et flux infrarouge émis par l'atmosphère et atteignant la surface ($Q^{LW\downarrow}$) ;
4. précipitations solides et liquides.

2.3.2 Autres réglages

Rappel en surface

Dans toutes les expériences forcées, nous avons choisi de ne pas appliquer de rappel des SST. En effet, le calcul des flux de chaleur atmosphère-océan prend en compte notamment la différence entre la SST et la température de l'air à 2 m, ce qui introduit déjà une forme de rappel sur la température : les SST doivent ainsi s'ajuster aux températures de l'air.

Au contraire, si le forçage des précipitations influence la salinité de surface de l'océan, la réciproque n'est pas vraie. Or les mesures de précipitations souffrent d'un manque de fiabilité au-dessus de l'océan. Des incertitudes sur les flux d'eau, même faibles, peuvent conduire à des dérives importantes de la salinité de surface en seulement quelques années de simulation. Il a donc été jugé souhaitable d'appliquer un rappel de la salinité de surface de la mer (*Sea Surface Salinity*, SSS). Ce rappel s'exprime sous la forme d'un flux d'eau supplémentaire appliqué à l'océan qui est ajouté aux termes EMP et EMP_S partout, sauf à moins de 300 km des côtes et dans les embouchures de fleuves. Ce terme s'écrit :

$$\gamma_s^{-1} \Delta z (1) \frac{S_w - S_w^{ref}}{S_w}, \quad (2.28)$$

où S_w^{ref} est la salinité de référence vers laquelle on souhaite rappeler la SSS. Le coefficient de rappel γ_s^{-1} est pondéré par la fraction d'eau libre de la maille, de sorte qu'il est maximal dans les mailles océaniques ne comportant pas de glace, et nul dans les mailles couvertes à 100% par la glace de mer. Nous avons choisi de rappeler vers la climatologie de SSS de Levitus (1982), avec un coefficient de rappel équivalent à 60 jours dans l'océan libre de glace.

Ruissellement des fleuves et autres apports d'eau douce

Le ruissellement des principaux fleuves est prescrit à l'aide d'une combinaison de la climatologie de Baumgartner et al. (1975) et des cycles saisonniers estimés d'après les données du *Global Runoff Data Centre* (GRDC, 2000). Le vèlage d'icebergs autour de l'Antarctique est représenté par un flux d'eau total de 0,082 Sv réparti uniformément dans l'océan Austral au sud de 55°S. L'apport en eau des fleuves arctiques en moyenne annuelle est de 75 mSv. Cette valeur est inférieure aux estimations de Aagaard et Carmack (1989) et Dickson et al. (2007) d'environ 100 mSv.

2.3.3 Données atmosphériques

Les réanalyses atmosphériques sont la seule manière d'accéder aux grandeurs atmosphériques nécessaires sur l'ensemble de l'océan Arctique. Les observations y sont effectivement très dispersées. Néanmoins, de nombreux auteurs ont documenté les défauts de ces réanalyses sur l'océan Arctique.

Les biais des premières réanalyses (ERA-15/40, NCEP/NCAR) ont pu être mis en évidence grâce à la campagne SHEBA (1997-1998, *Surface Heat Budget of the Arctic Ocean*, Perovich et al., 1999), et au programme IABP (*International Arctic Buoy Program*), et de l'analyse POLES (*Polar Exchange at the Sea Surface*, Rigor et al., 2000) qui en a été dérivée.

En comparant aux seules données SHEBA, Curry et al. (2002) ont montré que la réanalyse du CEPMMT présentait des biais de température et d'humidité importants, et que la réanalyse NCEP/NCAR accusait un biais radiatif dû à une sous-estimation de la couverture nuageuse. Liu et al. (2005) montre que la seconde réanalyse du NCEP (NCEP-R2) se comparait bien aux données SHEBA pour la température de surface, mais que des produits construits à partir de données satellites avec des schémas radiatifs plus élaborés étaient meilleurs pour le flux radiatif solaire (CASPR, ISCCP-FD). À l'échelle de l'Arctique, les disparités entre produits satellites et réanalyses étaient encore plus grandes.

Variable	Fréquence	Remarque
T_a	6h	
q_a	6h	
u_a	6h	
$Q^{SW}, Q^{LW\downarrow}$	1 jour	Correction GEWEX
Precip.	1 jour	

TABLE 2.4 – Variables utilisées pour le forçage ERA-Interim.

Le forçage DFS4.2

Le forçage DFS4.2 (*Drakkar Forcing Set, version 4.2*) est décrit en profondeur dans Brodeau et al. (2010). Il s'agit d'un forçage « hybride » constitué des champs météorologiques ERA-40 corrigés, des flux radiatifs ISCCP-FD et des précipitations GXGXS. Les corrections appliquées par Brodeau et al. (2010) aux champs météorologiques sont les suivantes :

- . correction de l'humidité spécifique de l'air dans la bande intertropicale (et donc de la température de l'air) pour homogénéiser l'humidité ERA-40 avant et après 1979 ;
- . correction de la température de l'air en Arctique : -1°C sur l'océan au nord de 70°N , et sur la glace à l'aide de la climatologie POLES ;
- . correction du champ de vent global, à l'aide des produits QuikSCAT, notamment dans l'hémisphère Sud.

Les corrections ont été calibrées de différentes manières, notamment à l'aide de simulations forcées océan-glace de mer à l'aide du modèle NEMO-LIM2 en configuration ORCA-2°. Rappelons que ce modèle diffère de notre configuration NEMO-GELATO sur deux points essentiels : la résolution horizontale et l'utilisation d'un modèle de glace de mer mono-catégorie à trois couches.

Ce jeu de forçages a été testé au CERFACS et au CNRM-GAME avec la modèle NEMO3.2-GELATO5. La période couverte s'arrêtait alors en 2004 et ne permettait pas de couvrir les années les plus récentes, ce qui était le but de notre travail. De plus, d'importants biais radiatifs sont encore présents en Arctique. Notre modèle GELATO étant multi-catégorie, de tels biais risquaient d'être dommageables à la simulation de la glace de mer. Nous utilisons néanmoins DFS4.2 pour les intégrations longues nécessaires pour équilibrer l'océan.

Le « forçage » ERA-Interim

Afin d'améliorer la qualité des réanalyses, un important travail a été réalisé : augmentation des résolutions horizontale et verticale, amélioration des schémas de surface (glace de mer incluse), assimilation de données satellites plus nombreuses, nouveau schéma d'assimilation. La réanalyse ERA-Interim (Dee et al., 2011) est un exemple de nouvelle réanalyse, et présente de nombreuses améliorations par rapport à ERA-40.

Néanmoins, ERA-Interim comporte encore des défauts. Notamment, les flux radiatifs à la surface, bien qu'améliorés, souffrent encore d'importants biais, notamment sur le long des côtes dans les zones d'upwelling. Mercator-Océan (G. Garric, 2010, communication personnelle) propose une correction de Q^{SW} et $Q^{LW\downarrow}$ à partir d'une comparaison avec la climatologie GEWEX (*Global Energy and Water Cycle Experiment*) sur la période 1999-2006.

Au pas de temps d'appel des forçages (soit tous les jours), seules les structures de grande échelle (estimée à l'aide d'un filtre de Shapiro) de chaque champ sont multipliées par un facteur correctif déduit de la comparaison entre le champ de ERA-Interim et la climatologie correspondante dans la base GEWEX. Le champ de forçage corrigé est obtenu en ajoutant la petite échelle qui n'a pas été affectée. La correction est appliquée entre 60°S et 60°N . Cette correction a conduit à une amélioration significative de la simulation de l'océan de surface avec le système opérationnel de Mercator-Océan.

Les champs utilisés pour le forçage météorologique de NEMO-GELATO sont donnés en tableau 2.4. D'autres biais globaux ont été portés à notre connaissance durant cette thèse :

sous-estimation des vents (M. Déqué, 2011, communication personnelle), biais dans les précipitations. Un travail était alors en cours pour dériver d'ERA-Interim un forçage DFS5 de la même façon que pour DFS4 (G. Garric, communication personnelle). Les corrections n'étant alors pas totalement mûres, nous avons choisi de n'appliquer que la correction GEWEX « en routine ». Le rappel en SSS est une forme de correction des précipitations sur océan, au sens où on évite ainsi une dérive de la salinité due à des précipitations irréalistes. Notre choix ne nous empêchera pas d'envisager d'autres corrections dans la suite.

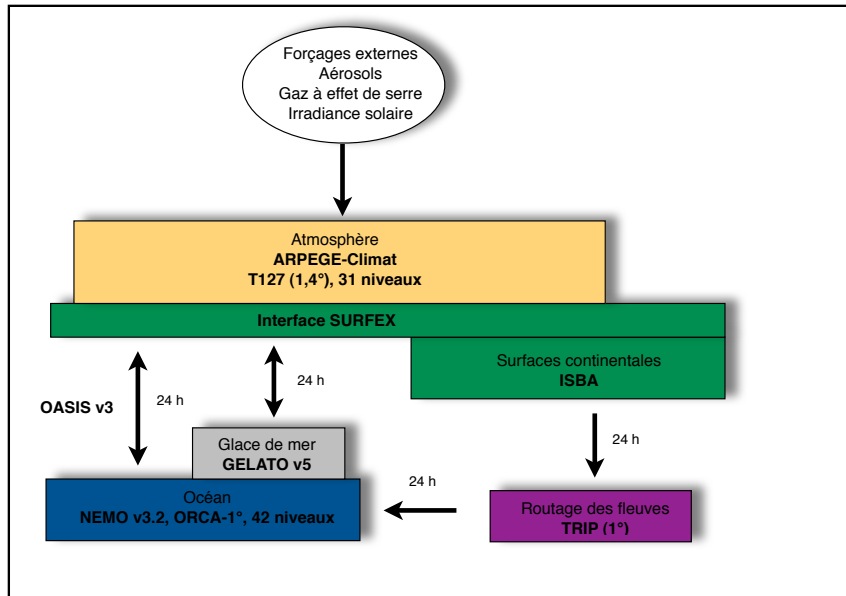
2.4 Conclusion

Nous avons présenté dans ce chapitre nos outils, en insistant sur la nouvelle formulation de la thermodynamique incluse dans GELATO version 5. Nous avons donné quelques éléments sur les autres composantes du modèle couplé CNRM-CM5.1. Enfin, nous avons présenté la configuration forcée NEMO-GELATO, dont le développement et l'opération ont constitué une grande partie de ce travail de thèse. Le schéma en figure 2.2 résume les deux configurations qui seront utilisées, avec toutes leurs composantes, et pourra servir de référence.

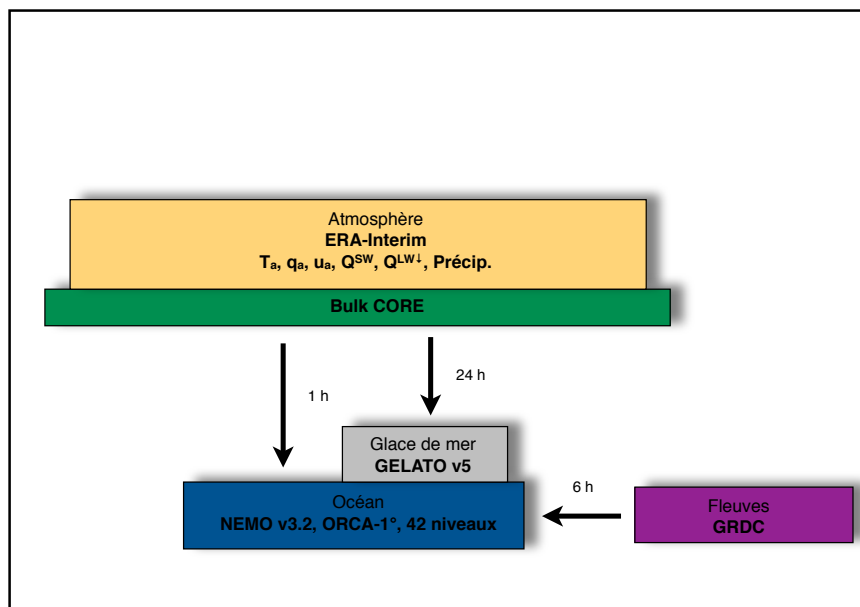
Enfin, nous avons présenté les jeux de forçages utilisés, notamment ERA-Interim avec les flux radiatifs corrigés à l'aide des climatologies GEWEX. Nous avons effectué des tests de sensibilité de NEMO-GELATO à la correction des flux radiatifs, et n'avons pas jugé l'impact suffisant sur la glace de mer arctique pour qu'une discussion figure dans le présent manuscrit. Cette correction est de plus bien acceptée dans la communauté, et nous la considérons acquise, comme une première étape vers le futur jeu de forçage DFS5.

Nous insistons sur le fait que les paramètres des modèles NEMO et GELATO ont strictement les mêmes valeurs dans les configurations couplées et forcées. C'est pour cela notamment que nous avons choisi de répartir les flux de chaleur atmosphère-glace de mer d'une manière comparable. Dans le module de calcul des flux *bulk* de la configuration forcée, il est en effet possible de calculer autant de flux sur glace qu'il y a de catégories, en utilisant les températures de surface de chaque catégorie calculée par GELATO. Comme ce n'est pas le cas dans la configuration couplée, le choix a été fait *a minima* de considérer seulement deux types de surface (océan et glace de mer) et de répartir les flux de la même façon en couplé et en forcé.

La configuration forcée NEMO-GELATO est une nouveauté au CNRM-GAME qui a trouvé son utilité bien au-delà de ce travail de thèse. Elle est notamment utilisée en opérationnel à Mercator-Océan pour la production d'états initiaux pour les prévisions saisonnières du système 4 de Météo-France.



(a) Configuration couplée



(b) Configuration forcée

FIGURE 2.2 – Schéma résumant les différentes composantes de CNRM-CM5.1 (configuration couplée, a) et de NEMO-GELATO en mode forcé (configuration forcée, b).

2.5 Synthèse du chapitre

- Le modèle couplé CNRM-CM5.1 inclut notamment le modèle d'océan NEMO3.2, auquel est adjoint le modèle dynamique-thermodynamique de glace de mer GELATO5.
- Une configuration forcée de NEMO-GELATO a été développée dans le cadre de cette thèse, afin notamment de servir d'outil de validation de la composante océanique de CNRM-CM5.1. Les flux atmosphère-surface marine sont calculés à l'aide des formulations CORE, en distinguant deux types de surface : glace et océan libre. Seul un rappel de la salinité de surface est appliqué.
- Le forçage retenu pour les études de cette thèse est basé sur la réanalyse ERA-Interim. Les flux radiatifs sont corrigés à partir des climatologies GEWEX.
- *The coupled model CNRM-CM5.1 includes NEMO3.2 ocean model, coupled to the dynamic-thermodynamic sea ice model GELATO5. This ocean model is called NEMO-GELATO.*
- *A forced configuration of NEMO-GELATO has been developed for this PhD work. One of the goals of this configuration was the validation of the ocean component of CNRM-CM5.1. Atmosphere-marine surface turbulent fluxes are calculated using the CORE formulation. Two kinds of surface are considered : sea ice and open ocean. A sea surface salinity restoring is applied.*
- *We use a forcing set based on the ERA-Interim reanalysis. Radiative fluxes are corrected using the GEWEX climatology.*

Chapitre 3

Reconstruction historique de la glace de mer Arctique

*Ah, for just one time I would take the Northwest Passage
To find the hand of Franklin reaching for the Beaufort Sea
Tracing one warm line through a land so wide and savage
And make a northwest passage to the sea.*

Stan Rogers, *Northwest Passage* (1981).

Nous entrons dans le vif du sujet avec un chapitre partageant deux objectifs complémentaires. Le premier est de présenter un cadre océanique forcé développé au CNRM-GAME, et de rendre compte des conclusions majeures que ce cadre nous a permis de dresser. Ces conclusions concernent en premier lieu la validation du modèle GELATO, mais nous envisageons aussi une réflexion plus générale sur les forçages atmosphériques à appliquer à un tel modèle en Arctique. Le second objectif rejoint l'objet général du manuscrit : nous présentons les états initiaux océan-glace de mer que nous utilisons pour les prévisions saisonnières.

3.1 L'expérience « brute »

3.1.1 Protocole

Les expériences présentées dans ce chapitre utilisent les configurations présentées dans le chapitre précédent. Sauf mention explicite, les forçages ERA-Interim correspondent aux champs météorologiques de la réanalyse ERA-Interim, aux précipitations brutes ERA-Interim et aux flux radiatifs ERA-Interim avec corrections déduites de GEWEX. La période de simulation est à chaque fois 1990-2010. Nous n'avons disposé des champs ERA-Interim sur la période 1979-1989 qu'à la fin de cette thèse. J'ai donc choisi de présenter ici le cadre dans lequel la plus grande partie de cette thèse s'est déroulée.

Afin d'initialiser l'océan, un *spin-up* a été réalisé sur la période 1958-1989 à l'aide du forçage DFS4. Ce *spin-up* est initialisé le 1er janvier 1958 à partir d'un océan au repos prescrit par la climatologie de Levitus (Locarnini et al., 2006, Antonov et al., 2006).

Les expériences forcées par ERA-Interim sont toutes initialisées avec l'état océanique après *spin-up* du 1er janvier 1990. Néanmoins, dans les expériences DFS4, le volume de glace de mer simulé était bien trop faible. Nous avons choisi d'équilibrer la glace de mer arctique avec le forçage ERA-Interim, en faisant tourner NEMO-GELATO une première fois sur la période 1990-2000 avec le forçage ERA-Interim. L'état de glace final de cette simulation est utilisé comme état initial de glace de mer au 1er janvier 1990.

Nous commençons par présenter les résultats d'une expérience EXP0 forcée par les forçages ERA-Interim présentés précédemment. Notre objectif est d'obtenir la meilleure recons-

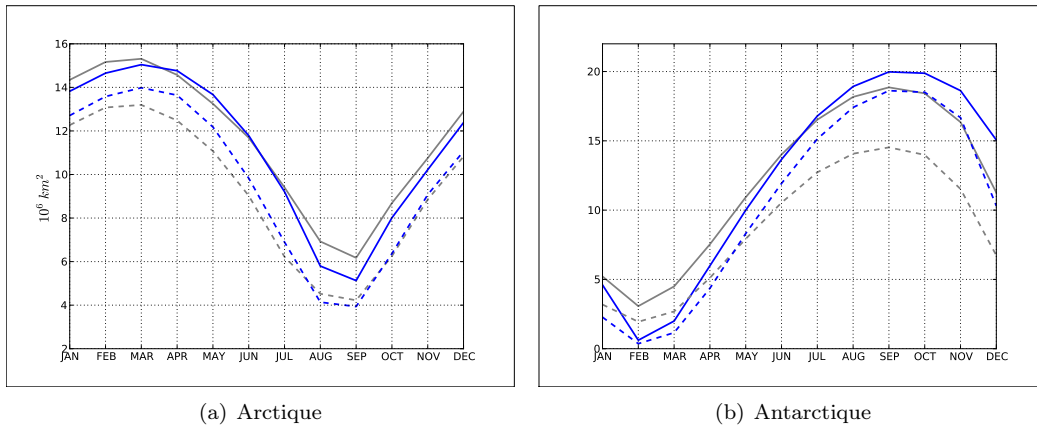


FIGURE 3.1 – Cycle annuel étendue (trait plein) et surface (trait pointillé). Bleu : simulation EXP0. Gris : observations NSIDC. Moyennes mensuelles.

truction possible de la glace de mer arctique. Néanmoins, nous utilisons un modèle global, qui simule aussi bien les couvertures de glace de mer arctique et antarctique. Dans cette section, nous allons focaliser notre attention sur la glace de mer arctique, tout en présentant néanmoins quelques résultats relatifs à la couverture antarctique, par souci d'exhaustivité.

3.1.2 Couverture de glace de mer et concentration

Cycles annuels de la surface et de l'étendue, Arctique et Antarctique

La figure 3.1(a) présente le cycle annuel de l'étendue de glace de mer ainsi que celui de la surface de glace de mer arctique et antarctique, en moyenne sur la période 1990-2010. On compare les cycles annuels simulés avec les cycles annuels déduits des produits d'observation du NSIDC (Fetterer et al., 2009). Pour le calcul des surfaces arctiques simulées par le modèle, on exclut la zone non couverte par les satellites SSM/I sur la période 1990-2010, correspondant aux latitudes supérieures à 87°N (environ $0,3 \times 10^6 \text{km}^2$).

Dans le cas de l'Arctique, l'amplitude du cycle saisonnier est bien capturée par le modèle. L'étendue maximale climatologique est atteinte en mars avec $15 \times 10^6 \text{km}^2$, et l'étendue minimale en septembre avec $5,1 \times 10^6 \text{km}^2$. Les étendues et surfaces d'été sont sous-estimées : le biais moyen d'étendue au mois de septembre est d'environ $1 \times 10^6 \text{km}^2$. En mars, l'étendue est sous-estimée en moyenne de $0,27 \times 10^6 \text{km}^2$.

Pour l'Antarctique (figure 3.1(b)), l'amplitude du cycle saisonnier simulé est surestimée. L'étendue maximale hivernale ($20 \times 10^6 \text{km}^2$) est surestimée d'environ $1 \times 10^6 \text{km}^2$. Le biais de la surface maximale est plus important, ce qui semble dû à une surestimation de la concentration en Antarctique. Dans le modèle, la quasi-totalité de la glace de mer antarctique simulée fond durant l'été austral.

Distribution spatiale, Arctique et Antarctique

Nous présentons en figure 3.2 les cartes de concentration climatologiques de mars et septembre, pour les glaces de mer arctique et antarctique. En mars, le bord de glace simulé en Arctique coïncide de manière remarquable avec le bord de glace observé en mer de Barents, en mer d'Okhotsk, en mer de Bering et en mer du Labrador. Il est trop à l'est le long de la côte est du Groenland. En septembre, la concentration est largement sous-estimée en mer de Beaufort, des Tchouktches, de Sibérie Orientale, dans une partie de l'Archipel Arctique Canadien et en mer du Groenland. Ces biais de concentration expliquent en grande partie le biais d'étendue et de surface du modèle en été. En Antarctique, le bord de glace

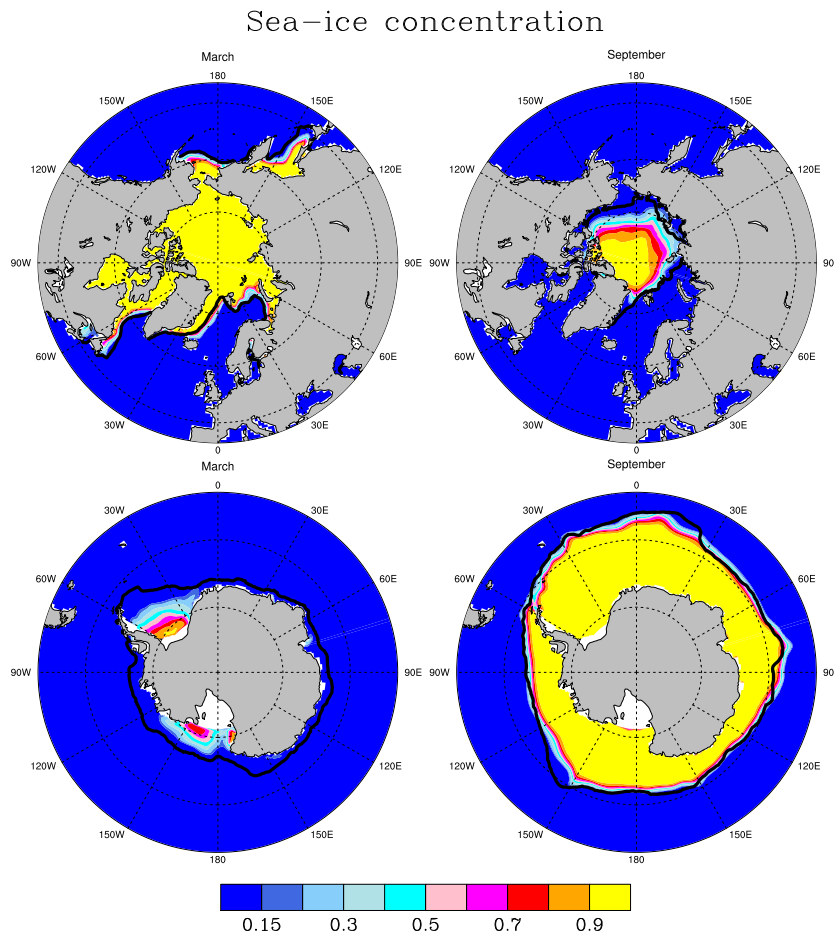


FIGURE 3.2 – Concentration de glace de mer simulée : climatologie 1990-2010, Arctique (haut) et Antarctique (bas). Trait noir : bord de glace climatologique (15%) des observations NSIDC.

est très bien simulé en hiver. La glace de mer survit de manière marginale à la fonte estivale en mer de Weddell et en mer de Ross.

Variabilité interannuelle, Arctique

En figure 3.3, nous présentons la série temporelle des anomalies d'étendue et de surface de glace de mer arctique comparées aux anomalies observées correspondantes. On constate que les anomalies sont bien représentées (corrélations de 0,87 dans chaque cas). Le modèle simule correctement les anomalies positives du début des années 1990 (étés 1992, 1994 et 1996), et simule de manière réaliste les minima de la fin des années 2000 (étés 2007 à 2010) ainsi que l'amplitude du cycle annuel de cette période (étendue quasi-normale en hiver). Le modèle tend à surestimer la déplétion de l'année 1995, et surestime l'anomalie positive de 2001.

La figure 3.4 présente une vision quantile-quantile des étendues arctiques simulées et observées. Cette figure permet de voir que le biais majeur de la simulation EXP0 se situe en fin d'été et début d'automne (août-septembre-octobre), avec une « hyper-sensibilité » du modèle pour la simulation des événements de faible englacement. On remarque aussi que le modèle a tendance à sous-estimer les étendues hivernales les plus élevées.

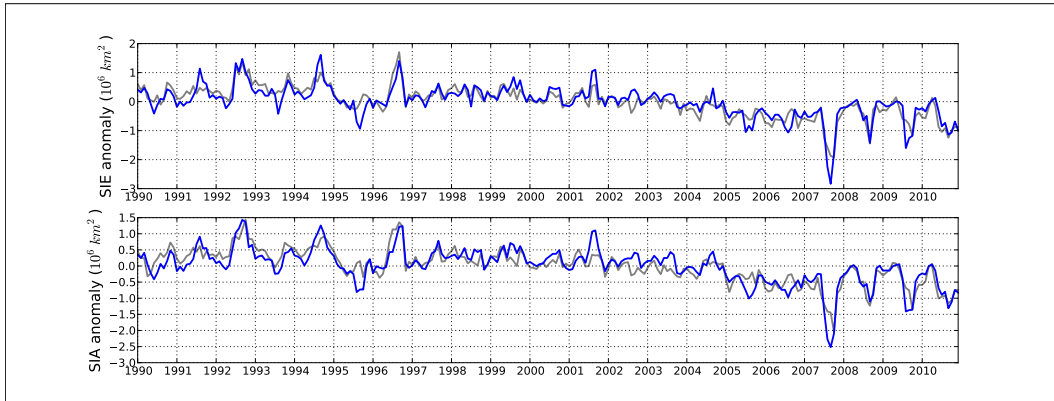


FIGURE 3.3 – Séries temporelles des anomalies (relatives au cycle annuel climatologique sur la période 1990-2010) d'étendue (SIE, haut) et de surface (SIA, bas) de glace de mer arctique. Bleu : simulation EXP0. Gris : observations NSIDC. Moyennes mensuelles.

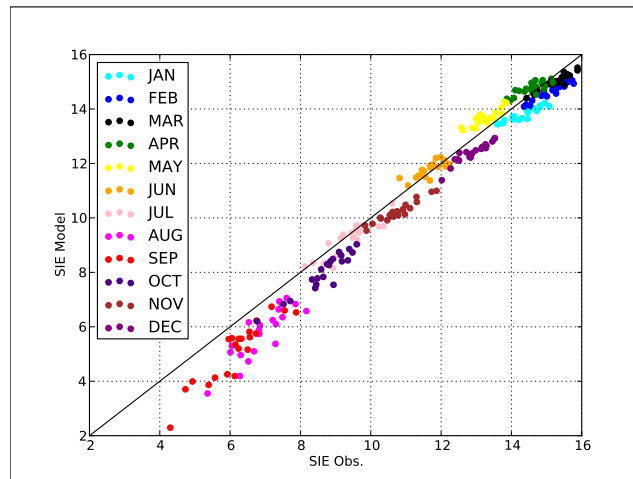


FIGURE 3.4 – Graphique quantile-quantile des étendues (SIE) observées (abscisses) et simulées (ordonnées) en Arctique dans l'expérience EXP0. Les couleurs permettent de distinguer chaque mois. La première bissectrice (trait noir) indique les points où les SIE simulées sont égales aux SIE observées.

3.1.3 Épaisseur et volume

Épaisseur de glace de mer, Arctique et Antarctique

Les cartes d'épaisseur climatologiques sont données en figure 3.5. Les épaisseurs maximales sont simulées en mer de Lincoln, le long des îles de la Reine-Elisabeth et dans les îles de Sverdrup (dans l'AAC). Le gradient Nord du Canada-Sibérie Orientale est bien marqué avec des épaisseurs allant respectivement de 3 m à 1,5 m en mars. La structure d'épaisseur hivernale semble néanmoins légèrement étalée vers la mer de Sibérie Orientale, formant une sorte de « col » en Arctique central. De relativement fortes épaisseurs sont visibles au nord de la péninsule du Tchukotka (ouest de la mer des Tchouktches). En septembre, la glace de mer arctique a une épaisseur de 1 à 1,5 m sur l'Arctique central. L'épaisseur de la glace de mer antarctique est d'environ 0,5 à 1 m avec des maxima dans les régions où la glace survit à l'été.

Pour valider l'épaisseur de la glace de mer arctique, nous présentons en figure 3.6 une comparaison avec la climatologie PIOMAS. On rappelle que le produit d'épaisseur PIO-

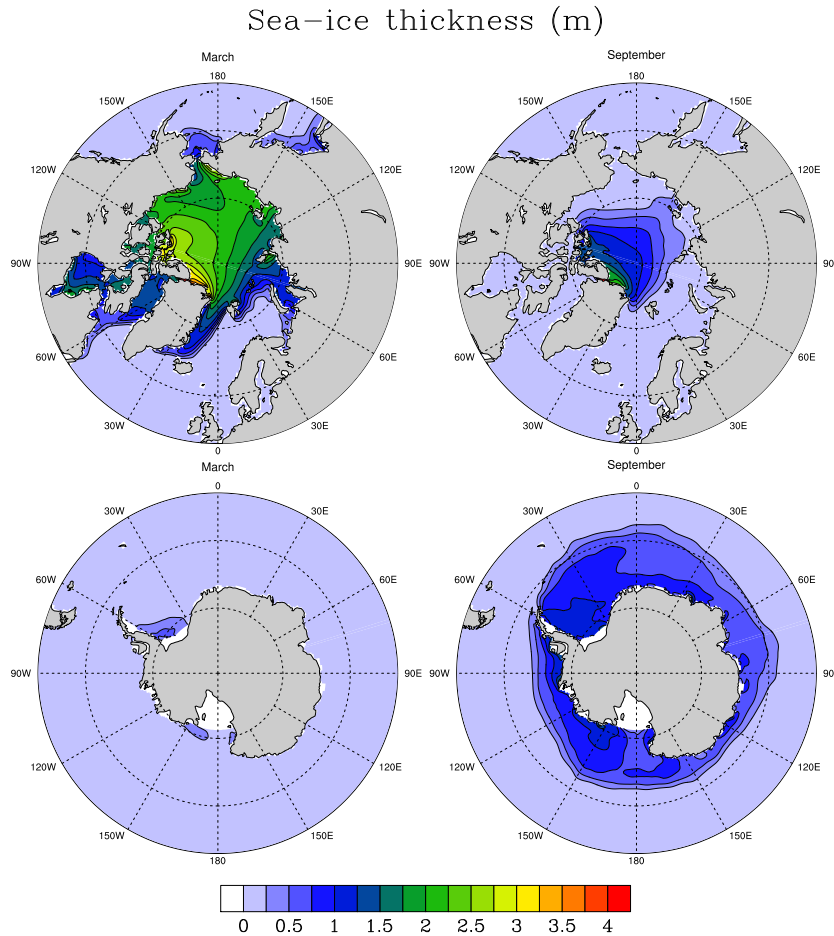


FIGURE 3.5 – Épaisseur de glace de mer : climatologie, Arctique (haut) et Antarctique (bas).

MAS est l'estimation d'un modèle forcé d'une manière similaire à NEMO-GELATO dans ce chapitre. PIOMAS est néanmoins pourvu d'un système d'assimilation de concentration et SST, et n'assimile pas de données d'épaisseur. Schweiger et al. (2011) ont montré que PIOMAS surestime l'épaisseur de la glace fine et sous-estime l'épaisseur de la glace épaisse. La comparaison est donc présentée à titre indicatif. Nous voyons que de manière générale, NEMO-GELATO sous-estime l'épaisseur de la glace de mer arctique par rapport à PIOMAS. En hiver, le biais négatif d'épaisseur est important au nord de l'AAC et du Groenland. En été, le biais négatif est de l'ordre de 1 m à peu près partout dans l'Arctique central. La comparaison avec PIOMAS fait par contre apparaître un biais positif en mer du Groenland, une région où nous avons aussi un biais positif de concentration. Cela suggère deux hypothèses : soit l'export de glace est trop intense, et toute la glace épaisse se retrouve en mer du Groenland ; soit il existe une anomalie de croissance thermodynamique de glace dans cette région.

Une validation plus poussée des champs d'épaisseur simulée a été conduite en utilisant les données d'observation de la base *Unified Sea Ice Thickness Climate Data Record* (USITCDR, Lindsay, 2010). Nous avons distingué les comparaisons de la manière suivante : *drafts* mesurés par les sous-marins américains, *drafts* mesurés sur des mouillages fixes, épaisseurs relevées lors des missions aériennes et épaisseurs déduites des *freeboards* mesurés par ICESat. Cette comparaison montre une bonne corrélation entre la simulation et les données (corrélation : 0,61 à 0,75), avec une sous-estimation générale des épaisseurs simulées dans EXP0 (biais : $-0,30$ à $-0,84$ m ; erreur quadratique moyenne : 0,76 à 1,17 m). Les biais viennent essentiellement d'une sous-estimation des grandes épaisseurs. Pour plus de détails

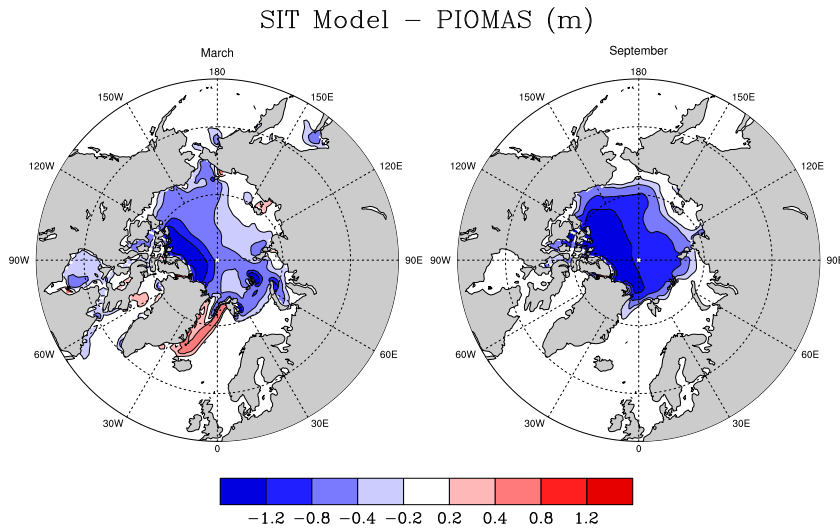


FIGURE 3.6 – Épaisseur de glace de mer en Arctique. Différence entre EXP0 et PIOMAS en mars et septembre (m). Moyenne 1990-2010.

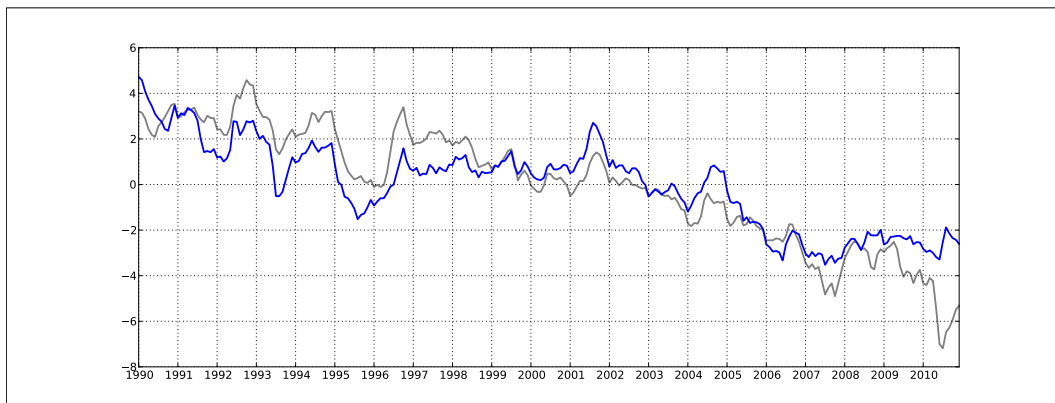


FIGURE 3.7 – Séries temporelles des anomalies (relatives au cycle annuel 1990-2010) de volume de glace arctique. Bleu : simulation EXP0. Gris : estimation PIOMAS. Moyennes mensuelles.

sur cette validation, nous renvoyons le lecteur intéressé à l'annexe A.

Volume de glace de mer, Arctique

Comme attendu des biais d'épaisseur décrit aux paragraphes précédents, le modèle sous-estime le volume de glace de mer sur l'ensemble de l'année par rapport à PIOMAS : le biais moyen et l'erreur quadratique moyenne sont d'environ $5 \times 10^3 \text{ km}^3$. L'estimation de volume de glace de mer arctique du modèle PIOMAS est utilisée ici car il s'agit de la seule série temporelle de volume disponible sur l'ensemble de l'Arctique.

Nous présentons en figure 3.7 l'évolution de l'anomalie de volume simulée, comparée à l'anomalie de volume simulée dans PIOMAS. La corrélation entre le modèle et PIOMAS est élevée (0,90), plus faible certes lorsque les tendances sont retranchées (0,60). Les deux simulations divergent en effet en fin de période. De plus, nous constatons que le volume simulé se stabilise entre 1997 et 2002, alors que dans PIOMAS, il poursuit son déclin après le pic de 1996. Plusieurs raisons à ces différences peuvent être invoquées : le *spin-up* (peu d'informations sont disponibles à ce sujet dans la littérature relative à PIOMAS), les forçages, la

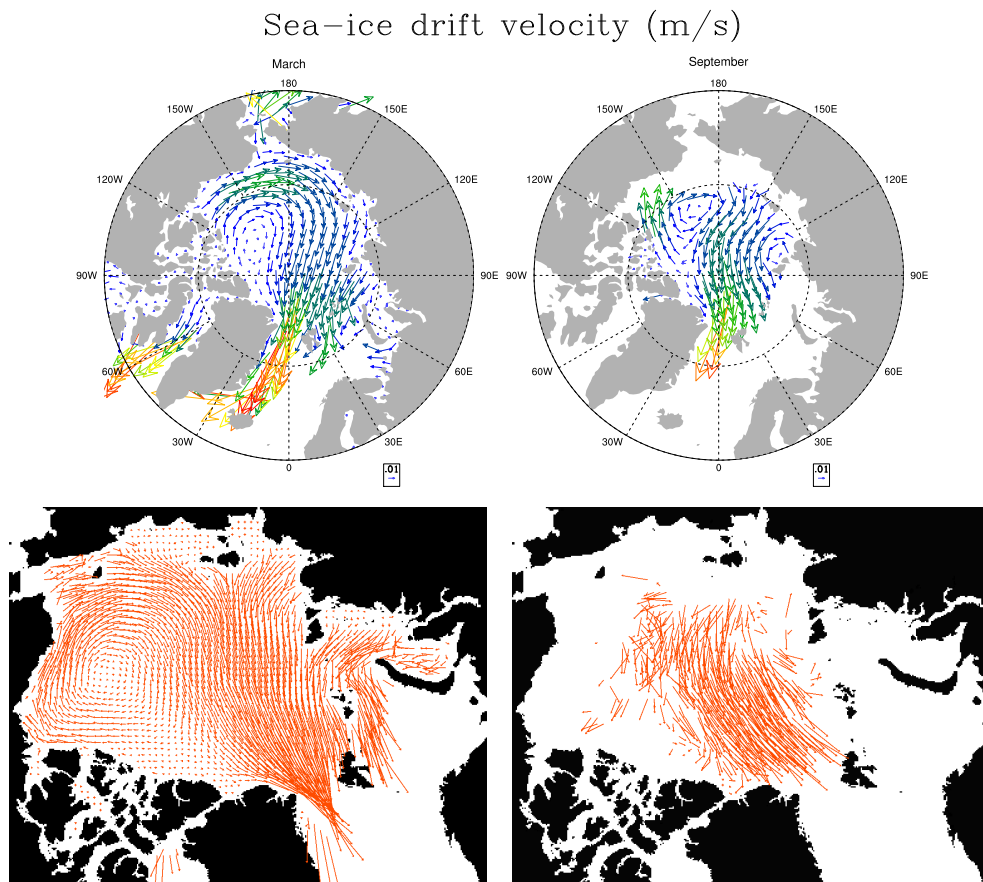


FIGURE 3.8 – Climatologie de la vitesse dans EXP0 (en haut) et dans les observations (Source : Fanny Ardhuin, CERSAT, IFREMER). La période considérée est ici 1992-2008, afin de comparer aux données du CERSAT (m/s).

résolution horizontale et les biais intrinsèques au modèle d'océan.

3.1.4 Vitesses

Champs de vitesses, Arctique

Les principales structures du champs de vitesses de la glace de mer arctique sont bien simulées et correctement positionnées lorsqu'on compare sur la même période avec les analyses du CERSAT (figure 3.8). On distingue bien la circulation anticyclonique en Arctique de l'ouest (correspondant à la gyre de Beaufort) et la dérive transpolaire entre l'Arctique central et le versant Atlantique. En hiver, les vitesses maximales sont simulées le long de la côte est du Groenland (20 cm/s) et en mer du Labrador. Il s'agit d'un ordre de grandeur raisonnable du module des vitesses.

La vitesse moyenne sur l'Arctique Central est de 4 cm/s en mars sur l'ensemble de la période. On simule une accélération relative de la glace sur la fin de la période : entre 1990 et 1999, la vitesse moyenne est de 3 cm/s et entre 2000 et 2010 elle est d'environ 5 cm/s.

Exports via le détroit de Fram

L'export en aire de glace par le détroit de Fram est en moyenne de $1,2 \times 10^6 \text{ km}^2/\text{an}$ entre 1991 et 2002. Cette valeur est supérieure d'environ 36% à l'estimation de Kwok et al. (2004) ($0,9 \times 10^6 \text{ km}^2/\text{an}$). Étant donné le biais négatif du volume de glace arctique, cela suggère une surestimation des vitesses de la glace de mer dans le secteur atlantique.

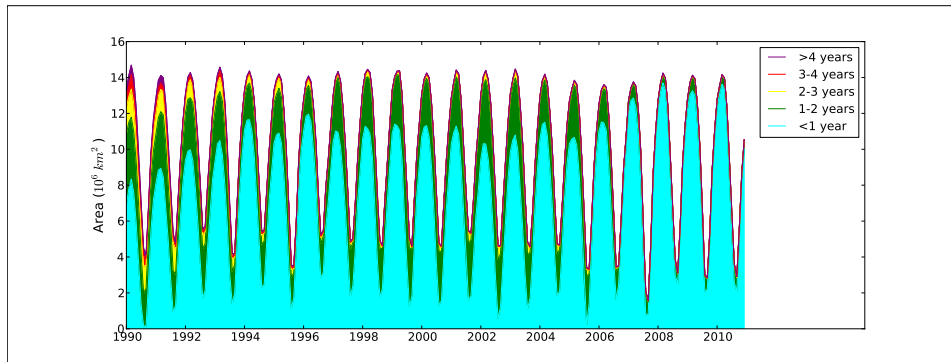


FIGURE 3.9 – Surface ($\times 10^6 \text{ km}^2$) couverte par la glace d'âge donné (océan Arctique).

En volume, l'export de glace par le détroit de Fram est de $1,9 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{an}$ entre 1991 et 1999, ce qui est inférieur de 15% à la moyenne estimée par Kwok et al. (2004) sur cette même période ($2,2 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{an}$). Cette sous-estimation peut aussi être due à la sous-estimation de l'épaisseur moyenne de la glace de mer arctique.

3.1.5 Âge de la glace

Un diagnostic d'âge de la glace a été implémenté dans GELATO. L'âge est traité comme un traceur de volume pour chaque catégorie, ce qui signifie que l'âge est conservé lors d'un changement de volume. Hunke et Bitz (2009) indiquent qu'une telle définition de l'âge de la glace est plus naturelle dans un modèle physique. Les auteurs concèdent néanmoins qu'une formulation en traceur de surface, comme dans Vancoppenolle et al. (2009), peut paraître plus naturelle lors de comparaison avec les observations. Nous ne suggérons ici qu'une comparaison qualitative avec les observations (e.g. Maslanik et al., 2007).

Nous présentons en figure 3.9 la surface couverte par la glace selon son âge en Arctique, simulée dans EXP0. La glace arctique simulée est essentiellement une glace de première année (d'âge inférieur à 1 an). La glace d'âge supérieur à 2 ans est peu présente à partir de 1997, remplacée progressivement par la glace de première et deuxième années. Une rupture a lieu en 2007, avec le déclin prononcé de la glace de deuxième année elle-même. Ce déclin est consécutif aux hivers 2006 et 2007 de faibles couvertures de glace, et surtout à l'été 2007, où seule une faible couverture de glace survit à la fonte.

Le fait que la glace de première et deuxième année domine l'Arctique sur l'ensemble de la période est un biais de la simulation, qui est bien sûr dû au biais négatif d'extension estivale simulée. On devrait s'attendre à une présence plus marquée de glace de troisième année et plus sur la période 1990-2007 en hiver (Maslanik et al., 2007).

3.1.6 Océan de surface et circulation

La figure 3.10 permet de comparer les SST simulées par le modèle avec la climatologie de HadISST, pour chaque saison. Sur l'ensemble de l'année, le biais moyen est de $-0,06 \text{ }^\circ\text{C}$ et l'erreur quadratique moyenne égale à $0,59 \text{ }^\circ\text{C}$.

Des biais chauds sont visibles dans la partie Est des océans tropicaux, particulièrement en été. Cela peut être attribué à la résolution du modèle, qui conduit à une mauvaise représentation des *upwellings* côtiers et à une sous-estimation des transports de masse vers l'Ouest qui leur sont associés. Un biais négatif particulièrement marqué est visible toute l'année en Atlantique Nord au large de Terre-Neuve. Il s'agit là d'un biais récurrent de NEMO en configuration ORCA-1° en mode forcé et couplé, connu au sein de la communauté sous le nom de *blue spot*. Elle est liée à des difficultés à positionner correctement les zones frontales et à simuler les transports ainsi que la formation des masses d'eau (Voldoire et al., 2012). Le biais positif simulé au Nord et à l'Est de cette *blue spot* en-dehors de l'été boréal

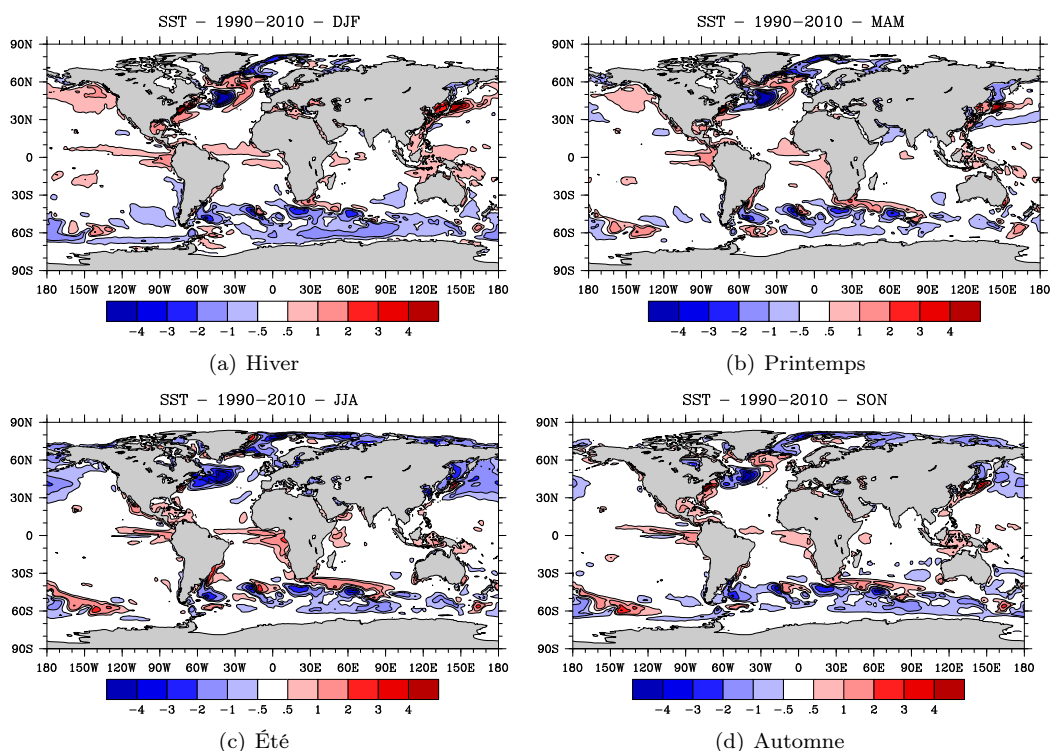


FIGURE 3.10 – Climatologie de la SST : différence avec la SST de HadISST.

peut être interprété de la même façon. En mer du Groenland, le biais négatif est associé au biais positif de concentration simulé dans cette zone.

La figure 3.11 permet de comparer la salinité de surface avec la base de données EN3 (Ingleby et Huddleston, 2007). Le biais moyen est 0,07 psu et l'erreur quadratique moyenne 1,7 psu. Souvenons-nous qu'un rappel de la salinité de surface vers une climatologie est effectué partout sauf sous la glace, et qu'ainsi certains biais sont moins prononcés en mode forcé qu'en mode couplé (Voltaire et al., 2012). Un biais négatif est simulé vers la *blue spot* en Atlantique Nord. La salinité est surestimée en Arctique, notamment en mer de Laptev (plus de 6 psu), ce qui peut être dû à une propagation insuffisante du panache d'eau douce issu de la Lena.

Les courants de surface sont correctement simulés dans EXP0 (3.12). Les principales composantes de la circulation de l'océan Arctique sont visibles, ainsi que les grands courants de l'Atlantique Nord et la gyre subpolaire. On voit néanmoins que le courant Atlantique Nord prend son orientation zonale au sud des Grands Bancs de Terre-Neuve, alors qu'en réalité un méandre permanent permet aux eaux chaudes de remonter jusqu'à 52°N (Northwest Corner, Worthington, 1976). Ce biais explique la *blue spot* simulée en Atlantique Nord.

L'intensité des transports océaniques a une importance primordiale dans une perspective d'initialisation de prévisions saisonnières. Le tableau 3.1 présente les valeurs moyennes (sur la période 1990-2010) des transports de masse à travers les sections essentielles des hautes latitudes. Ces transports sont calculés à l'aide de la procédure de monitoring mis en place par la communauté Drakkar (ou « monitoring Drakkar »). La comparaison est faite avec les estimations à partir d'observations (« Estimation ») et avec les diagnostics issus du monitoring de la réanalyse NEMOVAR/COMBINE (NEMOVAR, Balmaseda et al., 2010). Cette réanalyse a été réalisée avec le même modèle océanique, à la même résolution.

Dans l'expérience EXP0, les transports à travers les détroits de Bering et du Danemark et la section Islande-Écosse ont des valeurs moyennes proches des estimations. Le transport de masse par le détroit de Fram est sous-estimé. Cela est sans doute lié au biais de couverture

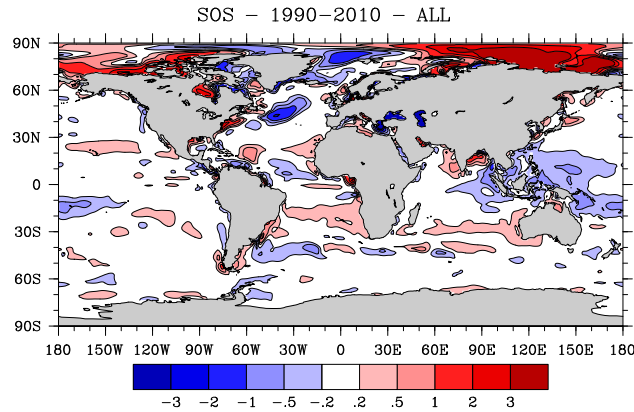


FIGURE 3.11 – Climatologie de la salinité de surface de l'océan (moyenne annuelle) : différence avec EN3 (psu).

Section	Référence	Estimation	NEMOVAR	EXP0	EXP1
Détr. de Bering	Woodgate et al. (2005)	0,8	1,0	1,2	1,1
Détr. du Danemark	Macrande et al. (2005)	3,4	3,7	3,2	3,4
Détr. de Fram	Fahrbach et al. (2001)	4,2	2,1	3,3	3,1
Islande-Écosse	Hansen et Østerhus (2000)	4,0	5,2	3,5	3,7
Passage de Drake	Cunningham et al. (2003)	136,7	161,8	139,4	139,2

TABLE 3.1 – Transport de masse moyen (Sv, moyenne 1990-2010) à travers certaines sections critiques, et estimations associées (observations, et diagnostics NEMOVAR/COMBINE). Détr : détroit.

de glace de mer en hiver dans cette région, ainsi qu'à une résolution sans doute trop faible. Néanmoins, nous voyons que le transport simulé dans NEMOVAR est encore inférieur à notre simulation. Il s'agit là sans doute d'un biais caractéristique de NEMO dans cette configuration ORCA-1°.

Le module du transport de masse à travers le passage de Drake donne une estimation de l'intensité du courant circumpolaire antarctique. Le transport moyen simulé dans EXP0 est très proche des estimations de Cunningham et al. (2003). Nous rappelons qu'en mode couplé, CNRM-CM5.1 sous-estime de près de 40 Sv le transport à travers le passage de Drake, en lien avec une sous-estimation de la tension de vent dans l'océan austral (Voldoire et al., 2012).

3.1.7 Conclusions partielles

Cette première simulation présente des qualités pour la concentration de glace et de l'étendue et la surface qui lui sont associées. Parmi ces qualités, nous relèverons une très bonne simulation du bord de glace hivernal dans les mers marginales. La distribution régionale d'épaisseur, malgré une sous-estimation marquée dans le modèle, a une structure réaliste, tout comme les champs de vitesses simulés. Enfin, les tendances, ainsi que les anomalies d'étendue, sont généralement bien simulées, ce qui montre que le modèle a une capacité intrinsèque à bien réagir aux forçages.

Le fait que le modèle forcé positionne correctement le bord de glace hivernal est heureux, mais peu surprenant. En hiver, la température de l'air au-dessus de la glace est très différente de la température au-dessus de l'océan. Les champs de température issus des réanalyses contiennent implicitement l'information sur la présence de glace en hiver. Néanmoins, certains modèles simulent encore trop de glace de mer en hiver dans la MIZ en mode forcé (Ivanova et al., 2012), et ce à des résolutions parfois plus fines que la nôtre. Nous pouvons donc aussi attribuer la qualité de la couverture hivernale simulée à la représenta-

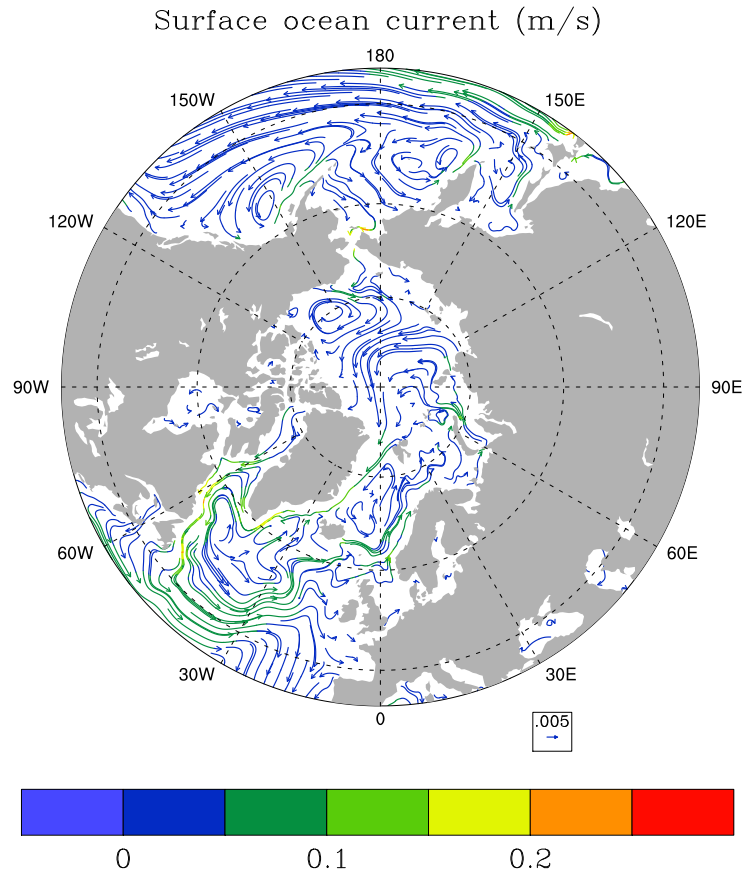


FIGURE 3.12 – Courants de surface simulés (moyenne 1990-2010).

tion correcte des transports océaniques, responsables en grande partie de la localisation du bord de glace hivernal (Bitz et al., 2005). Enfin, la simulation des structures de vitesse et d'épaisseur montre que la réponse dynamique de la glace aux forçages atmosphériques est correctement simulée dans l'océan Arctique. C'est aussi le cas de la circulation océanique de surface, comme le montre la figure 3.12.

Néanmoins, les biais dominants sont une sous-estimation de l'étendue estivale (avec une sensibilité plus importante aux faibles étendues), ainsi qu'une sous-estimation des épaisseurs en Arctique central durant toute l'année. En été, la température de l'air exerce une contrainte moindre sur la glace de mer : la température peut atteindre des valeurs largement positives même en présence de glace. La couverture de glace estivale simulée peut donc diverger de la couverture observée. Le biais de volume simulé est bien entendu complémentaire du biais d'étendue estivale : la glace trop fine au printemps fond en quantité plus importante, produisant ainsi une couverture estivale moins étendue et trop fine, ce qui limite le potentiel de croissance en volume pour l'hiver suivant. La couverture de glace de mer simulée est donc jeune (glace de première et deuxième années), et les étendues de glace de la fin de la période sont bien trop faibles. Notre but étant de construire une « réanalyse du pauvre » de la glace de mer, de tels biais peuvent être préjudiciables.

Une solution pour maintenir plus de glace de mer en été aurait été d'augmenter l'albedo de la glace fondante (α_i^{mlt}). Néanmoins, la valeur choisie de 0,56 est proche des estimations réelles prenant en compte l'hétérogénéité de la surface de la glace lors de la fonte. Nous souhaitons éviter de manipuler les paramètres du modèle, notamment afin de garder une cohérence entre le mode forcé et le mode couplé. Des expériences avec CNRM-CM5.1 ont été conduites avec diverses valeurs de α_i^{mlt} . Elles ont montré une forte sensibilité du modèle

à ce paramètre, à la fois en hiver et en été : une amélioration de la couverture estivale (i.e. plus de glace en été) se fait au détriment de la couverture de glace hivernale. Le « tuning » des paramètres du modèle est une piste que nous avons choisi de ne pas suivre.

3.2 L'expérience avec corrections

3.2.1 Justifications

Lüpkes et al. (2010) montrent que pour trois campagnes d'été du Polarstern (août 1996, 2001 et 2007), ERA-Interim surestime la température de l'air (jusqu'à 2 °C), l'humidité relative (environ 15%) et l'altitude de la base de l'inversion, alors même que températures et humidités sont assimilées dans ERA-Interim. Leur analyse montre que la température la plus fréquente dans la réanalyse est le point de fusion de la neige, alors qu'en réalité c'est la température de congélation de l'eau de mer qui a été observée in situ.

Plus récemment, Jakobson et al. (2012) évaluent les nouvelles réanalyses à l'aide des radiosondages effectués d'avril à août 2007 à bord de la goélette Tara. Contrairement aux données utilisées par Lüpkes et al. (2010), ces radiosondages ne sont assimilés dans aucune réanalyse. Les auteurs montrent que la réanalyse ERA-Interim possède les meilleures performances en termes de biais et d'erreur quadratique pour la température de l'air, et en termes de corrélation pour le vent. Les auteurs confirment un biais chaud de 2 °C dans les 400 premiers mètres de l'atmosphère. Malgré un fort biais froid, la réanalyse NCEP-CFSR paraît la plus recommandable car c'est la seule pour laquelle un traitement sophistiqué de la glace de mer est appliqué. Néanmoins, dans cette étude, les biais radiatifs ne sont pas abordés.

La littérature actuelle montre la grande variété des corrections utilisées. Nous en citons ici quelques-unes :

- utiliser des forçages climatologiques lorsque l'incertitude sur la valeur moyenne de ces champs est trop importante (CLIO, Goosse et al., 2000 ; Vancoppenolle et al., 2011).
- borner la température de l'air au-dessus de la glace de mer lorsqu'elle dépasse un certain seuil (E. Hunke, 2012, communication personnelle ; Ivanova et al., 2012).
- utiliser des analyses issues d'observations (par exemple, POLES ou GEWEX). C'est l'approche choisie par Brodeau et al. (2010) pour DFS4.2, par Houssais et Herbaut (2011) et par Mercator-Océan (G. Garric, 2010, communication personnelle).

Un biais positif en température induit une surestimation du flux de chaleur sensible. Un biais positif de l'humidité relative a le même effet sur le flux de chaleur latent. L'effet net sur le flux de chaleur total favorise donc une fonte plus importante. Rappelons toutefois que GELATO est un modèle multi-catégorie. Arbetter et al. (1997) et Flato (1996) ont montré que les modèles avec distribution d'épaisseur étaient plus sensibles à des perturbations de flux de chaleur que les modèles thermodynamiques à une catégorie. Les catégories des faibles épaisseurs fondent plus rapidement, laissant place à des zones d'eau libre et donc à une fonte latérale plus intense de la glace restée dans les catégories d'épaisseurs supérieures.

3.2.2 Description des corrections

Nous appliquons ici une correction à la température et à l'humidité relative de l'air prescrite par ERA-Interim. La correction de température est additive, d'amplitude ΔT (en °C), tandis que la correction d'humidité est multiplicative, d'amplitude ΔR (en % de l'humidité relative prescrite). À chaque pas de temps, la correction est appliquée sur les mailles de glace (seuil de concentration à 15%) au nord de 80°N. Étant donné le statut expérimental de ces corrections, elles sont effectuées *on-line* : il s'agit donc d'une nouvelle rétroaction artificielle entre le modèle et ses forçages.

Plusieurs valeurs de ΔT (entre -2 et 0 °C) et ΔR (entre 80 et 100%) ont été testées, selon les valeurs données dans la littérature. La simulation que nous présentons ici, EXP1, correspond aux valeurs $\Delta T = -1$ °C et $\Delta R = 90\%$.

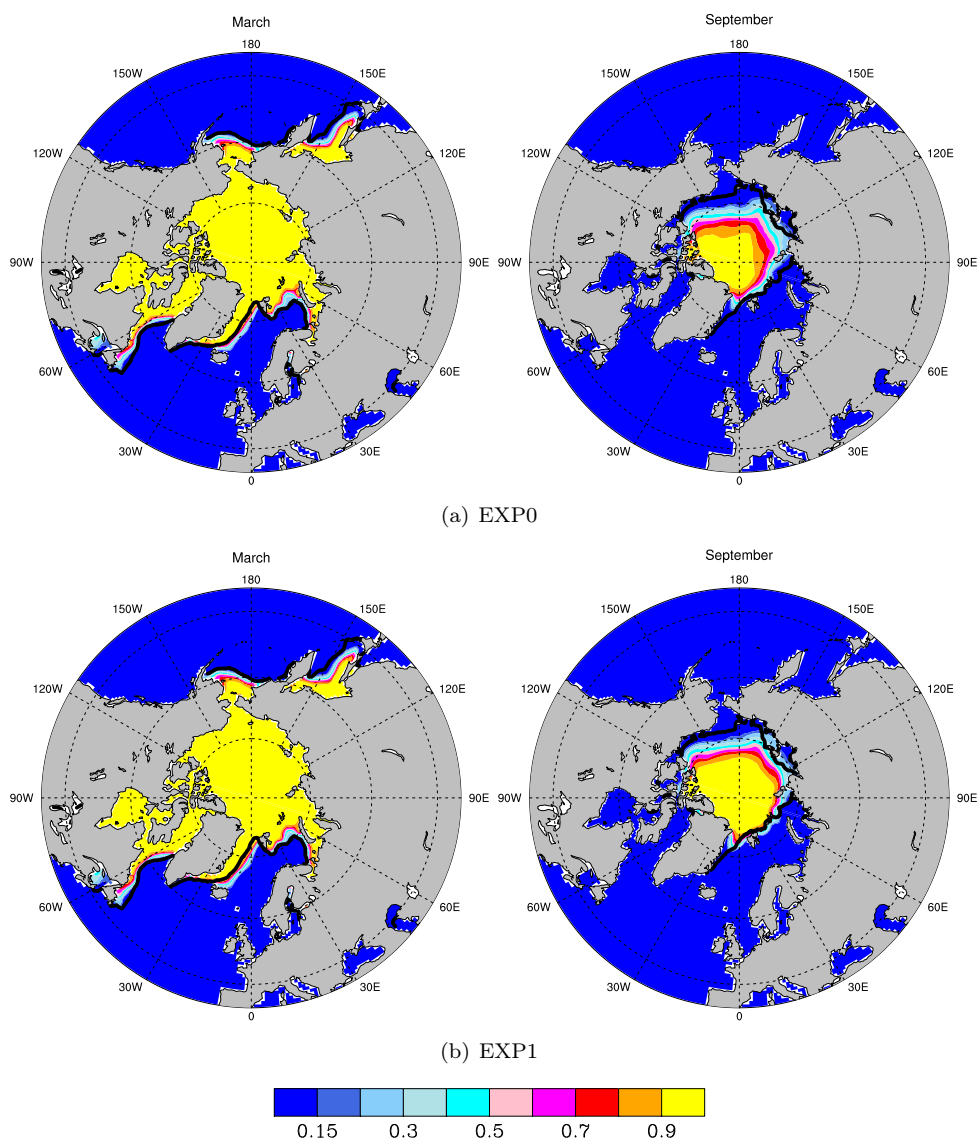


FIGURE 3.13 – Concentration de glace de mer : climatologie de l'expérience EXP0 (haut) et de l'expérience EXP1 (bas), Arctique. Trait noir : bord de glace climatologique HadISST.

3.2.3 Effets des corrections sur l'état moyen

Concentration/étendue

La figure 3.13 montre qu'après correction, la concentration hivernale n'est pas dégradée. L'amélioration la plus notable est visible en septembre, avec une extension de la couverture de glace vers le Sud dans les secteurs Atlantique, Sibérien et Canadien. La concentration reste sous-estimée dans les mers des Tchoukches et de Sibérie Orientale. Nous n'avons pu venir à bout de ce biais qu'en modifiant la formulation des flux d'eau glace-océan entre GELATO et NEMO, par l'introduction d'un flux réel de sel.

Dans cette nouvelle expérience, le cycle annuel simulé est plus proche des observations à la fois pour l'étendue et la surface. La figure 3.14 montre que grâce aux corrections, nous arrivons à « rapprocher » les étendues simulées en août, septembre et octobre de la première bissectrice. On remarquera notamment que l'étendue de septembre 2007, proche

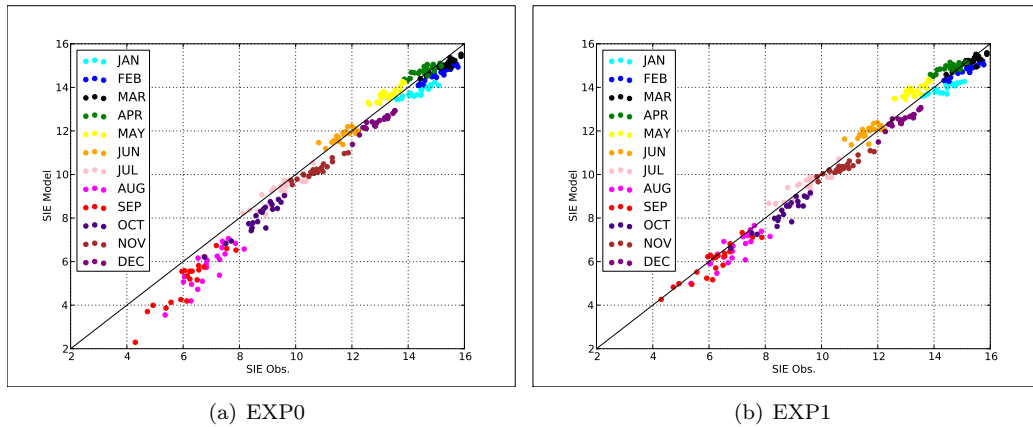


FIGURE 3.14 – Quantile-quantile des étendues observées (OBS) et simulées (MOD) dans EXP0 (a) et EXP1 (b).

de $2 \times 10^6 \text{ km}^2$ dans EXP0, est désormais égale à l'estimation satellitaire. Les figures 3.15 montrent que cela est dû au maintien du « pont de glace » entre l'Arctique canadien et les îles de Nouvelle-Sibérie.

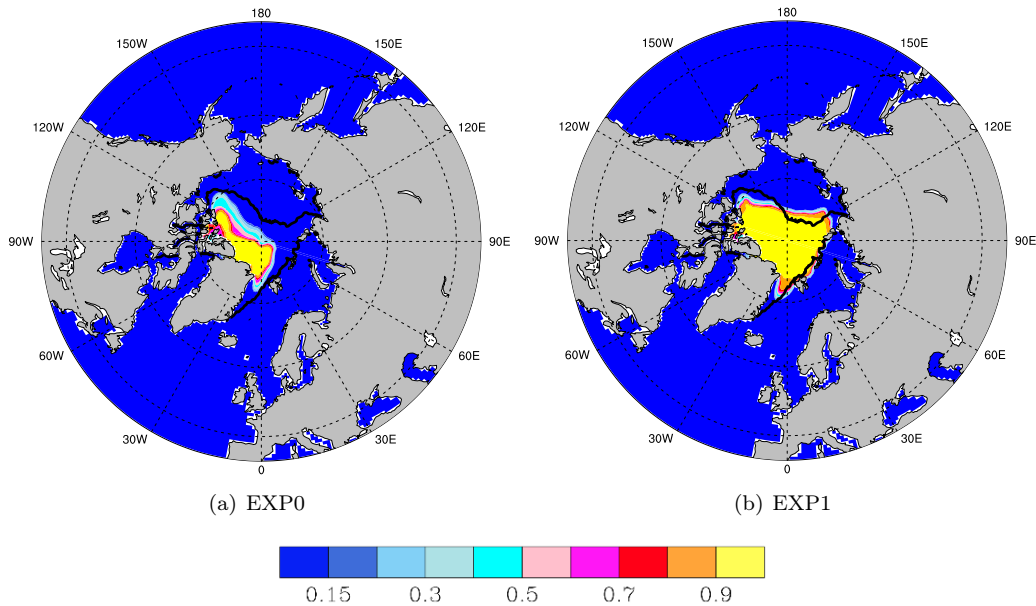


FIGURE 3.15 – Concentration simulée en septembre 2007 (moyenne mensuelle) dans EXP0 (a) et EXP1 (b). Trait noir : bord de glace de septembre 2007 dans HadISST.

Épaisseur/volume

La figure 3.16 montre ce qui était attendu des corrections effectuées : un épaissement de la couverture de glace arctique. En hiver, cet épaissement est essentiellement visible au large de l'Archipel Canadien et de la côte Nord du Groenland. En été, la couverture de glace est plus épaisse de plus d'un mètre que celle d'EXP0. La figure 3.17 montre que le biais par rapport à PIOMAS est réduit sur une grande partie de l'océan Arctique. La couverture reste encore trop fine au nord des îles canadiennes durant toute l'année. En été, le biais négatif visible dans l'Arctique de l'Ouest est lié au biais de concentration, toujours présent

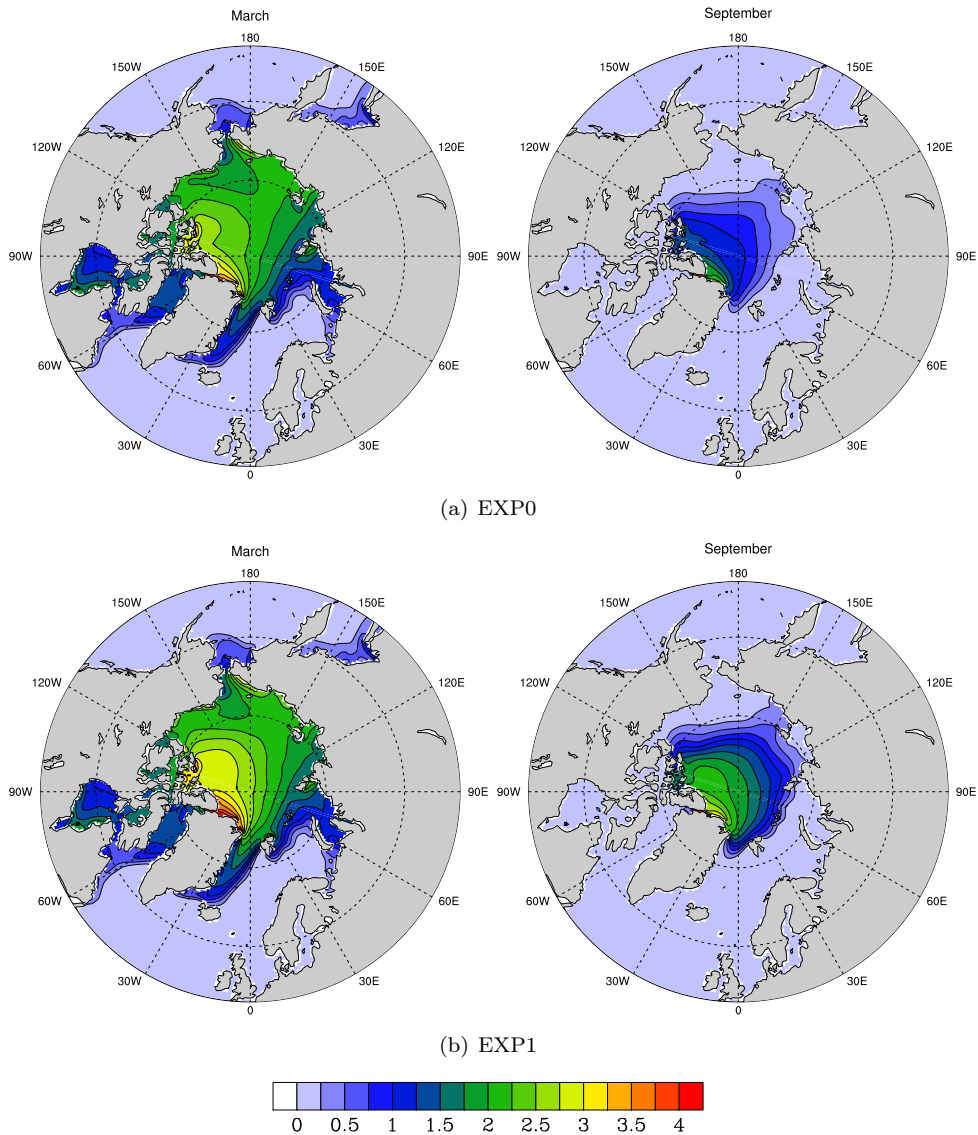


FIGURE 3.16 – Épaisseur de glace de mer : climatologie de l'expérience EXP0 (haut) et de l'expérience EXP1 (bas), Arctique.

dans EXP1. Notons qu'en mars la glace présente en mer du Groenland est plus épaisse dans EXP1 que dans EXP0. Le biais déjà présent dans EXP0 est intensifié par les corrections.

La réduction des biais d'épaisseur est confirmée par la comparaison aux données *in-situ* (annexe A). Les corrélations aux données USITCDR sont plus élevées que dans EXP0 (0,71 à 0,83), tandis que les biais sont réduits de près 50% (biais : $-0,14$ à $-0,46$ m ; erreur quadratique moyenne : 0,64 à 1,00 m). L'épaisseur des glaces les plus épaisses reste sous-estimée dans EXP1, ce qui semble être une propriété du modèle.

Le biais du volume simulé (par rapport à l'estimation PIOMAS) est réduit de moitié dans EXP1 (environ $2,5 \times 10^3 \text{ km}^3$). Cette réduction est visible à chaque saison, ce qui n'a pas de conséquences significatives sur la variabilité interannuelle de l'anomalie de volume simulée.

Signalons enfin que l'export moyen en aire de glace par le détroit de Fram est égal à $1,2 \times 10^6 \text{ km}^2/\text{an}$ sur la période 1991-2002, ce qui est encore surestimé, tandis que l'export

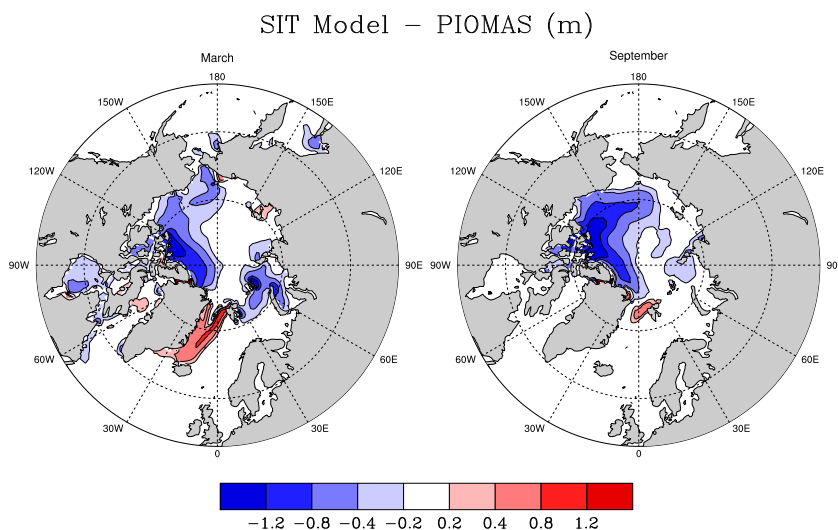


FIGURE 3.17 – Épaisseur de glace de mer en Arctique. Différence entre EXP1 et PIOMAS en mars et septembre (m). Moyenne 1990-2010.

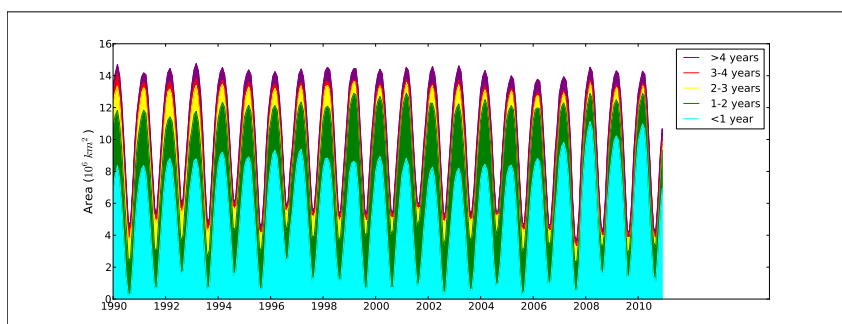


FIGURE 3.18 – Surface (millions de km^2) couverte par la glace d'âge donné (océan Arctique), simulée dans EXP1.

en volume sur la période 1991-1999 ($2,2 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{an}$) coïncide bien avec l'estimation de Kwok et al. (2004). Néanmoins, cela suggère que trop de glace est exportée dans la mer du Groenland, ce qui constitue une explication au biais de concentration et d'épaisseur dans ce secteur. De plus, la couverture de glace arctique étant plus épaisse dans EXP1 que dans EXP0, l'absence de correction aux biais dynamiques expliquent que le biais de concentration présent en mer du Groenland soit intensifié dans EXP1.

Âge de la glace

Étant donné qu'une surface plus importante de glace survit à la fonte estivale, on s'attend à ce qu'une quantité plus importante de glace pluri-annuelle soit présente. La figure 3.18 est l'analogie de la figure 3.9 et montre un maintien de la glace d'âge supérieur à 2 ans au cours de la simulation. La fraction de la couverture hivernale occupée par la glace de deuxième année (âge égal à 1-2 ans) et plus diminue sensiblement en fin de période au profit de la glace de première année. Le maintien apparent de la glace très âgée peut être dû à la formulation du diagnostic d'âge de la glace : la glace formée à la base d'un bloc de glace en un lieu donné prend l'âge de ce bloc de glace (comme dans Hunke et Bitz, 2009).

La figure 3.19 montre la distribution régionale de l'âge de la glace (moyenne sur l'ensemble des catégories pour chaque maille) en mars, en moyenne sur la période 1990-2007 et pour les années consécutives à la fonte massive de l'été 2007. Entre 1990 et 2007, l'Arctique central

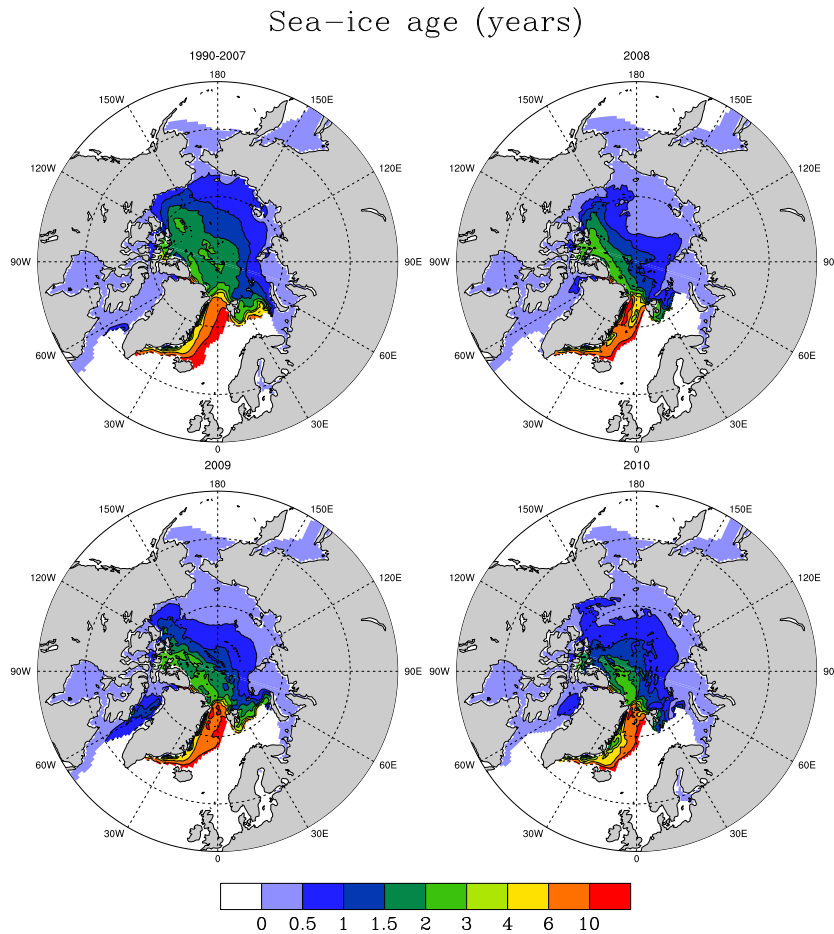


FIGURE 3.19 – Âge de la glace de mer en mars simulé dans EXP1 : climatologie 1990-2007, moyennes mensuelles pour 2008, 2009 et 2010.

est dominé en hiver par la glace âgée entre 6 mois et 3 ans, la glace la plus âgée étant présente au nord de l'AAC et du Groenland jusqu'au-delà du pôle Nord. Dans l'hémisphère nord, la glace jeune est bien sûr présente dans les zones périphériques et les mers marginales, c'est-à-dire les zones libres de glace en fin d'été. La glace la plus âgée est présente en mer du Groenland et mer de Barents, c'est-à-dire dans les zones d'export de la glace de l'Arctique central. L'âge de la glace atteint 6 ans en mer de Barents et dépasse les 10 ans en mer du Groenland.

L'état de mars 2008 montre la convergence de glace pluri-annuelle dans une bande étroite le long de l'AAC, consécutive à la « contraction » de la couverture de glace vers cette région en août-septembre 2007 (figure 3.15). En Arctique central, la glace est plus jeune que durant la période précédente, notamment au large de la côte de Sibérie orientale. En mars 2009 et 2010, on constate une rétraction progressive de la surface couverte par la glace d'âge supérieur à 1 an en Arctique central. La glace présente dans les zones d'export (mers du Groenland et de Barents) est d'ailleurs plus jeune.

L'âge de la glace est un *proxy* observable de la vulnérabilité de la couverture de glace de mer (Maslanik et al., 2007). Une simulation réaliste de la variabilité interannuelle de l'âge de la glace est nécessaire à une bonne initialisation pour les prévisions saisonnières de la glace de mer estivale. D'une part, il s'agit d'une alternative au champ d'épaisseur que nous pouvons difficilement valider aussi systématiquement que la concentration. D'autre part, quelques propriétés importantes de la glace dépendent de l'âge de la glace dans la nature, notamment son albedo et sa salinité. L'initialisation de l'âge aura d'autant plus d'importance que ces

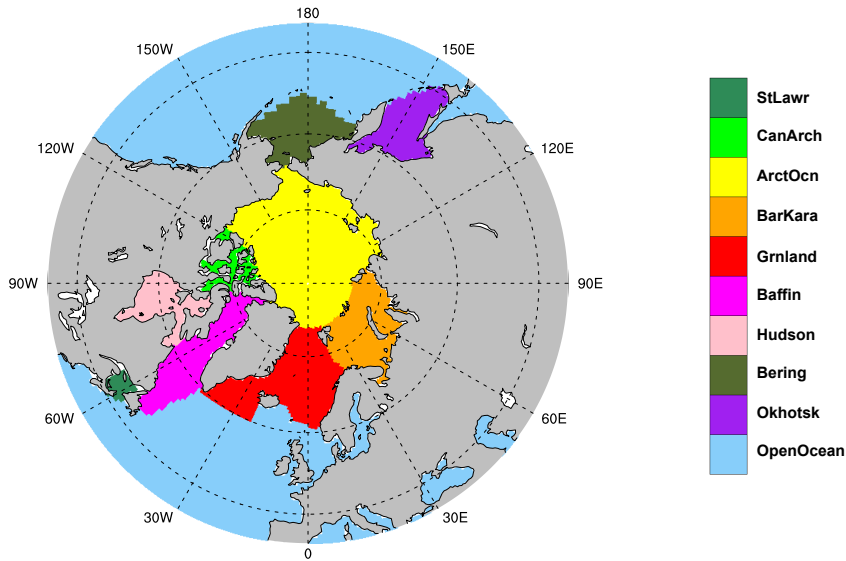


FIGURE 3.20 – Masque et noms abrégés des régions utilisés pour les études régionales.

Nom	Régions	ORCA-1°	NSIDC
StLawr	Golfe du Saint-Laurent	0,25	0,71
CanArch	Archipel Canadien	0,63	0,75
ArctOcn	Arctique Central	7,23	7,14
BarKara	Mers de Barents et Kara	2,41	2,60
Grnland	Mers nordiques	3,28	2,94
Baffin	Baie de Baffin-Mer du Labrador	2,12	2,78
Hudson	Baie d'Hudson	1,24	1,23
Bering	Mer de Bering	1,92	2,24
Okhotsk	Mer d'Okhotsk	1,56	2,21

TABLE 3.2 – Noms et superficies des différentes régions de la figure 3.20 dans le masque ORCA-1° et dans le masque NSIDC (masque original). Les superficies sont exprimées en million de km².

dépendances ont été reprises dans les paramétrisations de GELATO.

3.2.4 Distribution régionale de la glace de mer arctique

Dans cette partie, nous changeons d'échelle et nous intéressons aux couvertures de glace simulées dans les différents sous-bassins de l'océan Arctique.

La figure 3.20 présente les sous-bassins sur lesquels sont effectuées les études régionales. Il s'agit des régions pour lesquelles le NSIDC calcule ses indices régionaux. Nous avons indiqué en table 3.2 les surfaces couvertes par les différentes régions dans le masque NSIDC et dans le masque ORCA-1°, afin de tenir compte de différences liées aux définitions des régions dans les éventuels biais constatés.

Nous présentons en figure 3.21 les étendues simulées en mars dans les principales régions constitutives de la MIZ. Nous présentons sur la même figure les résultats de EXP1 et de EXP0. En général, les étendues sont bien simulées dans toutes ces régions, à l'exception de la mer du Groenland où, malgré le biais significatif, les anomalies observées et simulées sont visuellement bien corrélées. Le biais est même accentué par la correction (EXP1).

La simulation est particulièrement performante en mers de Barents et Kara. Nous avons vu que le bord de glace moyen simulé en mer de Barents est bien positionné (figure 3.13).

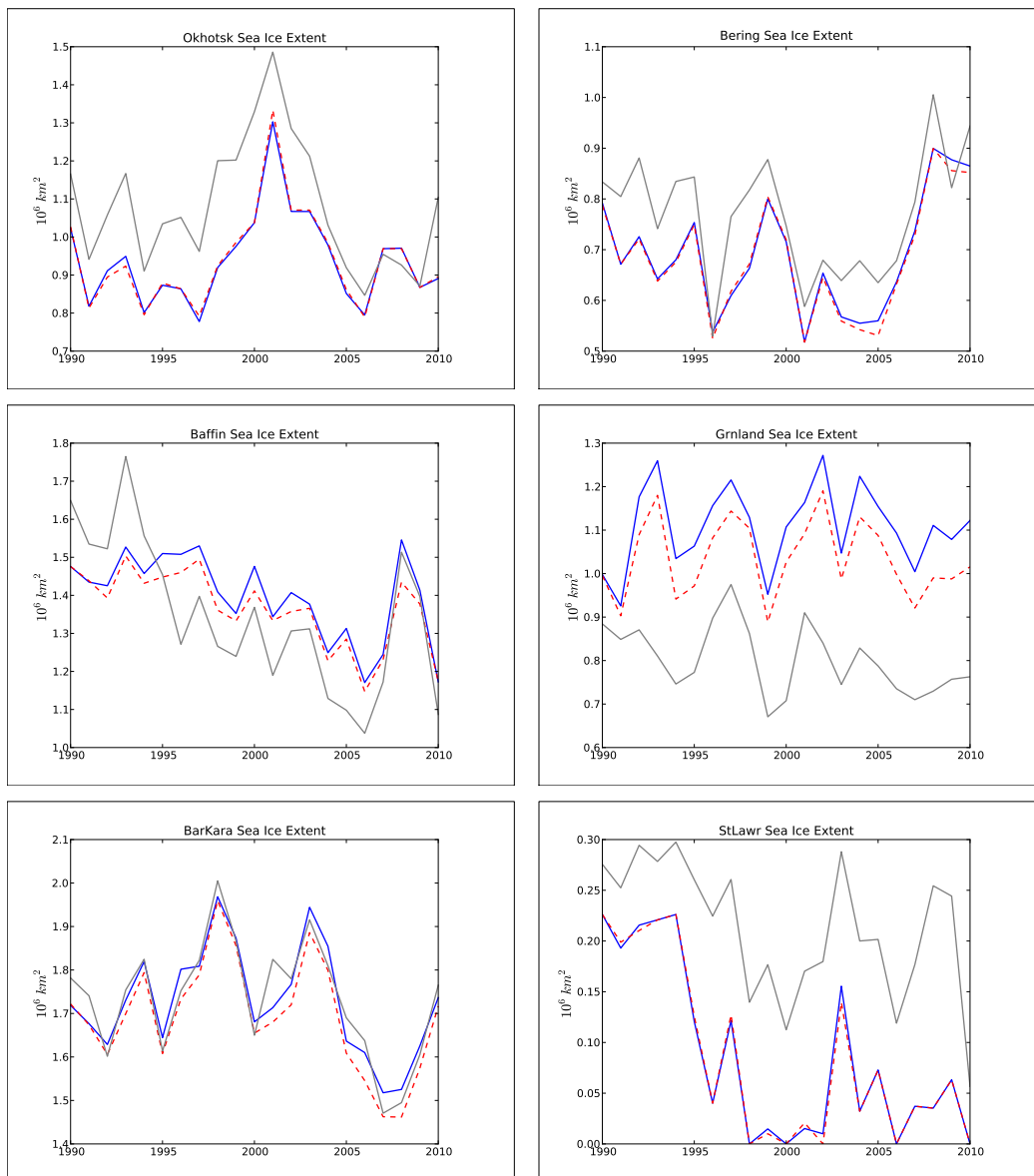


FIGURE 3.21 – Étendue simulée et observée en mars pour les régions de la MIZ (en millions de km^2 ; voir tableau 3.2 pour les noms des régions). Noir : observations ; bleu plein : EXP1 ; rouge hachuré : EXP0.

La correction n'a ici pas d'effet flagrant : on note une légère augmentation des étendues simulées dans EXP1, ce qui va dans le bon sens sur les périodes 1992-1994 et 2000-2006.

En baie de Baffin et mer du Labrador, on remarque que le modèle sous-estime l'amplitude des variations de l'étendue, même s'il capture correctement la tendance à partir de 1996. L'amplitude de certaines fortes anomalies positives (1993) et négatives (2006) n'est pas correctement capturée. Les corrections de forçages améliorent la simulation en fin de période. Elles ne résolvent pas le biais positif qui est évident entre 1996 et 2006, et que nous pensons lié aux biais du modèle d'océan en mer du Labrador. En mers de Bering et d'Okhotsk, la variabilité de la couverture de glace de mars est correctement simulée, dans EXP1 comme dans EXP0.

Une partie de ces performances hivernales peut s'expliquer par la forte contrainte impo-

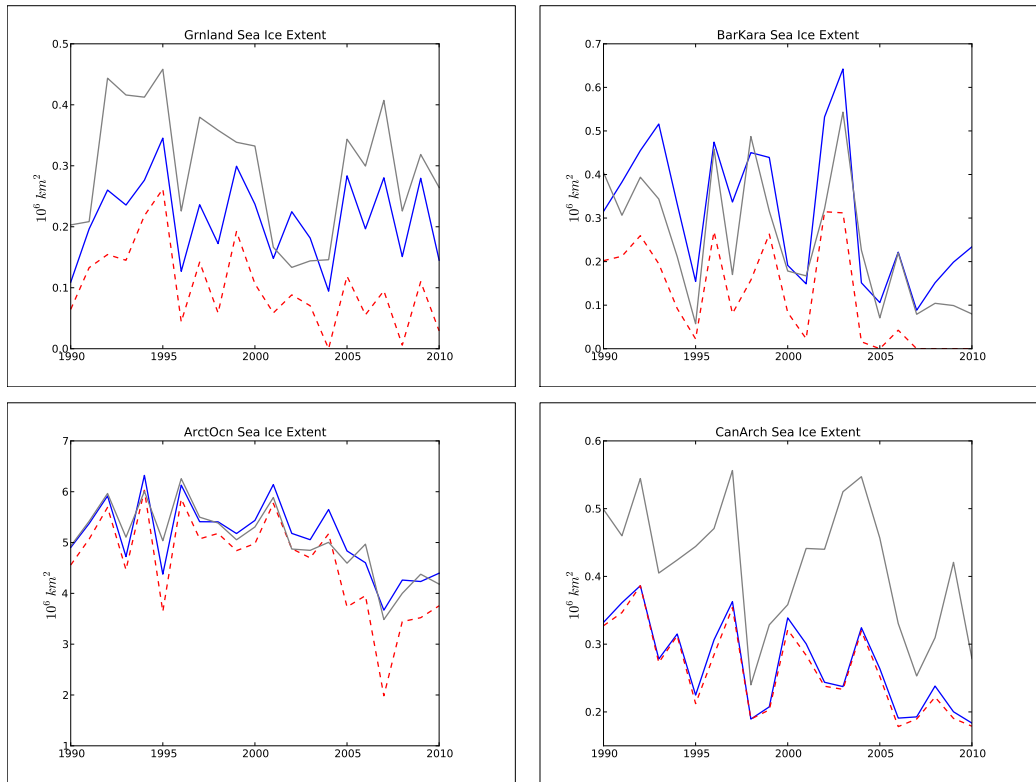


FIGURE 3.22 – Étendue simulée et observée en septembre pour certains sous-bassins (en millions de km^2 ; voir tableau 3.2 pour les noms des régions). Noir : observations; bleu plein : EXP1; rouge hachuré : EXP0.

sée par les forçages atmosphériques (notamment la température de l'air). C'est ainsi notamment que certaines situations extrêmes dans la MIZ du secteur pacifique sont bien simulées. Néanmoins, en mer de Barents, les anomalies de couverture ont des origines à la fois thermodynamiques et dynamiques (Bitz et al., 2005, Francis et Hunter, 2007, Schlichtholz, 2011). La simulation du bord de glace comme de la variabilité interannuelle des étendues et surfaces dans cette région montre une bonne simulation des transports océaniques depuis l'Atlantique Nord.

Comme nous l'avons dit, la contrainte des forçages en température se relâche durant l'été. Cela a conduit dans EXP0 à des performances régionales plus contrastées pour la simulation de septembre. Les corrections de forçages doivent donc avoir ici un effet plus visible.

En figure 3.22, nous voyons encore que les mers de Barents-Kara se distinguent par une simulation performante dans EXP1. L'effet des corrections est visible sur l'ensemble de la période, et notamment à partir de 2005 : le bord de glace estival restait alors bien trop au nord dans EXP0.

En mer du Groenland, la variabilité observée se retrouve dans la simulation malgré un biais négatif conséquent, que la correction de forçages a contribué à réduire. Néanmoins, la simulation du début de la période est assez médiocre dans EXP0 comme dans EXP1. On se souvient de la figure 3.13, où l'on pouvait constater qu'en été, la glace en mer du Groenland peinait à pénétrer plus au sud du détroit de Fram.

Dans l'Archipel Canadien, les corrections n'ont qu'un effet très faible : cela peut être dû au fait que les corrections ne sont effectuées qu'au nord de 80°N . Néanmoins, il s'agit d'une région d'export de glace de l'Arctique central, et nous aurions pu supposer que dans EXP1 la glace plus épaisse aurait mieux survécu à la fonte dans l'Archipel. Nous pouvons donc considérer que la fonte est trop intense dans cette région, même si le biais moyen (négatif)

entre simulations et observations est de l'ordre de grandeur de la différence de superficie de cette région entre le masque NSIDC et le masque ORCA-1° ($0,15 \times 10^6 \text{km}^2$). De plus, les observations satellitaires de concentration dans cette région peuvent être considérées comme imprécises, du fait de la présence de nombreuses îles et l'imprécision des observations SSM/I des faibles concentrations (Parkinson et Cavalieri, 2008).

La région ArctOcn couvre l'Arctique central ainsi que les mers des plateaux continentaux eurasiens et canadiens. L'étendue simulée présente une variabilité très proche de la variabilité observée. Les corrections permettent de rapprocher les valeurs simulées des valeurs observées, notamment à partir de 2005.

Cette étude régionale nous montre les régions dans lesquelles nous pourrions considérer que notre modèle est fiable. En été, nous pourrions nous intéresser aux mers de Barents-Kara et bien entendu à l'Arctique dans son ensemble. L'Archipel Canadien présente une difficulté dans la mesure où la glace ne semble y survivre à la fonte que marginalement dans le modèle. En hiver, le modèle présente de bonnes qualités en mers de Barents-Kara, dans les mers d'Okhotsk et de Bering, ainsi que dans la zone Baffin-Labrador. Les mers de Barents-Kara nous intéresseront particulièrement par la suite étant donné l'intérêt économique qu'y présentent les prévisions saisonnières d'hiver. Malheureusement, nous ne pourrions considérer qu'avec prudence les résultats en mer du Groenland, étant donné les biais du modèle océan-glace de mer en mode forcé.

3.2.5 Océan de surface et circulation

Nous abordons ici quelques éléments sur la simulation de l'océan dans EXP1, et des éventuels effets des corrections de forçages.

Température et salinité

Hors de l'océan Arctique, l'effet des corrections sur la SST et la SSS n'est pas immédiat. Néanmoins une intensification du biais froid en mer du Labrador est visible dans EXP1, ce qui est dû à un flux plus important d'eau douce de l'Arctique par le détroit de Fram du fait de l'export plus important de glace de mer (et au biais en mer du Groenland).

La figure 3.23 montre les profils simulés de température et de salinité, comparés aux données PHC (*Polar science center Hydrographic Climatology*, Steele et al., 2001), en moyenne sur l'océan Arctique et sur la période 1990-2010. Malgré une simulation correcte des profondeurs de la thermocline et de la halocline, nous constatons que le modèle surestime la profondeur des eaux atlantiques. Le maximum de température se situe à 800 m de profondeur environ dans notre simulation, alors que les données PHC le situent plutôt vers 400 m. À cette profondeur, la salinité est d'environ 34,83 psu, ce qui indique que nos masses d'eau sont plus douces que les masses d'eau observées. En moyenne sur l'ensemble de l'océan Arctique et sur toute la profondeur, la salinité simulée est de 34,65 psu alors que dans PHC elle est d'environ 34,76 psu.

Ce biais négatif de salinité n'est pas étonnant : nous savons, d'après Voltaire et al. (2012), que la composante océanique de CNRM-CM5.1 connaît une dérive (négative) en salinité. Cette dérive est due à une formulation incorrecte des flux de concentration/dilution entre la glace de mer et l'océan. Cette dérive conduit à une désalinisation de l'océan en mode couplé. Dans le cadre forcé, le rappel en SSS réduit quelque peu cet effet : le rappel est équivalent à un flux d'eau de $9,2 \times 10^{-2} \text{kg/m}^2/\text{s}$ en moyenne sur l'ensemble du globe. Néanmoins, ce rappel n'est pas appliqué sous la glace, ce qui explique que localement il puisse y avoir une dilution trop importante.

Afin de caractériser les différentes masses d'eau présentes dans l'océan Arctique, et les différences éventuelles entre les caractéristiques simulées et les caractéristiques observées, nous présentons les graphiques température-salinité et comparons avec les caractéristiques déduites de la climatologie PHC. Nous distinguons ici l'hiver et l'été (figure 3.24).

Pour les deux saisons, les figures présentent une structure commune vers les salinités élevées (34-35 psu). Il s'agit d'un pic caractéristique des eaux atlantiques, relativement chaudes

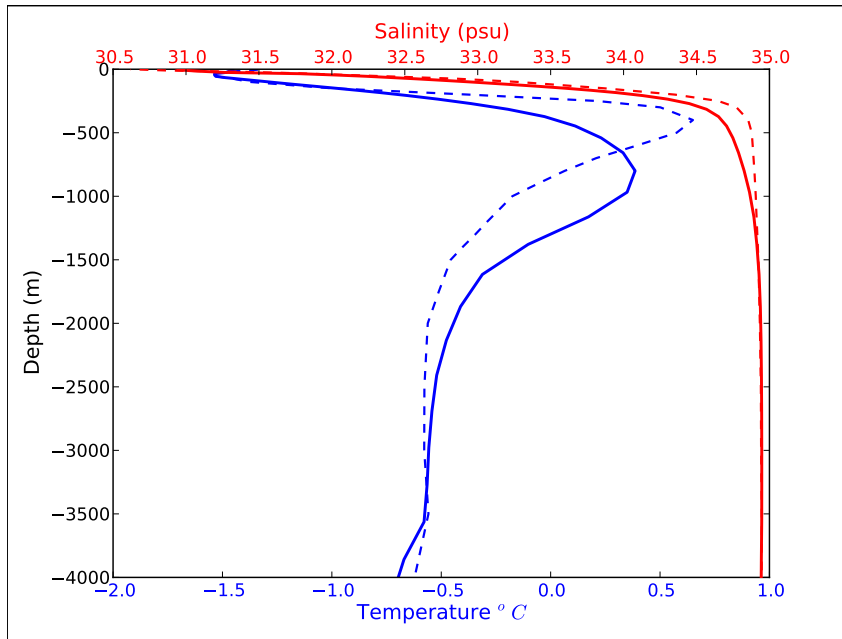


FIGURE 3.23 – Profil de température (bleu, °C) et salinité (rouge, psu) en moyenne sur l’océan Arctique et sur la période 1990-2010. Traits pleins : simulation EXP1 ; traits pointillés : PHC (Steele et al., 2001).

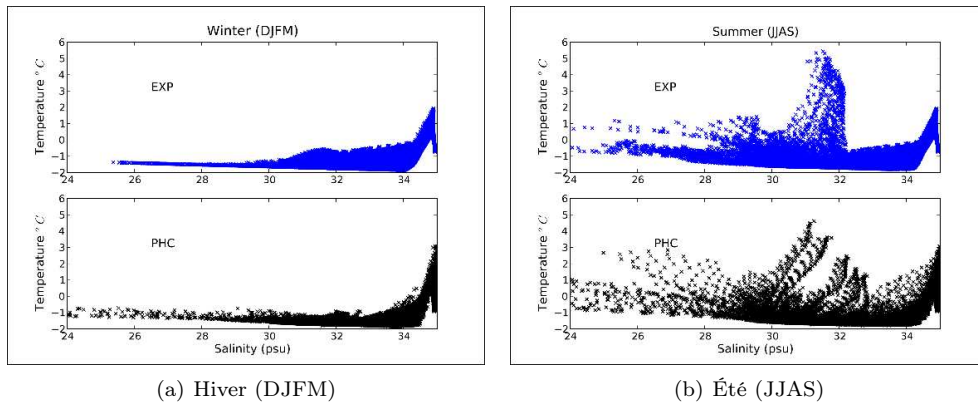


FIGURE 3.24 – Graphe T/S dans l’océan Arctique central (région *ArctOcn*) sur la période 1990-2010, en moyenne sur l’hiver (a) et l’été (b). EXP : simulation EXP1 ; PHC : climatologie PHC.

et salées. Les eaux atlantiques étant isolées de la surface par la couche de surface arctique, plus froide mais moins salée, le pic ne connaît pas de cycle saisonnier significatif. Nous pouvons remarquer que les maxima simulés de température et de salinité sont inférieurs aux maxima correspondant dans PHC. Les eaux atlantiques simulées sont donc plus froides et moins salées que dans les observations. À droite du pic (vers 35 psu), les eaux plus salées sont très froides (environ -1 °C) : il s’agit des eaux de fond arctiques. Les figures d’hiver et d’été diffèrent essentiellement pour les eaux moins salées (salinité inférieure à 32 psu). En hiver, l’eau peu salée se trouve essentiellement en surface, où sa température est proche du point de congélation. La température du point de congélation dépendant à peu près linéairement de la salinité, les points T/S s’alignent sur une droite en-dessous de 30 psu. Nous pouvons noter en été la présence d’eaux relativement chaudes de salinité comprise entre 31 et 32

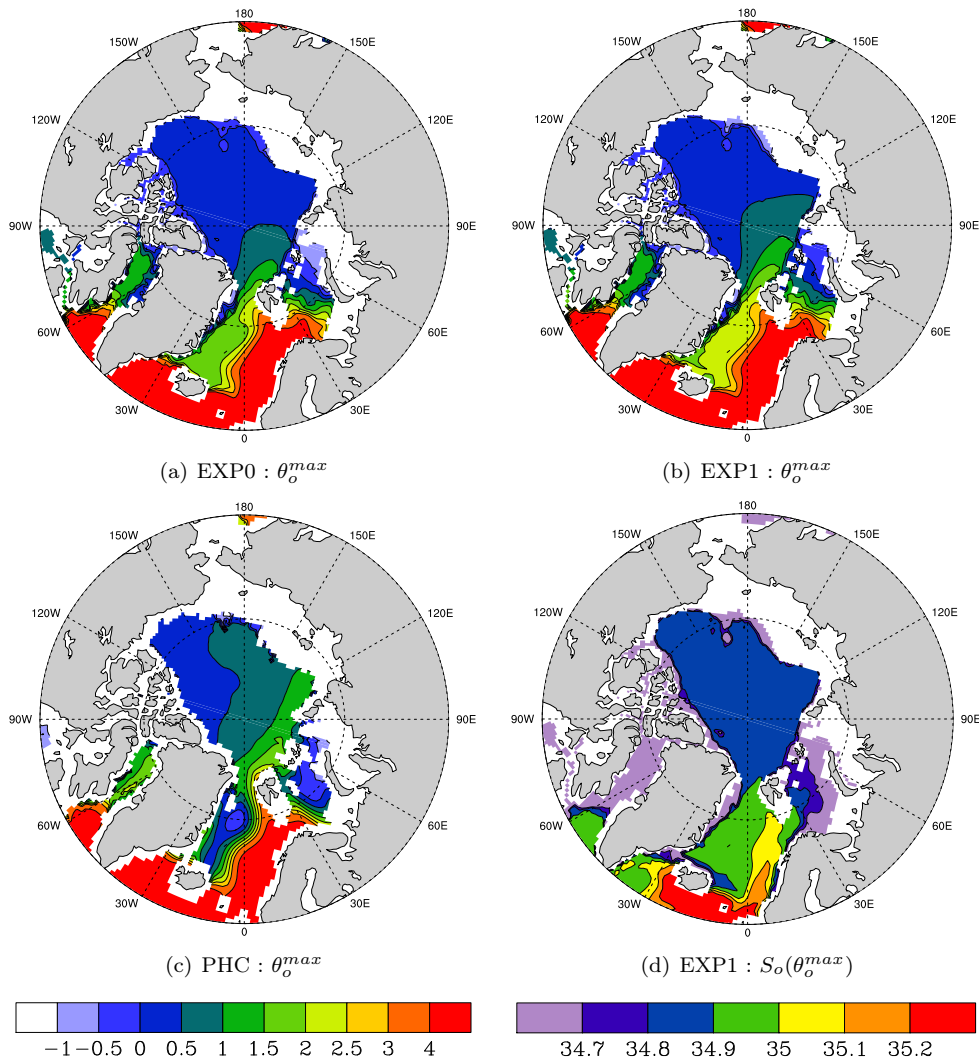


FIGURE 3.25 – Maximum de température de l’océan (θ_o^{max}) entre 200 et 5500 m (moyenne sur 1990-2010), en $^{\circ}\text{C}$: simulation EXP0 (a), simulation EXP1 (b) et estimation PHC (c). Salinité au maximum de température (S_o) simulé dans EXP1 (en psu).

psu : ce sont les eaux pacifiques, entrées par le détroit de Bering. Ces eaux ont tendance à rester proches de la surface. L’essentiel de l’eau plus froide (en-dessous de 0°C) et peu salée visible en été est de l’eau de fonte de la glace de mer, mais aussi de l’eau des mers situées sur les plateaux continentaux, où arrivent les principaux fleuves arctiques. Néanmoins, dans le modèle NEMO, l’eau issue des fleuves arrivant dans une maille océanique prend les caractéristiques de l’eau de cette maille : il est donc difficile de distinguer cette eau de l’eau de fonte de la glace.

La figure 3.25 montre la pénétration des eaux atlantiques dans l’océan Arctique, à l’aide de l’estimation du maximum de température sous la couche de surface. Dans les simulations, une langue d’eau relativement chaude ($\geq 0,5^{\circ}\text{C}$) se différencie du reste des eaux de l’océan Arctique dans le secteur Atlantique. La salinité de cette eau est comprise entre 34,8 et 34,9 psu, ce qui nous permet de l’assimiler à l’eau atlantique. En comparaison avec PHC, les eaux atlantiques simulées n’entrent pas assez profondément dans l’océan Arctique. Néanmoins, les corrections semblent améliorer considérablement ce biais : dans EXP1, la langue d’eau s’étend jusqu’à l’est des Terres du Nord.

Couche mélangée

La profondeur de la couche de mélange est calculée dans NEMO-GELATO à partir du schéma de mélange vertical (il s'agit en fait de la profondeur de la turbocline), et présentée en figure 3.26. Il s'agit de la profondeur au-delà de laquelle le coefficient turbulent de diffusion verticale A^{vT} (voir chapitre 2) est inférieur à une valeur critique de $5 \times 10^{-4} \text{m}^2/\text{s}$. Nous comparons ici aux estimations de de Boyer-Montégut et al. (2004), basées sur un critère de différence de températures.

Les régions de mélange vertical intense sont correctement positionnées dans EXP1 : mer du Labrador, mers d'Islande et d'Irminger et ouest de l'archipel de Svalbard dans l'hémisphère nord, et le long du courant circumpolaire antarctique dans l'hémisphère sud. La zone de mélange intense qui apparaît à l'ouest de Svalbard semble très étendue. Les valeurs des profondeurs suggèrent néanmoins que le mélange vertical est généralement plus intense que dans la réalité.

Circulation océanique

La circulation océanique peut être décrite à l'aide de la fonction de courant barotrope (*Barotropic Stream Function*, BSF) et de la fonction de courant méridienne (*Meridional Stream Function*, MSF).

La BSF moyenne simulée dans EXP1 est présentée en figure 3.27. Rappelons que l'écoulement océanique intégré suit les lignes de courant, et se fait dans le sens horaire si la fonction de courant est positive, en sens inverse sinon. Le transport lié à la présence du Gulf Stream atteint 33 Sv au large de la Floride : cette valeur est en accord avec les estimations de Sato et Rossby (1995) et de Baringer et Larsen (2001) (environ 30 Sv). La résolution horizontale ne permet cependant pas d'atteindre les valeurs comparables aux estimations pour le transport au large du Cap Hatteras (100 à 150 Sv). La gyre subpolaire, qui s'étend au sud du Groenland, présente des valeurs maximales d'environ 30 Sv. Cette valeur est comparable aux estimations à partir d'observations (Bacon, 1997, Fischer et al., 2004, Danialt et al., 2011) et de simulations (Deshayes et Frankignoul, 2008, Lohmann et al., 2009a,b, Langehaug et al., 2012). Sur l'ensemble de la période, le maximum de la BSF dans la gyre subpolaire décroît (non présenté). La zone de front entre les deux gyres, comme nous l'avons dit précédemment, est un peu trop au sud, ce qui est un biais des modèles océaniques à cette résolution. Dans le courant du Kuroshio, la BSF atteint des valeurs de 58 Sv, ce qui est supérieur aux estimations à partir de l'altimétrie (40 Sv, Imawaki et al., 2001).

La figure 3.28(a) présente une moyenne zonale annuelle sur la période 1990-2010 de la circulation océanique méridienne globale. Nous y retrouvons les grandes structures connues, notamment la cellule de Deacon entre 60°S et 40°S , une zone de convergence vers 30°S , une cellule en sens anti-horaire transportant les eaux de surface vers le Sud, une forte zone de divergence à l'Équateur, une cellule jusque 20°N transportant les eaux de l'équateur vers le Nord. La contribution des eaux profondes formées entre l'Islande, le Groenland et le Spitzberg est visible au-delà de 60°N . Au fond de l'océan se trouve une cellule en sens inverse des cellules de surface (environ 15 Sv), correspondant aux eaux profondes.

La figure 3.28(b) présente la circulation moyenne dans l'océan Atlantique au nord de 30°S . Les cellules de surface induites par le vent, ainsi que les cellules méridiennes associées à la formation de l'eau profonde Nord Atlantique (entre 200 et 2500 m de profondeur) sont bien visibles. Ces dernières cellules exportent les eaux profondes formées entre l'Islande, le Groenland et le Spitzberg vers le sud. Cette cellule présente un maximum d'intensité d'environ 13 Sv à environ 30°N et 1000 m de profondeur. Ce maximum paraît faible en comparaison des estimations issues d'observations de 16 Sv (Ganachaud, 2003) et 18 Sv (Talley et al., 2003). On reconnaît enfin, au-dessous de 3000 m de profondeur, la cellule des eaux profondes antarctiques, d'une intensité de 3 Sv et qui tourne dans le sens anti-horaire.

L'intensité de la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (ou AMOC) peut être évaluée de différentes manières. Griffies et al. (2009) évoquent un indice AMOC défini comme le maximum de la MSF Atlantique à 40°N en-dessous de la couche limite

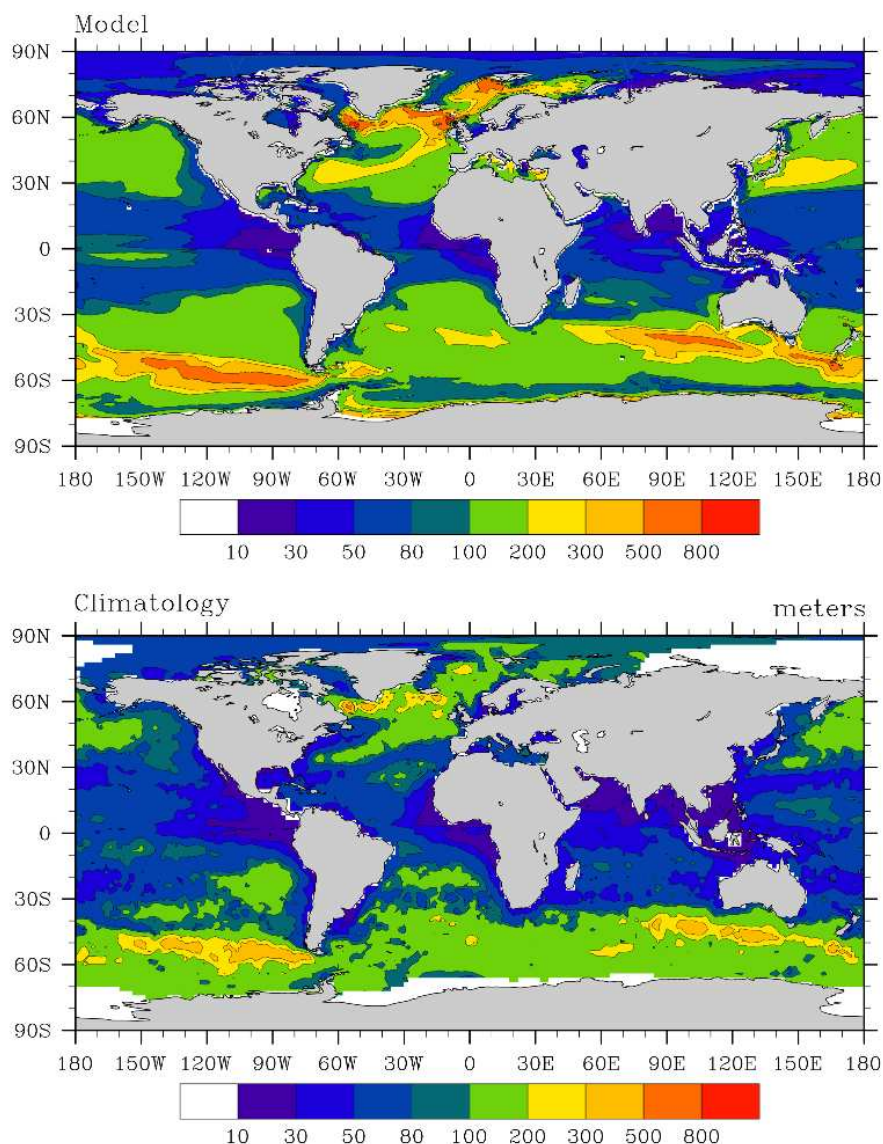


FIGURE 3.26 – Composite de la profondeur de la couche de mélange hivernale : climatologie de mars dans l’hémisphère nord, de septembre dans l’hémisphère sud. En haut : moyenne 1990-2010 simulée dans EXP1. En bas, estimations de de Boyer-Montégut et al. (2004).

d’Ekman. Dans notre cas, une telle évaluation n’est guère flatteuse : l’indice atteint une valeur moyenne comprise entre 9 et 12 Sv, bien inférieure aux estimations de 16 Sv (Ganachaud, 2003, Lumpkin et al., 2008). De manière analogue à Voltaire et al. (2012), nous pouvons comparer le profil de la MSF Atlantique à $26,5^{\circ}\text{N}$ aux estimations obtenues sur la période 2004-2009 dans la section RAPID (Cunningham et al., 2007). Cette latitude coïncide presque exactement avec la latitude du maximum de la MSF Atlantique. Dans la section RAPID, la MOC atteint une valeur maximale de 19 Sv vers 1000 m de profondeur. Notre valeur du maximum de la MOC est inférieure (13 Sv) mais la profondeur de ce maximum est comparable. Dans la réanalyse NEMOVAR, décrite précédemment, l’intensité du maximum est d’environ 14 Sv, comparable à nos simulations. Ce maximum est néanmoins plus profond (environ 1400 m). Cela confirme les conclusions de Voltaire et al. (2012) : si la valeur du maximum de la MOC est liée au modèle (résolution horizontale, paramétrisations), sa

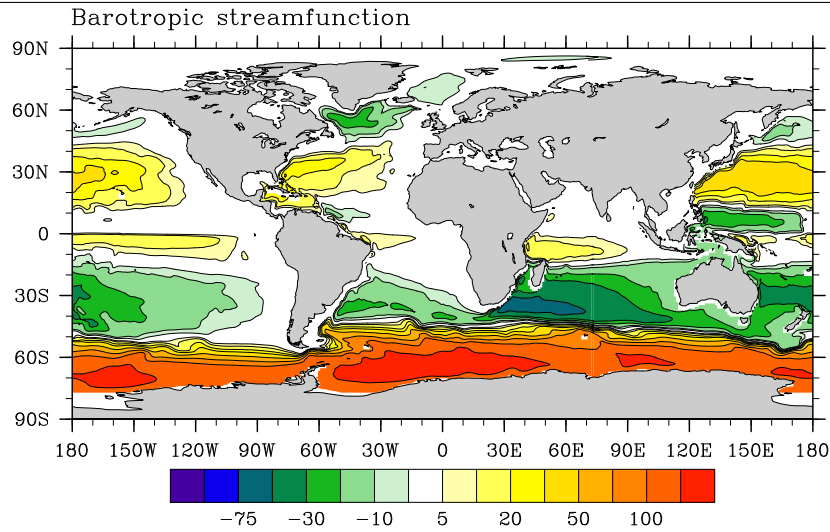


FIGURE 3.27 – Fonction de courant barotrope (Sv) simulée par NEMO-GELATO (EXP1, moyenne 1990-2010).

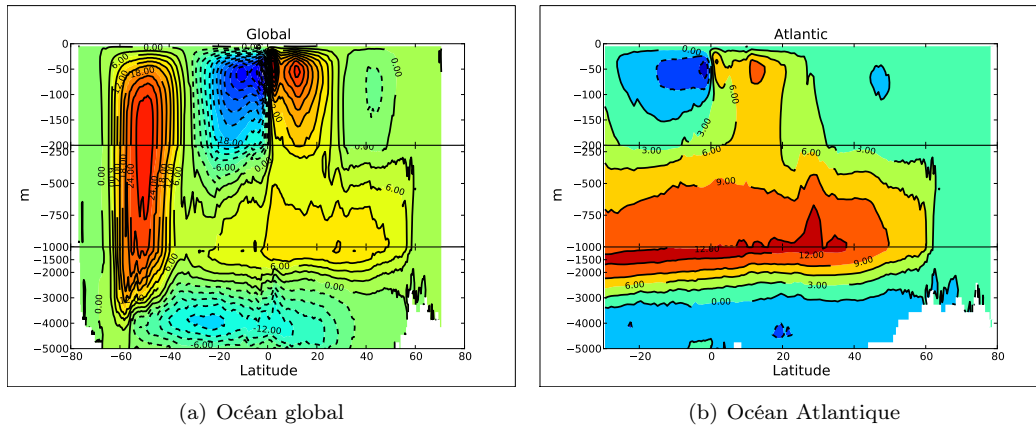


FIGURE 3.28 – Fonction de courant méridienne intégrée zonalement dans l'océan global et l'océan Atlantique (Sv). Contours (et couleurs) : tous les 3 Sv. L'écoulement s'effectue dans le sens horaire le long des contours à valeurs positives. À partir de 30°N , l'intégration n'est plus strictement zonale du fait de l'anisotropie de la grille (cf figure 2.1).

profondeur est plus dépendante des forçages.

Transports

Nous avons vu ci-dessus que l'intensité du maximum de la BSF dans les principales gyres était plutôt bien simulée. Notons que cette intensité semble peu sensible aux corrections des forçages effectués (non présent).

Les transports de masse à travers les principales sections (tableau 3.1) peuvent nous apporter d'autres indications. Nous constatons que l'effet des corrections est bénéfique pour la section Islande-Écosse avec une augmentation du flux de masse, et dans le détroit du Danemark où l'estimation issue des observations est atteinte. Dans le détroit de Fram, les corrections induisent une réduction du transport, ce qui accentue un biais déjà présent dans EXP0.

À l'aide des diagnostics du *monitoring*, nous avons calculé des estimations des flux d'eau douce à travers les sections étudiées. Ces flux d'eau douce sont donnés dans le tableau 3.3. La salinité de référence est choisie égale à 34,8 psu, en cohérence avec la plupart des estimations

Section	Estimation	NEMOVAR	EXP0	EXP1
Détroit de Danemark	108	40,17	95,29	99,94
Détroit de Bering	76	78,91	87,59	87,16
Détroit de Fram	65-95	22,93	89,25	93,28
Détroit de Davis	72-130	144,60	109,54	110,34

TABLE 3.3 – Transport d’eau douce via les principales sections (mSv). La salinité de référence est 34,8 psu. Les estimations de référence sont données dans Dickson et al. (2007).

présentes dans la littérature. Notre modèle tend à sous-estimer les transports d’eau douce à travers le détroit de Danemark et le détroit de Bering, alors que l’estimation du transport à travers les détroits de Fram et de Davis sont dans la marge d’incertitude des observations compilées dans Dickson et al. (2007). Le transport total d’eau douce à travers le détroit de Fram, incluant la contribution de la glace de mer, est égal en moyenne annuelle à 163 Sv, ce qui est très proche de l’estimation donnée dans Dickson et al. (2007).

Enfin, nous avons estimé les flux de masse et de chaleur des seules eaux Atlantiques à travers la section Groenland-Écosse dans sa totalité. Il s’agit des eaux qui arrivent dans les mers nordiques et en mer de Barents, et contribuent à réguler la position du bord de glace. Le critère retenu pour le calcul est la salinité, supérieure à 35 psu (comme dans Østerhus et al., 2005). En moyenne sur l’ensemble de la période, les flux de masse à travers les sections Islande-Féroé (*Feroe Branch*) et Féroé-Écosse (*Shetland Branch*) sont égaux à 3,8 Sv chacun, ce qui est conforme à l’estimation de Østerhus et al. (2005). L’eau atlantique semble être absente du détroit du Danemark dans notre simulation.

Le transport de chaleur est calculé à partir d’une température de référence de 0 °C. La valeur moyenne simulée dans la section Islande-Féroé est 138 TW, tandis que dans la section Féroé-Écosse elle est de 143 TW. Le flux via Islande-Féroé est supérieur à l’estimation de Østerhus et al. (2005) (134 TW), tandis que le flux via Féroé-Écosse y est inférieur (156 TW). Le transport de chaleur simulé à travers la section Féroé-Écosse décroît sur la période 1990-2010 (-9% par décennie), tandis que le transport à travers la section Islande-Féroé est stationnaire.

3.3 Conclusion

3.3.1 Synthèse des résultats

Nous avons présenté dans ce chapitre deux simulations réalisées avec NEMO-GELATO forcés par les champs météorologiques et flux d’ERA-Interim. Ce chapitre avait deux objectifs : évaluer les performances de GELATO pour simuler la glace de mer arctique, et présenter les états initiaux utilisés pour les premières expériences de prévisions saisonnières de glace de mer arctique.

GELATO simule correctement l’amplitude du cycle annuel et la variabilité interannuelle de l’étendue et de la surface de glace de mer arctique. Des corrections de forçages basées sur des observations in-situ ont permis d’améliorer considérablement l’état moyen de la concentration, notamment en été, sans altérer la variabilité interannuelle.

Des incertitudes quant à la simulation de l’épaisseur et du volume persistent, étant données les incertitudes des produits disponibles actuellement. La comparaison avec PIOMAS suggère que GELATO sous-estime le volume de glace de mer arctique, malgré une simulation comparable des grandes structures d’épaisseur. La comparaison avec les observations d’épaisseur in-situ et les estimations issues du satellite ICESAT confirment que la sous-estimation concerne essentiellement l’épaisseur des glaces épaisses. Ce biais négatif est considérablement réduit par les corrections de forçages. GELATO surestime systématiquement l’épaisseur de la glace en mer du Groenland, ce qui semble dû à d’importants biais océaniques. Un biais positif d’épaisseur est aussi présent en mer de Sibérie Orientale. Ce biais est dû à la basse résolution du modèle océanique, et a un effet sur le volume simulé

durant les périodes 1998-2002 et 2009-2010.

La simulation océanique présente des qualités certaines, notamment pour l'océan de surface, qui sont renforcées par les corrections de forçages. Un biais important en mer du Labrador montre que le modèle simule encore mal le positionnement des zones frontales en Atlantique nord. Ce biais semble dû en premier lieu à la résolution du modèle océanique. L'intensité des transports de masse et d'eau douce est comparable avec les estimations de la littérature. La simulation correcte du bord de glace dans les marges, y compris en été, montre que les transports de chaleur océaniques sont bien simulés.

L'océan profond présente d'importants biais parfois comparables à ceux du modèle couplé, décrits dans Voldoire et al. (2012). L'intensité de la circulation Atlantique de retournement est plus faible que dans les estimations issues de mesures, ce qui semble être un biais partagé par d'autres configurations utilisant NEMO à cette résolution. Un biais négatif de salinité est présent : nous avons pu récemment l'attribuer à une formulation incorrecte des flux d'eau entre GELATO et NEMO. Les eaux atlantiques simulées dans l'océan Arctique sont trop froides et moins salées que dans PHC. Elles se trouvent trop en profondeur, et ne pénètrent pas assez dans l'océan Arctique.

3.3.2 Perspectives

Ce chapitre de thèse présente un instantané de ce dont était capable le modèle NEMO-GELATO en mode forcé au moment de construire le protocole de prévisions saisonnières. Nous avons depuis compris le rôle de la formulation incorrecte des flux d'eau dans les biais de salinité, et corrigé une grande partie des erreurs présentes, en implémentant notamment, sur conseil de G. Madec, un flux de sel réel entre GELATO et NEMO. Ces développements n'ont pu être intégrés à ce travail : leur validation s'est déroulée pendant la rédaction de ce mémoire, et doivent encore faire l'objet de travaux ultérieurs.

Le but de cette thèse est de réaliser des expériences de prévisions saisonnières de glace de mer arctique. Nous considérons que dans un premier temps, les bonnes simulations de la glace de mer, de la surface et des couches océaniques superficielles peuvent fournir des états initiaux proches de la réalité. C'est cette capacité prédictive que nous testons dans cette thèse. De plus, cette reconstruction pourra être utilisée pour estimer certaines caractéristiques de la prévisibilité « réelle » de la glace de mer arctique.

Nous ne présentons ici que des tests effectués avec ERA-Interim. Nous avons évoqué les tests réalisés au CERFACS et au CNRM-GAME avec les forçages DFS4. La configuration forcée a aussi tourné très récemment avec les forçages CORE-II dans le cadre d'un nouvel exercice d'intercomparaison de modèles océaniques. Nous avons pu voir notamment que la simulation de la glace de mer était très dégradée sur la fin de la période, avec encore une fois un biais négatif de volume par rapport aux estimations de PIOMAS.

Enfin, nous avons fait un choix original pour le *spin-up* des simulations. Ce choix était notamment guidé par notre intérêt premier pour la simulation de la glace de mer, et notre seule possibilité d'utiliser DFS4 pour équilibrer l'océan global. Boucler les simulations sur la période 1990-2010 ne nous a pas semblé un choix judicieux. La période se termine sur un état moyen de glace de mer faible en étendue et en volume. Si la surface s'ajuste très vite aux forçages (quelques jours), il n'en est pas de même pour le volume, qui nécessite un temps plus long. Notre méthode nous permet de partir avec une glace de mer plus épaisse qu'à la fin du *spin-up* DFS4 (1958-1989), et plus équilibrée avec le climat des années 1990.

3.4 Synthèse du chapitre

- Lorsqu'il est forcé par ERA-Interim avec corrections issues des produits satellitaires GEWEX, GELATO simule correctement le bord de glace hivernal, la variabilité interannuelle de l'étendue et de la surface, les vitesses de dérive ainsi que la structure générale du champ d'épaisseur de la glace de mer arctique sur les deux dernières décennies. L'étendue estivale, et le volume sur l'ensemble de l'année sont sous-estimés en comparaison d'observations et d'estimations récentes.
 - Des corrections supplémentaires de forçages, basées sur des observations in-situ, ont permis d'améliorer considérablement l'état moyen de la concentration en été, sans altérer la variabilité interannuelle. Les biais de volume et d'épaisseur sont considérablement réduits, même si l'épaisseur des glaces épaisses semble encore sous-estimée en comparaison des observations disponibles et de l'estimation du modèle PIOMAS.
 - La simulation océanique présente des qualités certaines, renforcées par les corrections de forçages. Les transports de masse et d'eau douce sont comparables avec les estimations de la littérature. La simulation correcte du bord de glace dans les marges montre que les transports de chaleur océaniques sont bien simulés. Un biais important en mer du Labrador montre que le modèle simule encore mal le positionnement des zones frontales en Atlantique nord. Ce biais semble dû en premier lieu à la résolution du modèle océanique.
 - L'intensité de la circulation Atlantique de retournement est plus faible que dans les estimations issues de mesures, ce qui est un biais partagé par d'autres configurations utilisant NEMO à cette résolution. Un biais négatif de salinité est présent : nous avons pu récemment l'attribuer à une formulation incorrecte des flux d'eau entre GELATO et NEMO. Les eaux atlantiques simulées en Arctique sont trop froides et moins salées que dans PHC. Elles se trouvent trop en profondeur, et ne pénètrent pas assez dans l'océan Arctique.
-
- *GELATO forced by ERA-Interim/GEWEX data correctly simulates the winter sea ice edge, interannual variability of the sea ice extent and area, sea ice drift velocity and the overall distribution of the thickness of Arctic sea ice over the last two decades. Summer ice extent and year-round sea ice volume are underestimated when compared to recent observations and model estimates.*
 - *Corrections to the forcing fields based on in-situ observations have been applied. These corrections improved the simulation of the summer sea ice concentration, without altering the simulated interannual variability. Volume and thickness biases are considerably reduced, although the thickness of the thickest ice seems still underestimated.*
 - *The simulation of the ocean is realistic. Mass and freshwater transports through critical sections have comparable values to recent estimates in the literature. The reasonable simulations of the winter and summer sea ice edge in the marginal ice zones shows that ocean heat transports are well captured. Sizable biases exist in the Labrador sea, that are related to difficulties in correctly positioning frontal zones in the North Atlantic Ocean. These biases seem due to the ocean model resolution.*
 - *The simulated Atlantic meridional overturning circulation is lower than recent estimates. Such a bias is common among models sharing the same NEMO configuration. A negative bias in the ocean salinity is also present, which is due the flaws in the coupling between GELATO and NEMO. The simulated Atlantic water is too cold and less saline than in PHC climatology. It is also too deep and does not penetrate far enough inside the Arctic Ocean.*



FIGURE 3.29 – Soleil couchant sur la *grease ice*, dans le channel Parry (PNO). Octobre 2011.

Chapitre 4

Prévisibilité potentielle de la glace de mer Arctique

« Il semble que les événements soient plus vastes que le moment où ils ont lieu et ne peuvent y tenir tout entiers. Certes, ils débordent sur l'avenir par la mémoire que nous en gardons, mais ils demandent aussi une place au temps qui les précède. Certes, on dira que nous ne les voyons pas alors tels qu'ils seront, mais dans le souvenir ne sont-ils pas aussi modifiés ? »

Marcel Proust, *La Prisonnière, À la Recherche du Temps Perdu* (1925).

Dans ce nouveau chapitre, nous quittons temporairement les aspects techniques pour introduire quelques notions sur la prévisibilité potentielle de la glace de mer arctique à l'échelle saisonnière. Nous nous attachons à illustrer les caractéristiques de persistance et de « mémoire » de la glace de mer arctique dans :

1. les observations existant sur une période suffisante ;
2. la reconstruction océan-glace de mer réalisée avec NEMO-GELATO ;
3. les simulations couplées du modèle CNRM-CM5.1, et de son prédécesseur CNRM-CM3.3.

4.1 Persistances de la glace de mer arctique

4.1.1 Métrique

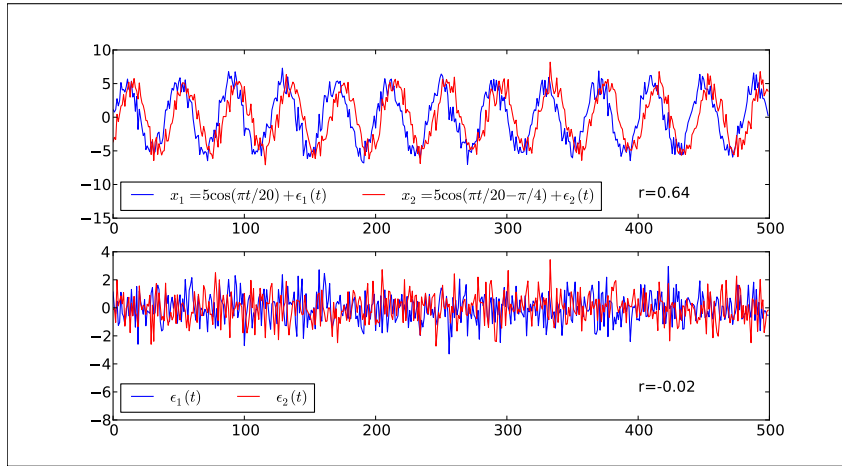
Notations

On considère m un mois de départ. Pour la grandeur X , on note $X_{m,y}$ la valeur de X au mois m et à l'année y , et $X_{m,\cdot}$ la série des valeurs de X pour le mois m . Pour un délai τ , on note $X_{m+\tau,y}$ la valeur de X τ mois plus tard. On note δX l'anomalie de X par rapport à une référence (climatologie, moyenne glissante, tendance).

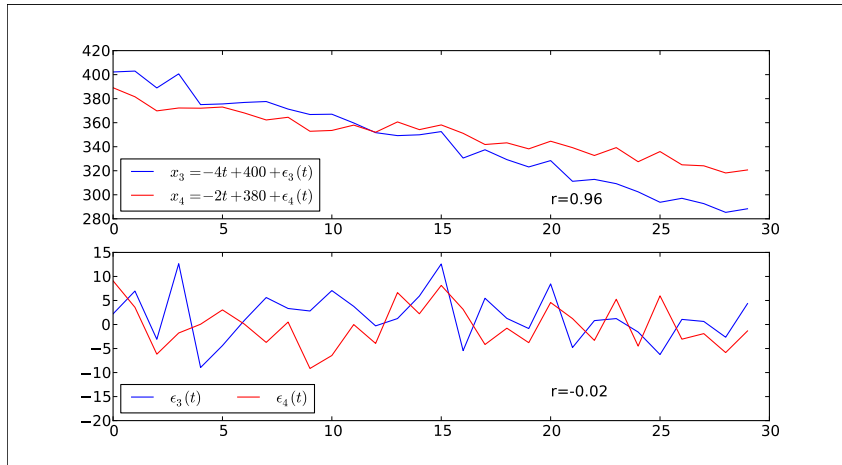
Corrélations d'anomalies décalées

Pour l'évaluation de la prévisibilité potentielle d'un prédicteur G , ou de la capacité prédictive d'un prédicteur F , nous utiliserons les corrélations d'anomalies décalées. La corrélation d'anomalie décalée du prédicteur F au mois m avec le prédicteur G au mois $m + \tau$ est notée $LAC(F,G,m,\tau)$ (*Lagged Anomaly Correlation*), et donnée par la formule :

$$LAC(F,G,m,\tau) = \frac{Cov(\delta F_{m,\cdot}, \delta G_{m+\tau,\cdot})}{\sqrt{Cov(\delta F_{m,\cdot}, \delta F_{m,\cdot})} \sqrt{Cov(\delta G_{m+\tau,\cdot}, \delta G_{m+\tau,\cdot})}}, \quad (4.1)$$



(a)



(b)

FIGURE 4.1 – Exemples illustrant l'influence d'une variabilité décennale marquée (a) ou d'une tendance à long terme (b) sur les corrélations d'anomalies. $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$ et ϵ_4 suivent une loi normale centrée réduite. r est la corrélation d'anomalies par rapport à la moyenne.

où $Cov(X, Y)$ désigne la covariance de X et Y .

Si F et G désignent la même grandeur, alors $LAC(F, F, m, \tau)$ désigne la persistance de F du mois m après τ mois. On a bien sûr : $LAC(F, F, m, 0) = 1$.

Le carré de ce coefficient, appelé *Squared Lagged Anomaly Correlation*, est noté $SLAC(F, G, m, \tau)$. Il quantifie la fraction de variance de G au mois $m + \tau$ expliquée par le prédicteur F au mois m .

Calcul des anomalies

Deux cas peuvent se présenter dans lesquels le calcul d'anomalies par rapport à la climatologie peut conduire à surestimer les corrélations traduites par les LACs. Ces cas sont illustrés dans les figures 4.1(a) et 4.1(b). Si la série temporelle est très longue (plus de cent ans) et que la variable X présente une variabilité décennale à multi-décennale bien marquée (figure 4.1(a)), le LAC risque de ne quantifier que la mémoire liée à la basse fréquence. Dans ce cas, il est judicieux de filtrer cette variabilité, par exemple en calculant des anomalies relatives à une moyenne glissante.

L'autre situation est le cas où un forçage externe impose une variabilité de long terme, par

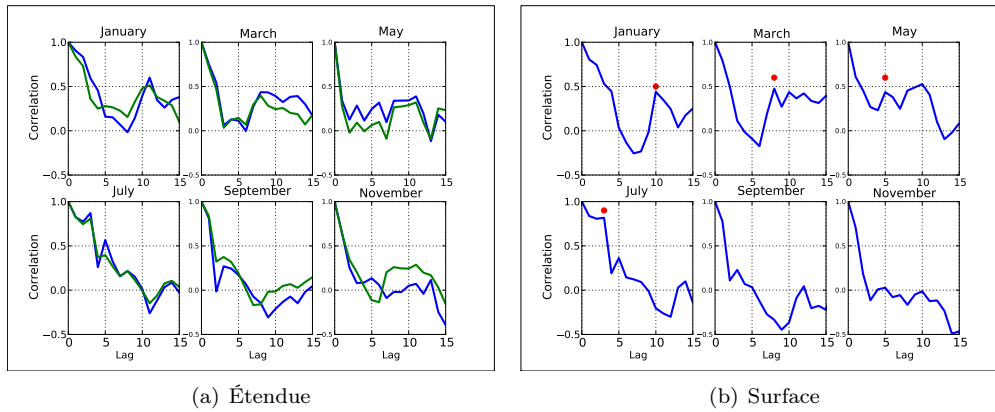


FIGURE 4.2 – Persistence de l'étendue (a) et de la surface (b) de glace de mer arctique pour les mois de janvier, mars, mai, juillet, septembre et novembre : corrélations décalées calculées à partir des observations NSIDC sur la période 1990-2010 (bleu) et sur la période 1979-2010 (vert). En abscisse : le délai (*lag* en mois). Pour la surface, les points rouges figurent le premier pic de ré-émergence pour les mois de janvier, mars, mai et juillet.

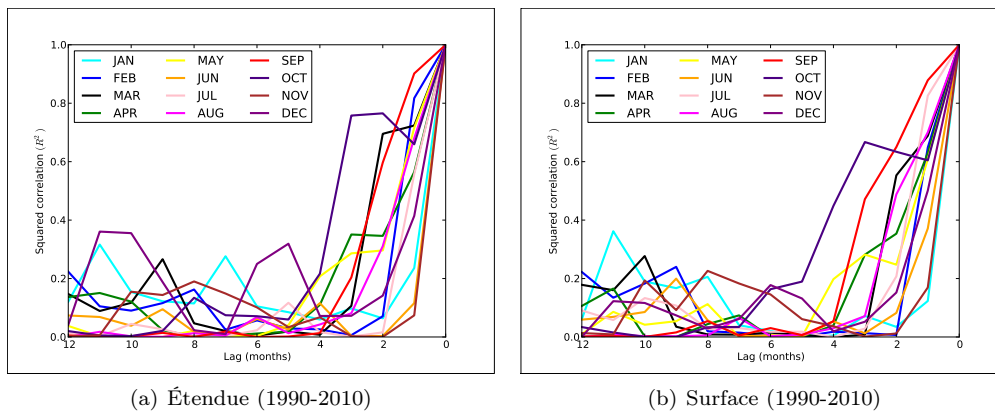


FIGURE 4.3 – Qualité de la régression linéaire (SLAC) de l'étendue (a) et de la surface (b) sur elles-mêmes, pour chaque mois de prévisions, aux échéances données en abscisses.

exemple une tendance comme celle qui est observée sur la période d'observations satellitaires (figure 4.1(a)). Les LACs calculés à partir d'anomalies simples ne donnent pas d'informations sur les relations entre les anomalies, mais plus sur l'adéquation entre les tendances : si les tendances des grandeurs F et G sont dans le même sens, les anomalies de début de période et les anomalies de fin de période ont le même signe, et la corrélation devient élevée. Une manière simple de filtrer ce signal forcé est de calculer les anomalies par rapport à la tendance linéaire, estimée classiquement par une méthode des moindres carrés sur l'ensemble de la période. C'est ce que font Blanchard-Wrigglesworth et al. (2011) afin de quantifier la persistance de la surface et de l'étendue de glace de mer arctique dans les observations NSIDC.

4.1.2 Observations

Nous nous intéressons ici à la persistance de la surface et de l'étendue de glace de mer arctique (à partir de maintenant désignée comme « surface » et « étendue » simplement) calculée à partir des concentrations fournies par le NSIDC. Les anomalies sont ici calculées par rapport à la tendance linéaire de chaque mois.

La figure 4.2(a) présente l'évolution dans le temps du LAC de l'étendue avec comme mois de départ janvier, mars, mai, juillet, septembre et novembre. Pour chaque mois représenté, nous pouvons distinguer deux phases plus ou moins marquées (Blanchard-Wrigglesworth et al., 2010) : une décroissance exponentielle du LAC, et une ré-émergence de la mémoire.

La décroissance initiale permet de quantifier le temps durant lequel existe une mémoire de l'anomalie initiale. Durant les premiers mois, la décroissance du LAC est caractéristique d'un bruit rouge, et s'étale sur une durée assez variable selon le mois de départ. Ainsi, la décroissance est rapide au départ de mai et novembre, et lente en janvier et juillet, et de manière moins visible cependant en septembre. Ces derniers mois de « longue mémoire » de l'étendue correspondent à des phases dans le cycle annuel durant lesquelles l'étendue varie lentement. Inversement, au printemps et à l'automne, l'étendue varie rapidement par fonte ou prise en glace : cela explique la perte de mémoire rapide de l'étendue.

La seconde phase correspond à un pic secondaire du LAC, observé après la première phase. Ce pic est marqué lorsque le mois de départ est un mois d'hiver, et est observé en automne, après un minimum de corrélation durant lequel on peut considérer qu'il y a une perte de mémoire de l'anomalie initiale. Nous présentons sur la figure 4.2(a) les LACs de l'étendue calculées sur l'ensemble des observations (1979-2010), afin de montrer qu'à l'échelle saisonnière, les caractéristiques de persistance de l'étendue ne sont pas biaisées par la période d'échantillonnage.

Les surfaces déduites des observations ne sont pas homogènes sur l'ensemble de la période 1979-2010 (du fait du « pole hole »). Nous présentons en figure 4.2(b) les LACs pour la surface sur la période 1990-2010. Les caractéristiques sont assez similaires à celles déduites avec l'étendue. Le déclin initial de mémoire est cependant moins rapide en mai et novembre, ce qui semble suggérer que la surface serait porteuse de plus de mémoire durant les saisons de transition. La nature de la ré-émergence de la mémoire est plus visible sur cette figure. On voit qu'à mesure qu'on s'approche de l'été, le « rebond » qui suit le déclin initial de LAC se rapproche de l'échéance zéro. Cela se traduit notamment par une élévation du plateau correspondant au « creux » qui suit la décroissance exponentielle. Le « creux » semble être en août pour janvier, mars et mai. Après juillet, la corrélation atteint un plateau en août-septembre, et présente un léger pic de ré-émergence en octobre. Ce phénomène de ré-émergence d'une anomalie de surface après une perte apparente de mémoire au cours de l'été est mis en évidence par Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010) dans leur figure 4 (c et d pour les observations), et surtout en figure 5. Le lien concerne des paires de mois partageant des valeurs proches de surface dans le cycle annuel : août-septembre, juillet-octobre, juin-novembre. Une anomalie de surface observée durant l'automne aurait alors son origine dans une anomalie de surface durant la saison de fonte.

Pour la surface et l'étendue, les corrélations sont rapidement nulles au-delà de 15 mois. La mémoire de la couverture « superficielle » de glace de mer arctique est donc relativement courte. C'est donc potentiellement sur 12 mois au plus que pourraient être réalisées des prévisions statistiques d'étendue ou de surface de glace de mer arctique basées sur la persistance.

Nous présentons en figure 4.3(a) et 4.3(b) la qualité des régressions linéaires d'étendue (ou de surface) d'un mois donné sur l'étendue (surface) de 0 à 12 mois à l'avance. Le coefficient de détermination est donné par le carré du LAC, ou SLAC (voir plus haut). Prédicteur et prédicteur étant la même grandeur, le SLAC est toujours égal à 1 à l'échéance 0. Pour les courtes échéances, la pente du SLAC est forte pour tous les mois, sauf dans le cas des mois de prévisions février et septembre pour l'étendue et juillet et septembre pour la surface. Au-delà de 3 mois, seule la courbe correspondant au mois d'octobre se démarque par des valeurs de variance expliquée significativement élevées (50 à 70%). Cela traduit une prévisibilité à relativement longue échéance des anomalies de surface et d'étendue du mois d'octobre, à partir de la seule connaissance des anomalies de surface et d'étendue. Nous constatons de plus une prévisibilité du même ordre de la surface de septembre (50% de variance expliquée par l'anomalie de surface de juillet).

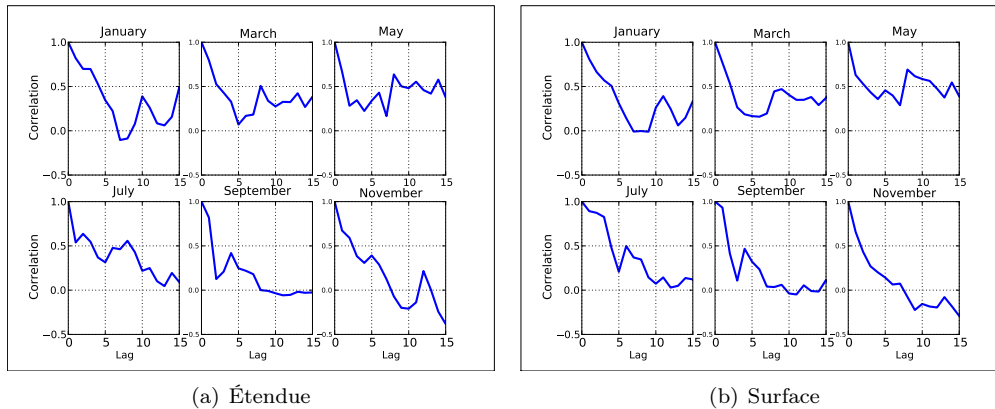


FIGURE 4.4 – Persistence de l'étendue (a) et la surface (b) de glace de mer arctique pour les mois de janvier, mars, mai, juillet, septembre et novembre : corrélations décalées calculées à partir de l'expérience EXP1 sur la période 1990-2010.

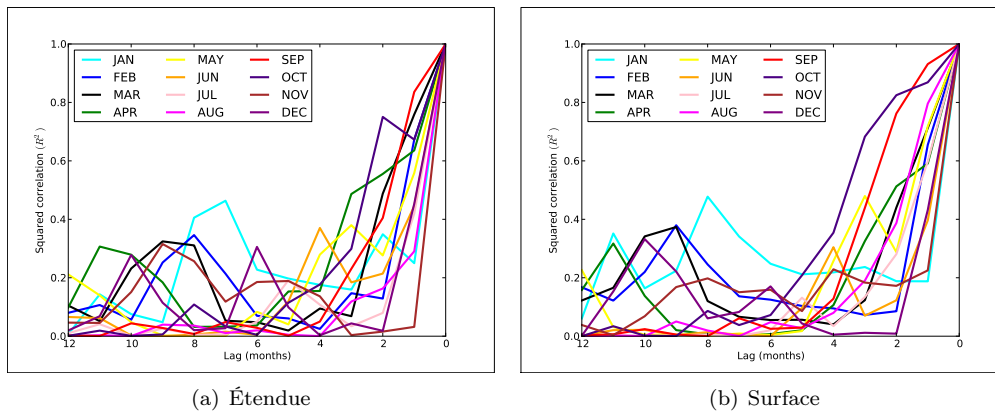


FIGURE 4.5 – Même légende que pour les 4.3(a) et 4.3(b) pour l'étendue (a) et la surface (b) de glace de mer arctique, dans EXP1 (1990-2010).

4.1.3 Simulations forcées

Nous pouvons vérifier que les caractéristiques de persistances de surface et d'étendue présentes dans les observations sont bien reproduites dans la reconstruction forcée. Souvenons-nous toutefois qu'une simulation forcée est très contrainte. Une partie de la prévisibilité détectée pourrait n'être due qu'aux forçages. La prévisibilité déduite des diagnostics de cette simulation devra être considérée avec précaution comme une prévisibilité « intrinsèque ».

Les caractéristiques de persistance de l'étendue et de la surface simulées dans EXP1 sont présentées en figures 4.4(a) et 4.4(b). Le lent déclin ainsi que la ré-émergence marquée apparaissent bien pour les mois de départ janvier et mars. Le déclin rapide de la mémoire pour mai et septembre figure parmi les caractéristiques communes, ainsi que le plateau initial du LAC de septembre. La différence majeure apparaît pour les LACs de l'étendue pour juillet et novembre. Lorsque le mois de départ est juillet, la décroissance initiale a lieu dès le premier mois alors qu'il devrait y avoir un plateau, bien reproduit toutefois pour le LAC de la surface. Inversement, pour novembre, le déclin de mémoire des premiers mois est plus lent dans l'expérience EXP1 que dans les observations. Dans les deux cas, le LAC de la surface possède les caractéristiques présentes dans les observations.

Concernant la prévisibilité des anomalies d'étendue et de surface, les caractéristiques sont assez semblables, comme le montrent les figures 4.5(a) et 4.5(b). Nous constatons notamment

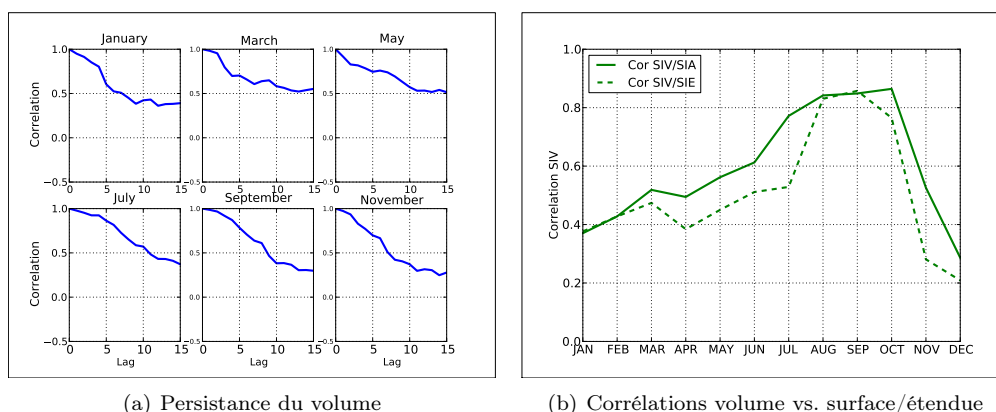


FIGURE 4.6 – (a) Persistence du volume de glace de mer arctique, calculée à partir de l’expérience EXP1 sur la période 1990-2010. (b) Corrélations entre l’anomalies de volume et les anomalies de surface (trait plein) et d’étendue (trait pointillé) de chaque mois de l’année, dans EXP1 (1990-2010).

que seules les anomalies de surface de septembre et d’octobre ont une prévisibilité au-delà de deux mois.

Avec EXP1, nous disposons de diagnostics de volume de glace de mer (« volume » dans la suite) que nous pouvons utiliser dans un but d’attribution des caractéristiques de prévisibilité. En figure 4.6(a), nous présentons la persistance du volume. Le LAC du volume présente un déclin pour chaque mois de départ. Néanmoins, ce déclin est très lent en comparaison du déclin de mémoire des SIE et SIA : au bout de 6 mois, la corrélation est toujours supérieure à 0,5. La mémoire du volume de mars s’étend sur la plus longue échéance, même si le déclin du volume des mois d’été semble plus lent au début. Cette caractéristique rejoint les caractéristiques de mémoire relevées pour la surface et l’étendue. Cela suggère que la mémoire de la surface de glace dans les mois d’été est un effet lié à la mémoire du volume.

Est-ce seulement lié au volume initial ? Il est difficile, à ce stade, de résister à la tentation de regarder la part du volume dans la prévisibilité de la surface. La relation entre grandeurs superficielles et volume n’est pas immédiate, comme le montre la figure 4.6(b). Cette figure présente la corrélation entre anomalie de volume et anomalies d’étendue et de surface au même mois. La corrélation entre volume et surface/étendue est maximale entre août et octobre, c’est-à-dire en été. Sur le reste de l’année, la corrélation est moindre, voire non-significative en novembre-décembre¹.

Qu’en est-il alors de la relation entre le prédicteur volume et les grandeurs surface et étendue des mois suivants ? Nous avons donc calculé les LACs entre le volume (prédicteur) et la surface (prédicteur), et les présentons en figure 4.7(a). Les courbes peuvent paraître décevantes. Les anomalies de volume de janvier ou de novembre ne sont que très faiblement corrélées aux anomalies de surface des mois suivants. Rappelons qu’il s’agit des mois pour lesquels la corrélation « instantanée » entre volume et surface est la plus faible. De plus, en novembre, les variations rapides de surface ne s’accompagnent pas de variations de volume du même ordre : il s’agit d’une extension de la couverture de glace par apparition de nouvelle glace dans les marges, d’épaisseur très faible. L’effet « volume » ne devient sensible qu’à partir de mars, avec un maximum au milieu de l’été. La durée de l’échéance sur laquelle le LAC du volume de juillet est significatif (4 mois) est la même que le temps de décorrélation de la surface de juillet. Cela montre que le mécanisme de mémoire de la surface de juillet est lié au volume. Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010) vont plus loin en attribuant la ré-émergence d’une anomalie de surface hivernale au couplage surface/volume durant l’été, et à la persistance plus longue du volume en automne et en hiver.

1. La corrélation correspondant au seuil de significativité de 95% est de 0,37, d’après un test de Student

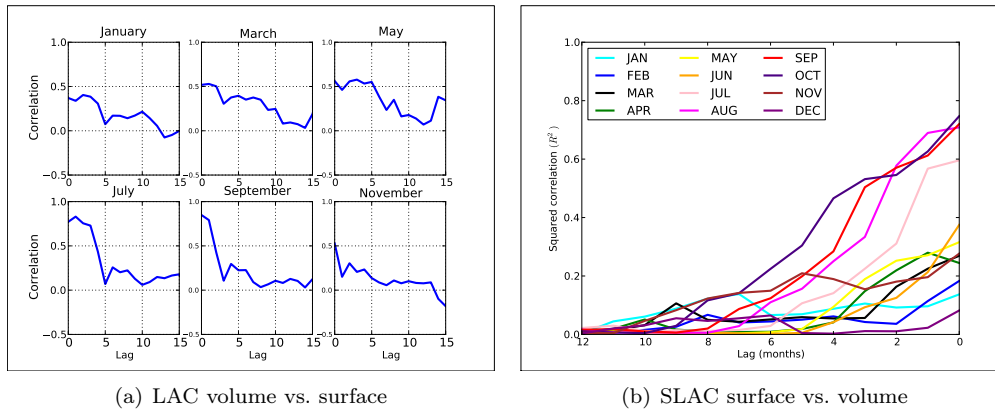


FIGURE 4.7 – (a) Corrélations décalées entre l’anomalie de volume du mois de départ (janvier, mars, mai, juillet, septembre, novembre) et l’anomalie de surface, dans EXP1. (b) Carré de la corrélation décalée (SLAC) entre l’anomalie de surface d’un mois donné (prédicteur) et l’anomalie de volume des mois précédents (prédicteurs), dans EXP1.

La figure 4.7(b) présente l’intensité du lien statistique entre la surface d’un mois et le volume durant les mois précédents, dans EXP1. Au-delà de 3 mois, le volume n’a une réelle capacité prédictive que pour la prévision de la surface de juillet, août, septembre et octobre. L’anomalie de volume de juin explique 55% de l’anomalie de surface de septembre. Nous pouvons ainsi admettre qu’une anomalie du type de septembre 2007 était prévisible aussi tôt qu’en juin, à l’aide d’une méthode purement statistique utilisant l’anomalie de volume, dont malheureusement nous ne disposons pas.

4.1.4 Simulations couplées

Dans une simulation forcée, l’évolution dans le temps d’une anomalie de surface et de volume est biaisée par le forçage. C’est au départ le but recherché : avoir la couverture de glace de mer la plus réaliste possible. Néanmoins, certains mécanismes faisant intervenir les couplages océan-glace-atmosphère peuvent intervenir dans la prévisibilité de la glace de mer. Ces mécanismes ne sont pas pris en compte dans une simulation forcée.

Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010) utilisent un grand ensemble de simulations réalisées à l’aide de CCSM3 afin de décrire les propriétés de persistance de la surface. Nous avons cherché à voir dans quelle mesure CNRM-CM3.3 et CNRM-CM5.1 reproduisent leurs résultats. Nous présentons ici les caractéristiques de l’ensemble des simulations historiques réalisées avec CNRM-CM5.1 pour le projet CMIP5. Comme dans Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010), les anomalies utilisées dans le calcul de corrélations sont calculées par rapport à la moyenne de l’ensemble. Malgré la taille réduite de notre ensemble (10 membres), nous admettons que c’est un moyen d’éliminer la variabilité due aux forçages anthropiques. Le cas de CNRM-CM3.3 est traité par la suite.

Nous considérons tous les membres de l’ensemble de simulations historiques sur la période 1970-1999 (30 ans). La figure 4.8 est tout à fait comparable à la figure 2 de Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010) pour la plupart des mois. On constate que la surface simulée par le modèle couplé possède des caractéristiques de prévisibilité comparables à celles déduites des surfaces observées et reconstruites par NEMO-GELATO. Notamment, le délai du déclin initial et la synchronisation du pic de ré-émergence pour les mois de départ janvier à juillet sont très proches. Le mode de ré-émergence lié à la persistance entre la saison de fonte et l’automne est donc bien reproduit par le modèle. La différence majeure est dans l’apparition d’un pic de LAC de surface de septembre après 12 mois, qui n’est pas présent dans les obser-

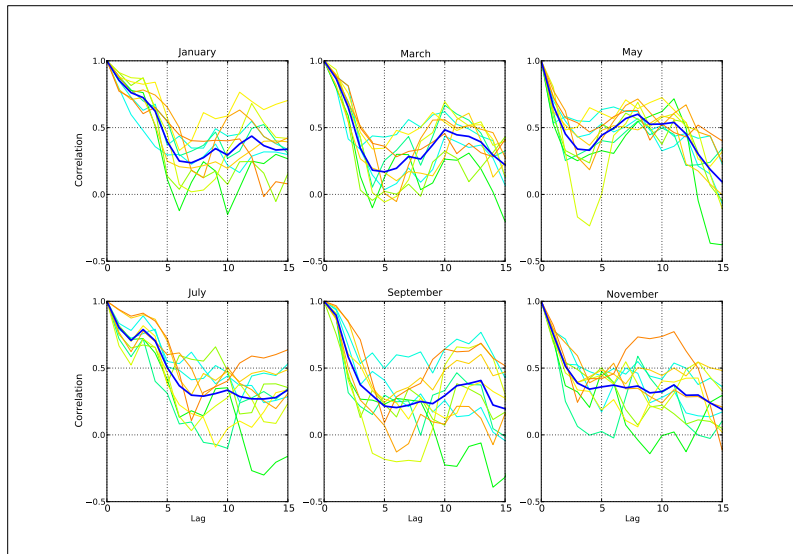


FIGURE 4.8 – Persistance de l’anomalie de surface dans l’ensemble d’expériences historiques réalisées avec CNRM-CM5.1 (période 1970-1999). Courbe bleue foncée : moyenne des corrélations des membres individuels. Courbes fines : corrélations des membres individuels.

ventions. Ce pic est aussi présent dans les simulations de CCSM3. Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010) l’associent à un second mode de ré-émergence, dit « été-été ».

4.1.5 Conclusions

Cette étude introductive avait pour objectif de mettre en évidence quelques aspects de la prévisibilité intrinsèque de la glace de mer arctique, à l’aide de variables intégrées observables que sont l’étendue et la surface, ainsi que du volume, non observable pour le moment.

Nous avons pu montrer que la mémoire de la surface et de l’étendue est très réduite (quelques mois) dans les observations. Seules les surfaces et étendue de fin d’été et de début d’automne semblent prévisibles intrinsèquement à l’échelle saisonnière.

Une simulation forcée permet de reproduire les principales caractéristiques de persistance de la surface et de l’étendue. L’utilisation de l’estimation du volume permet de plus de comprendre que la prévisibilité de la surface de fin d’été est liée à la mémoire du volume, en une période de l’année pendant laquelle volume et surface sont corrélés. Le volume reste néanmoins un prédicteur limité de la surface de glace de mer arctique future.

Les caractéristiques de persistance de la surface et de l’étendue sont bien présentes dans les simulations couplées avec CNRM-CM5.1. Un nouveau mode de ré-émergence été-été apparaît dans ce contexte, ce qui était déjà le cas dans Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010). Cette comparaison est illustrative : nous n’avons pas pris le même nombre d’années, mais supposons que le climat des expériences historiques de CNRM-CM5.1 est comparable au climat de la période 1990-2010, ce qui semble être le cas (Voldoire et al., 2012).

Il ressort de cette introduction que le volume possède une capacité prédictive limitée. Le schéma en figure 4.9, tiré de Chevallier et Salas y Méliá (2011), illustre bien ce fait. Supposons deux domaines de même surface (1 m^2) couverts à la fin de l’hiver par le même volume de glace V . Dans le cas (b), la surface de la maille couverte par la glace est moitié moindre que dans le cas (a). Supposons qu’au cours du printemps et de l’été suivant, les forçages résultent en une réduction de l’épaisseur de glace de 1 m. Dans le cas (a), la glace disparaît. Dans le cas (b), il reste une parcelle de glace qui survit à la fonte. Cet exemple idéalisé montre que deux parcelles de glace de même volume et soumises aux mêmes forçages peuvent avoir des destins très différents. De plus, il montre qu’on ne peut a priori pas déduire

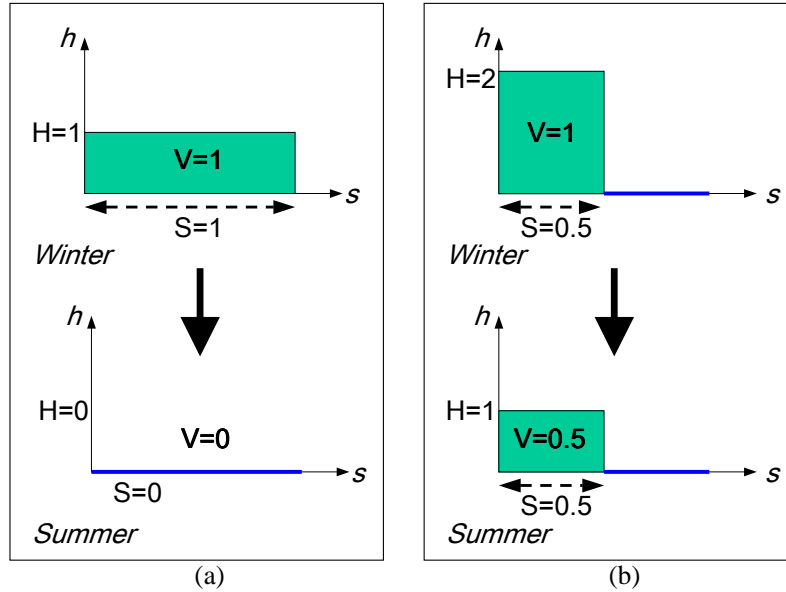


FIGURE 4.9 – Cette figure, tirée de Chevallier et Salas y Mélia (2011), illustre le rôle joué par la distribution d'épaisseur dans la détermination de la surface de glace l'été suivant, contre le rôle joué par le volume. Dans chaque figure, on donne une maille de 1 m^2 , couverte par la glace sur une surface S (m^2), avec une épaisseur H (m). L'eau libre couvre une surface $1 - S$, et le volume de glace pour cette maille est $V = S \times H$ (m^3). Chaque figure (a et b) présente la couverture de glace hivernale à l'état initial (haut) et l'état de la couverture de glace après une fonte verticale de 1 m (bas).

de relation simple entre le volume hivernal et la surface de fin d'été : de ce cas très simple, on pourrait déduire une corrélation négative entre volume hivernal et surface de fin d'été !

Cet exemple nous suggère donc qu'il nous faut une information supplémentaire : celle de la distribution d'épaisseur qui constitue ce volume. C'est cette piste que nous allons explorer dans la partie suivante.

4.2 Prévisibilité potentielle et distribution d'épaisseur

4.2.1 Introduction

Nous avons choisi d'aborder la question de la prévisibilité de la surface de la glace de mer arctique en utilisant la distribution sous-maille d'épaisseur (*Ice Thickness Distribution* : ITD), diagnostiquée par GELATO. Dans Chevallier et Salas y Mélia (2011), nous utilisons une simulation de contrôle en climat préindustriel à l'aide du modèle couplé CNRM-CM3.3 (e.g. Salas y Mélia et al., 2005, Guemas et Salas y Mélia, 2008, Johns et al., 2011).

Nous n'entrerons pas dans les détails du modèle CNRM-CM3.3, et nous sommes conscients qu'il s'agit d'un cadre légèrement différent de celui des autres travaux de la thèse. Les principales différences entre CNRM-CM3 et CNRM-CM5 sont discutées dans Voltaire et al. (2012). Indiquons seulement que le modèle d'océan était alors OPA8 (Océan Parallélisé, version 8), le modèle de glace de mer GELATO3² et que la résolution horizontale de l'ensemble était d'environ 2° .

2. Contrairement à ce qui est indiqué dans l'article, la version de GELATO incluse dans CNRM-CM3.3 est bien GELATO3 (et non GELATO2).

Nous étudions la capacité prédictive du volume et de prédicteurs construits à partir de l'ITD. À chaque instant t et en tout lieu \underline{x} , la concentration de glace de mer dans la catégorie p , $f_p(\underline{x}, t)$, est diagnostiquée par le modèle. Il s'agit de la probabilité de mesurer sur cette maille une épaisseur h entre H_p et H_{p+1} , ces bornes étant fixées par l'utilisateur.

Les prédicteurs étudiés sont la surface de glace de mer d'épaisseur h supérieure à H_k , notée $M_k(t)$ et la surface de glace de mer d'épaisseur h inférieure à H_k , notée $m_k(t)$. Ces prédicteurs ont pour expressions :

$$M_k(t) = \int_R \sum_{p \geq k} f_p(\underline{x}, t) dS(\underline{x}), \quad (4.2)$$

$$m_k(t) = \int_R \sum_{p \leq k} f_p(\underline{x}, t) dS(\underline{x}), \quad (4.3)$$

où R désigne le bassin considéré (ici, l'océan Arctique, les mers périphériques et les mers marginales, soit toute maille océanique au nord de 45°N), et $dS(\underline{x})$ désigne la surface de la maille océanique centrée en \underline{x} .

4.2.2 Principaux résultats

Les principaux résultats de Chevallier et Salas y Mélia (2011) sont les suivants.

1. La persistance de la surface de glace de mer arctique est d'environ 3 mois, ce qui est cohérent avec les travaux antérieurs basés sur d'autres modèles et sur les observations.
2. Le volume présente une assez faible capacité prédictive pour la surface hivernale. Néanmoins, la capacité prédictive du volume de juin est meilleure que celle de la surface pour la prévision de l'anomalie de surface de septembre.
3. Avec les prédicteurs m_k et M_k , nous mettons en évidence deux modes de prévisibilité de la glace de mer arctique : une prévisibilité liée à la « persistance » pour la surface d'hiver, et une prévisibilité liée à la « mémoire » pour la surface d'été.
4. Le mode de « persistance » concerne la prévisibilité de la glace de mer hivernale. L'anomalie de surface de fin d'hiver (maximum du cycle annuel) est déterminée par la surface couverte par la glace relativement fine en fin d'automne et en début d'hiver (ie : m_2 , m_3 et m_4). Cette glace est en fait la glace jeune formée au cours de cette saison d'embâcle. Néanmoins, pour ces différents mois, la surface reste le meilleur prédicteur, et à une échéance inférieure à 3 mois, ce qui justifie le nom de régime de « persistance ».
5. Le mode de « mémoire » s'applique à la prévisibilité des couvertures de glace de fin d'été. Une anomalie de surface de septembre est potentiellement prévisible jusqu'à six mois à l'avance à l'aide de la surface couverte par la glace d'épaisseur supérieure à une épaisseur critique entre 0,9 et 1,5 m.

Dans l'article, nous avons nommé ces modes de prévisibilité *persistence regime* et *memory regime*. Le terme « régime » ne nous semble pas convenir en français. Les termes persistance et mémoire semblent intimement liés. Néanmoins, nous souhaitons évoquer deux idées distinctes à l'aide de ces termes. Par persistance, on sous-entend que des caractéristiques du passé sont toujours observables à l'instant présent. Par mémoire, on signifie que l'observation de l'état actuel contient des éléments issus de l'état passé qui ne sont plus présents en tant que tels : le système se « souvient » de son passé.

4.3 Article : Chevallier et Salas y Mélia, 2012

The role of sea ice thickness distribution in the Arctic sea ice potential predictability : a diagnostic approach with a coupled GCM, Journal of Climate, 25(8)

Abstract The intrinsic seasonal predictability of Arctic sea ice is investigated in a 400-yr-long preindustrial simulation performed with the Centre National de Recherches Météorologiques Coupled Global Climate Model, version 3.3 (CNRM-CM3.3). The skill of several predictors of the pan-Arctic sea ice area was quantified : the sea ice area itself, the pan-Arctic sea ice volume, and some areal predictors built from the subgrid ice thickness distribution (ITD). Sea ice area provides a potential predictability of about 3 months, which is consistent with previous studies using model and observation data. Sea ice volume predictive skill for winter sea ice area prediction is weak. Nevertheless, there is a higher potential to predict the September ice area with the June volume anomaly than with the June area anomaly. Using ITD-based predictors, two “regimes” of predictability were highlighted. The first one, a “persistence regime”, applies to winter/early spring sea ice seasonal predictability. The winter sea ice cover can be predicted in late fall/early winter from the amount of young ice formed since the freeze-up onset in the margins. However, sea ice area itself is potentially the best predictor of winter sea ice area at seasonal time scales. The second regime is a “memory regime.” It applies to the predictability of summer sea ice area. An ice area anomaly in September is potentially predictable up to 6 months in advance, using the area covered by ice thicker than a critical thickness lying between 0.9 and 1.5 m. Results of this study are preliminary ; however, they provide information for the design of future prediction systems and highlight the need for observations and a state-of-the-art sea ice model

4.3.1 Introduction

Sea ice is a major component of the climate system. Rapid reduction and thinning of the Arctic sea ice cover are recognized as early indicators of changes occurring in the global climate system (IPCC, 2007). At seasonal to interannual time scales, sea ice may influence the climate of mid–high-latitude regions (e.g., Francis et al., 2009, Petoukhov et Semenov, 2010). Otherwise, seasonal predictions of the sea ice cover could be beneficial to a large variety of economic actors. Seasonal outlooks of regional or pan-Arctic sea ice cover could potentially provide useful information on marine accessibility of Arctic seas, for example, the opening of the northwest and northeast passages. Arctic populations could also benefit from such outlooks, for example, through a better organization of ship supplies, fishing activities, or the development of polar ecotourism.

Providers of operational sea ice predictions typically use empirical techniques (Drobot et al., 2006, Lindsay et al., 2008) or ice/ocean model integrations driven by historical atmospheric forcing (Zhang et al., 2008b). Every year since 2008, the Study of Environmental Arctic Change (SEARCH) program provides outlooks on the expected September sea ice extent at lead times of 1-4 months to better assess the various methods. Information from the website (<http://www.arcus.org/search/seaiceoutlook/index.php>) gives an overview of state-of-the-art methods for sea ice short-term predictions.

Empirical methods are linear regression models that rely on statistical relationships existing in historical records. The set of predictors consists of a variety of atmospheric, oceanic variables and a description of the observed sea ice cover state (sea ice concentration, amount of multiyear ice, albedo, etc.). Model hindcasts, obtained from the integration of atmospheric-driven ice/ocean models with assimilation systems, provide more information, especially on ice thickness or on the upper ocean. Such statistical techniques have shown the influence of atmospheric (e.g., Arctic Oscillation/North Atlantic Oscillation (AO/NAO) indices : Rigor et al., 2002) as well as oceanic predictors (e.g., temperature of the topmost ocean layers ; Lindsay et al., 2008 on sea ice cover changes, along with information on the present sea ice state. However, Lindsay et al. (2008) showed that, except for the trend, much of the predictive information in the ice-ocean system is lost for lead times greater than 2-4 months.

Little work has been done to explore the inherent predictability of the Arctic sea ice, precisely because of the recent trend in the observations and the lack of comprehensive data on key sea ice variables (albedo, thickness) over a long period. Previous studies focused on the decorrelation time scale of the main patterns of sea ice variability, based on observa-

tions (Lemke et al., 1980) or model studies (Flato, 1995, Bitz et al., 1996, Holland et al., 2011b). Using Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) and Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) ice concentration data and an ensemble of GCM simulations, Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010) investigated the temporal characteristics of sea ice area. They highlighted two patterns of memory reemergence—in other words, modes of correlation increase that occur beyond the decorrelation time scale of sea ice area (SIA). These reemergence patterns can be explained by the correlation of sea ice anomalies with SST anomalies in the vicinity of the sea ice edge or ice thickness in the central Arctic and are more or less present in both model output and observations. Using ensemble GCM integrations as well, Holland et al. (2011b) showed that winter preconditioning is a source of predictability of the summer sea ice area. They also found that the ice area exhibited smaller potential predictability for a shorter period of time in a thinner sea ice regime, which is consistent with previous studies suggesting that summer sea ice predictability may decrease during the twenty-first century (Goosse et al., 2009).

The role of winter preconditioning had already been identified by the contributors to the SEARCH Sea Ice Outlook program. With the analysis of the adjoint of an ice-ocean model, Kauker et al. (2009) found that the winter-spring thickness is a key predictor of the end-of-summer sea ice area, along with May-June wind stress and September 2-m air temperature. The lack of thickness observations hinders investigating that point deeper using observation data. However, hindcast data from models resolving an ice thickness distribution (Thorndike et al., 1975) gives insight into the role played by thickness. Using such a hindcast, Stern et al. (2008) described an interannual to centennial evolution of the Arctic sea ice cover in terms of a 2D-trajectory in phase space where the dimensions are the time series of areas covered by, respectively, thin and thick ice.

We propose a study based on GCM diagnostics to investigate the potential predictability of the pan-Arctic sea ice area. We use output from a 400-yr-long control integration of the Centre National de Recherches Météorologiques Coupled Global Climate Model, version 3.3 (CNRM-CM3.3) under preindustrial forcing. This framework offers the possibility to study a large set of diagnostic variables over a long period, a method that would be impossible to apply using only observational data. It also allows for studying of some components of the climate system in a stabilized climate, devoid of any trend; thus, all detected signals can be attributed to natural variability. A study based on the climate of the last few decades would require the use of a large set of GCM simulations to deal with the long-term trend.

The CNRM-CM3.3 is presented in section 2, as well as the preindustrial simulation and the mean sea ice state. Results of the potential predictability of the sea ice area are presented in section 3, and a short discussion on the main results, distinguishing two regimes of predictability, is in part 4.

4.3.2 Model and data description

We use output from simulations performed with the CNRM-CM3.3. These simulations were run within the stream 2 model intercomparison of the Sixth Framework Programme for Research and Technological Development (FP6)/ENSEMBLE-based predictions of climate changes and their impacts (ENSEMBLES) European project (see, e.g., Johns et al., 2011). A 1000-yr preindustrial run (PI experiment) has been performed after a 250-yr-long spinup.

Model description

The atmospheric component of the CNRM-CM3.3 is the climate version of Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle (ARPEGE-Climat) version 4 (Déqué et al., 1999). This model employs a T63 spectral truncation, roughly equivalent to a $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ longitude-latitude grid, and has 31 vertical levels. It uses a time step of 30 min.

The ocean model is Océan Parallélisé version 8 (OPA8) (Madec et al., 1998), which has been developed by the Laboratoire d’Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques (LOCEAN) of the L’Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) (Paris,

France). The resolution of the mesh varies in space (in latitude, from about 0.5° at the equator to 1.5° in the polar regions; in longitude, roughly 2.8°). The grid pole is displaced over central Siberia, leaving no singularity in the Arctic Ocean. There are 31 levels on the vertical, with enhanced resolution near the surface (the upper 100 m contain 10 levels). The OPA8 model is run with a time step of 5760 s, which means 15 time steps a day. All components, including the sea ice model, are coupled once a day using the software Ocean Atmosphere Sea Ice Soil version 2.2 (OASIS2.2) (Terray et al., 1998).

Description of the sea ice model

The sea ice component is the dynamic–thermodynamic model Global Experimental Leads and Ice for Atmosphere and Ocean (GELATO), described in full detail in Salas y Mélia (2002). The sea ice model is run on the same grid as the ocean, with a time step of 24 h. It includes elastic–viscous–plastic rheology (Hunke et Dukowicz, 1997), redistribution of the ice floes into thickness categories (Bitz et al., 2001), parameterization of lead processes (Häkkinen et Mellor, 1992), snow–ice formation (Fichefet et Maqueda, 1997), and an advanced snow cover scheme (Douville et al., 1995), which represents the effect of snow aging on snow density and snow albedo.

Splitting the ice cover into ice of different categories allows a more accurate treatment of sea ice thermodynamics. The GELATO sea ice model includes an ice thickness distribution (ITD) (Thorndike et al., 1975). The ice thickness distribution is a probability density function [usually written $g(h)$] that describes the probability that the ice cover over some region R has thickness h . The processes controlling $g(h)$ are ice growth, melt, divergence, ridging, and advection. Numerically, the ITD is discretized into several ice thickness categories, whose number N is imposed. Each ice thickness category has its own thermodynamic state variables, and each has a mean thickness that is constrained to lie between the category limits. At each time step, N thermodynamic numerical problems are solved. When a category outgrows its limits, the ice is transferred from one category to another, where it is merged with ice that already exists by conserving volume, energy, and area. Bitz et al. (2001) showed that between 5 and 10 sea ice categories are needed to capture the effect of an ice thickness distribution on sea ice volume. In the present study, there are eight ice categories : 0–0.2, 0.2–0.5, 0.5–0.9, 0.9–1.5, 1.5–2.5, 2.5–4, 4–6, and above 6 m.

Description of the preindustrial simulation

A 250-yr spin-up experiment was run to get an initial state for the global coupled system that represents a quasi equilibrium of the climate system in preindustrial mode. The spin-up experiment was initialized from climatological data for 1 January. The ocean and sea ice were initially at rest, and the ocean 3D salinity and temperature fields were taken from Levitus (1982). Sea ice concentration was initialized from a climatology (A. Nomura and R. Grumbine 1995, personal communication), while sea ice thickness is uniformly set to 3 and 1 m in the Arctic and the Antarctic, respectively.

Year 250 of the spinup was chosen as an initial state for the preindustrial control experiment. Throughout the experiment, as in the spinup, greenhouse gases and aerosols concentrations were held constant at their 1860 levels, considered representative of preindustrial conditions. The experiment was run for 1000 yr. Over the entire PI experiment, the temperature drift in the deep ocean reaches a maximum of $+1.5^\circ\text{C}$ in 1000 yr at 3500-m depth. By contrast, ocean layers composed of between 200- and 1500-m depth experience a cold drift of approximately -0.5°C in 1000 yr. There is no significant drift in the uppermost 200 m of the ocean; hence, sea ice is not affected. We restrain our study to a 400-yr section of the PI run (namely, between model years 551 and 950), since the model drift (in terms of sea ice volume) is negligible in this part of the simulation.

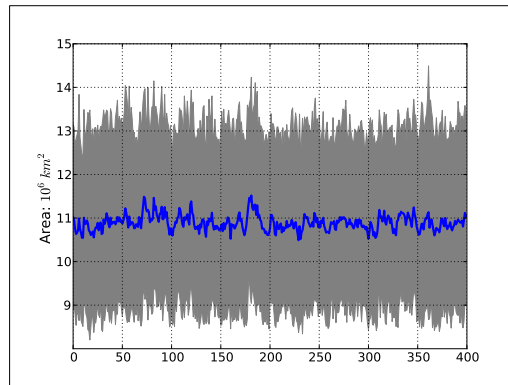


FIGURE 4.10 – Arctic sea ice area time series : year average (blue) and annual cycle amplitude (gray).

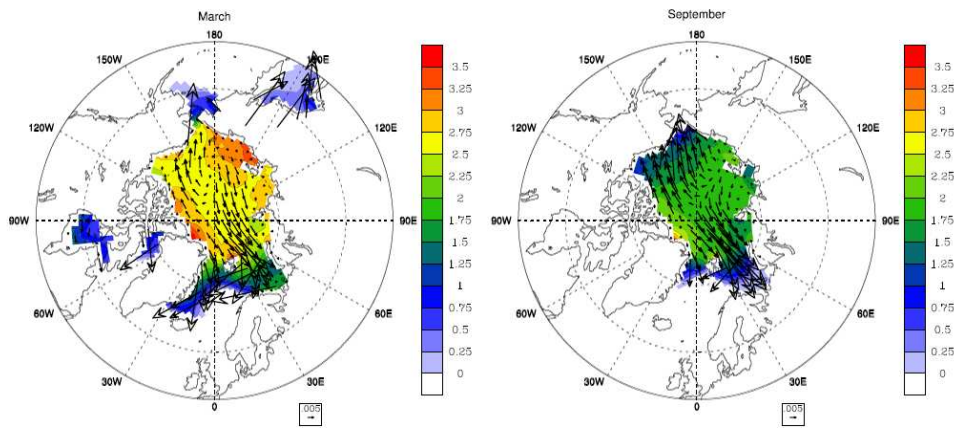


FIGURE 4.11 – 400-yr model average sea ice cover for (left) March and (right) September showing sea ice thickness (m, colors) and drift velocity (m/s, arrows).

Mean sea ice cover

The total Arctic sea ice area is defined as the integral of ice concentration over latitudes higher than 45°N (including the Nordic seas and the Sea of Okhotsk). Figure 4.10 shows the time series of yearly averaged sea ice area over the entire 400-yr period. The trend of the yearly averaged sea ice area, equal to -1×10^{-5} million $\text{km}^2\text{yr}^{-1}$, is negligible. Nevertheless, the sea ice area exhibits some interannual variability. A frequency analysis (not shown) shows that 20- and 60-yr periods emerge, which is in good agreement with Polyakov et Johnson (2000).

Figure 4.11 shows the main average features (ice edge, thickness, and velocity) of the winter maximum (March) and summer minimum (September) sea ice cover. Large-scale features of the sea ice thickness field are consistent with the velocity field and compare well with Gerdes et Köberle (2007), though a positive bias of sea ice thickness exists in the Kara and Chukchi Seas. This bias is due to the near-surface atmospheric circulation along the Siberian coasts, which is too zonal compared to, for example, the 40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis (ERA-40) over 1958-2001 (Uppala et al., 2005) and also to the lack of strait opening between the islands located north of Siberia and the continent. Since in our simulation this region is ice-covered year-round, it does not contribute to the modeled variability of the sea ice area.

The sea ice edge is generally too far south in the Barents Sea in comparison with, for

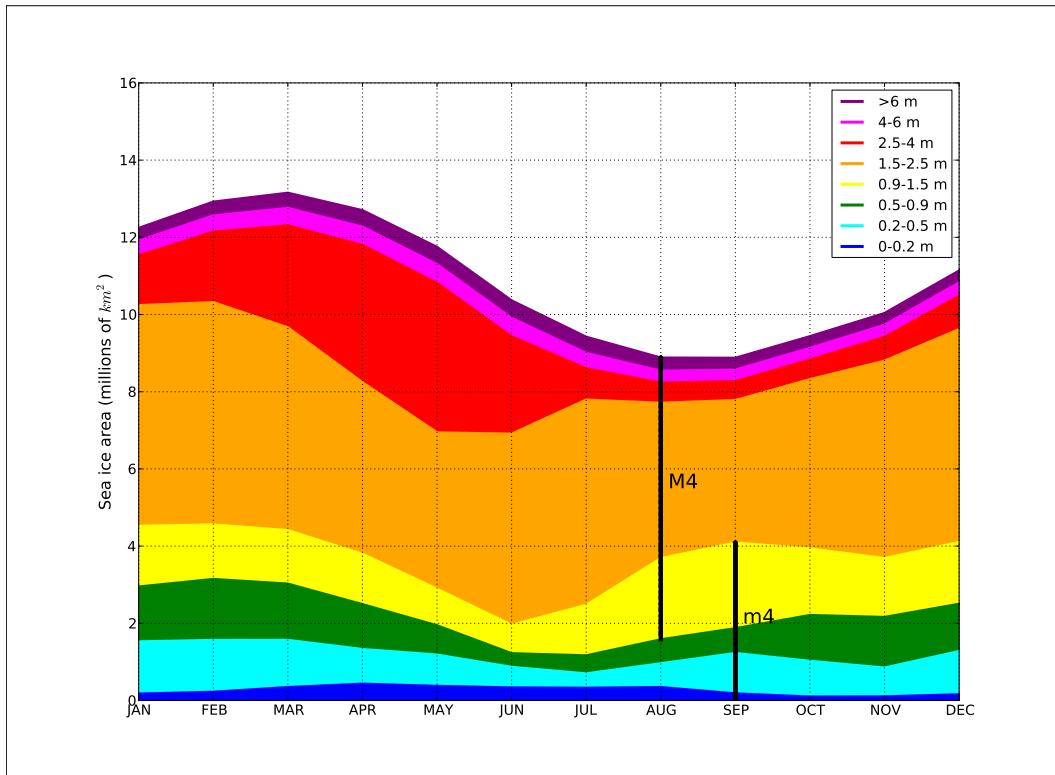


FIGURE 4.12 – Arctic sea ice area annual cycle : colors indicate the annual cycle of the area covered by ice belonging to each category; m_4 (M_4) denotes the area covered by sea ice belonging to categories 1 to 4 (4 to 8), that is, thinner than 1.5 m (thicker than 0.9 m).

example, the MetOffice Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature (HadISST) dataset (Rayner et al., 2003). This is again due to a bias in the simulated atmospheric circulation, which is too zonal in the North Atlantic sector. However, the March sea ice edge compares well with the most extreme location recorded during the nineteenth century by whalers (Vinje, 2001). There is a lack of ice in the Labrador Sea during the winter. This is due to the unrealistic transport of warm ocean water from the south. Compared to the previous version of the CNRM-CM model (Salas y Méliá et al., 2005), the bias in ice cover in the Okhotsk Sea has been corrected.

Maximum and minimum climatological Arctic sea ice areas are equal to $13 \times 10^6 \text{ km}^2$ and $8 \times 10^6 \text{ km}^2$, respectively. These values are reasonably close to the 1980–89 observations of the pan-Arctic sea ice area (e.g., $14 \times 10^6 \text{ km}^2$ and $6 \times 10^6 \text{ km}^2$, respectively, estimated from HadISST). The underestimated winter sea ice area is essentially due to the surface of Arctic seas north of 60°N in the model, which is smaller than the actual surface of this domain by nearly $2 \times 10^6 \text{ km}^2$. Figure 4.12 shows the annual cycle of the Arctic sea ice area, as well as the average area covered by ice belonging to each ice thickness category. This latter index is obtained by integrating the fraction of every ice category over the entire domain. All year long, ice from category 5 (category 5 ice, 1.5–2.5 m) dominates. In May, as sea ice begins to thin, a transfer from sea ice categories 6 to 4 via category 5 takes place. Category 6 ice (2.5–4 m) is the second dominant ice category during the winter : it is fed through the ice growth process by ice from categories 1 to 5. Category 4 ice (0.9–1.5 m) is the second dominant ice category during the summer and is fed through the melt of ice from thicker categories. Conversely, a transfer from sea ice categories 4 to 6 via category 5 begins in November, when growth processes are ongoing. The annual cycle of ice from category 1 (0–0.2 m) reaches its minimum in October and November, and exhibits a plateau from April to August. Before

April (end of the growth season), category 1 grows through the freezing of open water. In August, the melt process is at its maximum : thin ice either totally melts or starts growing again in the following months.

4.3.3 Potential predictability of the Arctic sea ice area

Method

We focus on the predictability of the total Arctic sea ice area, using several integrated fields as predictors. The sea ice area has been preferred to other integrated diagnostic fields, since it is an “observable” value and it reflects well the thermodynamic state of the sea ice cover (by taking into account the ice concentration and not a crude ice presence index). We aim at quantifying how much of the sea ice area anomaly at a given month is “potentially predictable” a few months in advance, assuming that a future anomaly of the sea ice area is determined by a current anomaly of the following :

1. the sea ice area itself ;
2. the total sea ice volume, defined here as the integral of mean gridcell sea ice thicknesses over latitudes higher than 45°N , or ;
3. the cumulative area of ice thicker/thinner than a certain thickness h . These latter predictors are denoted either m_k or M_k , where m_k (M_k) is the integral over the Arctic basin of the partial fraction of sea ice in categories 1 to k (in categories k to 8). The partial fraction of ice within a given category is diagnosed at each time step as an output of the ITD.

To quantify the ability of a predictor to determine the sea ice area a few months in advance, we calculated lagged anomaly correlation and squared lagged anomaly correlation. This latter coefficient can be viewed as the fraction of the predictand variance explained by the predictor : a squared correlation equal to 1 means that a predictor anomaly perfectly explains the predictand anomaly, and a squared correlation close to 0 means that the predictor anomaly does not bring more information than the higher-frequency noise. The value of the squared lagged anomaly correlation is also an analog of the diagnostic potential predictability (e.g., Pohlmann et al., 2004). We assess the significance of the squared lagged anomaly correlations at the 95% level performing bootstrap tests. Nevertheless, we are aware that because of the sample size (400 yr), every squared correlation greater than 0.1 would be considered being statistically significant.

While investigating “seasonal to interannual” variability, we focus on time scales from a few months to a few years. Since the sea ice cover exhibits a marked multidecadal variability, there is a risk of overestimating correlations between situations that are too close in time (i.e., less than ~ 20 yr). Thus, the anomalies were computed relative to a 15-yr moving average (M. Déqué, 2010, personal communication). Several window widths have been tested. The moving window was chosen narrow enough not to filter out decadal variability. The choice of a 15-yr-wide window was, however, mostly motivated by the fact that the total sea ice volume has a correlation time scale of roughly 7 yr, as documented by Flato (1995).

Using the sea ice area as predictor

We first computed lagged anomaly correlations of the sea ice area alone at various lags. This metric is also called persistence and gives an evaluation of the memory time scales of the sea ice area.

Figure 4.13 shows the persistence of the sea ice area at given months—in other words, the loss of memory of an anomaly of sea ice area in the following months. These plots are comparable to those in Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010) (their Fig. 2). It exhibits a first drop of the correlation in the first few months, followed by an increase in correlation, whose amplitude and timing vary depending on the initial month. This rise of correlation

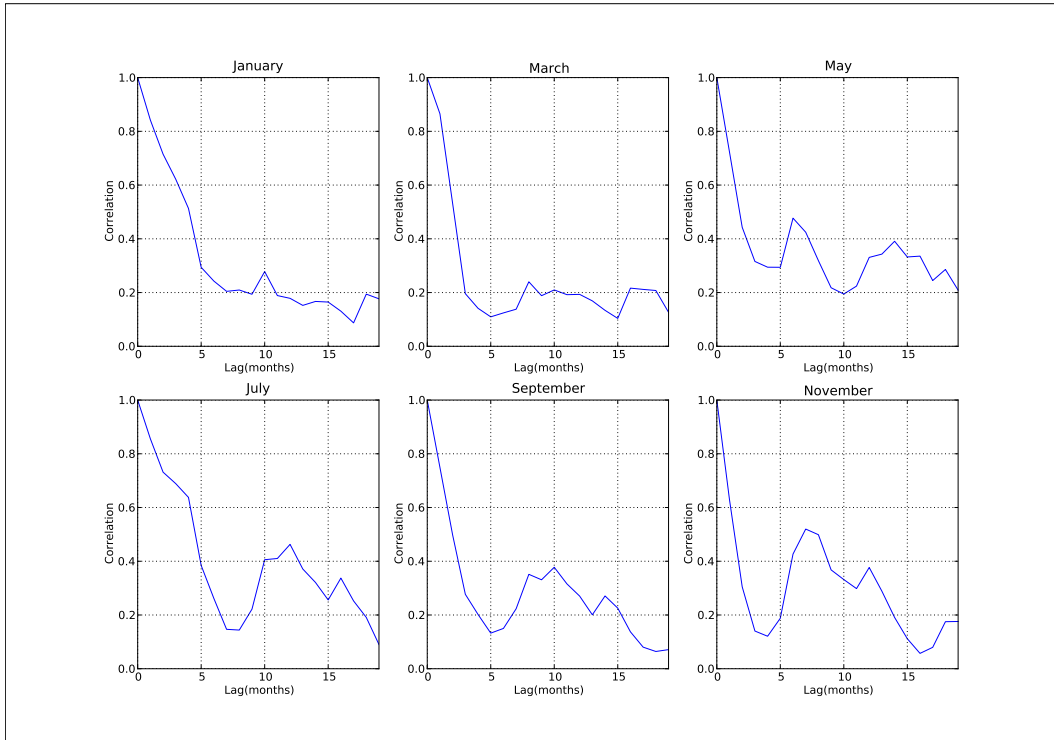
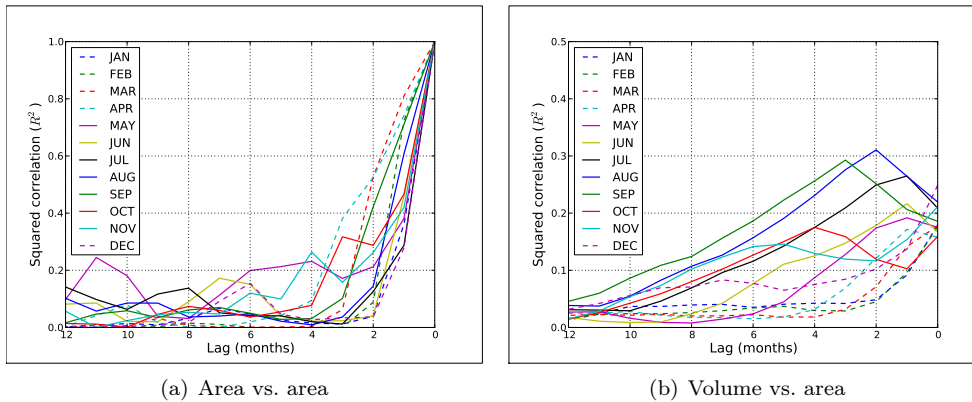


FIGURE 4.13 – Lagged anomaly correlation of the January, March, May, July, September, and November sea ice areas.



(a) Area vs. area

(b) Volume vs. area

FIGURE 4.14 – SLAC between the sea ice area and sea ice area (top) or volume (bottom) at different lags (lag 0 is the prediction month).

has been called reemergence of memory. Aspects of the reemergence process of the Arctic sea ice area are described in detail in Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010).

To evaluate how well it is possible to predict the sea ice area for a given month from the knowledge of the area in earlier months, we reformatted the results in Fig. 4.13 with squared lagged anomaly correlations (SLACs) instead, so that the 0-lag correlation is lined up for every month. These results are shown in Fig. 4.14(a). The 1-month SLAC ranges from 0.28 to 0.81 and reaches its maximum value for pairs of months between which the sea ice area varies least (February–March, March–April, August–September), which is consistent with results of Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010). The longest predictability lead time occurs

for the April sea ice area (~ 3 months) : an anomaly in the January sea ice area explains 40% of the variance in the following April sea ice area. The August and July sea ice areas appear as the best predictors for the September sea ice area. The SLAC for the September sea ice area, however, drops below 10% for lead times greater than 3 months. The effect of reemergence of memory is visible for the prediction of the May–July and October–December sea ice areas. It, however, translates into a peak of SLACs of only 0.32 at lag 3 for the October anomaly forecast, yet it is still significant at the 95% threshold.

Using the sea ice volume as predictor

We then use the sea ice volume as a predictor. Integrating the sea ice thickness brings some additional information related to the inertia of the sea ice cover : it may bring about higher predictive potential compared to the sea ice area, which is areal-only information.

The results (SLACs) are presented in Fig. 4.14(b). One first notices that the sea ice volume explains only about 20% of the variance of the area of all months at lag 0. In other words, the synchronous correlation between the sea ice area and the sea ice volume (of the same month) is weak. On the one hand, two sea ice covers similar in terms of areas may have very different basinwide thickness distributions. On the other hand, annual cycles of the sea ice volume and area do not coincide. Arctic sea ice volume reaches its minimum in September and its maximum in April. In March, the sea ice area stops increasing because of warmer weather conditions near the margins. The sea ice there is mostly thin because first-year ice can melt out quite rapidly, contributing to the decrease in sea area. Meanwhile, sea ice in the Arctic Ocean is still growing under favorable cold weather conditions. This freezing process goes on until the surface heat budget becomes positive. Hence, there can still be an increase in sea ice thickness until May in the central Arctic. In April and May, the associated sea ice volume increase in the central Arctic overcompensates the sea ice volume decrease in the peripheral seas. Thus, the pan-Arctic sea ice volume increases for a few weeks, following the maximum winter sea ice area.

The sea ice volume seems to be a rather poor predictor of the sea ice area in comparison to the short-term persistence of the sea ice area. A volume anomaly explains no more than 32% of the variance of the coming sea ice area anomalies, even 2–3 months in advance. Beyond 6 months, all predictors explain less than 20% of the variance. However, the 10% threshold is exceeded for the prediction of the July–November sea ice area 6–10 months in advance, which is better than using the sea ice area as a predictor. At all lags, the correlation with the January–March ice area is very weak.

There is, however, a peak for the prediction of the July–October area, moving back in time, corresponding to the June sea ice volume as a predictor. Thus, in June, there is a higher potential to predict August and September area with an anomaly of the sea ice volume than with an anomaly of the sea ice area.

Using the subgrid distribution of ice thickness

The main valuable information brought by the sea ice volume is a coarse estimate of the capability of the ice cover to survive the summer melt. However, this information is not significantly better than the sea ice area. Figure 4.3.3 shows two idealized examples to illustrate the need for a additional information concerning the ice thickness distribution. Let us assume two domains with the same unit area of 1 m^2 and containing the same ice volume at the end of the winter. In case 2, however, the surface of sea ice is half that in case 1. Let us assume that in the following spring–summer period, the thickness of all sea ice slabs is reduced by 1 m due to vertical melting. In case 1, the ice melts out, whereas in case 2 some ice survives the melt season. This example shows that sea ice covers with similar volumes and subjected to the same forcing can experience very different changes. Additionally, it confirms that, in principle, the summer sea ice area cannot be determined by winter sea ice area alone (in this example, summer and winter sea ice areas are decorrelated). Actually, the ice thickness distribution gives more information on the potential predictability of these

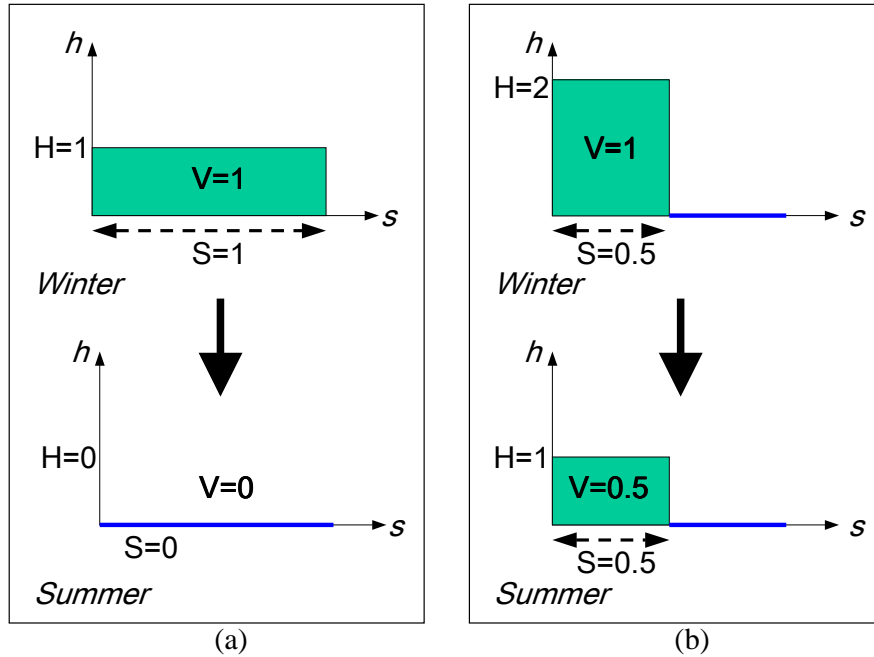


FIGURE 4.15 – Idealized examples to illustrate the role played by the winter ice thickness distribution vs. winter ice volume in the determination of the summer ice area. Each graph presents a grid cell of surface $1m^2$, covered by ice over a surface S (m^2 , x -axis), with thickness H (in m , y -axis). Open water surface is $1 - S$ and the grid cell ice volume is $V = H \times S$ (m^3). Top plots exhibit initial (winter) ice coverage of the grid cell, whereas bottom plots show the ice cover after a vertical melting of $1m$.

idealized sea ice covers. Based on this simple illustration, we wanted to build integrated fields that take into account the ice thickness distribution. This may be done by calculating the area of ice whose thickness falls within given limits. Technically, it may be done in two nonequivalent ways :

1. deducing the partial area from the mean ice thickness field (i.e., adding the ice concentration of every grid cell with the mean ice thickness falling within the limits) and
2. integrating over each grid cell the fraction of ice whose thickness (in the sense of the ITD) falls between the limits.

The first method can be regarded as the “poor-man method,” since the mean ice thickness is often the only available output on ice volume. We followed the second method. This approach gives access to a predictor that takes into account the nonhomogeneous structure of the ice surface within each grid cell. Subgrid heterogeneities strongly precondition the response of the ice slabs to external forcing. This predictor better mirrors the preconditioning of the sea ice cover, whereas the former mostly denotes the result of the time integration of atmospheric and oceanic forcing. The main drawback of the second approach is that the thickness limits must correspond to the category limits.

For the lower-limit thickness H_k of ice category k , we computed two predictors : the cumulative area of ice thicker than H_k (M_k) and the cumulative area of ice thinner than H_k (m_k). Given f_p , the fractions of ice in category p (the ice concentration is the sum of the

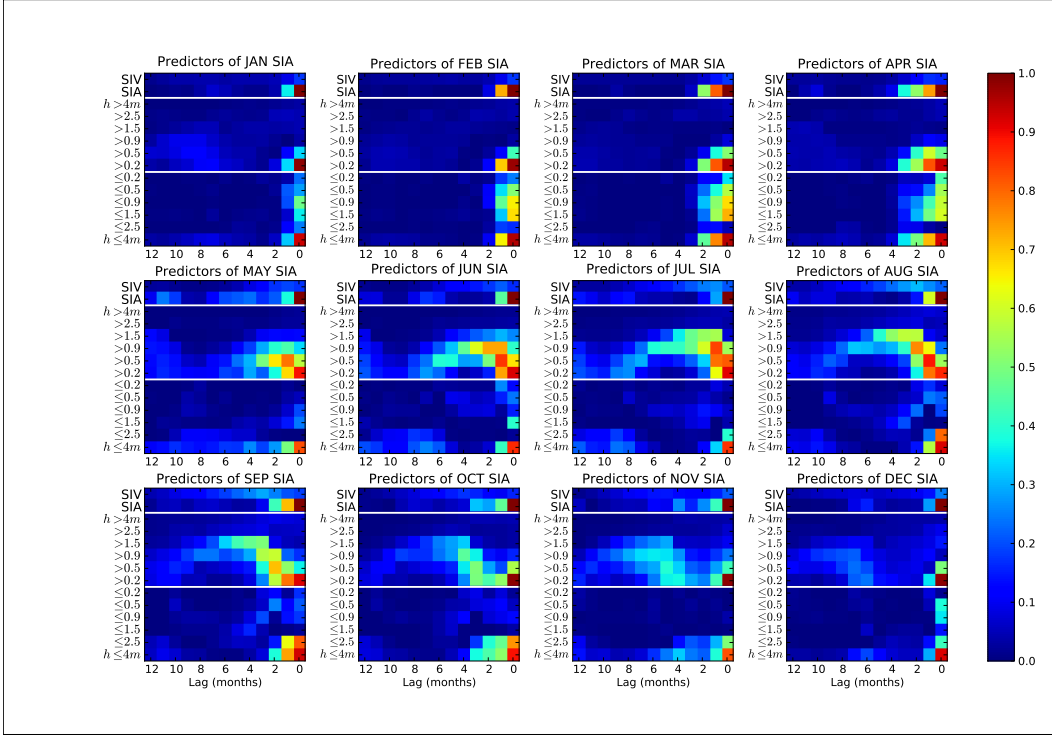


FIGURE 4.16 – For each month, colors indicate squared lagged anomaly correlations (SLACs) between the sea ice area and each predictor (y-axis), at every lag (x-axis). The prediction month lies right (lag 0). Predictors are : sea ice area (*SIA*), sea ice volume (*SIV*), cumulative area of ice whose thickness is higher than 0.2, 0.5, 0.9, 1.5, 2.5 and 4m (M_k), and cumulative area of ice whose thickness is lower than 0.2, 0.5, 0.9, 1.5, 2.5 and 4m (m_k).

f_p 's), both predictors have the following expressions :

$$M_k = \int_R \sum_{p \geq k} f_p(\underline{x}) dS(\underline{x}), \quad (4.4)$$

$$m_k = \int_R \sum_{p \leq k} f_p(\underline{x}) dS(\underline{x}), \quad (4.5)$$

where R is the oceanic area over a latitude higher than 45°N . These predictors are related to the sea ice area by the relation

$$m_k + M_{k+1} = SIA. \quad (4.6)$$

SLACs at lags 0–12 months are presented in Fig. 4.16, for all cumulative areas. Sea ice area and sea ice volume (*SIV*) are also given for comparison. For all months, the sea ice area covaries well (more than 80% of explained variance) with the cumulative areas M_2 (thicker than 0.2 m) and m_6 (thinner than 4 m). The relationship between *SIA* and M_2 is stronger than that between *SIA* and m_6 during the entire year except during August and September. During these two months, the role of thin ice (0–0.2 m) cannot be neglected, and ice thicker than 4 m is scarce. The SLAC at lags > 0 is comparable to that of the sea ice area persistence, even better for a 1-month prediction in some cases (April–September). However, it does not extend the predictability time scale, compared to persistence.

(1) Very thick ice Figure 4.16 shows that the predictive skill of very thick ice (more than 2.5 m) is very low at all lags (less than 10% of explained variance). Even in this context

of perennial sea ice cover, very thick ice is scarce, so few predictive skills can be expected from this category. Sea ice of thickness of more than 2.5 m grows dynamically rather than thermodynamically (Flato, 1995). As sea ice is advected, local velocity convergence allows sea ice to raft or build up linear ridges. In the GELATO model, only thin ice is allowed to raft, and thick ice (i.e., $h > 0.25$ m) is redistributed to linear ridges, whose thickness is $k \times h$, where k is a random parameter between 3 and 5. This kind of abrupt transition in the thickness space may induce a loss of memory; as a result, very thick ice is a mix of ice slabs originating from several thinner categories. However, it does not totally explain the low predictive skill of very thick ice, since thinner thick ice is more prone to ridging in the GELATO model.

(2) Very thin ice As for very thick ice, the area covered by very thin ice (i.e., ice in category 1) is low compared to the total sea ice area. The predictive skill of very thin ice (0–0.2 m) is very low except for the prediction of the June sea ice area one month in advance : the SLAC equals 0.25 in Fig. 4.16, statistically significant at the 95% level. This corresponds to a negative correlation of -0.51. Since thin ice is more vulnerable to summer melt, an anomalously large surface of thin ice and open water in May will translate into a large decrease in the sea ice area during May–June.

(3) Relatively thin ice As shown in Fig. 4.16, cumulative predictors m_2 , m_3 , and m_4 appear to be weak predictors for the total sea ice area during late spring to fall months (May–January). However, these predictors are rather good for the prediction of the February–April total sea ice area, for lead times of about 2–3 months. The potential of these predictors, however, is comparable to the sea ice area itself.

When adding category 5 and considering the predictor m_5 , significant SLACs are only visible for the prediction of the July–November sea ice area. The highest predictability delays are observed for September–October predictions. However, both delays and SLAC values are comparable to those using the persistence of the sea ice area.

This pattern suggests that the persistence of the area observed during the winter months is related to the fraction of relatively thin ice. More precisely, the fraction covered by relatively thin ice during early winter determines the ice cover of months when the overall ice thickness is the thickest.

(4) Relatively thick ice The cumulative predictors M_3 , M_4 , and M_5 describe the surface covered by relatively thick sea ice. These variables explain a small part of the variance of the sea ice area (lag 0). Conversely, as shown in Fig. 4.16 for lags > 0 , they appear to be better predictors than the sea ice area itself for the late spring/summer/early autumn sea ice area.

More precisely, M_3 (thicker than 0.5 m) in April–July are good predictors for the August–September sea ice area; June M_3 explains 52% of the variance of the August sea ice area (vs 23% explained by the June sea ice area).

At lag 0 and for all these months, the SLACs of both M_4 (thicker than 0.9 m) and M_5 (thicker than 1.5 m) with the total sea ice area are low. Indeed, the involved categories are not representative of the sea ice state during these summer months : the sea ice state is mainly determined by thin ice categories. However, the April–June M_4 and March–June M_5 anomalies exhibit higher correlations with summer sea ice area anomalies than sea ice area anomalies alone. June M_4 and M_5 anomalies explain 76% and 57%, respectively, of the August sea ice area anomalies, and 57% and 50%, respectively, of the September area anomalies (compared to 23% and 15%, respectively, for persistence). The prediction horizon is significantly extended to 6–7 months : squared correlations of March M_5 with the August and September sea ice area anomalies are 0.4 and 0.3, respectively (statistically significant at the 95% level), whereas the March sea ice area leaves no hope for end-of-summer sea ice area prediction (< 0.01).

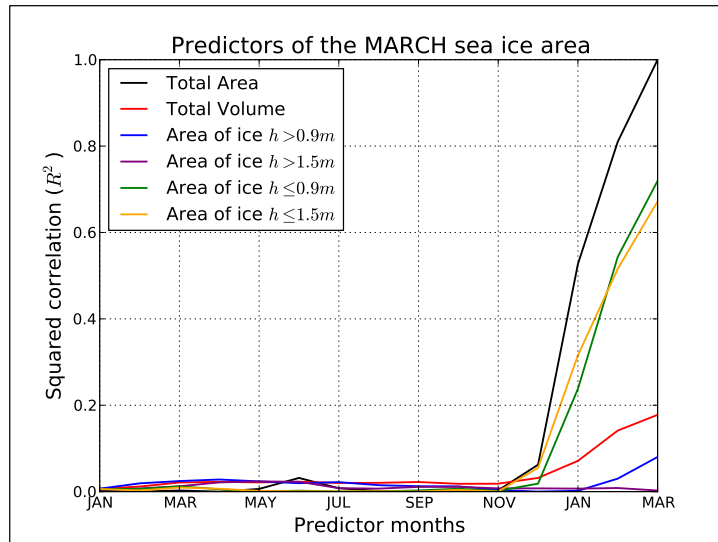


FIGURE 4.17 – SLAC between March sea ice area and some predictors at several lags.

This pattern of predictability is remarkable. First, it confirms that the sea ice thickness of late spring/early summer months is a key determinant of the end-of-summer sea ice area. It also suggests that the established winter sea ice cover already contains information about the late summer sea ice cover. This latter pattern was not so visible when using the ice volume as a predictor. The transfer process of ice slabs from one category to another seems to conserve the information.

4.3.4 Discussion

Two “predictability regimes” were highlighted : 1) a “persistence regime” for winter sea ice area predictability and 2) a “memory regime” for spring/summer sea ice area predictability. Both regimes are discussed hereafter.

Predictability of the winter sea ice area

Winter sea ice area predictions focus on the location of the sea ice edge in the marginal seas, namely, the Nordic seas, the Barents Sea, the Bering Sea, and the Sea of Okhotsk. The interannual variability of the winter ice edge position is significant because of the variability of water and air inflows from the Atlantic and the Pacific sectors.

Figure 4.17 shows the predictive capabilities of different predictors toward the March sea ice area. SLACs between the sea ice volume and winter sea ice areas have low values. The decrease of SLACs between cumulative areas of relatively thin ice ($h < 1.5m$) and the ice area with increasing lag is consistent with the decrease in sea ice area persistence.

SLAC values suggest that the August–September sea ice state (area and volume) poorly determines the November–December sea ice area. It shows that the amount of ice present at the end of the summer is not a reliable predictor of the next winter sea ice cover, a result also found by Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010). However, most of the predictive potential appears from November to February, that is, when the freeze-up season is underway. During this period, sea ice advances rapidly in the margins : a large amount of relatively thin ice (thinner than 1.5 m) during this period means that recently formed ice has grown earlier in the marginal seas. This property suggests a possible summer preconditioning of the upper ocean in these areas. Such a preconditioning can have an effect on the onset of the freeze-up season, allowing sea ice to grow more rapidly in response to late fall atmospheric conditions.

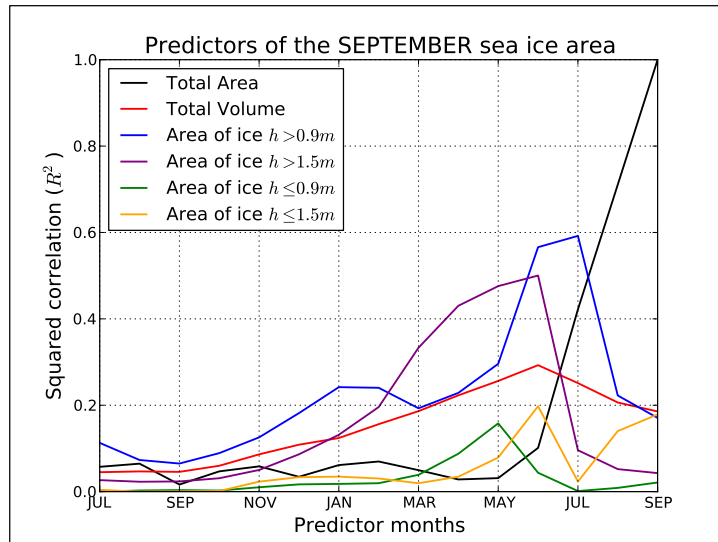


FIGURE 4.18 – SLAC between September sea ice area and some predictors at several lags.

While only investigating the sea ice cover (and intrinsic predictability of that media), we can find indications of the role of ocean preconditioning through the reemergence process documented by Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010). Lagged anomaly correlation between the May and June sea ice area anomalies and the anomalies of sea ice area in the following months increases after an initial drop, to reach a local maximum 5–6 months later. Blanchard-Wrigglesworth et al. (2010) attributed this increase to the several-month persistence of the SST. In the preindustrial simulation, this reemergence pattern is visible for the prediction of the October–December sea ice area (Fig. 4.14(a)). It suggests a clue for the prediction of the onset of the freeze-up season. Nevertheless, complementary investigations into the role of the upper ocean in the prediction of the winter sea ice cover would be necessary. This point, as well as the role of the atmosphere, is beyond the scope of this paper.

Predictability of the summer sea ice area

As suggested in previous studies, we found that the spring/summer sea ice area predictability is a “thickness related” issue. In Fig. 4.18, predictive capabilities of different predictors of the September sea ice area (late summer sea ice minima) are shown. One clearly sees that the predictive skill of the cumulative areas of relatively thick ice between February and July is better than that of the sea ice area. We highlighted that an anomaly in the winter sea ice cover, related to the amount of thick ice, can be potentially “remembered” at the end of the summer, after the melt process has been completed and the ice has thinned. The mechanism of “memory” effect can be seen as follows : during the melt season, fractions of ice in thicker ice categories are transferred into thinner ice categories. Ice slabs belonging to the thinnest ice categories are first transferred to category 1 during the melt season and then disappear. At the end of the melt season, ice slabs that persist originate from thicker sea ice categories from late spring. However, uncertainties regarding the final sea ice state are still present. An increase of open water areas leads to more lateral melting, which amplifies the rate of melting of thick ice. Such an increase may occur through dynamic-driven divergence, which can be determined by atmospheric forcing during relatively short periods.

This result also gives insight into changes in sea ice predictability in a changing climate. As discussed by Notz (2009), the recent rapid retreat of Arctic summer sea ice might be a consequence of a slow shift in ITD (toward thinner ice thickness). This shift will lead to increased year-to-year variability of the Arctic summer sea ice extent, therefore to decreased

predictability of the Arctic summer sea ice at seasonal time scales. This point was also addressed in, for example, Holland et al. (2008) and Goosse et al. (2009). Based on our study, we may infer that an overall thinning of the Arctic sea ice cover might lead to decreased predictability due to the emptying of thicker ice categories. However, a quantitative study of the changes in ITD-based predictability of the Arctic sea ice area is out of the scope of the present work, since it is based on a climate state devoid of any trend in sea ice thickness.

Critical thickness

For lead times of 2–6 months, the best predictors for spring–summer sea ice area are M_4 and M_5 ($h > 0.9, 1.5m$), and the best predictors for winter sea ice area are the area itself, m_3 , m_4 , and m_5 ($h \leq 0.9, 1.5, 2.5m$). In the framework of our study, a critical thickness separating both regimes would lie between 0.9 and 1.5 m.

This critical thickness separates “thicker” and “thinner” ice. For a given location, this critical thickness can be defined in late spring as the minimum thickness of ice slabs that could potentially survive summer melt. Thus, knowing the late spring amount of “thicker ice,” it is possible to predict the late summer sea ice area with good confidence, assuming that only sea ice thick enough may survive the summer melt.

Different critical ice thickness values based on various criteria can be found in the literature. For example, Maykut (1982), based on in situ observations, found a critical thickness of 0.8 m. It corresponds to a transition in physical properties of thick and thin sea ice, for example, regarding heat conduction or albedo. In their empirical models describing sea ice cover changes, Stern et al. (2008) used a thickness limit of 1.39 m between thin and thick ice. This critical thickness was deduced from a variance analysis of the Arctic sea ice area using ice category areas, based on a coupled ice–ocean model hindcast.

Otherwise, the World Meteorological Organization nomenclature (World Meteorological Organization, 1970) defines 1.20 m as a limit between first-year and multiyear ice. One must remain careful when associating ice thickness and ice age. However, there is a consensus in the fact that sea ice long-term memory is retained by old ice (i.e., ice that has survived several melt seasons). Multiyear ice undergoes several growth seasons, thus being generally thicker than recently formed ice. In our simulation, we lack a sea ice age tracer that could provide additional information. Such a tracer has now been introduced in several ice GCMs (e.g., Hunke et Bitz, 2009, Vancoppenolle et al., 2009), and more recently in the updated version of the CNRM-CM.

4.3.5 Conclusions

In a preindustrial simulation with a GCM, we investigated the intrinsic predictability of the Arctic sea ice cover.

We aimed at quantifying how much of the Arctic sea ice area can be predicted a few months in advance. Predictive capabilities of the total sea ice area itself, the total sea ice volume, and some areal predictors built from the subgrid ice thickness distribution were investigated. The ice area provides a potential predictability of about 3 months, which is consistent with past studies using model and observation data. Sea ice volume predictive skill appears weak for predictions of the winter ice cover. For predictions of the summer ice cover, sea ice volume skill is slightly higher. There is a higher potential to predict the August and September sea ice areas with an anomaly of the June sea ice volume than with an anomaly of the June sea ice area. The sea ice volume, however, does not reflect the thickness distribution as an integrated variable. It integrates too much spatial information, which may be crucial to predicting the fate of the sea ice cover.

We built predictors based on the ITD theory. Such predictors give outlooks of the thickness distribution. Using these ITD-based predictors, we highlighted two regimes of predictability. The first one, a “persistence regime,” applies to the winter [February–April (FMA)] sea ice area predictability. The winter sea ice cover can be predicted in late fall/early winter with the amount of young ice formed from the beginning of the freeze-up in the margins.

However, none of the predictors exhibits skills higher than the persistence of the sea ice area. The second regime is a “memory regime.” It applies to the spring and summer sea ice area predictability. An anomaly of sea ice area in August or September is potentially predictable using the area covered by ice thicker than 0.9–1.5 m up to 6 months in advance.

The results of this study are preliminary. They are provided by a single but fully validated simulation of a given coupled atmosphere–ocean global climate model. The preindustrial framework may seem idealized. However, it is a common way to study slow-varying climate components in a stabilized climate for a long period. While studying present climate sea ice predictability, the trend must be taken into account to consider only the intrinsic memory of the system. In their empirical prediction model, Lindsay et al. (2008) showed that much of the skill could be attributed to the observed long-term trend of the sea ice area. Predictability studies of present or future climate need special care in dealing with the trend in sea ice area. Another limitation of our study is the fact that we dealt with integrated fields. This has been done for the sake of simplicity. Regional distributions of ice thickness and ice age were highlighted as crucial points for prediction by a number of contributors to the SEARCH/Sea Ice Outlook project. Future works assessing the translation of our results in terms of regional patterns would advantageously complete our study.

The use of model outputs is made necessary by the lack of observational data on the basinwide ice thickness distribution. Our study emphasizes the growing need of extended ice thickness observations, at least for operational needs. For example, we would recommend, for the prediction of the September sea ice minimum area, developments of observational systems accurate enough to resolve the ice thickness distribution with a good resolution (in the thickness space). Regarding this aspect, our study corroborates previous works and the main conclusions drawn by participants of the SEARCH/Sea Ice Outlook project.

Additionally, our results suggest that sea ice models, including an ITD, could have good predictive skills. On the one hand, an ITD model provides a more accurate description of the state of the sea ice cover at a given time. At certain seasons, an empirical analysis of this instantaneous state may provide information about the possible fate of this sea ice cover. On the other hand, an ITD model allows for tracking the time changes of the thermodynamics of each ice slab. In particular, this allows for tracking the time changes of the subgrid fractions of thin and thick ice within the sea ice cover, allowing a memory to emerge. Our results, however, may depend on the ITD formulation. GELATO 2 uses the formulation of Thorndike et al. (1975), updated by Bitz et al. (2001) : each category lies between fixed thickness boundaries, and the thickness of ice in a given category varies in time. Other ITD formulations, such as Lipscomb (2001), may lead to slightly different results. This point may need to be addressed in forthcoming studies.

Acknowledgments This work formed part of a doctorate thesis at the Centre National de Recherches Météorologiques, Toulouse (France), funded by Ecole des Ponts ParisTech, Marne-la-Vallée (France). Financial travel support granted by Total R&D is acknowledged. The analyses presented in this study were performed with CDAT (PCMDI, USA). The authors are grateful to Sophie Tyteca for providing the model data, to Aurore Voldoire for her thoughtful support in using analysis and visualization tools, and to Aurélien Ribes for his insightful discussions on statistical methods. The authors wish to thank Bruno Tremblay and three anonymous reviewers for comments that greatly helped to improve this paper. The authors gratefully acknowledge the ENSEMBLES project, funded by the European Commission’s Sixth Framework Programme (FP6) through Contract GOCE-CT-2003-505539.

4.4 Conclusion du chapitre

Nous avons mis en évidence dans cette partie quelques caractéristiques de la prévisibilité intrinsèque de la glace de mer arctique.

La notion de persistance est très classique des milieux qui présentent une évolution lente. Une persistance élevée sur une longue échéance laisse espérer la possibilité de réaliser des

prévisions statistiques. C'est ce qui a longtemps été fait pour la glace de mer arctique (Walsh, 1980, Johnson et al., 1985), faute de données suffisantes et de modèles utilisables.

On voit toutefois qu'à l'échelle saisonnière, la seule persistance n'apporte pas d'information décisive, et qu'il faut entrer dans les détails de la couverture de glace. Le volume semble avoir une importance décisive pour la prévision de l'étendue de septembre. Néanmoins, c'est une information insuffisante car elle ne donne qu'une idée grossière de la vulnérabilité d'ensemble de la couverture de glace.

Nous proposons de regarder non pas l'épaisseur, mais les fractions couvertes par la glace d'épaisseur inférieure ou supérieure à certains seuils. Cette indication indirecte de l'épaisseur donne une très bonne idée de la vulnérabilité de la couverture de glace. La discrétisation de la distribution d'épaisseur utilisée dans CNRM-CM3.3 est précise et a été retenue dans le cadre de cette thèse. Néanmoins, les simulations préindustrielles, historiques et de projections climatiques réalisées avec CNRM-CM5.1 dans le cadre de l'exercice CMIP5 n'ont utilisé que quatre catégories (0-0,3 m ; 0,3-0,8 m ; 0,8-3 m et supérieur à 3 m). Nous considérons cette discrétisation trop limitée pour pouvoir comparer proprement les résultats obtenus avec CNRM-CM3.3 avec ceux obtenus avec CNRM-CM5.1.

Le seuil critique déterminé dans notre étude statistique se situe entre 0,9 et 1,5 m. La surface de glace plus épaisse que cette épaisseur critique est un bon prédictor saisonnier de la surface d'été, tandis que la surface de glace plus fine apporte potentiellement de l'information pour la prévision de la surface d'hiver. Cet intervalle d'épaisseurs est aussi physiquement justifié. À partir d'observations in-situ, Maykut (1982) détermine une épaisseur de 0,8 m qui correspond à la transition entre glace épaisse et glace fine pour les propriétés physiques telles que conductivité thermique ou albedo. Stern et al. (2008) utilisent une épaisseur de 1,39 m pour séparer glace épaisse et glace fine. Cette épaisseur est déduite une analyse de variance de la surface de glace de mer arctique simulée par le modèle PIOMAS à l'aide des catégories d'épaisseur. Enfin, l'Organisation Mondiale de la Météorologie (World Meteorological Organization, 1970) utilise une épaisseur de 1,20 m comme limite entre la glace de première année et la glace pluri-annuelle. Nos résultats rejoignent donc l'idée que la mémoire est dans la glace ancienne.

Dans la suite, nous aurons un regard particulier sur la distribution d'épaisseur, afin de vérifier que les modes de « persistance » et de « mémoire » sont à l'œuvre dans des prévisions réelles de glace de mer, réalisée avec un modèle couplé diagnostiquant une distribution d'épaisseur.

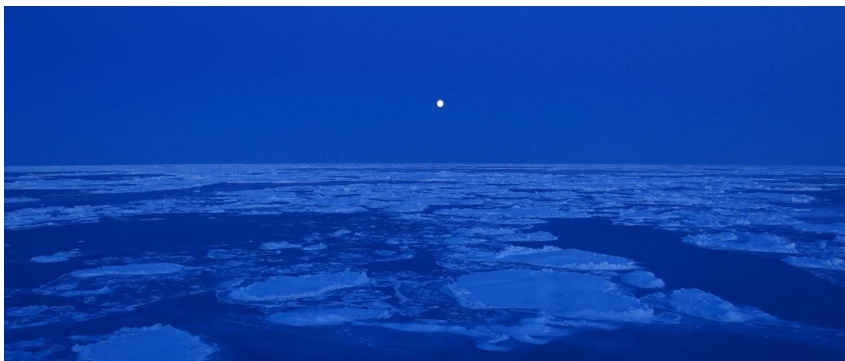


FIGURE 4.19 – Nuit dans la baie du Vicomte Melville (PNO). Octobre 2011.

4.5 Synthèse du chapitre

- Les observations récentes suggèrent une prévisibilité statistique réduite de l'étendue et de la surface de glace de mer arctique. Ces propriétés de persistance se retrouvent dans la glace de mer arctique simulée par NEMO-GELATO.
 - Le temps de décorrélation est plus long pour les étendues et les surfaces d'été. Cette propriété est due à un couplage plus important entre volume et surface/étendue durant l'été. Le volume de glace de mer est d'ailleurs un prédicteur potentiel de l'étendue d'été à 3 mois à l'avance dans les simulations forcées.
 - Une version précédente avec une discrétisation fine de la distribution d'épaisseur a été utilisée pour étudier le rôle de la distribution d'épaisseur dans la prévisibilité saisonnière de la glace de mer.
 - Dans la simulation étudiée, la capacité prédictive du volume pour la prévision de la surface d'été est surpassée par celle de la distribution d'épaisseur. Notamment, une anomalie de surface de septembre est potentiellement prévisible jusqu'à six mois à l'avance à l'aide de la surface couverte par la glace d'épaisseur supérieure à une épaisseur critique entre 0,9 et 1,5 m. Nous avons nommé ce mode de prévisibilité « mode de mémoire ».
 - Un autre mode est visible pour la prévisibilité de la glace de mer hivernale : c'est le mode de « persistance ». L'anomalie de surface de fin d'hiver est déterminée par la surface couverte par la glace relativement fine en fin d'automne/début d'hiver. Cette glace est en fait la glace jeune formée au cours de cette saison d'embâcle. Néanmoins, pour ces différents mois, la surface reste le meilleur prédicteur, et à une échéance inférieure à 3 mois, ce qui justifie le nom de régime de « persistance ».
 - Les épaisseurs critiques distinguant les deux régimes, déterminées par une étude statistique, ont une interprétation physique.
-
- *Recent observations suggest little statistical predictability of the Arctic sea ice extent and area. Observed persistence properties seem to be also present in the Arctic sea ice cover as simulated by NEMO-GELATO.*
 - *Decorrelation time scales are longer for summer extents and areas. This property is related to a strong coupling between sea ice volume and extent/area during the summer. Sea ice volume is potentially a good predictor of the summer sea ice extent 3 months ahead.*
 - *A previous version of CNRM-CM, including a finer resolution of the ice thickness distribution, has been used to quantify the role of the ice thickness distribution in Arctic sea ice seasonal predictability.*
 - *In the studied simulation, volume predictive capability is overtaken by that of the ice thickness distribution. An ice area anomaly in September is potentially predictable up to 6 months in advance, using the area covered by ice thicker than a critical thickness lying between 0.9 and 1.5 m. We named this mode of predictability 'memory regime'.*
 - *We also highlighted another predictability mode for winter sea ice : the 'persistence regime'. The winter sea ice cover can be predicted in late fall/early winter from the amount of young ice formed since the freeze-up onset in the margins. However, sea ice area itself is potentially the best predictor of winter sea ice area at seasonal time scales.*
 - *Although determined through a statistical analysis, the critical thicknesses that distinguish both regimes have a physical interpretation.*

Chapitre 5

Prévisions saisonnières de la glace de mer Arctique avec CNRM-CM5.1

Nous abordons dans ce chapitre la réalisation d'expériences de prévisions saisonnières à l'aide d'un modèle couplé CNRM-CM5.1. Le contenu de ce chapitre tire une grande partie de sa matière de Chevallier et al. (2013).

Nous présentons un protocole qui a été pensé durant les trois années de cette thèse, avec une évaluation des résultats. Le premier objet de ce chapitre est d'identifier si la glace de mer arctique de septembre ou de mars est prévisible dans certaines de ses caractéristiques. Le second objet est de proposer une méthodologie d'évaluation d'un système de prévisions saisonnières de la glace de mer arctique. Une telle réflexion est nécessaire avant toute utilisation de telles prévisions en opérationnel.



FIGURE 5.1 – (a) : glace pluriannuelle en fonte (mer de Beaufort, septembre 2011). (b) : croissance de glace jeune (PNO, octobre 2011).

5.1 Protocole

5.1.1 Préambule

Pour réaliser les expériences de prévisions couplées, le modèle CNRM-CM5.1 est utilisé dans la même configuration que pour les simulations climatiques du projet CMIP5. Cette configuration est décrite dans Voltaire et al. (2012).

Les dates d'initialisation des prévisions sont le 1^{er} mai et le 1^{er} novembre. Ces dates d'initialisation sont standard pour la prévision saisonnière atmosphérique de l'été (juin-juillet-août) et de l'hiver (décembre-janvier-février). À partir de chaque date d'initialisation, une prévision d'ensemble de 9 membres est lancée pour 5 mois pleins. Durant cette période, les GES et les aérosols sont prescrits comme dans les simulations historiques de CMIP5. Sinon, aucune autre donnée n'est utilisée pour forcer le modèle couplé à partir de la date d'initialisation.

Les prévisions initialisées au 1^{er} mai ont pour objet la prévision du minimum annuel de couverture de glace en septembre. Le cycle annuel du volume atteint son maximum en avril : l'état de la couverture de glace au 1^{er} mai donne une bonne idée du préconditionnement hivernal. De plus, nous avons pu voir dans le chapitre précédent que la distribution d'épaisseur en avril-mai contribue à la prévisibilité potentielle de la glace de mer de septembre. Ces prévisions seront donc un laboratoire d'étude de la robustesse de nos résultats de prévisibilité potentielle diagnostique.

Les prévisions initialisées au 1^{er} novembre ont pour but la prévision du maximum annuel d'englacement de mars. Il s'agit là de tester la capacité du modèle à positionner de manière réaliste le bord de glace dans la MIZ, où l'influence océanique est importante (Bitz et al., 2005).

On remarquera que :

- l'échéance de prévision est plutôt longue (5 mois complets) ;
- la période de prévision recouvre presque en totalité un demi-cycle annuel (entre le maximum hivernal et le minimum estival). Il s'agit donc de saisons durant lesquelles la surface de la glace de mer varie rapidement et de manière significative ;
- la persistance de la surface et de l'étendue au voisinage de la date d'initialisation est faible (à peine un mois : voir chapitre précédent).

Il s'agit donc d'un exercice qui comporte une difficulté liée au cycle saisonnier de la glace de mer arctique. Nous n'avons néanmoins pas choisi ces dates d'initialisation et ces échéances par simple masochisme : il s'agit de répondre à une question d'intérêt scientifique.

5.1.2 Protocole d'initialisation

D'un point de vue informatique, CNRM-CM5.1 nécessite six fichiers d'initialisation (ou *restarts*) :

- un *restart* océanique pour NEMO ;
- un *restart* glace de mer pour GELATO ;
- un *restart* atmosphérique pour ARPEGE-Climat ;
- un *restart* pour SURFEX, comportant notamment les stocks d'eau continentaux ;
- un *restart* pour TRIP, comportant les stocks d'eau présents dans les principales rivières du réseau hydrographique du modèle ;
- un *restart* pour OASIS.

Le protocole d'initialisation est présenté en figure 5.2, et résumé dans les lignes qui suivent.

Pour chaque date d'initialisation, l'état de l'océan et de la glace de mer correspond à l'état issu de la reconstruction forcée NEMO-GELATO à cette même date. Nous considérons ainsi que l'océan et la glace de mer sont initialisés à leur état historique à la date correspondante. De plus, cela permet d'initialiser complètement la glace de mer dynamiquement et thermodynamiquement, étant donné que GELATO en mode forcé tourne avec les mêmes paramètres de configuration que dans les prévisions.

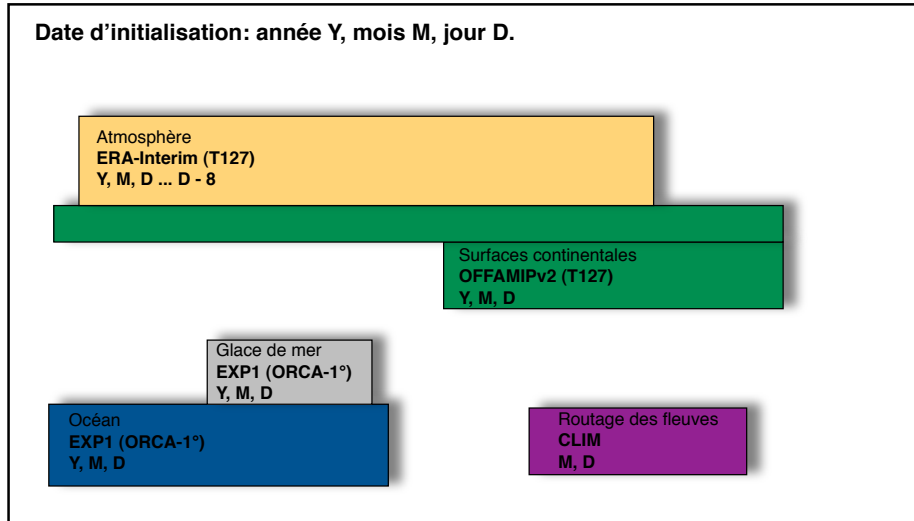


FIGURE 5.2 – Schéma du protocole d'initialisation du modèle couplé pour la prévision initialisée au jour D du mois M de l'année Y.

Les états initiaux d'atmosphère sont issus de la réanalyse ERA-Interim, à la même date et chacun des 8 jours précédents. Cela permet de générer des ensembles de 9 membres dans lesquels sont perturbées les conditions initiales atmosphériques. Il s'agit d'une méthode simple de perturbation, utilisée pour les prévisions saisonnières opérationnelles. Les états d'atmosphère ont été obtenus auprès de l'Équipe Arpège-Climat (EAC), responsable des prévisions saisonnières au CNRM-GAME.

La surface continentale a fait l'objet d'un traitement particulier, et distinct des autres composantes du système climatique. À l'heure de réaliser les ensembles de prévisions, les modèles d'océan et de surface continentale sont dissociés et ne permettent pas de réaliser une reconstruction « unifiée » de la surface terrestre. Néanmoins, SURFEX et TRIP peuvent tourner ensemble en mode *off-line*, dans des conditions similaires aux expériences forcées avec NEMO-GELATO et sur des grilles variées. Sur la grille T127, nous disposons d'une simulation 1948-2008 nommée OFFAMIPv2 dans laquelle SURFEX est forcé par le jeu de forçages de Princeton (Sheffield et al., 2006, Alkama et al., 2010, Decharme et al., 2010). Les états initiaux extraits de cette simulation peuvent être utilisés directement pour initialiser le modèle couplé en introduisant une variabilité interannuelle dans les stocks d'eau continentaux.

La version de TRIP utilisée pour cette simulation diffère significativement de celle de CNRM-CM5.1, ce qui induit une difficulté pour l'initialisation des rivières. Sur conseil de B. Decharme, nous avons choisi d'utiliser pour TRIP un *restart* issu d'une expérience couplée et proche de l'état moyen 1990-2008 pour le mois d'initialisation.

Remarquons à ce stade que l'ensemble du système climatique a de fortes chances de ne pas être équilibré. Néanmoins, il s'agit d'une technique d'initialisation classique en prévisions saisonnières opérationnelles.

5.2 Méthodologie d'évaluation

Un système de prévisions saisonnières doit être testé sur une période historique afin d'en connaître les caractéristiques principales. Cet ensemble de rétro-prévisions est appelé un *hindcast*. En comparant avec des données de vérification (observations, réanalyses...), on évalue d'une part la qualité des prévisions, mais aussi les erreurs systématiques et les biais. Ces diagnostics sont utilisés ensuite pour re-calibrer les vraies prévisions.

Dans le cas d'une prévision (déterministe ou probabiliste) d'un certain événement, les qualités du système de prévisions saisonnières étudiées dans le *hindcast* sont les suivantes :

1. sa fiabilité : on vérifie que le système prévoit l'événement avec la même fréquence que celle de cet événement.
2. son acuité : on vérifie que les prévisions du système diffèrent d'une prévision à l'autre, c'est-à-dire que le système ne prévoit pas systématiquement la climatologie. Cette propriété ne dépend pas des observations ou données de vérification.
3. sa résolution : on vérifie que lorsque des prévisions diffèrent, les événements observés sont effectivement différents.
4. sa discrimination/son discernement : on vérifie si le système a bien su discriminer l'occurrence ou la non-occurrence d'un événement observé.

Un système de prévision doit au minimum posséder des qualités de résolution et de discrimination, c'est-à-dire être capable de discerner l'apparition d'anomalie même si l'amplitude de l'anomalie prévue n'est pas strictement identique à l'anomalie observée.

Sauf mention du contraire, le « mois de prévision » est le dernier mois de la période de prévision : septembre ou mars. Les « prédictants » sont les grandeurs moyennes sur ce mois.

Nous analysons chaque série de prévisions saisonnières (ou *hindcast*) sur l'ensemble de la période 1990-2008 (ou 1991-2009, le cas échéant) en tant que prévisions déterministes et probabilistes. En terme de prévisions, nous nous intéressons principalement à :

1. surface, étendue, concentration et épaisseur sur l'ensemble de l'océan Arctique ;
2. surface, étendue et distribution d'épaisseur sur les sous-bassins décrits en figure 3.20.

5.2.1 Prévisions déterministes

On réalise Y prévisions d'ensemble, chaque ensemble étant composé de N membres. Ici, Y est égal à 19 et N à 9.

On considère un prédictant X (par exemple, l'étendue de glace de mer arctique en septembre). On note $X_{f,k}(y)$ la prévision de X du membre k ($k = 1 \cdots N$) de l'ensemble initialisé à l'année y ($y = 1 \cdots Y$). On note $X_o(y)$ la donnée de vérification pour cette prévision (observations).

Prévision déterministe

Il s'agit de la moyenne d'ensemble.

$$X_f(y) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N X_{f,k}(y) \quad (5.1)$$

L'écart-type de l'ensemble donne une estimation de l'incertitude de la prévision déterministe. La climatologie de la prévision est alors la moyenne sur la période 1990-2008 (ou 1991-2009) des prévisions déterministes :

$$X_f^{clim} = \frac{1}{Y} \sum_{y=1}^Y X_f(y). \quad (5.2)$$

Biais moyen (B)

$$B(X) = \frac{1}{Y} \sum_{y=1}^Y (X_f(y) - X_o(y)) \quad (5.3)$$

Cette grandeur permet de quantifier la dérive entre la prévision et la référence tout au long de l'échéance de prévision.

Erreur moyenne quadratique (*Root Mean Square Error*, RMSE)

$$RMSE(X) = \sqrt{\frac{1}{Y} \sum_{y=1}^Y (X_f(y) - X_o(y))^2} \quad (5.4)$$

Déviation moyenne quadratique (*Root Mean Square Deviation*, RMSD)

Cette grandeur est une mesure de la dispersion d'ensemble moyenne (*ensemble spread*).

$$RMSD(X) = \sqrt{\frac{1}{NY-1} \sum_{y=1}^Y \sum_{k=1}^N \sum_{p \neq k} (X_{f,k}(y) - X_{f,p}(y))^2} \quad (5.5)$$

Coefficient de Corrélation d'Anomalies (*Anomaly Correlation Coefficient*, ACC)

$$ACC(X) = \frac{\sum_{y=1}^Y \delta X_f(y) \delta X_o(y)}{\sqrt{\sum_{y=1}^Y \delta X_f(y)^2} \sqrt{\sum_{y=1}^Y \delta X_o(y)^2}} \quad (5.6)$$

$\delta X_f(y)$ et $\delta X_o(y)$ désignent les anomalies de $X_f(y)$ et $X_o(y)$, par rapport à une référence qui dépend de ce que l'on souhaite évaluer.

Prévisibilité liée aux conditions initiales

Afin de donner une idée générale de la qualité des prévisions du système, nous calculons les anomalies par rapport à la climatologie sur l'ensemble des années du *hindcast* (1990-2008 ou 1991-2009). Ce sont les « anomalies brutes ». Le score ACC « brut » est la corrélation entre les anomalies de la prévision par rapport à sa climatologie et les anomalies de la référence par rapport à sa climatologie.

Lorsque nous nous intéressons à la prévisibilité due aux conditions initiales seules, nous calculons les anomalies par rapport à la tendance linéaire de long-terme. Il s'agit de la droite de régression des $X_f(y)$, $y = 1 \cdots Y$ (ou des $X_o(y)$, $y = 1 \cdots Y$) estimée par la méthode des moindres carrés. Ces anomalies sont les anomalies « hors tendance », et le score ainsi calculé est le score ACC « hors tendance ».

Dans ce qui suit, les tendances considérées seront toujours les tendances de long terme linéaires sur la période considérée, et cela même si le modèle linéaire n'est pas le meilleur modèle.

La valeur de l'ACC brute entre deux séries temporelles peut être élevée même si les tendances des deux séries ont des amplitudes différentes. Dans la cas de l'étendue de glace de mer arctique sur les décennies 1990-2010, la tendance décroissante marquée peut conduire à

surestimer la corrélation entre la prévision et les observations (voir chapitre 4). En retranchant les tendances, nous comparons les « vraies » anomalies. De plus, retrancher la tendance permet d'isoler la prévisibilité liée aux seules conditions initiales (« prévisibilité de première espèce ») de la prévisibilité liée aux forçages externes (« prévisibilité de seconde espèce », Branstator et Teng, 2010), qui prend en compte la prévisibilité associée à l'augmentation des concentrations de GES.

La significativité des ACC est testée à l'aide d'un test de permutations (*bootstrap*). Nous estimons la valeur ajoutée des prévisions couplées en comparant ces scores avec ceux de méthodes de « référence » que nous décrivons ci-dessous.

Table de contingence

On considère un événement binaire \mathcal{E} ; par exemple, « la concentration de glace de mer est supérieure à 15% ». À partir des Y prévisions déterministes et des données de vérification correspondantes (« observations »), on peut construire la table de contingence suivante :

\mathcal{E}	Observé OUI	Observé NON
Prévu OUI	a	b
Prévu NON	c	d

où a , b , c et d représentent le nombre de prévisions déterministes tombant dans chaque cas ($a+b+c+d = Y$). b est le nombre de « Fausses Alertes » (FA) et c le nombre d'« Occurrences Manquées » (OM).

On déduit de cette table les indices suivants qui permettent de qualifier le système de prévisions :

1. Taux de détections (*hit rate*) :

$$HR = \frac{a}{a+c};$$

2. Taux de fausses alertes (*false alarm rate*) :

$$FAR = \frac{b}{b+d};$$

3. Taux d'alertes correctes (*correct alarm rate*) :

$$CAR = \frac{a}{a+b};$$

4. Taux d'occurrences manquées (*miss rate*) :

$$MR = \frac{c}{c+d}.$$

La résolution du système de prévisions déterministes pour l'événement \mathcal{E} est évaluée à partir de CAR et MR . Si CAR est supérieur à MR , le système présente une bonne résolution pour l'événement \mathcal{E} . La discrimination du système est évaluée à partir de HR et FAR : le système est discriminant pour \mathcal{E} si HR est supérieur à FAR . Une telle approche est aussi utilisée pour l'évaluation des prévisions probabilistes.

5.2.2 Prévisions probabilistes

Dans ce cas, nous considérons la prévision de la probabilité d'occurrence d'un événement.

La résolution et la discrimination du système de prévisions probabilistes peuvent aussi être évaluées avec la table de contingence. Dans ce cas, on considère que le système prévoit l'événement \mathcal{E} si plus d'un certain nombre de membres de l'ensemble prévoient \mathcal{E} . En pratique, on dresse k tables de contingence ($k = 1 \cdots N$), chacune d'elles correspondant à un nombre minimal k de membres nécessaires pour considérer l'événement prévu. Pour chaque

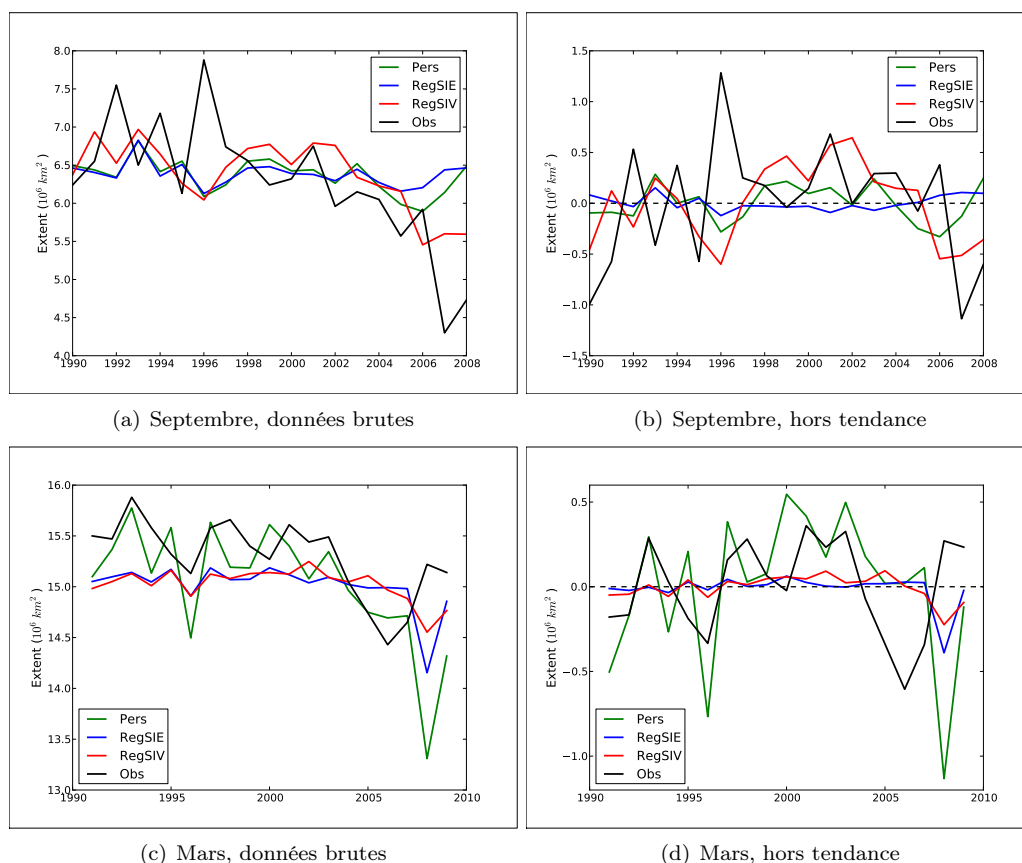


FIGURE 5.3 – Prévisions empiriques de l'étendue de glace de mer ($Extent$) de septembre (haut) et mars (bas) : persistance (Pers), régression de l'étendue (RegSIE) sur elle-même et régression de l'étendue sur le volume initial (avril ou octobre; RegSIV). Obs : NSIDC.

k , un taux de détections (HR_k) et un taux de fausses alertes (FAR_k) sont calculés. On trace alors la courbe des HR_k en fonction des FAR_k , appelée courbe ROC (*Relative Operating Curve*). Le score ROC est l'aire située sous la courbe ROC : c'est une valeur entre 0 et 1. Une valeur de score ROC supérieure à 0,5 signifie que la courbe ROC est au-dessus de la première bissectrice : le système apporte de l'information.

Nous sommes conscients de plusieurs limites à l'analyse du système de prévisions probabilistes. Notamment, le nombre restreint de membres dans l'ensemble (9), et le nombre limité de dates d'initialisation (19).

5.2.3 Données de vérification

Nous avons choisi d'utiliser la reconstruction forcée d'initialisation afin de contrôler la dérive et l'apparition de biais durant la période de prévision.

Pour la surface et l'étendue, nous utiliserons aussi les observations NSIDC. Comme la reconstruction n'a pas été produite en assimilant des données de concentration, il s'agit de données indépendantes qui donneront plus de robustesse à nos conclusions.

5.2.4 Méthodes statistiques

Les scores de notre système de prévision doivent être comparés à ceux de méthodes de référence. Nous avons choisi trois « méthodes zéro » au sens où notre système n'apporte

aucune valeur ajoutée si ses performances ne sont pas meilleures :

1. la persistance d'anomalie : c'est une méthode utilisée classiquement en prévisions saisonnières pour les systèmes à mémoire ;
2. la régression linéaire de l'anomalie initiale de surface/étendue sur l'anomalie de surface/étendue au mois de prévision : il est naturel de s'y intéresser si la persistance donne des résultats satisfaisants.
3. la régression linéaire de l'anomalie initiale de volume sur l'anomalie de surface/étendue au mois de prévision : il s'agit là de tester la capacité qu'aurait le volume à faire mieux que notre système de prévision, dans l'hypothèse où le volume de glace serait connu.

Ces méthodes sont calculées à partir de la reconstruction et en utilisant des données mensuelles. Les anomalies initiales utilisées sont ainsi les moyennes mensuelles des mois précédents le jour d'initialisation : avril pour la prévision de septembre, et octobre pour la prévision de mars. Les coefficients des régressions linéaires sont calculés en mode « validation-croisée » : pour chaque prévision y , les données de référence pour l'année y ne sont pas utilisées pour calculer les coefficients de régression linéaire. Dans le cas des prévisions des anomalies hors tendance, la tendance linéaire est retranchée avant de calculer les coefficients de régression.

La figure 5.3 donne pour septembre et mars les prévisions de chaque méthode pour l'étendue, et permet de les comparer aux observations NSIDC, en tenant compte ou non des tendances. Dans les deux cas, une méthode se démarque des autres. Pour la prévision de septembre, il s'agit de la régression de volume, et pour la prévision de mars, de la persistance de l'anomalie d'étendue. Les prévisions « hors tendance » sont particulièrement discriminantes. Les prévisions avec les méthodes non retenues ont une variance bien inférieure à la variance des observations. Cela peut s'expliquer facilement à l'aide des prévisions de mars. Sur la période 1990-2008, la série des étendues d'octobre présente une anomalie négative marquée en octobre 2007. Pour la prévision à l'aide de la régression de l'étendue des autres années, cette anomalie est prise en compte, et dégrade fortement la qualité des régressions linéaires (les R^2 sont inférieurs à 0,05).

D'autres régressions peuvent bien sûr être tentées, notamment des régressions multiples. Ces régressions peuvent faire intervenir des indices climatiques ou des variables océaniques, comme dans Lindsay et al. (2008). Nous utiliserons ainsi quelques prédicteurs identifiés dans la littérature : flux de chaleur océanique, contenu en chaleur océanique, SST, température des eaux atlantiques.

5.2.5 Analyse de variance prédicteur/prévisions

Nous distinguerons bien l'utilisation des méthodes statistiques utilisant un certain prédicteur des analyses de variance de la prévision à l'aide de ce prédicteur. Les méthodes statistiques permettent de vérifier qu'utiliser le modèle apporte une valeur ajoutée par rapport à une simple prévision statistique. L'analyse de variance prédicteur/prévisions permet d'identifier les grandeurs dans l'état initial qui ont le plus d'importance dans la détermination de la prévision. L'information donnée par cette analyse est comparée à une analyse de variance prédicteur/prédictant dans la reconstruction, et cela afin de vérifier que la prévision « reproduit bien » les liens physiques.

L'analyse de variance prédicteur/prévisions fera intervenir les prédicteurs utilisés dans les méthodes statistiques, mais aussi d'autres grandeurs physiques que nous détaillerons au fur et à mesure.

5.3 Prévisions d'été

5.3.1 État initial

Nous présentons en figure 5.4 la climatologie des états initiaux des prévisions d'été. Début mai, la glace a commencé son retrait annuel, mais reste encore présente dans les

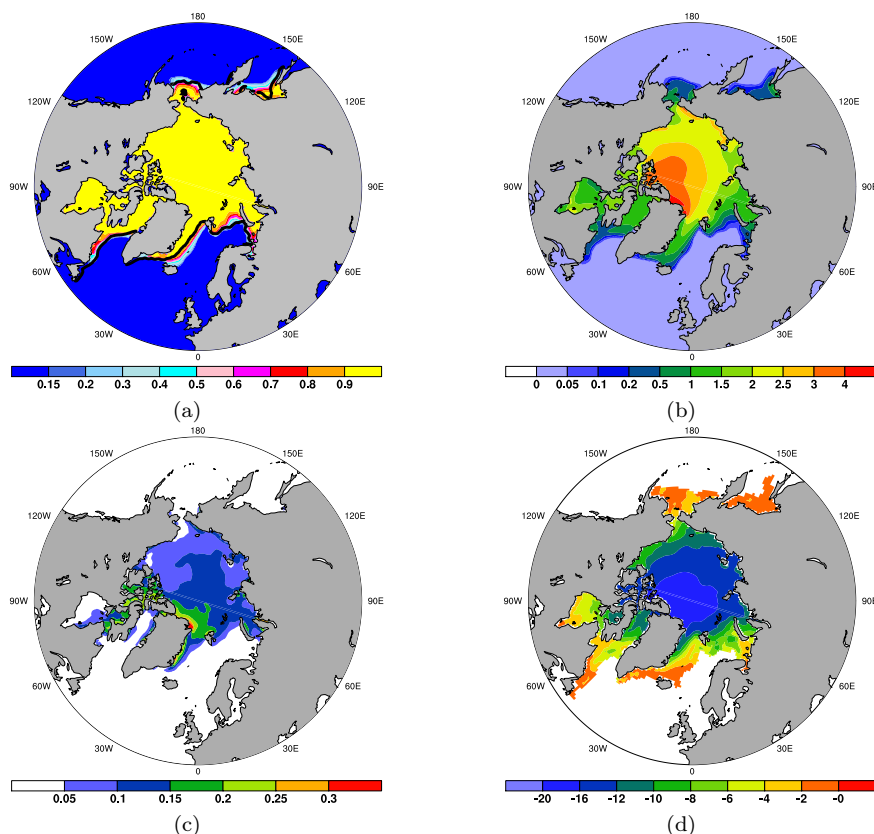


FIGURE 5.4 – États initiaux des prévisions d'été (1^{er} mai) : moyenne 1990-2008 de la concentration (a, sans unité), de l'épaisseur moyenne (b, m), de l'épaisseur de neige (c, m) et de la température de surface de la couverture de glace de mer (d, °C). Trait noir sur (a) : bord de glace observé NSIDC en moyenne en avril 1990-2008.

marges. La glace a alors atteint son maximum d'épaisseur en Arctique central. La structure d'épaisseur climatologique indique de fortes épaisseurs dans les mers de Sibérie Orientale et des Tchoukches. La glace est encore recouverte de neige sur tout l'Arctique central; les épaisseurs de neige simulées sont supérieures à 15 cm dans l'AAC, en mer de Lincoln et dans le détroit de Fram jusqu'à l'archipel de Svalbard. Les températures de surface sont supérieures à -20°C , et les températures relativement élevées dans les zones marginales et les mers périphériques suggèrent que la fonte a commencé ou est sur le point de le faire dans ces régions.

5.3.2 Climatologie et biais des prévisions

Concentration

Nous présentons en figure 5.5 la climatologie des prévisions de concentration aux différentes échéances à partir du 1^{er} mai. Ces climatologies sont comparées aux climatologies calculées dans la reconstruction. Un biais apparaît dès juin en baie d'Hudson, signifiant que le retrait de la glace est plus précoce dans cette région. Dans les mois suivants, un biais négatif apparaît dans les mers marginales de l'océan Arctique, et s'intensifie en mer de Kara et en mer de Laptev. Cela conduit, au mois de septembre, à une surestimation de la concentration dans ces régions, ainsi qu'en mer de Sibérie Orientale, et dans une moindre mesure dans l'AAC.

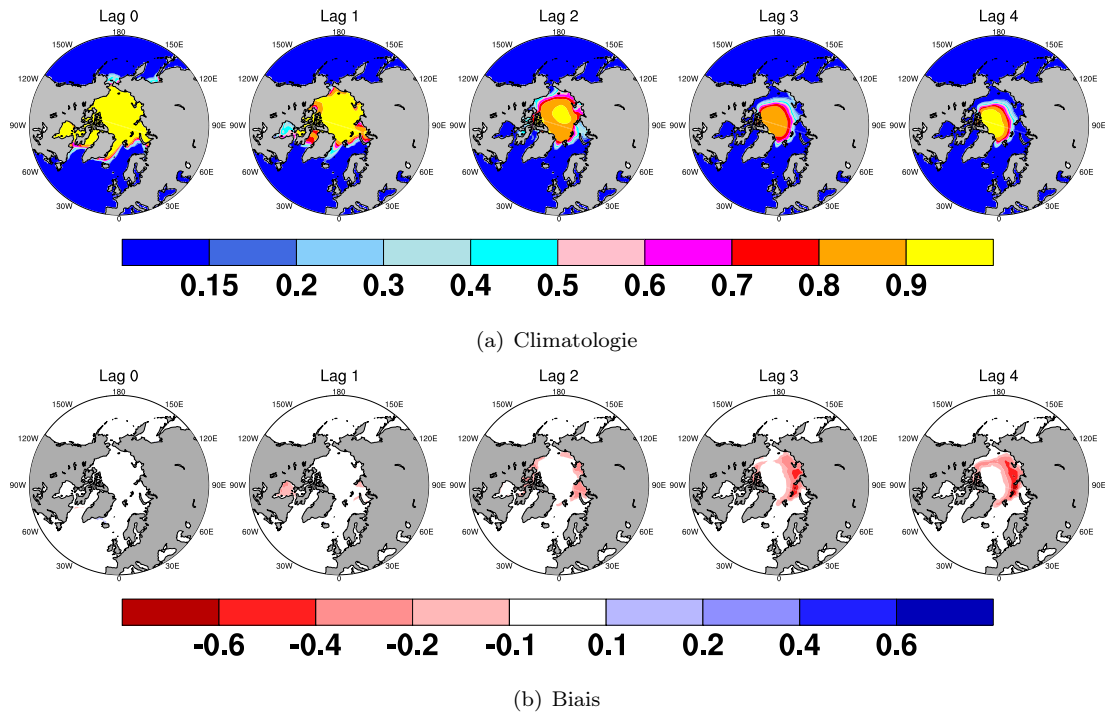


FIGURE 5.5 – Climatologie de la concentration pour les prévisions d'été (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008.

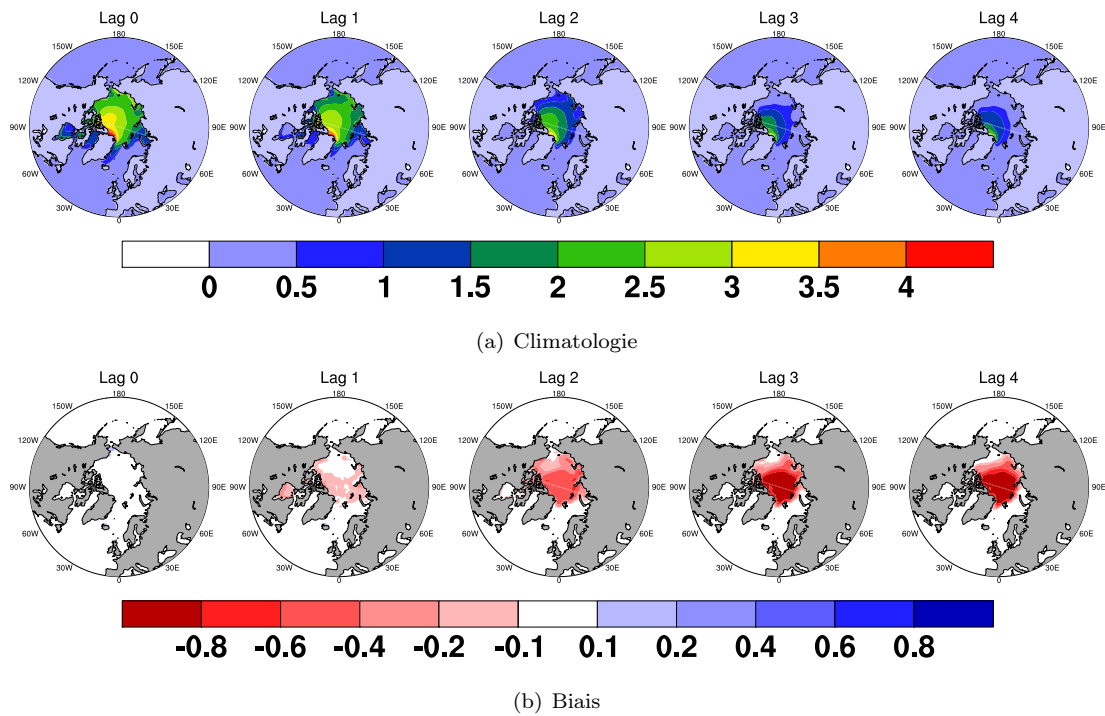


FIGURE 5.6 – Climatologie de l'épaisseur pour les prévisions d'été (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008. Unité : m.

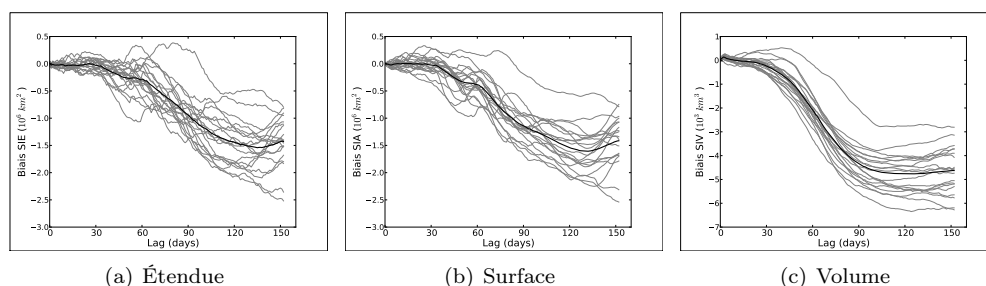


FIGURE 5.7 – Évolution du biais par rapport à la reconstruction durant la prévision d'été. Gris : prévisions individuelles. Noir : moyenne des prévisions.

Épaisseur

En figure 5.6, nous comparons les climatologies de l'épaisseur. Un fort biais négatif d'épaisseur apparaît dès juin, et atteint presque 1 m dans l'Arctique central en août. Ce biais est symptomatique d'une surestimation de la fonte estivale. Ce biais nuit au maintien de la glace là où elle est la plus fine, notamment le long des côtes sibériennes.

Surface, étendue et volume

La prévision d'étendue et de surface présente une dérive du système durant la saison de fonte, qu'illustrent les figures 5.7. La dérive de l'étendue par rapport à la reconstruction est particulièrement intense entre juin et juillet ($-0,45 \times 10^6 \text{ km}^2$ par mois), et se stabilise au cours du mois d'août. Cette dérive résulte en un biais négatif de l'étendue en septembre d'environ $1,4 \times 10^6 \text{ km}^2$. Le biais de la surface est d'une amplitude équivalente.

La dérive du volume suit une chronologie assez similaire, avec une croissance du biais (en valeur absolue) en juin et une stabilisation dès la fin du mois de juillet à -5000 km^3 . Un « choc » est visible sur la courbe du biais de volume durant les premiers jours, mais ce choc n'est pas visible pour l'étendue, et semble se résorber dans les jours qui suivent. Enfin, sur ces courbes, le panache des prévisions individuelles (correspondant à chaque ensemble) suit assez bien le biais moyen, avec quelques excursions singulières. La courbe qui se démarque en juillet par un biais positif de l'étendue correspond à la prévision initialisée en 1993. Dans le modèle, les hautes latitudes « voient » en 1993 l'effet radiatif des aérosols stratosphériques émis lors de l'éruption du Pinatubo en 1991.

5.3.3 Scores des prévisions de surface et étendue

En figure 5.8(a), les anomalies brutes des prévisions de l'étendue de septembre sont comparées aux anomalies brutes présentes dans les observations NSIDC. L'écart-type des prévisions déterministes est de $0,53 \times 10^6 \text{ km}^2$, ce qui est inférieur de 20% à l'écart-type des observations sur la même période ($0,66 \times 10^6 \text{ km}^2$).

Dans 14 des 19 prévisions, l'anomalie prévue a le même signe que dans l'anomalie observée. Les ensembles ont une dispersion (écart-type) comprise entre $0,18 \times 10^6 \text{ km}^2$ (1997) et $0,46 \times 10^6 \text{ km}^2$ (1995). Cette dispersion ne semble être fonction ni de la moyenne d'ensemble, ni de l'étendue initiale (corrélation presque nulle). Dans la figure 5.8(a), nous voyons que dans 10 des 19 prévisions l'anomalie brute observée est dans la « barre grise » figurant la dispersion de l'ensemble de prévisions, ce qui signifie que l'anomalie brute observée est à moins d'un écart-type de la prévision déterministe. Il s'agit donc de plus de 50% des prévisions. Néanmoins, notre système est sous-dispersif, dans la mesure où il existe des dates pour lesquelles l'anomalie observée n'est pas dans la dispersion des anomalies prévues.

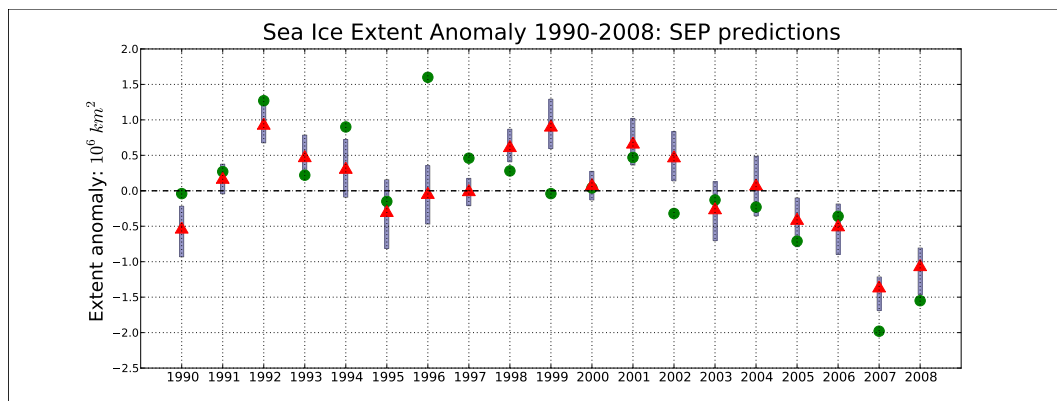
En figure 5.8(b), les anomalies présentées sont les anomalies « hors tendance ». Le signe de l'anomalie est correctement prévu dans 11 des 19 prévisions, et pour 11 années, l'anomalie observée est dans la « barre grise » de la prévision déterministe. Le système de prévision

d'été « hors tendance » est d'une qualité comparable à celle du système lorsqu'est prise en compte la tendance.

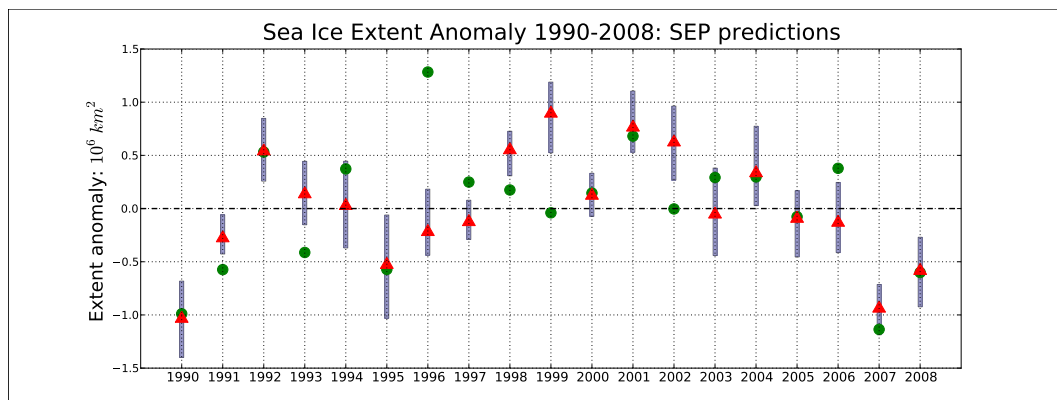
Le tableau 5.1 présente les différents taux issus des tables de contingence, pour l'observation et la prévision déterministe de quelques événements typiques concernant l'étendue. Avec ou sans tendance, les taux de détection (resp. d'alertes correctes) sont toujours supérieurs aux taux de fausses alertes (resp. d'occurrences manquées). Cela signifie que pour la prévision déterministe d'anomalies d'étendue positives (négatives), fortes ou faibles, le système présente de la résolution et de la discrimination.

Les scores ACC des prévisions du modèle, présentés dans le tableau 5.2, sont particulièrement élevés, y compris lorsque la tendance linéaire est retranchée. Le pouvoir prédictif de notre système n'est pas seulement lié à la tendance linéaire de long terme, mais bien aux conditions initiales.

Le tableau 5.2 permet aussi de comparer les scores ACC de nos prévisions avec ceux des méthodes statistiques. Dans les observations, les persistances des étendues d'avril et mai décroissent rapidement dans les mois suivants. L'étendue varie en effet très vite durant cette période de l'année (Blanchard-Wrigglesworth et al., 2011). De ce fait, il est illusoire d'espérer des scores significatifs pour les prévisions basées sur la persistance et la régression de l'étendue d'Avril. Néanmoins, dans la reconstruction, l'étendue de Septembre est bien corrélée avec les volumes d'avril et de mai (corrélations d'anomalies par rapport à la tendance de 0,63 et 0,69, significative à 95%). Les prévisions par régression du volume peuvent



(a) Données brutes



(b) Hors tendance

FIGURE 5.8 – Prévisions d'anomalies de l'étendue de septembre. Triangles rouges : anomalies d'étendue prévues. Barres grises : écart-type des ensembles. Ronds verts : anomalies observées (NSIDC). (a) : anomalies par rapport à la climatologie ; (b) : anomalies relatives à la tendance linéaire.

	HR	FAR	CAR	MR
Anomalie SIE positive	70%	22%	78%	30%
Anomalie SIE dans tercile sup.	71%	17%	71%	17%
Anomalie SIE dans tercile inf.	71%	8%	83%	15%
Anomalie SIE positive (h.td.)	67%	40%	60%	33%
Anomalie SIE dans tercile sup. (h.td.)	67%	38%	44%	20%
Anomalie SIE dans tercile inf. (h.td.)	83%	8%	83%	8%

TABLE 5.1 – Taux de détections (HR), de fausses alertes (FAR), d’alertes correctes (CAR) et d’occurrences manquées (MR) pour la prévision d’événements concernant l’anomalie d’étendue (SIE) de septembre.

	Système	Persistance	Régression linéaire	Régression SIV
SIA	0,70 (p<0,001)	-	-	0,48 (p=0,014)
SIA (h.td.)	0,53 (p=0,006)	-	-	0,12 (p=0,32)
SIE	0,72 (p<0,001)	0,12 (p=0,32)	-	0,54 (p=0,009)
SIE (h.td.)	0,60 (p=0,002)	-	-	0,24 (p=0,1)

TABLE 5.2 – Scores des prévisions déterministes de surface (SIA) et d’étendue (SIE) de septembre. Les corrélations sont calculées entre les prévisions des différentes méthodes et les observations NSIDC. En gras : les scores significatifs à 95% (test de *bootstrap*) ; h.td. : hors tendance.

donc être utilisées pour la comparaison. Les scores de cette méthode sont d’ailleurs assez encourageants en anomalies brutes. Toutefois, la tendance semble être la clé de ces bons scores : hors tendance, le score de la régression du volume n’est plus significatif.

Quelques prévisions se démarquent pour de bonnes ou de mauvaises raisons. Le maximum d’étendue de septembre 1996 n’est pas bien capturé : le système prévoit à la place une situation proche de la normale. Les faibles étendues de septembre 1995, 2007 et 2008 sont bien prévues, même si la prévision brute surestime légèrement les étendues. Septembre 2007 tient bien son rôle de minimum historique sur la période de *hindcast*, et 2008 lui est assez proche. Septembre 1999 est une fausse alerte, le système prévoyant une anomalie assez fortement positive pour cette année « moyenne ». La prévision de septembre 2002 est là aussi une fausse alerte, mais cette fois-ci le système manque une anomalie négative.

5.3.4 Analyse des prévisions d’étendue

Comment expliquer les scores des prévisions de septembre ? Nous voyons tout d’abord que la tendance linéaire joue un rôle important. Dans les observations, la tendance linéaire explique 50% de la variance de l’étendue et de la surface de septembre sur la période 1990-2008. Dans le cas des prévisions, ce chiffre descend à 30% de variance expliquée. Ceci explique que le pouvoir prédictif du modèle reste bon lorsque la tendance est retranchée.

Comme attendu, l’anomalie initiale d’étendue apporte peu d’information : seulement 25% de variance expliquée. Cette part est nulle lorsque l’anomalie est calculée par rapport à la tendance. L’anomalie initiale de volume explique à elle seule 78% de la variance de l’anomalie de l’étendue prévue. Lorsque les anomalies sont calculées par rapport à la tendance linéaire, il s’agit toujours de 72% de variance expliquée. Le volume est donc pour beaucoup dans la détermination des anomalies, et cela malgré la fonte trop intense de juin-juillet.

Nous présentons en tableau 5.3 les corrélations entre l’étendue prévue en septembre et l’anomalie initiale de M_k et m_k , suivant les notations du chapitre 4. Les meilleurs prédicteurs sont parmi les M_k lorsque k est plus petit que 6, c’est-à-dire lorsque l’épaisseur limite est inférieure à 4 m. Dans l’état initial, la surface couverte de glace d’épaisseur supérieure à 0,5 m (M_2) explique 66% de la variance des étendues prévues, et 60% lorsqu’on ne tient pas compte de la tendance, ce qui domine largement la capacité prédictive potentielle de la glace

	Brute	Hors tendance		Brute	Hors tendance
$h \leq 0,2$ m	-0,24	-0,39	$h > 0,2$ m	0,81	0,78
$h \leq 0,5$ m	-0,31	-0,26	$h > 0,5$ m	0,68	0,57
$h \leq 0,9$ m	-0,24	-0,07	$h > 0,9$ m	0,67	0,53
$h \leq 1,5$ m	-0,39	0,03	$h > 1,5$ m	0,77	0,69
$h \leq 2,5$ m	-0,51	-0,36	$h > 2,5$ m	0,48	0,26

TABLE 5.3 – Corrélations entre l'anomalie de SIE prévue en septembre et les prédicteurs déduits de l'ITD en avril (voir chapitre 4).

Événement	ROC
Anomalie de SIE positive	0,82
Anomalie de SIE dans le tercile sup.	0,74
Anomalie de SIE dans le tercile inf.	0,80

TABLE 5.4 – Score ROC pour des événements binaires concernant l'anomalie d'étendue de septembre (SIE); h.t.d. : hors tendance.

fine (d'épaisseur inférieure à 0,2 m, inférieure à 10%). Ce *hindcast* porte donc une illustration du régime de « mémoire » mis en évidence dans Chevallier et Salas y Mélia (2011).

5.3.5 Prévisions probabilistes

La métrique « barre grise » décrite ci-dessus nous a permis de voir que le système de prévision est en général sous-dispersif. Nous allons évaluer maintenant les autres caractéristiques du système en tant que système probabiliste.

Scores ROC pour l'étendue

Pour les mêmes événements de prévisions d'anomalies d'étendue, nous donnons ci-dessous le score ROC qui mesure les qualités de discrimination du système de prévisions probabilistes.

Peu de surprises ici avec un score ROC bien supérieur à 0,5 pour chaque événement. La courbe ROC (non représentée) est donc bien au-dessus de la première bissectrice dans chaque cas, ce qui signifie que pour un seuil de déclenchement donné (i.e. nombre minimum de membres pour considérer un événement prévu), le taux de détections est toujours supérieur au taux de fausses alertes. Le système sait donc discriminer l'occurrence et la non-occurrence d'un événement binaire concernant une anomalie d'étendue.

Scores ROC pour la concentration

La formulation probabiliste peut-elle nous apporter de l'information pour une prévision de la distribution géographique de la glace de mer arctique ?

Nous avons utilisé quatre seuils de concentration (15%, 40%, 70% et 90%), et calculé le score ROC en tout point correspondant à l'événement « la concentration dépasse le seuil ». Ce diagnostic est présenté en figure 5.9. Ce type d'information peut être d'une grande utilité pour la planification de la navigation. Les seuils correspondent aux valeurs limites utilisées par le service des glaces du Canada (World Meteorological Organization, 1970).

Ce score est intéressant car il permet de relativiser l'impact du biais négatif de concentration sur l'exploitabilité de nos prévisions de concentration. Ce score est en effet supérieur à 0,5 sur une grande partie du secteur Beaufort-Tchouktches-Sibérie Orientale, sur une vaste zone pour les seuils de concentration faibles. Cela signifie que même si la concentration exacte est rarement prévue dans ce secteur, quelques membres sont capables de détecter la présence ou non de glace au-delà d'un certain seuil. Cette information peut être utile à la prévision.

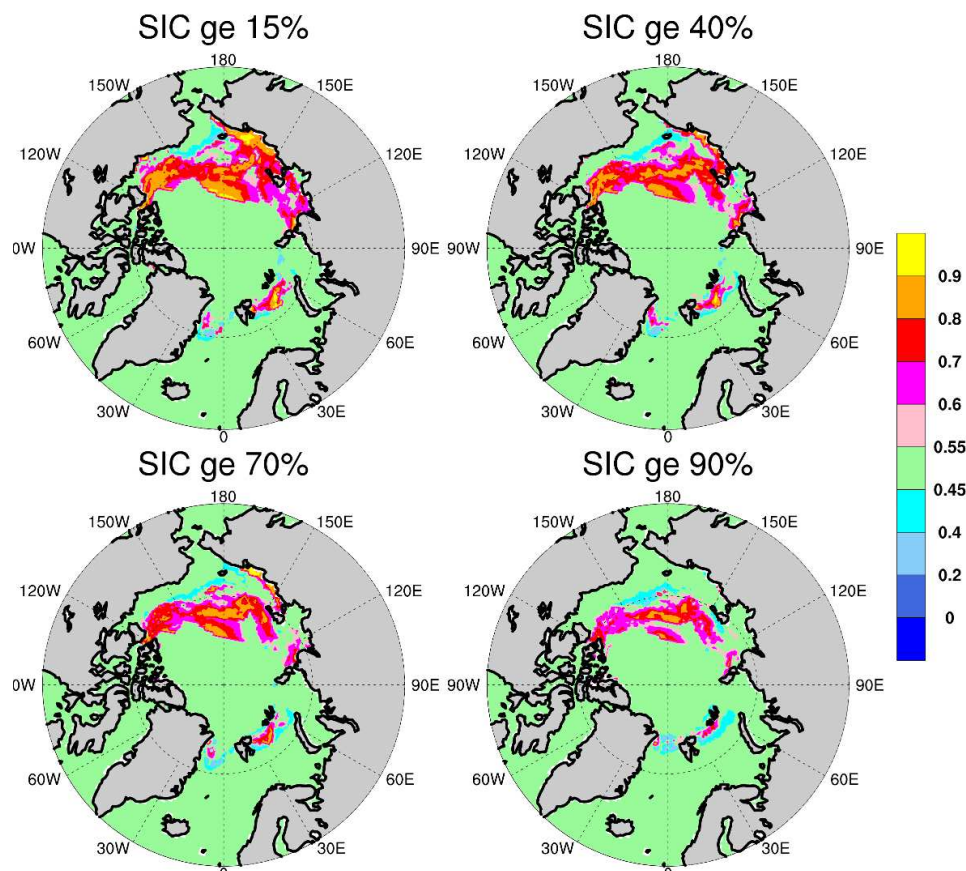


FIGURE 5.9 – Score ROC (proportion taux de détections vs. taux de fausses alertes; sans unité) pour la prévision de septembre de la concentration (SIC) supérieure à 15%, 40%, 70% et 90%.

Nous présentons en figure 5.10 la prévision de septembre 2007 : la grandeur représentée est la fraction de l'ensemble dont les membres prévoient une concentration supérieure à 15%. Nous présentons en regard l'équivalent en climatologie. Nous avons déjà vu que l'étendue prévue en septembre 2007 était la plus faible de l'ensemble de la période de *hindcast*. Comparée à la climatologie, la couverture de glace de mer prévue en septembre 2007 correspond bien à une couverture anormalement faible. Tous les membres s'accordent sur de vastes zones d'eau libre le long des côtes sibériennes, et la zone sur laquelle tous les membres prévoient la concentration supérieure à 15% est plus réduite que dans la climatologie. Quelques membres capturent des aspects de la couverture historique de septembre 2007 : par exemple, le pont de glace entre l'Arctique central et le nord de la Sibérie. Ces caractéristiques spatiales sont néanmoins décalées par rapport aux caractéristiques correspondantes dans les observations.

5.3.6 Interprétation des biais

Après avoir analysé les scores, intéressons-nous à l'interprétation physique des biais des prévisions.

Les biais négatifs de concentration et d'épaisseur suggèrent une fonte surestimée. Nous disposons dans GELATO de deux diagnostics portant sur l'évolution du contenu thermique de la glace de mer : l'évolution due à la thermodynamique seule, et l'évolution due à l'advection. Le contenu thermique de la glace s'exprime à l'aide de l'enthalpie massique (voir chapitre 2) :

$$\begin{aligned} H_{c,k} &= \rho_i \int_{z=0}^{h_{i,k}} q_i(T_k(z), S_k(z)) dz + \rho_{s,k} h_{s,k} q_s(T_{s,k}) \\ H_c &= \sum_{k=1}^{N_{cat}} f_k H_{c,k}, \\ \partial_t H_c &= (\partial_t H_c)_{thm} + (\partial_t H_c)_{adv} \end{aligned} \quad (5.7)$$

Le signe de $(\partial_t H_c)_{thm}$ et $(\partial_t H_c)_{adv}$ indique si le processus concerné est responsable d'une augmentation ou d'une réduction du contenu en chaleur de la glace. $(\partial_t H_c)_{thm}$ est positif s'il y a fonte, et négatif lorsque l'épaisseur de glace croît par croissance thermodynamique. Le signe de $(\partial_t H_c)_{adv}$ indique s'il y a divergence (positif) ou convergence et croissance de l'épaisseur par déformation mécanique (négatif).

La figure 5.11 présente la climatologie prévue et le biais moyen de $(\partial_t H_c)_{thm}$ par rapport à la reconstruction. Il ressort de cette figure que la fonte de juin-juillet-août est plus forte dans les prévisions, ce qui est ce que nous attendions. Le biais positif est observé dans un large secteur centré sur le pôle, ainsi que dans les mers de Kara et de Laptev en juin. Les

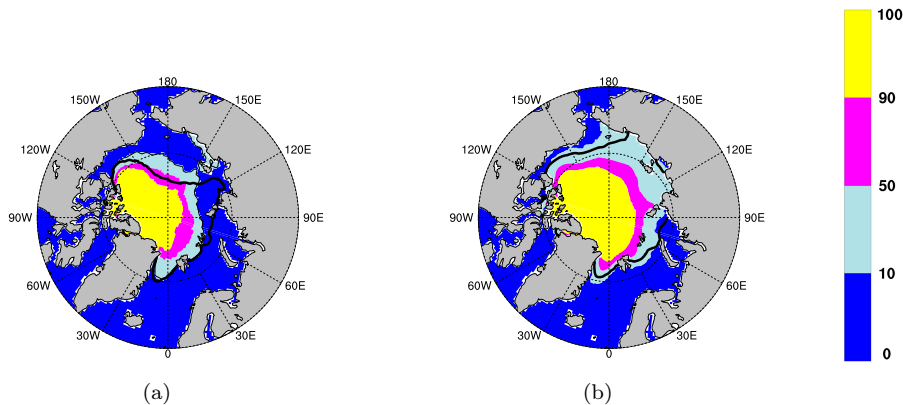


FIGURE 5.10 – Prévisions de septembre 2007 (a) et climatologie des prévisions 1990-2008 (b). Les couleurs indiquent les mailles où au moins 10%, 50% et 90% des membres de l'ensemble prévoient une concentration supérieure à 15%.

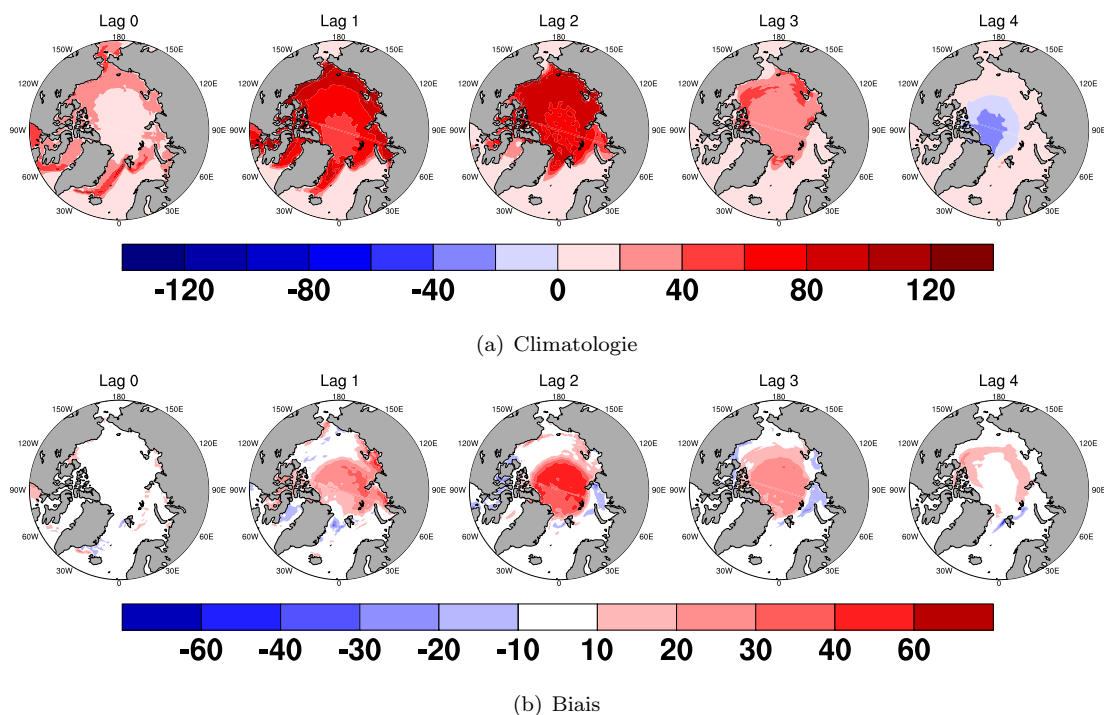


FIGURE 5.11 – Climatologie de $(\partial_t H_c)_{thm}$ pour les prévisions d'été (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008 ; unités : W/m^2 .

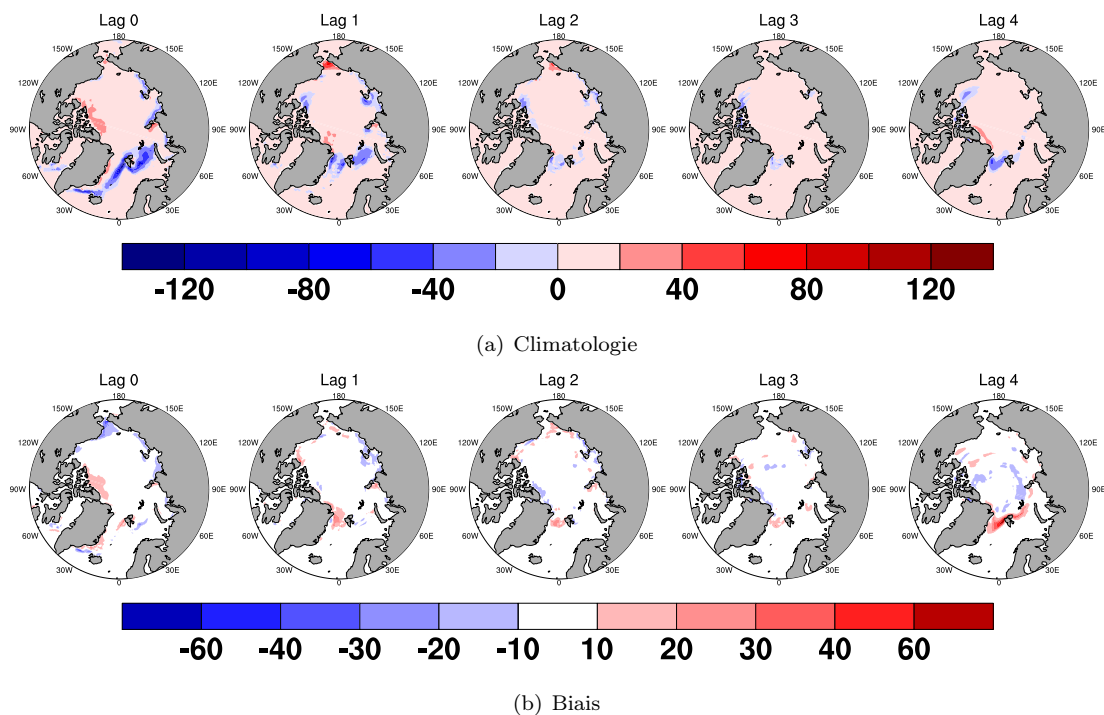
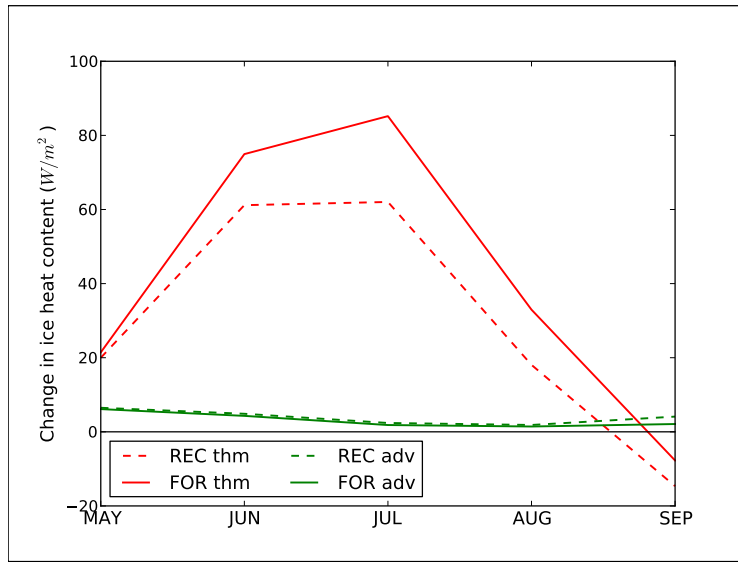
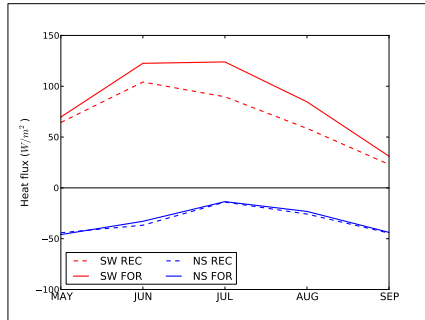


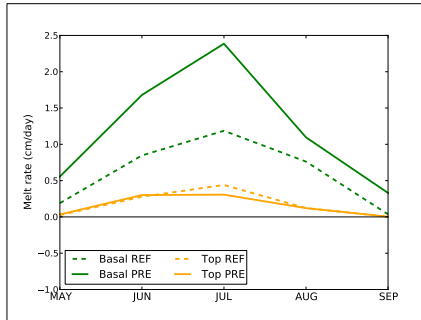
FIGURE 5.12 – Climatologie de $(\partial_t H_c)_{adv}$ pour les prévisions d'été (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008 ; unités : W/m^2 .



(a)



(b)



(c)

FIGURE 5.13 – Bilan d'énergie sur la glace de mer en moyenne sur l'Arctique central. En figure (a), moyenne des termes $(\partial_t H_c)_{thm}$ (rouge, thm) et $(\partial_t H_c)_{adv}$ (vert, adv) sur l'Arctique central et sur la période de *hindcast*. En figure (b), moyenne du flux de chaleur solaire (SW, rouge) et non-solaire net (NS, bleu) incident sur la surface marine. En figure (c), taux de fonte à la base (Basal : en vert) et à la surface (Top : en jaune). Trait pointillé : dans la reconstruction (REC), trait plein : dans les prévisions (FOR).

biais de $(\partial_t H_c)_{adv}$ ne présentent pas de structure spatiale marquée. Le biais observé dans la prévision est donc bien un biais lié aux processus thermodynamiques.

La figure 5.13(a) présente la moyenne sur l'Arctique central des diverses contributions à $(\partial_t H_c)$. Nous comprenons déjà que dans la reconstruction, l'essentiel des variations du contenu thermique est d'origine thermodynamique : les ordres de grandeur de $(\partial_t H_c)_{adv}$ et $(\partial_t H_c)_{thm}$ diffèrent d'un facteur 10. La figure présente clairement la surestimation de $(\partial_t H_c)_{thm}$ dans les prévisions, en juin-juillet-août. Le biais de $(\partial_t H_c)_{thm}$ atteint en moyenne 23 W/m^2 en juillet.

À quoi est dû ce biais thermodynamique ? L'évolution du contenu thermique de la glace a lieu en réponse aux différents forçages de surface et à son interface avec l'océan. Nous avons calculé les flux radiatifs solaire et non-solaire à la surface, dans l'Arctique central. La figure 5.13(b) montre que le flux non-solaire (NS) moyen dans les prévisions suit remarquablement le flux non-solaire présent dans la reconstruction. Ce n'est pas le cas du flux solaire (SW), qui dans les prévisions accuse un biais positif d'environ 26 W/m^2 par rapport à la reconstruction durant l'été. En regardant les prévisions individuellement, ce biais est remarquablement

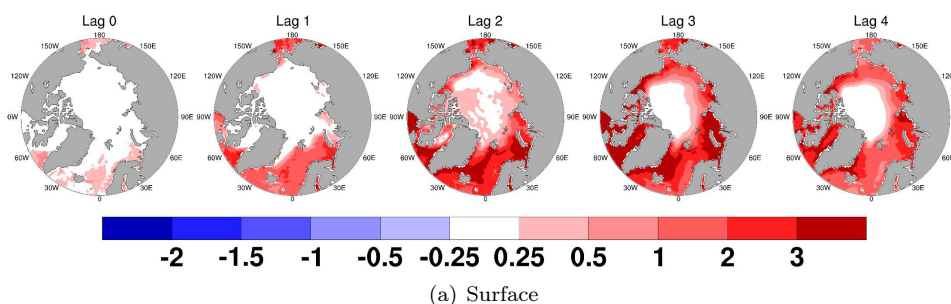


FIGURE 5.14 – Biais moyen de SST, relatif à la reconstruction. Période 1990-2008. Unité : °C.

stationnaire sur la période de *hindcast*, et pour chaque mois entre juin et août.

Le rayonnement SW de la reconstruction est en fait le champ de forçage issu d'ERA-Interim, corrigé avec GEWEX aux moyennes et basses latitudes. Nous montrons ici que le biais des prévisions d'été est lié à un biais radiatif du modèle d'atmosphère, et plus précisément dans sa simulation du rayonnement solaire incident à la surface. Cela traduit notamment une représentation incorrecte des nuages dans ARPEGE-Climat.

Le biais radiatif est responsable d'une fonte additionnelle d'environ 1 cm par jour durant l'été dans l'Arctique central. La figure 5.13(c) présente les taux de fonte à la base (interface océan-glace) et en surface, en moyenne sur l'Arctique central. La fonte à la base, composante dominante, est surestimée dans les prévisions durant tout l'été, avec près de 1 cm par jour de plus en juillet, soit deux fois plus que dans la reconstruction. La fonte en surface est du même ordre de grandeur, voire inférieure dans les prévisions par rapport à la reconstruction. La fonte latérale, d'un ordre de grandeur encore inférieur, est deux fois plus importante dans les prévisions que dans la reconstruction, signe d'une rétroaction d'albedo exacerbée.

On observe en général, et sur toute la période de prévision, un biais positif de SST, présenté en figure 5.14 pour l'océan Arctique. Ce biais est naturellement consécutif au biais radiatif, comme on peut le voir durant le mois de juillet (Lag 2), où l'eau présente dans les fractures de la glace est trop chaude. Durant les autres mois, le biais de SST est surtout présent dans les régions découvertes de glace seulement dans la prévision. On peut néanmoins voir que le biais positif de SST est présent aux latitudes plus moyennes. En profondeur, la température de l'océan est assez peu différente entre les prévisions et la reconstruction dans l'océan Arctique, avec encore l'exception notable du plateau continental sibérien.

La fonte massive de glace induite par le biais radiatif a néanmoins un impact majeur sur la salinité de l'océan sous-jacent. La figure 5.15 présente le biais de salinité à différentes profondeurs. La salinité de surface est bien entendue très affectée par la fonte : un biais négatif apparaît dès juin, et dépasse généralement 1 psu en août. Le biais négatif est particulièrement marqué en mer de Laptev. Il s'agit d'une région dans laquelle le biais de $(\partial_t H_c)_{thm}$ était déjà significatif en juin (figure 5.11) : la fonte à la base y est très intense dès le deuxième mois de prévision.

On remarque de plus un biais positif de salinité en mers de Sibérie Orientale et des Tchouktches, et au niveau de l'embouchure de l'Ob. Ces biais de salinité, qui semblent liés au ruissellement des fleuves arctiques, sont présents sur toute la profondeur des zones concernées : 30 m pour le biais positif du plateau de Sibérie de l'est, et plus profond encore pour le biais négatif en mer de Laptev. Il n'est certes pas possible de conclure à un biais dans les prévisions : souvenons-nous que dans la reconstruction, les débits des fleuves sont climatologiques. Il se peut que la reconstruction qui sert de référence ne soit pas fiable sur les entrées d'eau douce dans l'océan dans cette région.

En fin de période de prévision (septembre), l'océan Arctique a accumulé une quantité importante d'eau relativement douce issue de la fonte de la glace. Ce signal de salinité semble même s'être propagé hors de l'Arctique, via le détroit de Fram. Dans ces conditions, nous

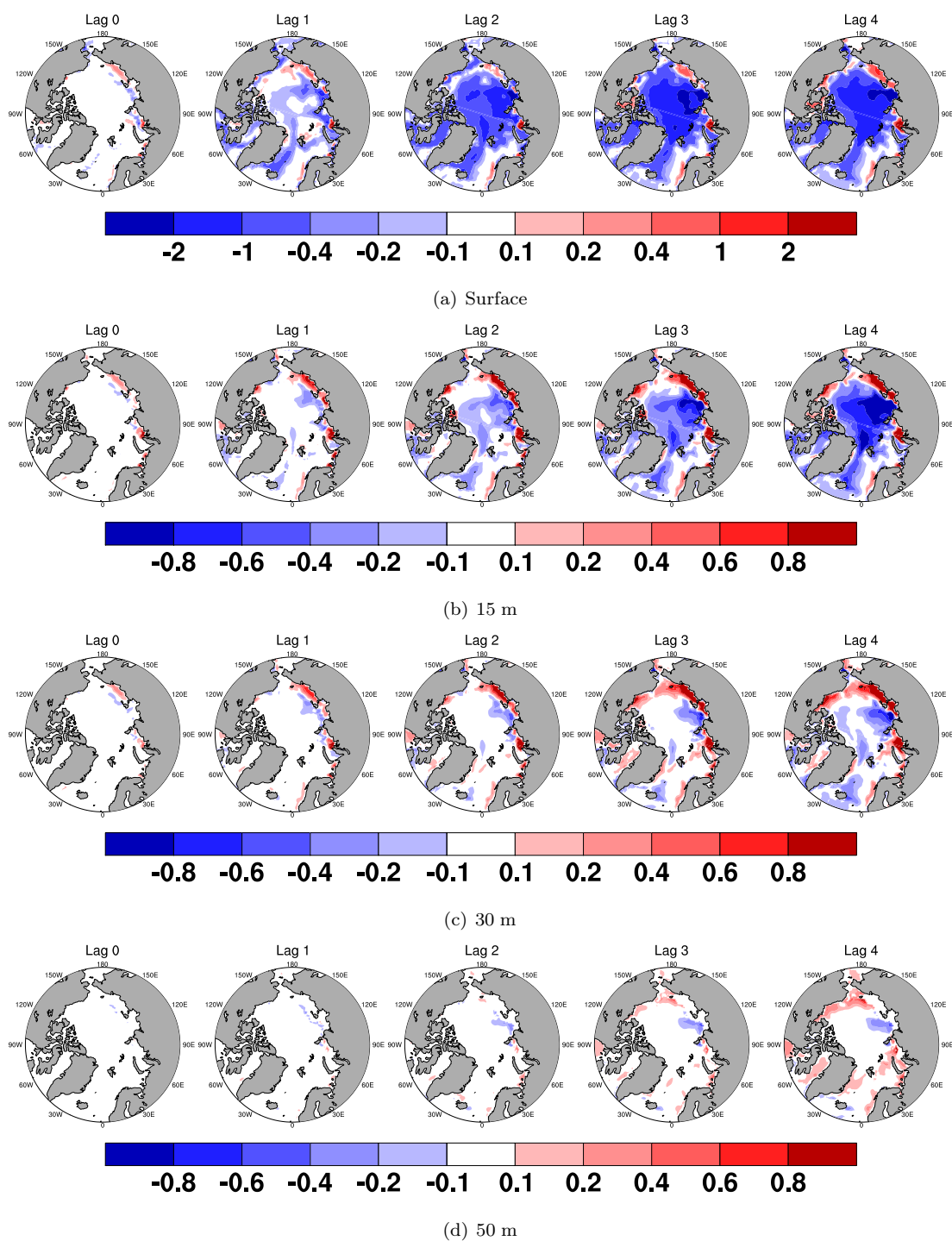


FIGURE 5.15 – Biais moyen de la salinité de l'océan, relatif à la reconstruction. Période 1990-2008. Unité : psu.

pouvons nous interroger sur les performances du système de prévisions au-delà de septembre. Il s'agit d'un préconditionnement fortement biaisé de prévisions interannuelles à décennales.

5.3.7 Cas particuliers

Prévision de septembre 1996

La prévision de septembre 1996 est un cas de défaut majeur de notre système. Si elle n'est pas prise en compte, le score ACC atteint 0,82 pour les prévisions d'anomalies brutes et 0,75 pour les prévisions d'anomalies hors tendance.

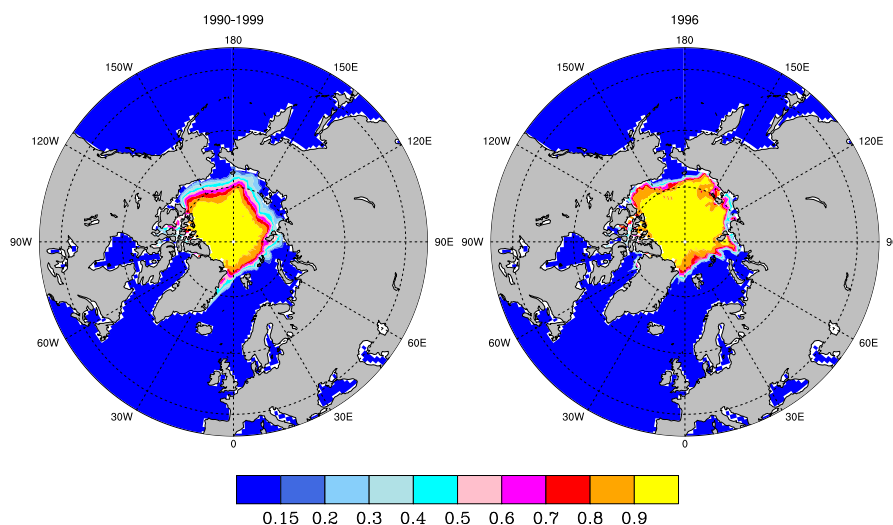


FIGURE 5.16 – Climatologie de la concentration de glace en septembre sur la période 1990-1999 (gauche) et carte de concentration de glace en septembre 1996 (droite). Source : HadISST.

Si septembre 1996 connaît la plus forte étendue mesurée de la période satellitaire avec en moyenne $7,88 \times 10^6 \text{ km}^2$, ce record en suit un autre assez inhabituel : les étendues mesurées en mars et avril 1996 sont les plus faibles observées sur la période 1979-2000. Ces étendues sont consécutives à la fonte massive pour la décennie, subie par la glace au cours de l'été 1995. Le 1^{er} mai 1996, l'étendue est encore bien en-dessous de la climatologie.

L'anomalie de concentration (figure 5.16) montre un maintien de glace anormal en mer de Beaufort et le long des côtes sibériennes jusqu'en mer de Kara. Il est légitime de penser qu'une anomalie d'épaisseur a pu se former dans cette région durant l'hiver. C'est en tout cas ce que suggère la reconstruction (non présenté). De plus, l'hiver 1996 a souvent vu la phase négative de l'AO, qui est associée avec un étirement de l'anticyclone de la mer de Beaufort (Rigor et al., 2002) : la glace épaisse envahit alors l'Arctique central potentiellement jusqu'aux côtes sibériennes. L'été 1996 voit surtout l'apparition d'une anomalie de température négative au mois d'août sur l'ensemble de l'hémisphère nord, associée à un régime de blocage. Une telle situation a contribué à ralentir la fonte jusqu'au début du mois de septembre.

Une telle situation, qu'aucune méthode statistique n'est capable de prévoir à 5 mois d'échéance (figure 5.3), est difficilement prévisible étant donné que l'état initial ne correspond pas à une anomalie positive de surface ou de volume. D'autres études suivront afin de mieux comprendre cette prévision manquée.

	Système	Persistance	Régression linéaire	Régression SIV
SIA	0,74	0,66	0,65	0,60
SIA (h.td.)	0,71	0,67	0,67	0,50
SIE	0,82	0,73	0,72	0,67
SIE (h.td.)	0,80	0,75	0,74	0,60

TABLE 5.5 – Scores des prévisions de septembre déterministes initialisées le 1^{er} août (à un mois d'échéance). Les corrélations sont calculées entre les prévisions des différentes méthodes et les observations NSIDC ; h.td. : hors tendance.

Prévision de septembre 2007

La prévision de septembre 2007 a été abordée plus tôt. Le système prévoit sans ambiguïté un minimum d'étendue de glace de mer : tous les membres de l'ensemble sont en-dessous des prévisions des années précédentes.

Nous avons décrit précédemment les caractéristiques spatiales de la situation prévue dans l'ensemble initialisé au 1^{er} mai 2007. Notamment, le pont entre l'Arctique central et les côtes septentrionales de la Sibérie est prévu, même s'il est décalé vers l'est. Par contre, la large zone laissée libre de glace en mers des Tchoukches et de Sibérie Orientale ne semble pas être bien représentée. Toutefois, aucun membre de l'ensemble ne prévoit de la glace dans cette région, alors qu'en moyenne il y en a toujours au moins un (figure 5.10) : cela représente un signal d'anomalie de couverture de glace dans cette région.

Nous rappelons que cette caractéristique a été forcée par une circulation atmosphérique extrême et persistante. Du fait de la nature chaotique de l'atmosphère, il n'est pas possible de prévoir la séquence d'événements météorologiques ayant eu lieu durant l'été 2007 : il faudrait pour cela disposer d'un ensemble infini de membres.

Un des effets de la structure atmosphérique dipolaire a été une advection d'eaux relativement chaudes en provenance de l'océan Pacifique. Cette advection océanique n'a pas pu être prévue au cours de la prévision initialisée le 1^{er} mai 2007. Nous avons donc réalisé des prévisions à moindre échéance initialisées au cours de l'été, les 1^{er} juin, 1^{er} juillet et 1^{er} août 2007. Les figures 5.17 montrent qu'à mesure que l'échéance diminue la forme de la couverture est mieux prévue, et représente un meilleur consensus entre les membres de l'ensemble. L'amélioration réside essentiellement dans la constitution de cette zone d'eaux libres, qui semble bien dessinée dès la prévision du 1^{er} juin. La bonne localisation du pont de glace par une majorité de membres de l'ensemble est toutefois réservée aux échéances les plus faibles.

À l'heure de rédiger ce manuscrit, nous ne disposions pas de *hindcast* complet de prévisions initialisées au 1^{er} juin et au 1^{er} juillet. Nous disposions par contre d'un *hindcast* initialisé au 1^{er} août, que nous avons choisi de ne pas présenter en détails par souci de concision. Nous donnons néanmoins en tableau 5.5 les scores ACC pour la prévision des surfaces et étendues de septembre dans ce *hindcast*. Il révèle d'excellents scores qui restent meilleurs que les méthodes statistiques, même si souvent ces méthodes donnent de bons scores elles-mêmes, comme nous l'avions vu dans le chapitre 4. Une grande partie du devenir de la glace durant la fin de l'été peut être aisément déduit de son état début août.

5.4 Prévisions d'hiver

5.4.1 État initial

La figure 5.18 présente la climatologie des états initiaux des prévisions d'hiver. La glace couvre presque l'ensemble de l'océan Arctique, à l'exception de la mer des Tchoukches. Sa progression dans la mer de Kara et la Baie de Baffin a commencé. Elle est encore à la limite nord de la mer de Barents, et absente des mers du Labrador, de Bering et d'Okhotsk. Les premières précipitations neigeuses ont eu lieu en octobre, mais c'est réellement durant le mois de novembre que la glace de mer se couvre de son manteau hivernal. La structure de

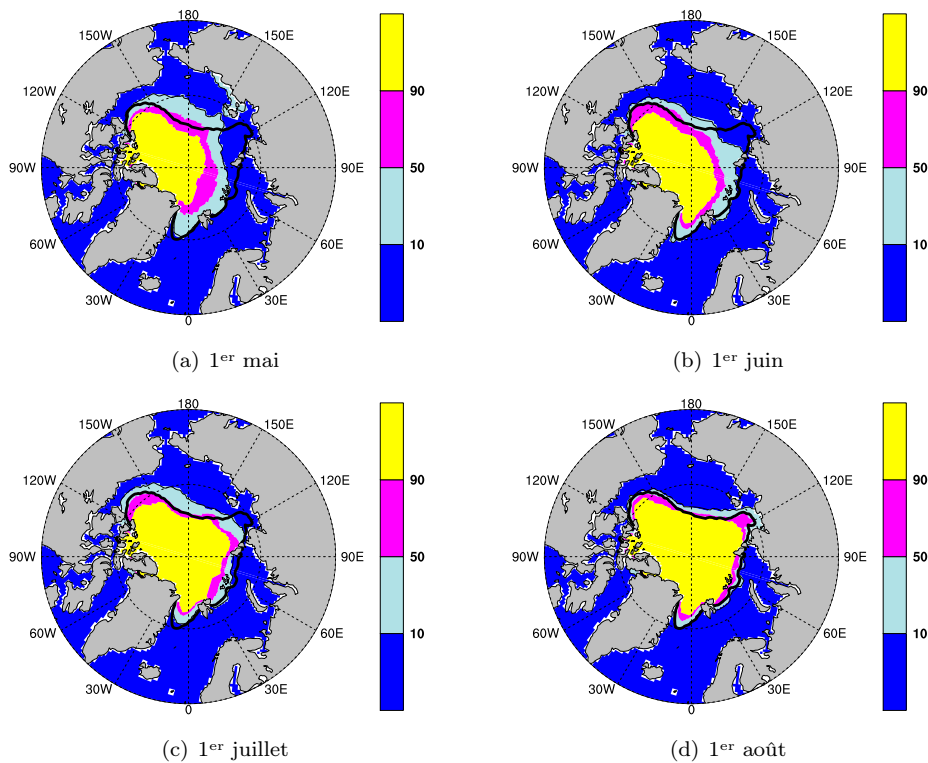


FIGURE 5.17 – Prévisions de la concentration de glace en septembre 2007. Fraction (%) correspondant au nombre de membres de l'ensemble ayant prévu une concentration supérieure à 15% dans la prévision initialisée le 1^{er} mai (a), le 1^{er} juin (b), le 1^{er} juillet (c) et le 1^{er} août (d).

température hivernale suggère que l'Arctique central est bien en prise en glace, avec des températures inférieures à -15°C sur une large zone.

5.4.2 Climatologie et biais des prévisions

Concentration

La climatologie des prévisions de concentration initialisées au 1^{er} novembre est présentée en figure 5.19, avec le biais par rapport à la reconstruction. Le bord de glace avance plus rapidement en mers nordiques et en mer de Barents, et plutôt plus lentement dans l'Arctique canadien et en baie de Baffin. Il en résulte un biais positif de concentration en mer du Groenland et en mer de Barents, et un biais négatif en mer du Labrador au sud du détroit de Davis. Un léger biais positif de concentration apparaît aussi en février en mer d'Okhotsk.

Épaisseur

La structure des différences d'épaisseur est intéressante (figure 5.20). Dans les mers marginales, elle reflète essentiellement les biais de concentration. Un biais négatif apparaît au nord du Groenland et du Canada, en même temps qu'un biais positif le long des côtes sibériennes. Nous verrons plus tard avec les diagnostics de GELATO traduisant les taux de croissance dynamique et thermodynamique que cette structure est liée à un biais dynamique dans le modèle couplé.

La structure d'épaisseur prévue en mars dans l'Arctique central correspond assez bien à celle de la reconstruction.

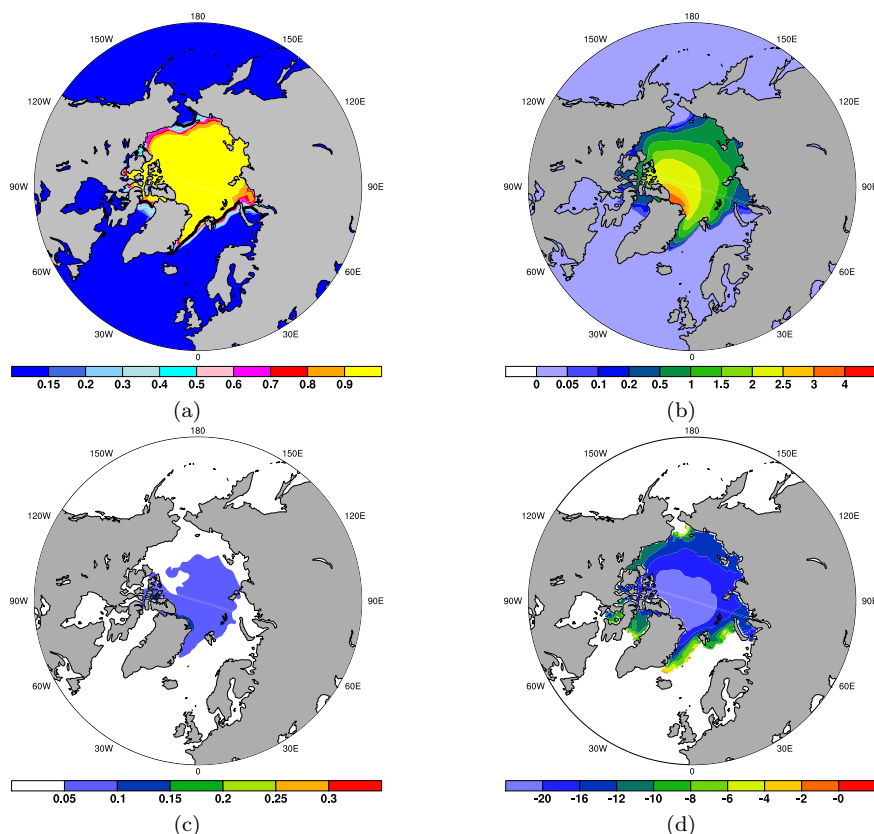


FIGURE 5.18 – États initiaux des prévisions d'hiver (1^{er} novembre) : moyenne 1990-2008 de la concentration (a, sans unité), de l'épaisseur moyenne (b, m), de l'épaisseur de neige (c, m) et de la température de surface de la couverture de glace de mer (d, °C). Trait noir sur (a) : bord de glace observé NSIDC en moyenne en octobre 1990-2008.

Surface, étendue et volume

Il existe un biais léger entre les étendues prévues et les étendues observées (figure 5.21), lié essentiellement au biais positif de concentration en mers nordiques et en mer d'Okhotsk. Le biais moyen d'étendue et de surface croît à la fin du mois de janvier, et redevient stationnaire durant le dernier mois de prévision, à environ $0,5 \times 10^6 \text{ km}^2$ pour SIE. La distribution du biais de SIV est assez dispersée autour d'une valeur moyenne qui reste remarquablement stationnaire à partir de mi-janvier. Un choc initial est encore visible ici : durant les dix premiers jours, le biais de volume croît fortement avant de revenir à une valeur nulle, et de décroître lentement jusqu'à mi-janvier.

L'amplitude de la variabilité est plutôt bien capturée. Cette amplitude est la moitié de la variance des étendues de septembre. La dispersion des ensembles est comprise entre $0,08 \times 10^6 \text{ km}^2$ (2008) et $0,34 \times 10^6 \text{ km}^2$ (2006).

5.4.3 Scores des prévisions de surface et étendue

La figure 5.22(a) montre que les anomalies brutes d'étendue sont bien prévues en mars. Le système tend à lisser la variabilité interannuelle, en filtrant par exemple le court rebond de la période 1997-2000, ou encore en 2008 en faisant « persister » la tendance née les années précédentes. La prévision de mars 1995 est une « fausse alarme », alors que pour 2003 le système ne capture pas l'anomalie positive. L'écart-type des prévisions déterministes est de $0,29 \times 10^6 \text{ km}^2$, ce qui est inférieur de 20% à l'écart-type des observations sur la même période

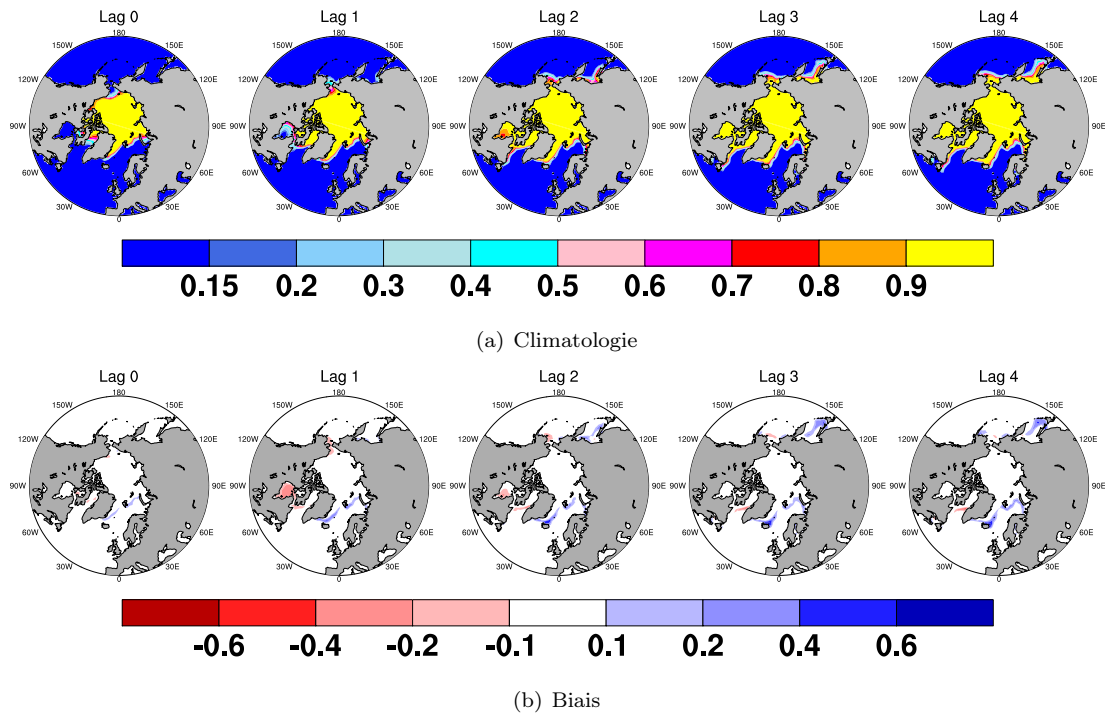


FIGURE 5.19 – Climatologie de la concentration pour les prévisions d'hiver (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008.

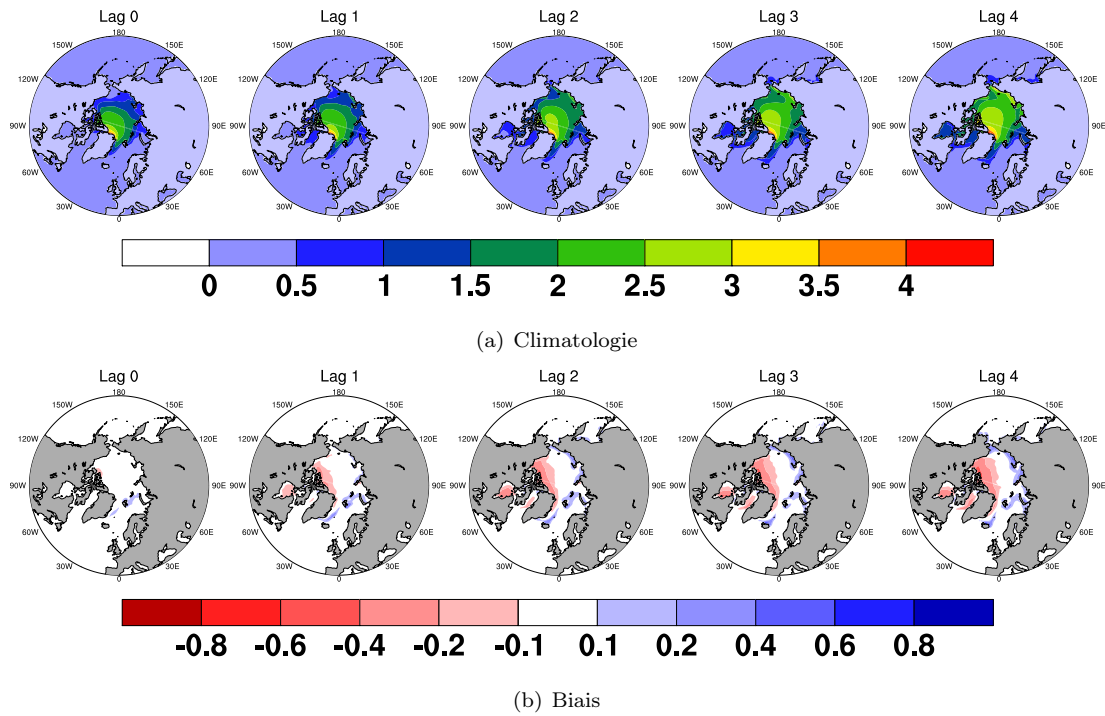


FIGURE 5.20 – Climatologie de l'épaisseur pour les prévisions d'hiver (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008. Unité : m.

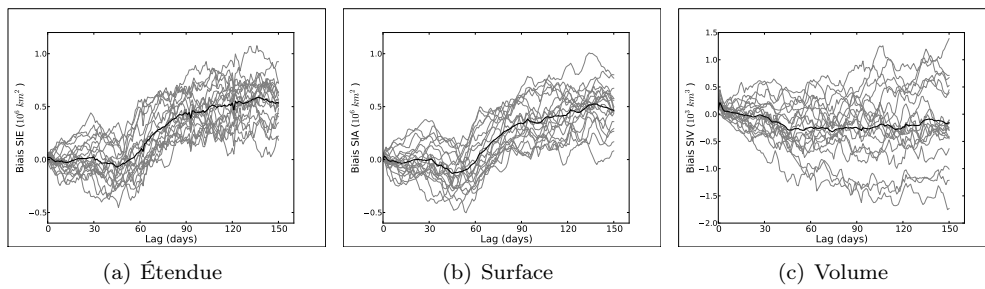
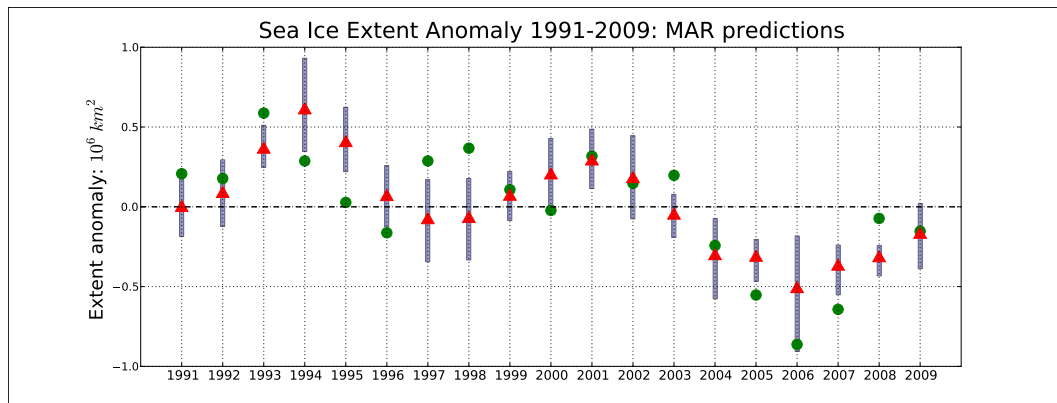
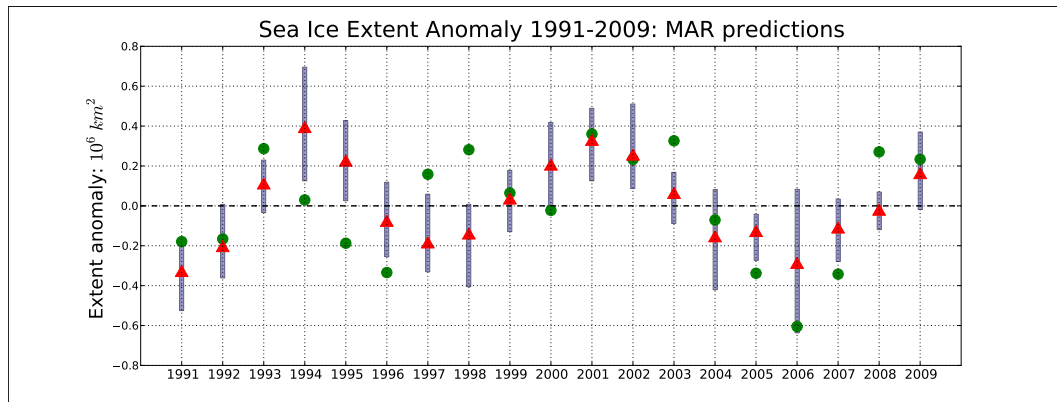


FIGURE 5.21 – Évolution du biais durant la prévision d'hiver. Gris : prévisions individuelles. Noir : moyenne des prévisions.



(a) Données brutes



(b) Hors tendance

FIGURE 5.22 – Prévisions d'anomalies d'étendue en mars. Triangles rouges : anomalies d'étendue prévues. Barres grises : écart-type des ensembles. Ronds verts : anomalies observées (NSIDC). (a) : anomalies par rapport à la climatologie ; (b) : anomalies relatives à la tendance linéaire.

($0,36 \times 10^6 \text{ km}^2$). Dans 13 ensembles sur les 19, le signe de l'anomalie est correctement prévu. Dans 10 cas, l'anomalie observée est à un écart-type de la prévision déterministe.

Relativement à la tendance (figure 5.22(b)), le signe de l'anomalie est correctement prévu dans 15 années sur les 19, et la « barre grise » recouvre l'anomalie observée dans 11 cas. À la lumière de ces simples métriques, les performances du système pour les prévisions de mars sont comparables à celles de septembre.

Le tableau 5.6 présente les taux de détections, de fausses alertes, d'alertes correctes et

	HR	FAR	CAR	MR
Anomalie SIE positive	78%	40%	67%	25%
Anomalie SIE dans tercile sup.	67%	46%	40%	22%
Anomalie SIE dans tercile inf.	83%	8%	83%	8%
Anomalie SIE positive (h.t.d.)	78%	30%	70%	22%
Anomalie SIE dans tercile sup. (h.t.d.)	57%	33%	50%	27%
Anomalie SIE dans tercile inf. (h.t.d.)	57%	25%	57%	25%

TABLE 5.6 – Taux de détections (HR), de fausses alertes (FAR), d'alertes correctes (CAR) et d'occurrences manquées (MR) pour la prévision d'événements concernant l'anomalie d'étendue (SIE) de mars.

	Système	Persistance	Régression linéaire	Régression linéaire SIV
SIA	0,72 (p<0,001)	0,48 (p=0,01)	0,25 (p=0,15)	0,32 (p=0,09)
SIA (h.t.d.)	0,55 (p=0,005)	0,26 (p=0,12)	-	0,12 (p=0,28)
SIE	0,74 (p<0,001)	0,51 (p=0,01)	0,26 (p=0,14)	0,34 (p=0,08)
SIE (h.t.d.)	0,53 (p=0,008)	0,20 (p=0,20)	-	0,10 (p=0,32)

TABLE 5.7 – Scores des prévisions déterministes de surface (SIA) et d'étendue (SIE) de mars. Les corrélations sont calculées entre les prévisions des différentes méthodes et les observations NSIDC. En gras : les scores significatifs à 95% (test de *bootstrap*) ; h.t.d. : hors tendance.

d'occurrences manquées pour l'observation et la prévision déterministe des étendues pour quelques événements typiques. Dans tous les cas, HR est supérieur à FAR, ce qui signifie que le système discrimine l'occurrence de la non-occurrence des événements considérés. Néanmoins, le taux FAR d'une forte anomalie d'étendue est à peine inférieur à 50%, pour un taux HR égal à 67%. Cela signifie que dans un cas sur trois, le système a manqué une forte anomalie de SIE, et que dans près de la moitié des cas où une telle anomalie n'a pas eu lieu, le système a donné une fausse alerte. Cette performance médiocre est due aux anomalies fortes de 1997-1998, manquées par le système.

Les taux CAR sont toujours supérieurs aux taux MR, même si encore une fois le tableau est à nuancer pour la prévision de fortes anomalies d'étendues. Le taux CAR est de 40%, ce qui signifie qu'il faut se méfier du système lorsqu'il prévoit une forte anomalie d'étendue. Néanmoins, le taux d'occurrences manquées suggère que lorsqu'il ne prévoit pas de telles anomalies, on peut s'y fier. Le système présente une bonne résolution pour les autres événements considérés.

Il est intéressant de constater que les persistances donnent des scores ACC significatifs à 95% seulement avec les anomalies brutes (5.7). Lorsque la tendance linéaire est retranchée, les scores ACC de la persistance sont dégradés. Les ACC du système pour la prévision des anomalies brutes d'étendue et de surface sont comparables à ceux des prévisions d'été. Les scores sont légèrement dégradés lorsque les prévisions d'anomalies hors tendance sont considérées. Ces scores restent toutefois toujours significatif à 95%.

Ces scores sont d'autant plus flatteurs que les méthodes statistiques, persistance mise à part, donnent des scores bien médiocres. Les anomalies d'étendue et de volume d'octobre et novembre sont en effet faiblement corrélées avec les anomalies d'étendue de mars dans la reconstruction. Les prévisions par la persistance donnent des scores significatifs à 95% pour les prévisions d'anomalies brutes. Cela n'est plus le cas lorsque la tendance est retranchée : le seuil de significativité n'est plus que de 80%. On notera que les régressions du volume d'octobre échouent de peu à dépasser le seuil des 95% de significativité dans le cas des anomalies brutes, sans amélioration pour les anomalies hors tendance.

Les comparaisons des scores ACC montrent que la prévision du modèle couplé est meilleure que les prévisions basées sur la persistance et sur les autres méthodes utilisant les caractéristiques de la glace de mer.

	Brute	Hors tendance		Brute	Hors tendance
$h \leq 0,2$ m	-0,48	-0,40	$h > 0,2$ m	0,68	0,45
$h \leq 0,5$ m	-0,57	-0,45	$h > 0,5$ m	0,48	0,34
$h \leq 0,9$ m	0,11	-0,24	$h > 0,9$ m	0,60	0,38
$h \leq 1,5$ m	-0,18	-0,30	$h > 1,5$ m	0,37	0,37
$h \leq 2,5$ m	0,44	0,14	$h > 2,5$ m	0,29	-0,05

TABLE 5.8 – Corrélations entre l’anomalie d’étendue prévue en mars et les prédicteurs déduits de l’ITD en octobre (voir chapitre 4).

5.4.4 Analyse des prévisions d’étendue

L’analyse des prévisions montre que l’anomalie initiale brute d’étendue explique 43% de la variance des étendues prévues en mars. Toutefois, l’analyse montre que c’est en fait la tendance linéaire de l’étendue qui est responsable de cette corrélation. Ceci est cohérent avec le score de la persistance, intéressant dans le cas d’anomalies brutes, et non significatif lorsque les anomalies sont calculées par rapport à la tendance. L’anomalie de volume initiale explique respectivement 38% et 15% de la variance des prévisions.

Les prédicteurs déduits de l’ITD (tableau 5.8) ne permettent pas de mettre en évidence la prévisibilité de « persistance ». Il faut noter que dans Chevallier et Salas y Méliá (2011) cette prévisibilité liée aux faibles épaisseurs ne s’étend pas au-delà de 3 mois dans le passé pour la couverture de mars. Or nous regardons là des prédicteurs au mois d’octobre. Néanmoins, nous avons pu voir que les prévisions par la persistance donnaient de meilleurs scores que la régression du volume, y compris hors tendance si l’on fait abstraction des niveaux de significativité. Il s’agit d’un de nos messages dans Chevallier et Salas y Méliá (2011) : si l’on ne considère que des prédicteurs glace « observables », la persistance reste potentiellement le meilleur prédicteur saisonnier de la couverture de mars, jusqu’à 3 mois d’échéance.

Des variables océaniques peuvent être de meilleurs prédicteurs de l’étendue hivernale pan-Arctique. Nous avons effectué l’analyse de la variance des prévisions d’étendue avec comme prédicteurs les SST moyennes sur les océans Pacifique Nord (NPSST) et Atlantique Nord (NASST). Les moyennes sont calculées au nord de 30°N. Dans la reconstruction d’initialisation, la corrélation entre NPSST et NASST en octobre et l’étendue de mars est élevée : -0,65 et -0,43. Dans nos prévisions, l’indice NPSST d’octobre explique 22% de la variance des étendues prévues.

Il s’agit là d’un premier indice de l’existence d’un préconditionnement de l’océan superficiel. La mémoire de l’océan est néanmoins plus liée au contenu thermique qu’à l’état thermique de la seule surface. Nous avons donc choisi de calculer le contenu de chaleur océanique (CCO) au nord de 30°N dans l’océan Atlantique, dans l’océan Pacifique, dans les deux conjugués, et dans les principales MIZ, et de l’utiliser pour nos analyses de la variance des étendues prévues. Le CCO en moyenne sur une région R est calculé en intégrant l’énergie interne des couches océaniques sur 500 m de profondeur :

$$CCO_R = \int_R \left(\int_{z=-500 \text{ m}}^0 \rho_w(z, \underline{x}, t) C_{p,w} (T(z, \underline{x}, t) - T_{ref}) dz \right) ds(\underline{x}). \quad (5.8)$$

avec une température de référence T_{ref} de $-0,9^\circ\text{C}$ (Björk et al., 2001).

L’analyse montre que 56% de la variance des prévisions brutes d’étendue est expliquée par le CCO de l’océan global au nord de 30°N. La corrélation est en grande partie liée à la tendance : hors tendance, cette fraction est de 30%. Ces fractions de variance expliquée sont plus faibles dans la reconstruction, même si elles restent significatives. Cela signifie que notre système de prévision surestime la mémoire liée au contenu thermique de l’océan global.

Distinguer les portions nord des océans Atlantique et Pacifique permet de préciser ce tableau : près de 40% de la variance de l’anomalie brute prévue est expliquée par le CCO de l’océan Atlantique Nord, alors que cette fraction est négligeable pour l’océan Pacifique Nord. Dans le cas des anomalies hors tendance, les rapports sont inversés : l’océan Pacifique

Événement	<i>ROC</i>
Anomalie de SIE positive	0,85
Anomalie de SIE dans le tercile sup.	0,71
Anomalie de SIE dans le tercile inf.	0,81

TABLE 5.9 – Score ROC pour des événements binaires concernant l'anomalie d'étendue de mars (SIE) ; h.t.d. : hors tendance.

Nord apporte 30% de la variance de l'anomalie hors tendance prévue d'étendue, contre près de 0% par l'océan Atlantique Nord. La tendance des étendues prévues (figure 5.22(a)) est liée à la tendance du CCO de l'Atlantique Nord à l'initialisation, tandis que les anomalies hors tendance sont liées à la variabilité du CCO initial de l'océan Pacifique Nord. Nous précisons cette attribution en étudiant les prévisions dans les différentes mers marginales.

Dans la reconstruction, 35% de la variance des anomalies brutes d'étendue de mars sont expliquées par l'anomalie de CCO d'octobre dans l'océan Atlantique Nord. Cette fraction n'est que de 6% pour le CCO dans l'océan Pacifique Nord. Le système reproduit bien cette distinction. Néanmoins, hors tendance, la variance de l'étendue de mars n'est significativement expliquée par le CCO d'aucune des deux régions. Notre système surestime donc le rôle d'un préconditionnement lié au secteur Pacifique.

Ces éléments montrent l'intérêt de distinguer les prévisions selon les régions. En effet, le préconditionnement océanique dans le secteur Pacifique a une influence essentiellement sur l'évolution de la couverture de glace en mers de Bering et Okhotsk.

5.4.5 Prévisions probabilistes

Scores ROC pour la prévision de l'étendue

Le tableau 5.9 montre les scores ROC pour la discrimination de différents événements concernant l'anomalie brute d'étendue de mars. Pour chaque événement, le score ROC est significativement supérieur à 0,5. Le système de prévision d'ensemble est capable de discriminer l'occurrence et la non-occurrence d'un événement binaire concernant l'anomalie d'étendue de mars.

Scores ROC pour la concentration

Le système tend à prévoir trop de glace dans les zones marginales, comme nous l'avons vu avec les figures 5.19. Nous avons donc le problème inverse à celui posé par les prévisions d'été, où le biais radiatif empêchait au système de prévoir la glace là où elle était finalement observée. Dans le cas des prévisions d'hiver, certaines prévisions le long du bord de glace sont de fausses alertes.

Les figures 5.23 montrent que le score ROC pour la concentration est supérieur à 0,5 dans une vaste ceinture le long du bord de glace, avec des valeurs supérieures à 0,8 dans les secteurs est et nord de la mer de Barents, en mer du Labrador, dans le golfe du Saint-Laurent, en mer d'Okhotsk et dans certaines parties de la mer de Bering, et cela pour tous les seuils de concentration. Il s'agit des régions où malgré le fort biais de concentration, nous pouvons considérer que les prévisions d'ensemble ont une valeur ajoutée. Au-delà de cette ceinture, une bande bleue indique les zones où les prévisions d'ensemble prévoient à tort la présence de glace aux seuils considérés. Dans ces régions, la prévision d'ensemble n'a pas de valeur ajoutée, les fausses alertes étant trop nombreuses en comparaison des détections.

5.4.6 Interprétation des biais

Souvenons-nous des biais d'épaisseur relevés en figure 5.20 : l'épaisseur prévue est sous-estimée au nord de l'AAC, et surestimée le long des côtes sibériennes. Tout comme pour

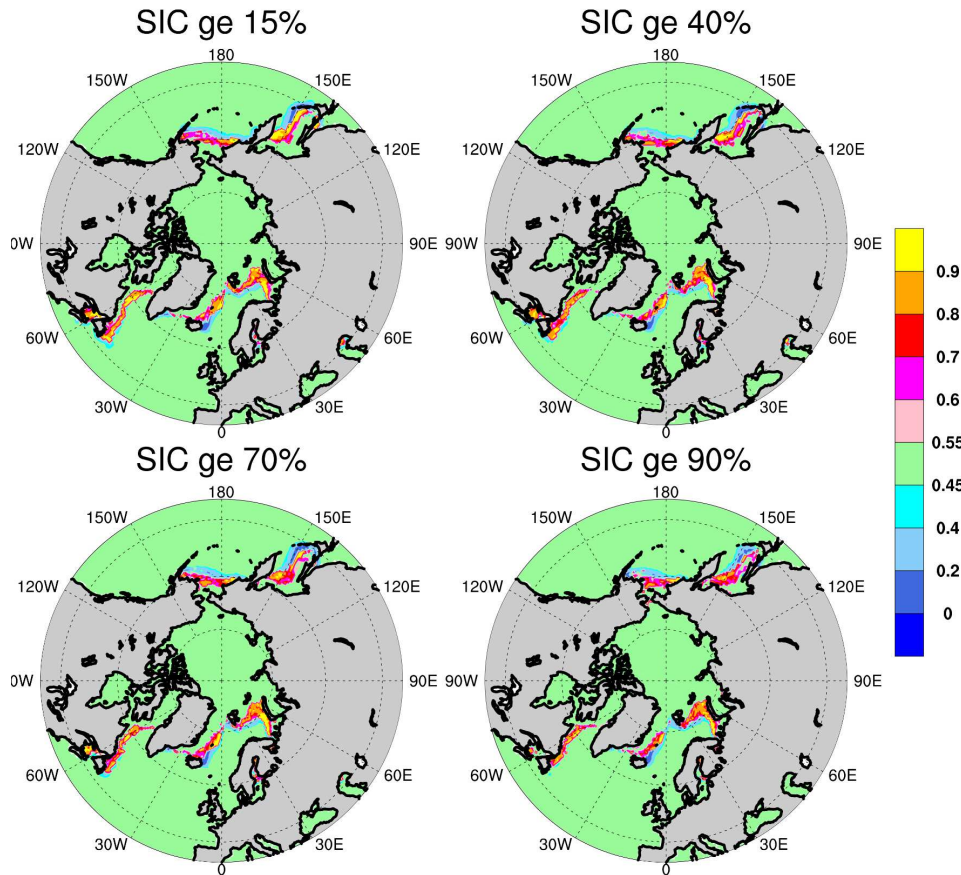


FIGURE 5.23 – Score ROC (proportion taux de détections vs. taux de fausses alertes; sans unité) pour la prévision de mars de la concentration (SIC) supérieure à 15%, 40%, 70% et 90%.

les prévisions d'été, nous pouvons tenter une attribution simple de ce biais en étudiant les termes $(\partial_t H_c)_{thm}$ et $(\partial_t H_c)_{adv}$ responsables des variations du contenu thermique de la glace.

La figure 5.24 montre que les processus thermodynamiques contribuent à une production de glace (valeurs négatives) sur l'ensemble de l'Arctique, à l'exception du bord de glace aux interfaces avec les océans Atlantique et Pacifique lorsqu'il les atteint. Les valeurs de $(\partial_t H_c)_{thm}$ sont plus élevées au début de la période, dans le secteur sibérien. Concernant le biais par rapport à la reconstruction, les seules structures qui ressortent sont localisées le long du bord de glace, traduisant une différence d'avancée entre les prévisions et la reconstruction. En baie d'Hudson, le biais positif de $(\partial_t H_c)_{thm}$ en décembre traduit un retard de la formation de glace nouvelle dans les prévisions. Un biais de concentration était déjà visible durant ce même mois (figure 5.19).

Des valeurs positives apparaissent dans la figure 5.25, qui signifient que l'advection est responsable par endroit d'une diminution de l'épaisseur de la glace. C'est le cas dès novembre au nord de l'AAC. Cette caractéristique perdure jusqu'en décembre. Les autres régions de valeurs positives de $(\partial_t H_c)_{adv}$ sont visibles en amont du bord de glace, en particulier au-delà de la bordure nord de la mer de Barents. Il s'agit de la glace ancienne qui est advectée vers les marges sous l'effet du vent, et qui nourrit la couverture de glace de ces mers marginales. Nous avons aussi des valeurs négatives en mers de Sibérie Orientale et des Tchouktches entre décembre et février. Ce biais traduit une accumulation de glace dans cette région sous l'effet de la dynamique.

Le biais de $(\partial_t H_c)_{adv}$ par rapport à la reconstruction fait apparaître une surestimation

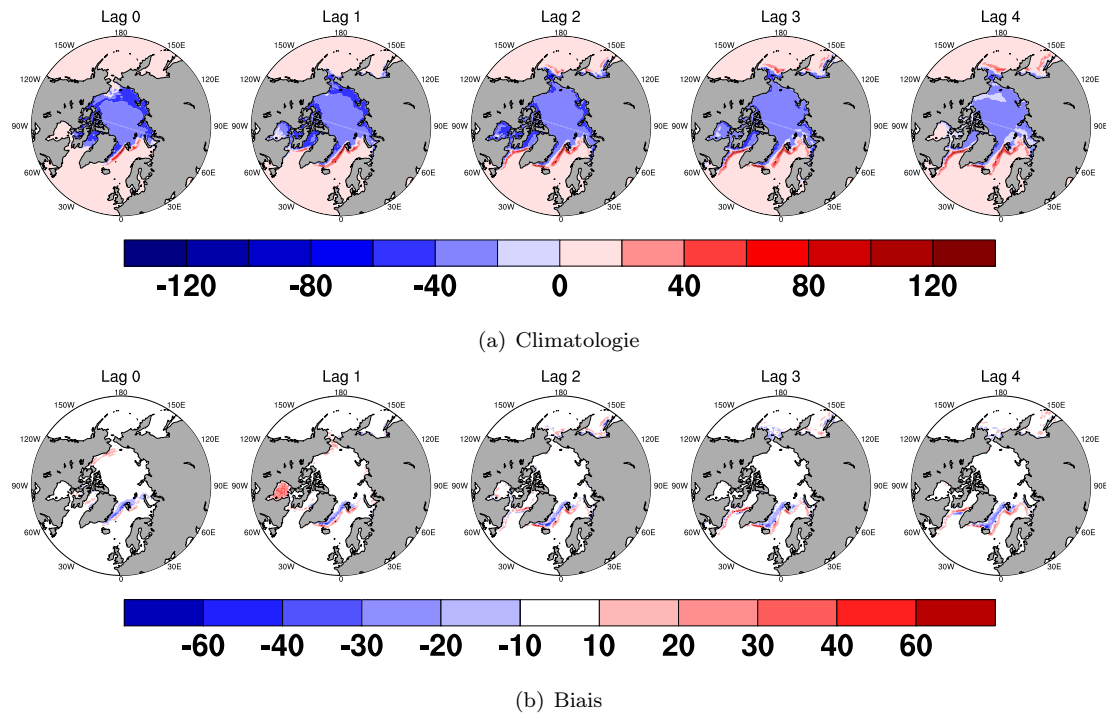


FIGURE 5.24 – Climatologie de $(\partial_t H_c)_{thm}$ pour les prévisions d'hiver (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008 ; unités : W/m^2 .

de la contribution advective au nord de l'AAC, c'est-à-dire là où les valeurs positives sont simulées dans les prévisions, en décembre-janvier. Ce biais positif s'accompagne d'un biais négatif en mers de Sibérie Orientale et des Tchouktsches. Ces biais donnent une explication aux biais d'épaisseur relevés dans la figure 5.20. Nous assistons à un « transfert » de la glace présente au nord de l'AAC vers l'est de la Sibérie durant la période de prévision. La glace étant advectée trop près de la côte en mer de Sibérie Orientale, elle s'accumule anormalement. Cette explication dynamique paraît suffisamment robuste, dans la mesure où $(\partial_t H_c)_{thm}$ ne présente pas de biais dans les régions concernées. De plus, le volume pan-Arctique ne présente qu'une faible dérive durant la prévision.

Nous retrouvons là un biais très classique des modèles couplés, notamment relevé par Kwok (2011) et Gerdes et Köberle (2007). Ce biais peut encore être raisonnablement attribué au modèle d'atmosphère. Celui-ci simule bien un anticyclone en mer de Beaufort. Cependant, il le localise trop au centre de l'océan Arctique. La circulation induite amène les glaces du bassin canadien trop loin à l'ouest du détroit de Bering, ce qui conduit à ces accumulations de glace. Celles-ci ne sont néanmoins pas irréalistes en elles-mêmes : de très fortes épaisseurs ont effectivement été observées certaines années en mer de Sibérie Orientale (Channellière et Chevallier, 2009, B. Tremblay, communication personnelle).

5.4.7 Discussion

Dérive et prévisibilité

Les biais des prévisions d'été sont dus à des biais radiatifs du modèle d'atmosphère. Ces biais atmosphériques ont pour conséquence une dérive de la prévision de l'étendue en juin et juillet. Nous avons vu en figure 5.6 que l'épaisseur présente aussi une dérive marquée. Pour les prévisions d'hiver, un biais d'importance moindre apparaît dans l'épaisseur, et est lié à un biais dynamique du modèle d'atmosphère. La dérive de la prévision de l'étendue est peu marquée hors du mois de janvier.

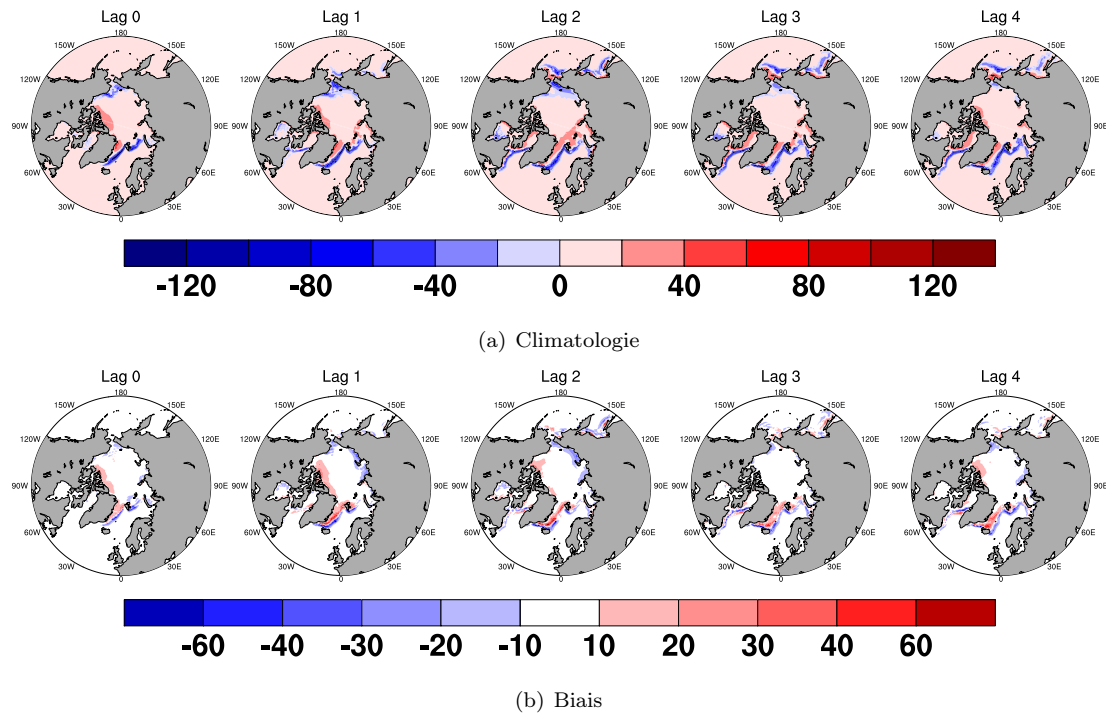


FIGURE 5.25 – Climatologie de $(\partial_t H_c)_{adv}$ pour les prévisions d'hiver (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008 ; unités : W/m^2 .

Y aurait-il donc une perte de prévisibilité due aux biais du modèle couplé ? Les biais sont-ils tels qu'en quelques mois le système perd totalement la mémoire de la structure d'épaisseur initiale sur l'océan Arctique ? Pour répondre à ces questions, nous avons construit une métrique. Cette métrique estime la dérive de la prévision d'épaisseur entre l'état initial (l'épaisseur est alors l'épaisseur de la reconstruction d'initialisation) et un état dans lequel toute mémoire des conditions initiales serait perdue. Elle est définie explicitement en annexe B.

Dans l'hypothèse où le modèle perd toute mémoire de ses conditions initiales, la structure d'épaisseur se rapproche d'un état issu de simulations historiques « libres », par opposition aux simulations *hindcast* qui sont supposées contraintes par l'initialisation. Dans notre cas, nous choisissons comme « attracteur » du système la climatologie sur la période 1990-2008 de l'ensemble de simulations historiques réalisées avec CNRM-CM5.1 dans le cadre du projet CMIP5 (Voltaire et al., 2012).

La figure 5.26(a) montre que pour la prévision d'été la distance croît assez vite en mai et en juin, et dépasse le seuil critique de 0,5 entre juillet et août. Cela signifie que dans la seconde moitié de la période de prévision, la structure d'épaisseur prévue est plus proche de la structure de l'attracteur, ce qui en limite l'usabilité. Néanmoins, la croissance de la distance se stabilise à la fin de la période, c'est-à-dire au moment où le rayonnement solaire est fortement réduit, et par conséquent où le biais radiatif cesse d'être actif.

Dans le cas des prévisions d'hiver, la distance dépasse rarement la valeur de 0,5 après les quatre mois de prévisions, ce qui indique qu'après cette échéance la structure du champ d'épaisseur prévu est toujours proche de celle de la reconstruction. Cela suggère que les prévisions d'épaisseur de mars ont une valeur ajoutée, contrairement aux prévisions d'épaisseur de septembre.

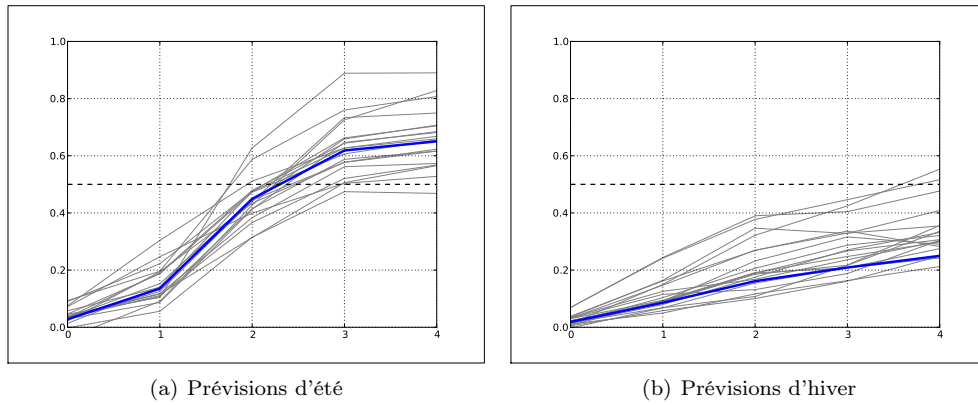


FIGURE 5.26 – Métrique définie en B, pour la prévision du champ d'épaisseur d'été (a) et d'hiver (b). Traits gris : prévisions individuelles; traits bleus : climatologie des prévisions. Une valeur de la métrique inférieure à 0,5 signifie que la structure d'épaisseur prévue est plus proche de la structure correspondante dans la reconstruction.

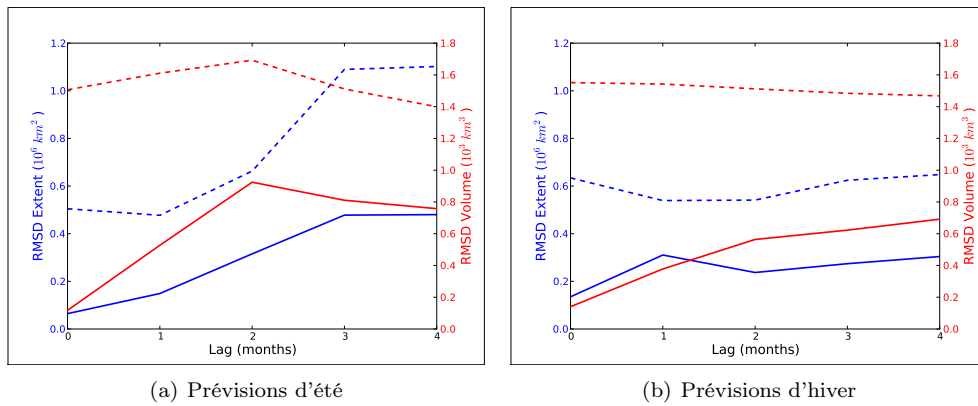


FIGURE 5.27 – RMSD pour les prévisions de l'étendue pan-Arctique (traits bleus) et du volume pan-Arctique (traits rouges) : prévisions d'été (a) et prévisions d'hiver (b). L'estimation de RMSD de référence (traits pointillés : voir texte) indique la limite de prévisibilité.

Prévisibilité liée aux conditions initiales

Afin de ne considérer que la prévisibilité liée aux conditions initiales, nous avons considéré des anomalies hors tendance lors du calcul des scores ACC. L'hypothèse faite ici est que cette tendance linéaire de long terme est associée à la réponse au forçage externe. Le fait que les scores ACC restent hautement significatifs pour les prévisions hors tendance montre qu'il y a une prévisibilité directement attribuable aux conditions initiales, et distincte d'une prévisibilité liée à la tendance. Dans le cas de la plupart des méthodes empiriques que nous avons évoquées, les scores de prévision étaient essentiellement liés à la tendance de long terme, comme c'était le cas dans le travail de Lindsay et al. (2008). Le « bon » prédicteur était alors celui qui « représentait » le mieux la tendance, selon les auteurs.

Une autre méthode pour quantifier la prévisibilité des conditions initiales consiste à étudier l'écart quadratique inter-membre de chaque ensemble, quantifié par le terme RMSD (e.g. Branstator et Teng, 2010, Blanchard-Wrigglesworth et al., 2011). Avec cette métrique, nous pouvons comparer la dispersion des ensembles d'une même prévision à la dispersion « naturelle » du système, évaluée de nouveau à l'aide des simulations historiques du projet CMIP5.

La figure 5.27 présente les variations de RMSD pour les prévisions de l'étendue et du

volume. Il s'agit de moyennes des RMSD sur toutes les prévisions. Comme dans Blanchard-Wrigglesworth et al. (2011), la RMSD de référence, calculée à partir des ensembles de simulations historiques réalisées avec CNRM-CM5.1, représente la limite au-delà de laquelle on peut considérer qu'il n'y a plus de prévisibilité : on l'appellera donc la « limite de prévisibilité ». Pour les prévisions d'été comme d'hiver, la RMSD de l'étendue et du volume reste en-dessous de cette limite. Cela signifie que la prévisibilité liée aux conditions initiales reste significative durant la période de prévision.

La RMSD des prévisions d'été du volume croît rapidement et atteint un pic en juillet (figure 5.27(b)), ce qui est cohérent avec les constats précédents liés au biais. La fonte surestimée durant cette période autorise les membres de l'ensemble à prendre des trajectoires différentes en terme de volume, alors même qu'ils sont initialisés au même état. Néanmoins, il s'agit d'un mois où la variabilité intrinsèque du volume est très importante, ce qui explique que la RMSD reste inférieure à la limite de prévisibilité.

5.5 Prévisions régionales en hiver

5.5.1 Introduction

L'évolution des scores ACC pour les anomalies hors tendance de l'étendue et de la surface prévues en mars est donnée pour toutes les régions en figure 5.28. Nous rappelons que ces régions ont été définies au chapitre 3 (figure 3.20). La baie d'Hudson, l'archipel Canadien et l'Arctique Central (région ArctOcn) étant totalement couverts de glace de concentration proche de 100%, l'ACC n'a très vite plus de sens pour ces régions durant la prévision. Cela explique les valeurs nulles calculées. Symétriquement, la glace n'apparaît dans le golfe du Saint-Laurent qu'à partir de janvier dans tous les cas : cela explique que la courbe correspondante ne démarre qu'à la troisième échéance.

La courbe en noir représente les ACC des étendues et surfaces pan-Arctiques, étudiées précédemment. La mer de Barents-Kara (région BarKara) se distingue par son score ACC élevé (supérieur à 0,6) durant toute la période de prévision. L'ACC pour la région Baffin est du même ordre que pour l'Arctique en entier. Parmi les autres régions, l'ACC pour le golfe du Saint-Laurent rejoint celui de l'Arctique en fin de période, et les mers d'Okhotsk et de Bering ont des ACC plutôt significatives sur l'ensemble de l'échéance. En mers nordiques (région Grnland), la capacité prédictive est moins bonne que dans les autres régions au-delà de deux mois.

5.5.2 Mers de Barents et Kara

Performance des prévisions

La glace de mer peut être présente en automne dans cette région. Cela permet d'utiliser des variables de glace de mer comme prédicteurs dans les méthodes statistiques. La figure 5.29(a) montre que parmi ces méthodes la persistance donne des scores corrects, y compris pour des anomalies hors tendance.

Les scores ACC du système de prévisions sont remarquablement bons pour les prévisions de étendues et surface en mars, même hors tendance. Cela suggère une excellente capacité prédictive de notre système dans cette région, notamment en mer de Barents. Cette capacité est visible sur la figure 5.29(b). Un biais positif d'environ $0,11 \times 10^6 \text{ km}^2$ est toutefois présent dans les prévisions. La figure 5.29(c) présente les prévisions débiaisées. Nous pouvons remarquer que le système est sous-dispersif, mais que dans 15 des 19 prévisions la barre grise recouvre la valeur observée. Les pics d'étendue observés en 1994, 1998-1999 et 2003-2004 sont bien prévus. Remarquons enfin que le système ne capture ni le retrait important en 1995, ni le sursaut en 2001.

Nous avons représenté en figure 5.29(c) les prévisions issues de la persistance afin de montrer qu'une partie des variations peut simplement être prévue par cette méthode. Le

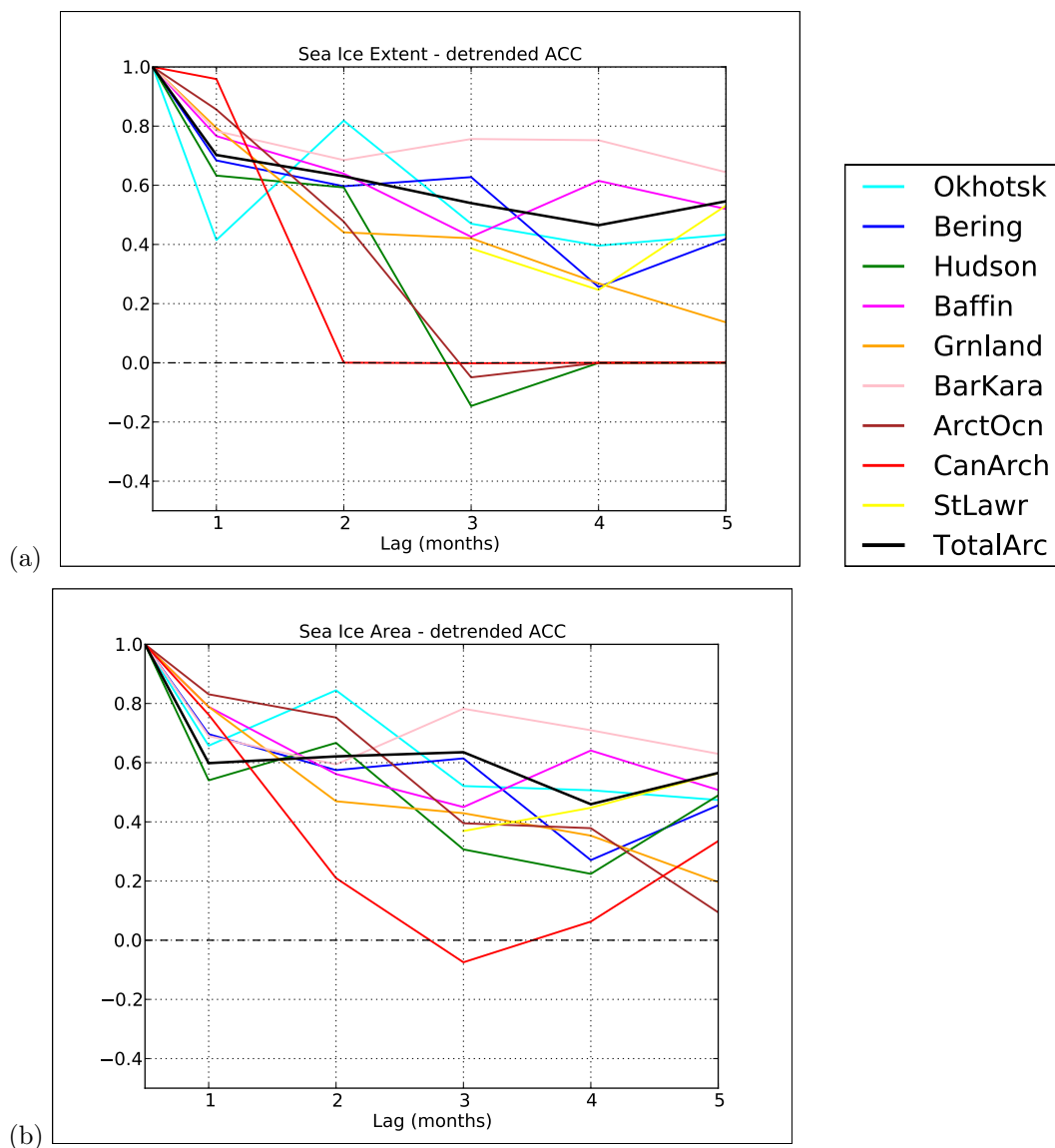


FIGURE 5.28 – ACC des prévisions d'hiver d'anomalies hors tendance de l'étendue (a) et de la surface (b) pour chaque région.

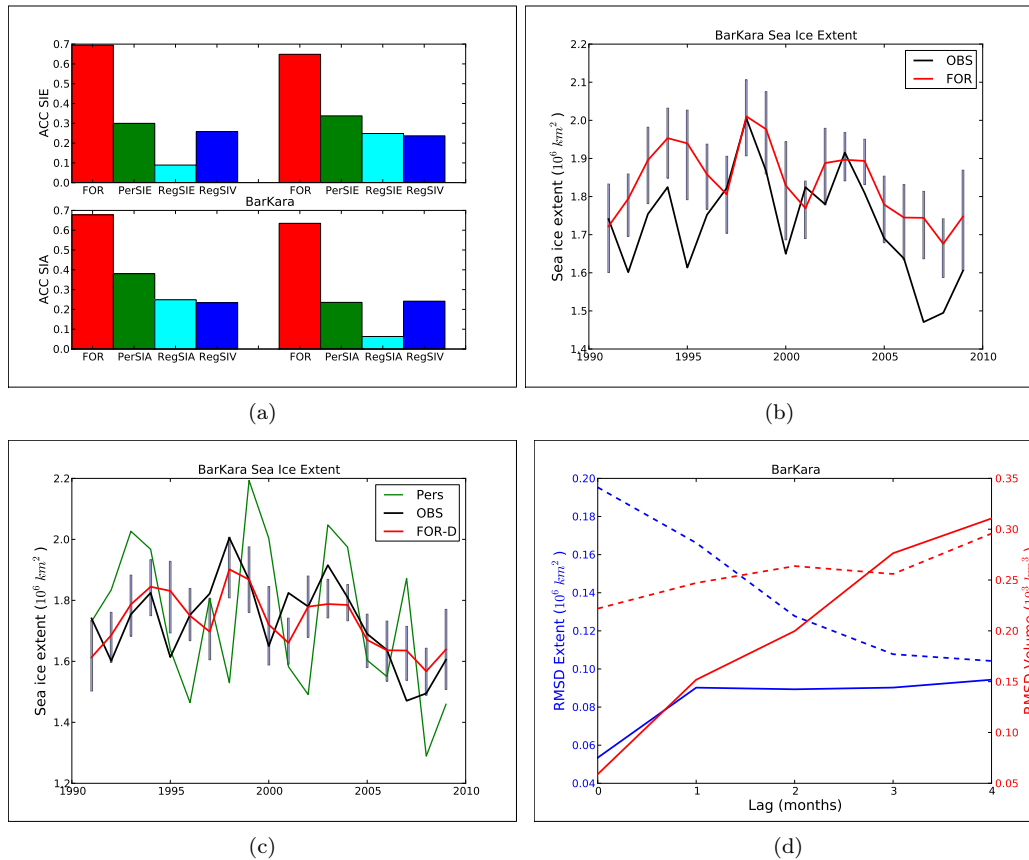


FIGURE 5.29 – Prévisions d’hiver en mers de Barents et Kara. OBS : observations ; FOR : prévisions ; Pers/PerSIA/PerSIE : persistance de surface/étendue, RegX : régression de X initial sur étendue ou surface. (a) : ACC (gauche) et ACC hors tendance (droite) pour les prévisions d’étendue (SIE, haut) et surface (SIA, bas) de mars. (b) : Prévisions d’étendue de mars en mers de Barents et Kara. (c) : Même chose que (b), mais avec les prévisions débiaisées ; la courbe verte présente les prévisions de persistance. (d) : RMSD des prévisions d’hiver d’étendue (bleu) et de volume (rouge) en mers de Barents et Kara (traits pleins). En traits pointillés : RMSD calculées à partir des simulations historiques non initialisées.

retrait de mars 1995, que le modèle ne capture pas, semble prévu par la persistance, tout comme le pic de mars 2003.

L’évolution des RMSD (figure 5.29(d)) montre que la dispersion des ensembles varie très peu pour l’étendue à partir du premier mois, et reste en-dessous de la limite de prévisibilité évaluée à partir des simulations non initialisées. Dans le cas du volume, la divergence est plus marquée, ce qui peut être lié à un choc à l’initialisation qui ne se résout pas durant les cinq mois. Il résulte de cette divergence qu’en fin de période, la RMSD moyenne des prévisions devient supérieure à la limite de prévisibilité. La prévisibilité du volume due aux conditions initiales n’est donc pas excellente.

Étude de prévisibilité

La mer de Barents nous a particulièrement intéressés dans le cadre de la collaboration avec Total. Nous avons donc étudié les différents facteurs participant à la prévisibilité de la couverture hivernale dans cette région précise. Dans les lignes qui suivent, nous excluons la mer de Kara pour les moyennes régionales sur la mer de Barents. Les scores de prévisions de mars sont peu affectés car la mer de Kara est toujours couverte en totalité par la glace

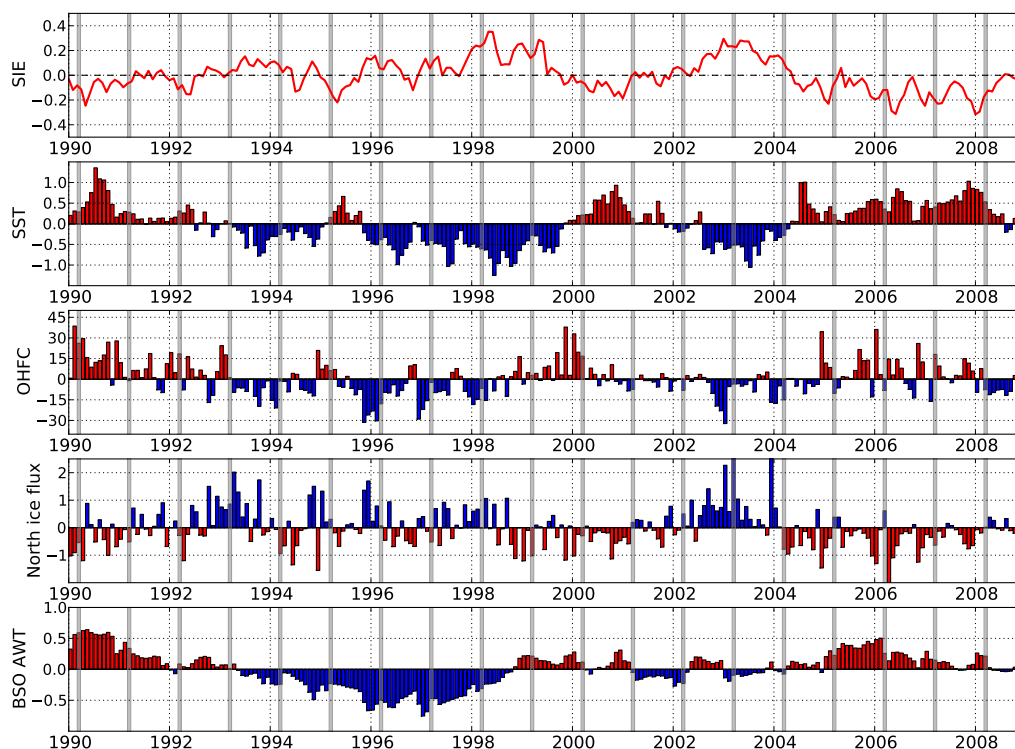


FIGURE 5.30 – Variations de l’anomalie d’étendue en mer de Barents (SIE, $\times 10^6 \text{km}^2$), de l’anomalie de SST moyenne sur la mer de Barents (SST, $^{\circ}\text{C}$), de l’anomalie de la convergence du flux de chaleur océanique (OHFC, TW/m^2), de l’anomalie de flux de volume de glace à la frontière nord de la mer de Barents (North ice flux, km^3/s) et de l’anomalie de température des eaux atlantiques à la frontière ouest de la mer de Barents (BSO AWT, $^{\circ}\text{C}$). Les barres grises indiquent les mois de mars pour plus de lisibilité.

de mer en mars : la variabilité de la zone *BarKara* est donc liée à la variabilité en mer de Barents.

La figure 5.30 montre l’évolution sur la période 1990-2009 des anomalies d’étendue en mer de Barents dans la reconstruction, en regard des anomalies d’autres grandeurs : la SST moyenne sur la mer de Barents, la convergence du flux de chaleur océanique (OHFC, voir Bitz et al., 2005), le flux de volume de glace arrivant de l’Arctique central par la frontière nord de la mer de Barents, ainsi que la température des eaux Atlantiques au niveau de la frontière ouest de la mer de Barents. Cette dernière variable, introduite par Schlichtholz et Houssais (2011), a été calculée ici en prenant le maximum de température dans une bande centrée sur la latitude 15°E , entre l’extrémité sud de l’archipel de Svalbard et le Cap Nord, pour des profondeurs entre 100 et 300m^1 . La variabilité simulée de cet indice dans la reconstruction est comparable aux observations présentées dans Schlichtholz et Houssais (2011) (non présenté).

Les anomalies positives d’étendue hivernale en mer de Barents sont observées en 1994, 1996, 1997, 1998, 1999, 2003 et 2004. Les anomalies positives d’étendue hivernales s’accompagnent d’une anomalie négative de SST, ce qui confirme l’analyse de Francis et Hunter (2007). Néanmoins, l’anomalie n’est pas uniquement synchrone : les anomalies hivernales de glace de mer apparaissent dans des contextes d’anomalies négatives de SST sur plusieurs mois (figure 5.30). Cette propriété est particulièrement visible sur l’ensemble de la période « froide » 1996-1999 où sont observées les anomalies maximales sur la période. La figure 5.31 confirme cette vision : l’anomalie d’étendue de mars est significativement anti-corrélée avec

1. Dans la grille ORCA-1 $^{\circ}$ à 42 niveaux, la profondeur maximale dans ce détroit est environ 300 m.

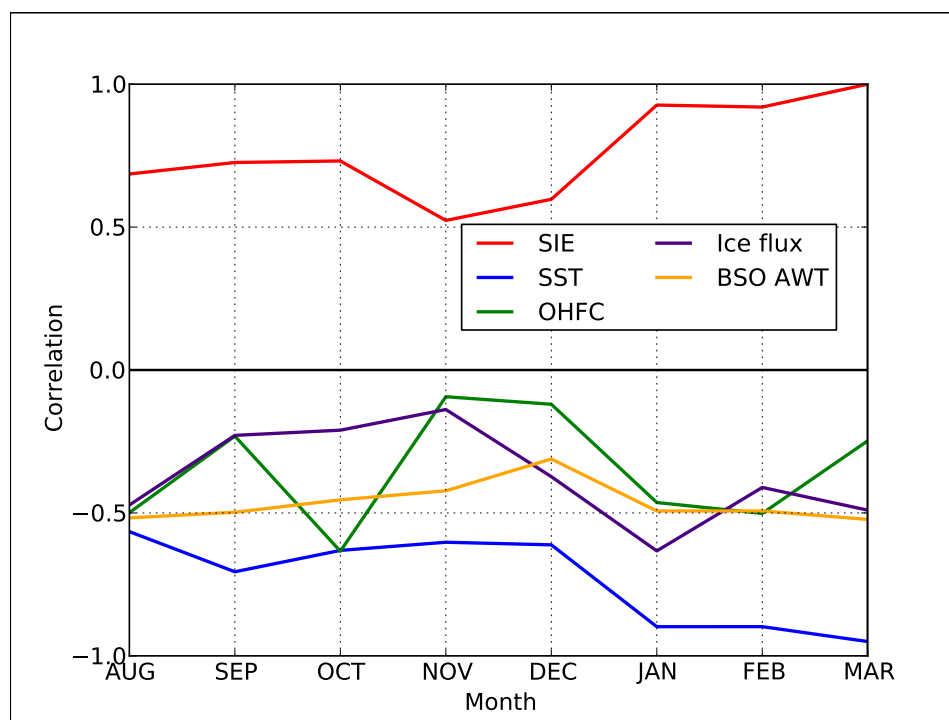


FIGURE 5.31 – Corrélations décalées entre l’anomalie d’étendue de mars (SIE) et divers prédicteurs durant les mois précédents : SIE, SST, OHFC, flux de volume de glace à la frontière nord de la mer de Barents et température des eaux atlantiques à la frontière ouest de la mer de Barents. Calculs effectués sur la période 1990-2009 dans la reconstruction (EXP1).

la SST jusqu’à 6 mois à l’avance.

La corrélation avec le terme OHFC est moins évidente : une anomalie négative signifie que la convergence de chaleur océanique en mer de Barents en provenance de l’Atlantique Nord est réduite. De telles anomalies apparaissent de manière assez durable autour des hivers 1996, 1997, 1998, et avant l’hiver 2003. De même, quelques hivers de faible couverture de glace sont associés à des anomalies positives de OHFC (1990, 1992, 1995, 2000, 2005 à 2008). OHFC et SST ont un impact sur la croissance thermodynamique de la glace en mer de Barents.

La glace de mer en mer de Barents peut aussi avoir une origine advective. Des blocs de glace pluri-annuelle ont pu être observés vers la latitude 74°N , aux alentours du champ de Shtokman (Channellière et Chevallier, 2009, M. Metge, communication personnelle). Étant donné que la glace se retire bien au nord durant l’été, cette glace provenait nécessairement de la frontière nord de la mer de Barents, voire de l’Arctique central où elle a pu survivre à la fonte. Le lien entre le flux de glace par la frontière nord de la mer de Barents et l’apparition d’une anomalie positive d’étendue n’est pas évident sur la figure 5.30 : seules les anomalies positives de fin 1997 et fin 2002 sont suivies d’hivers fortement englacés en mer de Barents.

Schlichtholz (2011) trouve une bonne corrélation entre la température estivale des eaux atlantiques à la frontière ouest de la mer de Barents et l’étendue en mer de Barents. Dans la reconstruction, une période froide entre 1994 et 1998 correspond effectivement aux principales anomalies positives d’étendue. Néanmoins, les hivers 1999 et 2003 suivent les anomalies positives de températures des eaux atlantiques durant les étés précédents.

La figure 5.31 quantifie les différents liens relevés dans les lignes précédentes. En octobre-novembre, les prédicteurs les plus corrélés avec l’étendue de mars sont l’étendue elle-même, la SST et OHFC. Cela indique un fort potentiel de persistance, ainsi qu’un préconditionnement

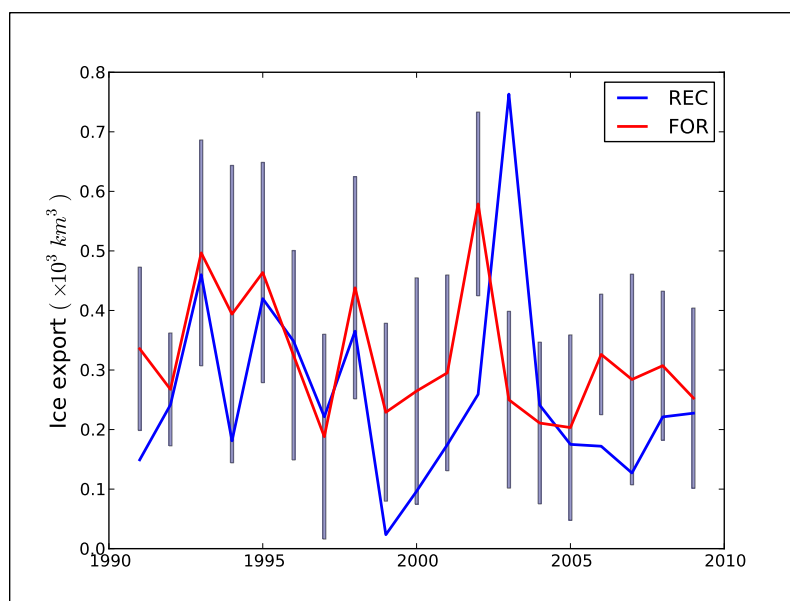


FIGURE 5.32 – Prévisions du flux de volume de glace à travers la frontière nord de la mer de Barents, cumulés sur janvier-février-mars. Rouge : prévisions (FOR, moyennes d'ensemble) ; barres grises : dispersion d'ensemble ; bleu : reconstruction (REC). Unité : $\times 10^3 \text{ km}^3$.

de la surface. La température des eaux atlantiques a une capacité moyenne, ce qui n'est pas contraire aux résultats de Schlichtholz (2011) : il considérait alors des moyennes saisonnières, et non mensuelles comme nous. Nous pouvons remarquer qu'au cours de l'hiver, OHFC gagne en potentiel prédictif. C'est aussi le cas pour le flux de glace, avec un maximum de corrélation en janvier où il semble être meilleur que les prédictors océaniques autres que la SST.

Analyse des prévisions

À la lumière de cette étude, une analyse des prévisions d'étendue en mer de Barents peut être réalisée.

La SST initiale explique 58% de la variance des prévisions hors tendance. Le contenu en chaleur initial reste toutefois un excellent prédictor : il explique plus de 65% de l'anomalie d'étendue prévue hors tendance. 36% de la variance de l'anomalie hors tendance est expliquée par la température des eaux atlantiques.

Dans l'état initial, OHFC explique une fraction faible de la variance de l'étendue prévue. Son rôle semblant aussi important durant l'hiver, il est intéressant de regarder si la prévision d'OHFC durant la période de prévision est correcte. La moyenne de OHFC entre janvier et mars est bien corrélée avec les valeurs de la reconstruction : la corrélation d'anomalies atteint 0,56. Le système prévoit donc correctement le transport de chaleur océanique qui arrive en mer de Barents.

Enfin, les prévisions du flux de volume de glace à travers la frontière nord de la mer de Barents sont présentées en figure 5.32. Le flux cumulé entre janvier et mars est prévu avec un score ACC de 0,27, significatif au seuil de 87%. Ce score doit être considéré comme encourageant : un tel flux est en effet essentiellement piloté par la circulation atmosphérique. La figure nous permet de nous rendre compte de la qualité de la prévision de ce flux. Le système capture donc une partie du signal atmosphérique « utile » à la prévision en mer de Barents. Enfin, certaines mauvaises prévisions peuvent être comprises à travers cette figure. C'est le cas notamment de l'absence d'anomalie forte prévue en 2003, et du niveau trop élevé des anomalies prévues à partir de 2006.

Les performances du système en mer de Barents sont ainsi dues à l'initialisation, mais

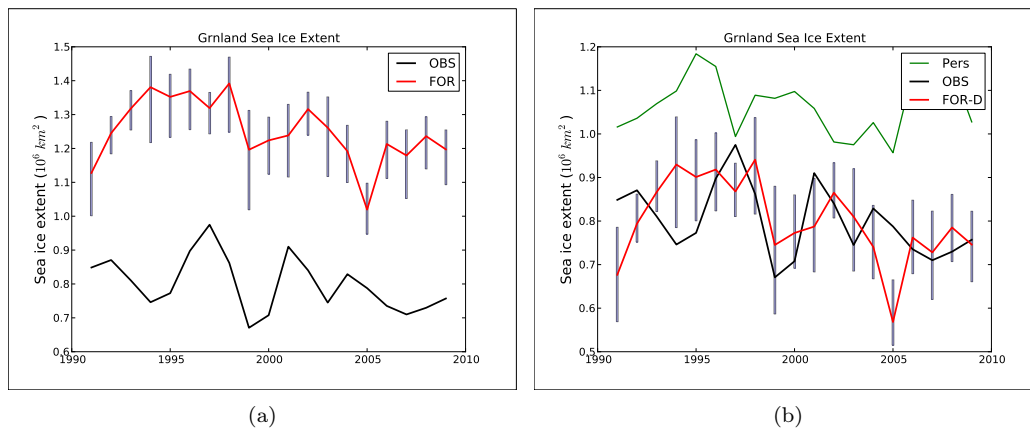


FIGURE 5.33 – Prévisions d’hiver en mers nordiques. (a) : Prévisions d’étendue de mars en mers nordiques. (b) : Même chose que (a), mais avec les prévisions débiaisées ; la courbe verte présente les prévisions de persistance.

aussi à la capacité du système à bien simuler les transports de chaleur océanique en provenance de l’Atlantique.

5.5.3 Autres sous-régions

Mers nordiques

Le score ACC en mers nordiques (région Grnland) pour la prévision de l’étendue est de 0,29 pour les anomalies brutes, et de 0,14 pour les anomalies hors tendance. Les figures 5.33(a) et 5.33(b) permettent de se rendre compte des performances décevantes du système dans cette région.

La prévision surestime systématiquement l’étendue d’environ $0,45 \times 10^6 \text{ km}^2$, soit plus de 50%. La prévision reflète difficilement la variabilité des observations : le système capture néanmoins la décroissance entre 1997 et 1999, et la tendance générale.

Nous pouvons aisément attribuer ces performances médiocres aux biais du modèle, qui sont très importants dans cette région. Il est légitime en effet de se demander si l’état initial n’est pas déjà « pollué » par ces biais. La persistance elle-même ne donne pas de scores significatifs.

Baie de Baffin et mer du Labrador

Dans la région Baffin, les scores ACC sont bons et significatifs même lorsque la tendance est retranchée (figure 5.34(a)). Le biais moyen est quasiment nul, ce qui explique que nous n’ayons présenté que les prévisions brutes (figure 5.34(b)). La variabilité des prévisions est toutefois très faible autour de la tendance linéaire sur la période 1991-2009, qui quant à elle est correctement reproduite dans les prévisions. Les pics de début de période sont sous-estimés, et l’excursion vers des valeurs faibles entre 2003 et 2007 est manquée.

La figure 5.34(b) montre aussi que la dispersion des prévisions d’ensemble (les « barres grises ») est très réduite, ce qui n’est pas forcément positif. Cela confirme le fait que le modèle ne capture pas assez bien la variabilité de la concentration dans cette région.

La figure 5.34(d) confirme de manière étonnante cette propriété de sous-évaluation de la variabilité dans la région Baffin. Jusqu’à janvier (*Lag* 3), observations et prévisions sont à peu près alignées sur la bissectrice. À partir de février (*Lags* 4-5), les points observations-prévisions s’alignent sur des droites qui s’infléchissent franchement : les prévisions restent bornées. Nous avons vu plus tôt en figure 5.19 que les trois premiers mois de prévisions voient la glace envahir la totalité de la Baie de Baffin et les côtes du Labrador. Les deux

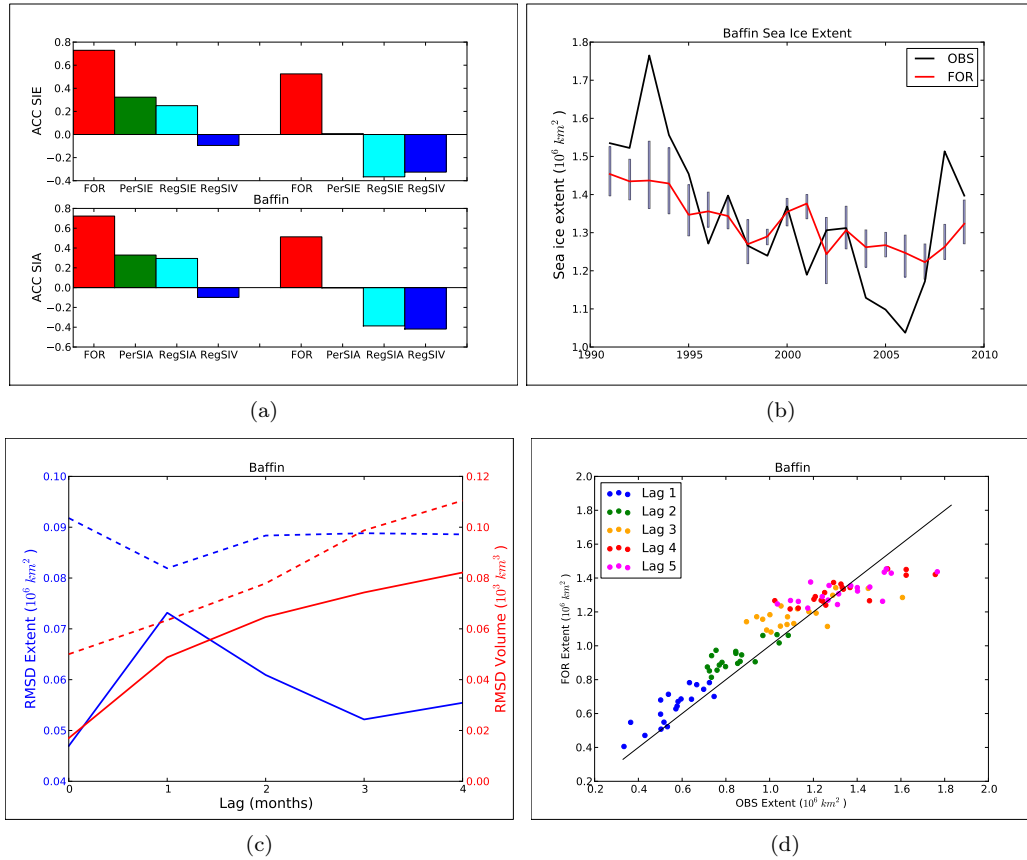


FIGURE 5.34 – Prévisions d’hiver en mer du Labrador et baie de Baffin. (a) : ACC (gauche) et ACC hors tendance (droite) pour les prévisions de mars de d’étendue (SIE, haut) et de surface (SIA, bas). (b) : Prévisions d’étendue de mars. (c) : RMSD des prévisions d’hiver d’étendue et de volume (traits pleins). En traits pointillés : RMSD calculées à partir des simulations historiques non initialisées. (d) : graphique quantile-quantile présentant les étendues observées (abscisses) et les étendues prévues (ordonnées) pour chaque échéance (*Lag*). OBS : observations ; FOR : prévisions ; Pers/PerSIA/PerSIE : persistance de SIA/SIE, RegX : régression de X initial sur SIE ou SIA.

derniers mois correspondent normalement à la progression de la glace en mer du Labrador autour des régions de convection profonde.

La figure 5.34(c) montre toutefois que la prévisibilité liée aux conditions initiales reste significative au bout de 4 mois pour la surface comme pour le volume. Même si le modèle couplé sous-estime la variabilité de la couverture de glace hivernale dans cette région, l’état initial apporte une information qui permet aux membres de l’ensemble de ne pas trop se disperser.

Dans le cas de la mer du Labrador, nous avons calculé le CCO sur une profondeur de 2000 m, ce qui correspond au maximum de profondeur que peut atteindre la couche de mélange liée à la formation d’eau profonde. Dans la référence, 52% de la variance des SIE de mars est expliquée par le CCO d’octobre en mer du Labrador. L’analyse de variance des SIE de mars prévus montre qu’une fraction comparable (53%) est expliquée par l’anomalie initiale de CCO en mer de Labrador. Ces grandeurs tombent néanmoins à 10% lorsqu’on enlève les tendances.

On voit donc que la capacité prédictive du système en mer du Labrador est essentiellement liée à la tendance du contenu thermique de l’océan dans cette région.

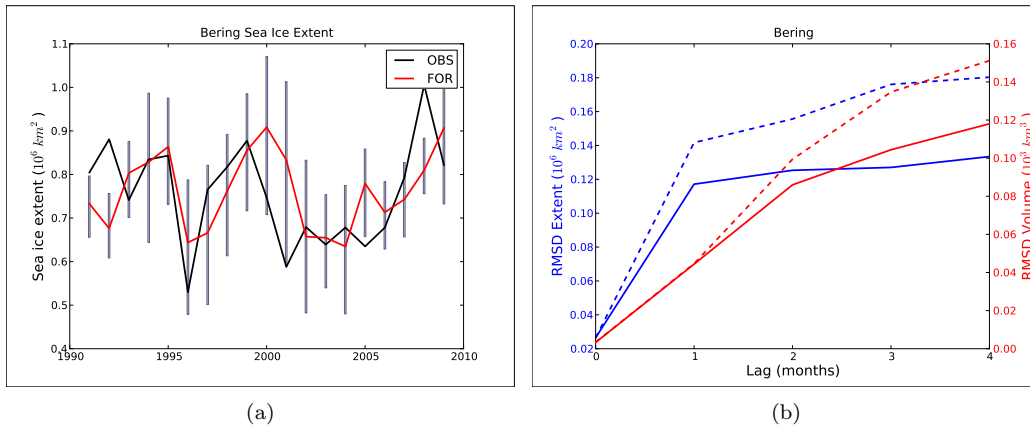


FIGURE 5.35 – Prévisions d’hiver en mer de Bering (a) : Prévisions d’étendue de mars. (b) RMSD des prévisions d’hiver d’étendue (bleue) et de volume (rouge). Traits pleins : prévisions ; traits pointillés : limite de prévisibilité.

Mer de Bering

Dans le cas de la mer de Bering comme de la mer d’Okhotsk, on ne peut construire de prévisions à l’aide des méthodes empiriques décrites en 5.2.4, dans la mesure où la glace n’est pas présente au 1^{er} novembre.

Il est très intéressant de voir que les scores ACC pour la mer de Bering dépassent 0,4 et sont donc significatifs à plus de 95%. Le biais est très réduit, et nous constatons sur la figure 5.35(a) que l’amplitude de la variabilité interannuelle est bien capturée. Le système prévoit néanmoins de fortes valeurs en 2000-2001 alors que le maximum de 1999 devrait être suivi de faibles couvertures. La décroissance est observée avec un décalage de deux ans.

Les ensembles semblent très dispersés. La figure 5.35(b) montre que malgré tout la dispersion des ensembles reste inférieure en moyenne à la limite de prévisibilité évaluée à partir de simulations libres. Nous pouvons donc en conclure qu’il y a bien une prévisibilité de l’étendue de glace en mer de Bering liée aux conditions initiales, alors même que cette mer n’est pas couverte de glace en octobre-novembre.

Bitz et al. (2005) suggèrent que l’effet thermique de l’océan responsable du positionnement du bord de glace en mer de Bering est déterminé à 64% par le rayonnement solaire absorbé par l’océan entre janvier et mars, qui domine donc l’effet du transport de chaleur. Dans nos prévisions, ni le CCO initial, ni le transport de chaleur océanique ne sont significativement corrélés avec la SIE prévue en mars.

Nous avons accès au diagnostic correspondant au rayonnement solaire incident à l’océan (via les fractures). Le rayonnement moyen sur la mer de Bering entre janvier et mars prévu par le système est très bien corrélé avec le rayonnement prescrit dans ERA-Interim (corrélation d’anomalies de 0,60). Les périodes de couvertures étendues autour de 1999 et à partir de 2006 sont effectivement marquées par des anomalies négatives de rayonnement solaire incident, la plus marquée étant en janvier-mars 1999. La prévision de 2001 correspondant à la seule année où le rayonnement incident prévu est inférieur à la valeur historique.

Il n’est pas évident que le flux de glace à travers le détroit de Bering joue un rôle dans la variabilité de la couverture hivernale en mer de Bering. Néanmoins, comme dans le cas de la mer de Barents, ce flux de glace à travers le détroit donne une idée des vents qui l’ont généré. La corrélation entre les prévisions et le flux de la reconstruction est visible en figure 5.36 : le coefficient de corrélation entre les flux de la reconstruction et les flux des prévisions est encourageant (0,48), et significatif à 95%. Cela indique qu’une partie du signal atmosphérique est prévue sur l’ensemble de la période de prévision.

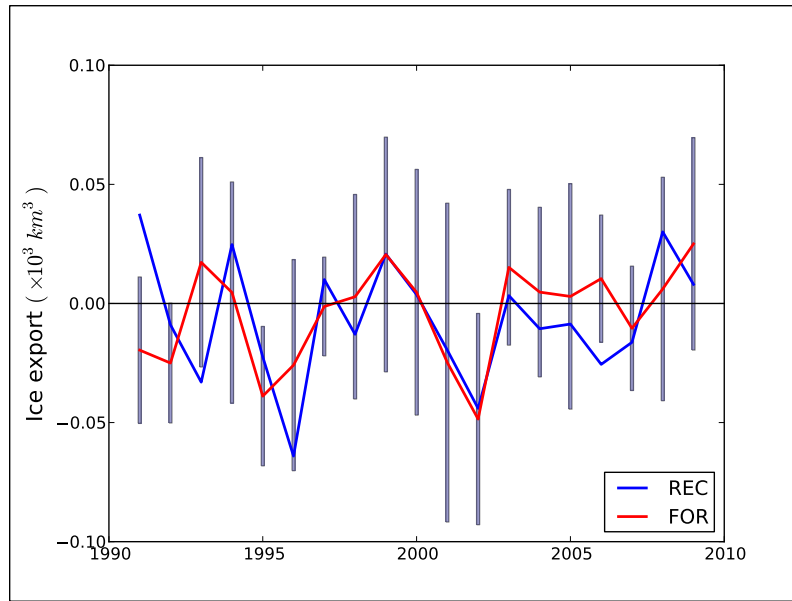


FIGURE 5.36 – Prévisions du flux de volume de glace à travers le détroit de Bering, cumulés sur janvier-février-mars. Rouge : prévisions (FOR, moyennes d'ensemble); barres grises : dispersion d'ensemble; bleu : reconstruction (REC). Unité : $\times 10^3 \text{ km}^3$.

Mer d'Okhotsk

Le constat en mer d'Okhotsk est sensiblement le même qu'en mer de Bering. Le score ACC pour la prévision d'étendue est égal à 0,45, et est significatif à 95%. Le biais est très réduit, malgré un biais positif de concentration visible en figure 5.19.

Les prévisions montrent néanmoins quelques limitations. Le score ACC significatif semble lié aux valeurs élevées d'étendue observées entre 2000 et 2004. Le système manque les couvertures faibles durant les années 1990-1995, et prévoit un minimum d'étendue en 1998, alors même que l'étendue de mars commence à croître. À l'échelle pan-Arctique, cette prévision est responsable de l'absence de sursaut en 1998, alors même que la prévision en mer de Barents est correcte.

Il est intéressant de remarquer que les fausses alertes des années 1994-1995 coïncident

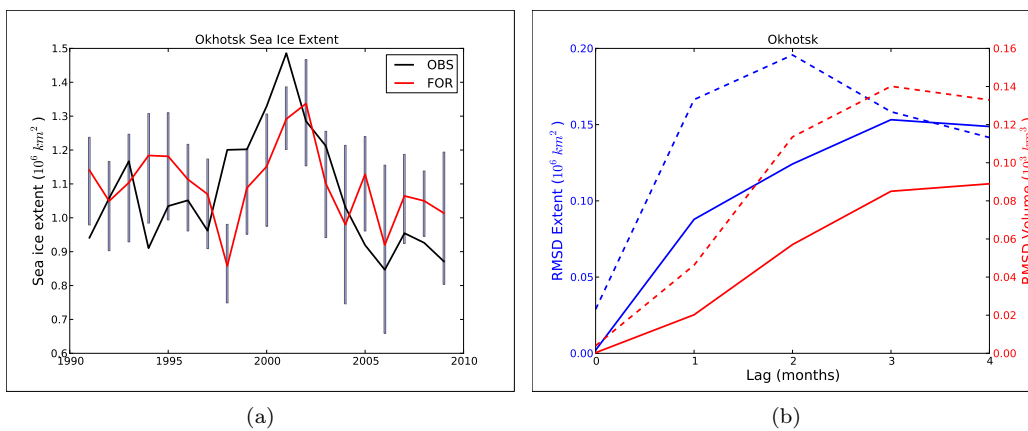


FIGURE 5.37 – Prévisions d'hiver en mer d'Okhotsk (a) : Prévisions de SIE de mars. (b) RMSD des prévisions d'hiver de SIE et SIV (traits pleins).

avec deux mauvaises prévisions d'étendue pan-Arctique. C'est également le cas pour les anomalies faibles de 1998-1999 prévues à tort par le système. Nous pouvions difficilement expliquer les erreurs de prévisions pan-Arctiques sans nous intéresser à l'échelle régionale.

La dispersion est assez importante. La figure 5.37(b) montre que finalement la RMSD de l'étendue atteint la limite de prévisibilité en mars, ce qui oblige encore à relativiser la valeur des prévisions d'étendue.

L'analyse de variance liée au CCO d'octobre en mer d'Okhotsk est assez décisive pour la compréhension des scores relevés. Alors que dans l'analyse, la corrélation entre anomalies hors tendance de CCO d'octobre et anomalies d'étendue de mars est de -0,46, elle s'élève à -0,86 dans les prévisions : 75% de l'anomalie hors tendance prévue de l'étendue de mars est déterminée par le contenu thermique initial. Le système surestime clairement cette relation.

5.6 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons choisi de distinguer prévisions d'été et prévisions d'hiver, quitte à répéter l'étude. Il s'agissait en effet d'illustrer à chaque fois les spécificités de deux problèmes de natures assez différentes. Dans un cas (l'été), l'état de la glace de mer (le volume notamment) détermine une bonne partie de la prévision, le reste étant lié au chaos atmosphérique. Dans l'autre cas (l'hiver), l'océan semble jouer un rôle prépondérant, notamment du fait de l'absence dans l'état initial de glace dans les régions où l'on compte finalement la prévoir. Il est intéressant de constater que malgré les biais du modèle couplé, l'absence d'assimilation de données, la taille réduite des ensembles, et le fait que le système ne soit pas équilibré à l'initialisation, le modèle est capable de prévoir correctement l'anomalie d'étendue à une échéance de 5 mois. Il s'agit là d'une preuve d'un rôle important de l'état initial, qui semble ici dominer le rôle de l'atmosphère.

Afin de mettre en perspective les scores ACC des prévisions d'étendue pan-Arctique, nous présentons dans le tableau 5.10 des scores typiques de prévisions saisonnières de grandeurs classiques avec des modèles à l'état de l'art. Les scores de nos prévisions d'étendue de banquise sont comparables aux scores de prévisions de SST estivale dans la zone NINO3.4, et bien supérieurs aux scores des grandeurs atmosphériques typiques, y compris hors tendance.

SST NINO3.4 DJF	SST NINO3.4 JJA	SIE MAR	SIE SEP	Z500 (30°-75°N) DJF	NAO DJF
0,9 ^a	0,7 – 0,8 ^a	0,74 (0,53)	0,72 (0,60)	0,25 – 0,3 ^b	0,1 – 0,35 ^b

TABLE 5.10 – Scores ACC de prévisions saisonnières de : SST hivernales (DJF) et estivales (JJA) dans la zone NINO3.4 ; étendues de banquise arctique (SIE) de mars (MAR) et de septembre (SEP) ; hauteur de géopotential à 500 hPa sur les moyennes latitudes de l'hémisphère nord en hiver ; indice NAO hivernale. *a* : modèles couplés à l'état de l'art (EUROSIP, 1979-2010) ; *b* : CNRM-CM5.1 (1979-2010). Source : Lauriane Batté (CNRM-GAME).

Dans les deux *hindcasts*, nous constatons que le système est sous-dispersif : dans quelques cas, l'anomalie observée n'est pas dans la barre d'incertitude des prévisions de l'ensemble, et l'écart-type des prévisions du *hindcast* est inférieur de 20% à l'écart-type des observations. La méthode de génération des ensembles est certainement une des principales raisons de cette sous-dispersion. Les ensembles ne sont générés qu'en perturbant l'atmosphère (et assez simplement), et il pourrait être intéressant de considérer des perturbations de l'océan, voire de la glace de mer elle-même. Nous pensons qu'il s'agit là d'une piste de recherche majeure.

La déclinaison régionale des prévisions d'hiver amène une granularité plus fine dans l'analyse des scores de prévisions. Elle permet aussi de nuancer certains aspects décevants des prévisions pan-Arctiques. Nous présentons un dernier tableau (Tableau 5.11) dans lequel les scores ACC sont calculés sur le secteur Atlantique et le secteur Pacifique seuls. Le score ACC s'accroît considérablement lorsque les mers pacifiques sont omises, ce qui est cohérent avec les défauts identifiés plus haut, liés notamment au contenu en chaleur océanique. Sans surprise,

ne prendre en compte que ces mers pacifiques est peu encourageant. Il est intéressant de savoir qu'omettre seule la zone Grnland (mers nordiques) donne des scores ACC très voisins des scores pan-Arctiques (0,73 et 0,52), ce qui montre que les performances médiocres dans cette région n'ont que peu d'impact sur les performances pan-Arctiques.

Région	ACC SIE brutes	ACC SIE hors tendance
Atlantique	0,81	0,53
Pacifique	0,57	0,47
Pan-Arctique	0,74	0,53

TABLE 5.11 – Scores ACC pour la prévision d'hiver d'étendue (SIE) dans les secteurs Atlantique (Total Arctique moins zones Bering et Okhotsk) et Pacifique (Total Arctique moins zones Baffin, StLawr, Grnland et BarKara).

Pour les prévisions d'été, nous pensons qu'une étude régionale différente pourrait être réalisée. Il s'agirait d'étudier non pas l'étendue de glace prévue en septembre, mais plutôt les dates de disparition de la glace dans certaines régions. Nous pensons notamment à l'espace maritime traversé par la RMN, le long des côtes sibériennes, ou à l'archipel canadien avec le PNO. Il serait alors utile de discuter la définition d'indices de navigabilité avec les acteurs concernés, et d'utiliser les données quotidiennes de nos prévisions afin d'en tirer une information utile.

Un des biais les plus importants des prévisions d'été est la sous-estimation systématique des épaisseurs. Selon Holland et al. (2008), la variabilité de l'étendue de banquise d'été croît à mesure que la banquise s'affine lors de sa transition vers une couverture saisonnière. Il est possible que le biais systématique du modèle CNRM-CM5.1 ait un impact positif sur la variabilité de l'étendue prévue dans le *hindcast*, et qu'une correction de ce biais ne conduise pas nécessairement à une amélioration des scores de prévisions d'été. Il s'agit d'une piste intéressante d'études, avec d'autres modèles couplés notamment.

Enfin, il nous paraît utile ici de revenir sur la méthode d'évaluation du *hindcast*. Que se passe-t-il si les données de vérification ne sont plus les observations NSIDC, mais la simulation d'initialisation ? Les scores ACC pour l'étendue sont alors plus élevés avec (0,78 pour les prévisions de septembre et de mars) et sans tendance (0,74 pour les prévisions de septembre, 0,63 pour les prévisions de mars). Les scores des méthodes statistiques sont différents aussi, mais restent toujours inférieurs à ceux des prévisions. Nous avons choisi d'évaluer les prévisions contre les observations car c'est là un jeu indépendant vers lequel néanmoins il est souhaitable de tendre étant donnée la qualité de l'initialisation. Le choix de l'indépendance des données a été fait pour garantir la robustesse des scores.



FIGURE 5.38 – Ours polaires dans le fjord Gibbs (île de Baffin, Canada). Octobre 2011.

5.7 Synthèse du chapitre

- Le modèle CNRM-CM5.1 a été utilisé pour réaliser un *hindcast* de prévisions saisonnières de la glace de mer arctique en septembre (1990-2008) et mars (1991-2009). Les états initiaux de glace de mer et d'océan sont tirés de l'expérience forcée EXP1. Des ensembles de 9 membres ont été générés en ne perturbant que l'atmosphère.
 - Les prévisions d'été d'étendue de glace présentent un biais négatif d'environ $1,5 \times 10^6 \text{ km}^2$. Ce biais est largement dû à un biais radiatif de la composante atmosphérique, dans laquelle le rayonnement solaire est surestimé. Les scores de corrélations de ces prévisions sont néanmoins très satisfaisants, avec ou sans tendance. La prévisibilité semble liée au volume initial et au champ d'épaisseur sur un mode similaire au mode de prévisibilité de « mémoire ».
 - Les prévisions d'hiver présentent un léger biais positif de concentration et d'étendue. Un biais d'épaisseur suggère un biais dynamique dans la circulation atmosphérique. Les scores de ces prévisions d'hiver sont comparables à ceux des prévisions d'été. Ces prévisions n'illustrent que partiellement un mode de « persistance ».
 - Dans les deux cas, le système est sous-dispersif. Toutefois, une prévisibilité semble exister qui est liée aux conditions initiales plutôt qu'à la tendance.
 - La déclinaison régionale des prévisions d'hiver montre une capacité prédictive du système en mer de Barents, liée à la persistance et à une bonne simulation des processus océaniques durant la période de prévision.
-
- *Seasonal hindcasts of September/March Arctic sea ice cover have been performed with CNRM-CM5.1 coupled model over the period 1990-2009. Ocean-sea ice initial states are taken from the forced reconstruction EXP1. 9-member ensembles are generated by only perturbing the atmosphere initial state.*
 - *Summer predictions of sea ice extent exhibit a strong negative bias. This bias can be attributed to a radiatif bias of the atmosphere component, which overestimates surface incoming shortwave radiation. Correlation skills are however significant, with and without the trend. System predictability can be attributed to the initial volume and to the initial thickness, in a regime resembling the 'memory regime'.*
 - *Winter predictions exhibit some slight positive biases in concentration and extent. A few thickness biases suggest some dynamic biases in the simulated atmospheric circulation. Skill scores have values comparable with those of summer predictions. Winter predictions partly illustrate the 'persistance regime'.*
 - *In both hindcasts, the system seems under-dispersive. However, predictability from initial conditions can be highlighted and quantified.*
 - *Regional distinction of winter forecasts shows some skillful capability of the system in the prediction of the Barents Sea ice cover. Skills are due to persistance, as well as an overall capability of the system to capture ocean processes during the forecast lead period.*

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

« *Quaesivit arcana poli, videt Dei.* »¹

Phrase inscrite sur le fronton de l'Institut polaire de l'université de Cambridge (1920).

6.1 Conclusions

La glace de mer Arctique est une composante majeure du système climatique. Durant les dernières années, elle a connu de profondes mutations dans sa structure et sa variabilité. Le déclin récent de la couverture estivale de glace de mer Arctique, qui a atteint un nouveau record en septembre 2012, a permis l'ouverture de nouvelles routes maritimes et a relancé l'intérêt stratégique de cette région longtemps oubliée. Dans un tel contexte, la prévision de glace de mer à l'échelle saisonnière est un problème d'océanographie opérationnelle qui peut intéresser de nombreux acteurs économiques : pêche, transport maritime, recherche, énergie, tourisme. De plus, la glace de mer joue un rôle d'isolant et de régulateur dans le système climatique. La glace de mer peut induire une prévisibilité de l'atmosphère à l'échelle saisonnière en tant que conditions aux limites pour l'atmosphère, cela au même titre que les anomalies de température de surface de l'océan sous les tropiques.

Cette thèse développait la construction d'un système de prévisions saisonnières de glace de mer, dédié à l'océan Arctique. Nous avons présenté le choix du modèle, la stratégie d'initialisation, la réalisation du *hindcast* sur la période 1990-2009 et la méthodologie d'évaluation de ce *hindcast*.

Les modèles

Ce système est basé sur le modèle couplé global CNRM-CM5.1, développé conjointement par le CNRM-GAME et le CERFACS (Voldoire et al., 2012). Ce système inclut le modèle d'océan NEMO3.2 et le modèle de glace de mer GELATO5. Dans le cadre de cette thèse, une configuration forcée de l'ensemble NEMO-GELATO a été développée, afin notamment de servir d'outil de validation de la composante océanique de CNRM-CM5.1. Les flux atmosphère-surface marine sont calculés à l'aide des formulations CORE (Large et Yeager, 2004), en distinguant deux types de surface : glace de mer et océan libre. Cette formulation permet d'exprimer les flux turbulents air-mer et air-glace à l'aide de champs météorologiques : température et humidité spécifique à 2 m et vent à 10 m. Plusieurs jeux de forçages ont été testés : nous présentons ici essentiellement les forçages basés sur la réanalyse ERA-Interim (Dee et al., 2011). Dans le jeu utilisé, les flux radiatifs incidents à la surface sont corrigés entre 60°S et 60°N à l'aide de la climatologie satellitaire GEWEX.

1. Il a cherché les mystères du pôle : il a vu ceux de Dieu.

Reconstruction historique de la glace de mer Arctique

La configuration forcée a ensuite été utilisée pour produire une reconstruction de l’océan et de la glace de mer sur la période 1990-2010. Notre but était d’utiliser cette reconstruction pour initialiser les prévisions du système en construction. Lorsqu’il est forcé par ERA-Interim corrigé avec GEWEX, NEMO-GELATO simule correctement le bord de glace hivernal, la variabilité interannuelle de l’étendue et de la surface, les vitesses de dérive ainsi que la structure générale du champ d’épaisseur de la glace de mer arctique. L’étendue estivale et le volume sur l’ensemble de l’année sont sous-estimés en comparaison d’observations (Lindsay, 2010) et d’estimations issues d’autres modèles. Des corrections de forçages basées sur des observations in-situ ont permis d’améliorer considérablement l’état moyen de la concentration en été, sans altérer la variabilité interannuelle de l’étendue. Les biais de volume et d’épaisseur sont bien réduits : toutefois, l’épaisseur des glaces épaisses semble encore sous-estimée.

La simulation de l’océan présente de bonnes qualités, renforcées par les corrections de forçages. Les transports de masse et d’eau douce sont comparables avec les estimations de la littérature. La simulation correcte du bord de glace dans les marges suggère que les transports de chaleur sont bien simulés. Un biais significatif en mer du Labrador montre que le modèle simule mal le positionnement des zones frontales en Atlantique nord. Ce biais semble dû en premier lieu à la résolution du modèle océanique. L’intensité de la circulation Atlantique de retournement est plus faible que dans les mesures, ce qui est un biais partagé par d’autres configurations de NEMO à cette résolution. Un biais négatif de salinité est présent : nous avons pu récemment l’attribuer à une formulation incorrecte des flux d’eau entre GELATO et NEMO. Les eaux atlantiques simulées en Arctique sont plus froides et moins salées que dans la climatologie PHC (Steele et al., 2001). Elles se trouvent trop en profondeur, et ne pénètrent pas assez dans l’océan Arctique.

Dans l’ensemble, cette simulation, qui ne fait appel à aucune assimilation de données, nous est parue convenir pour une initialisation complète de la glace de mer, nécessaire à la réalisation de prévisions saisonnières couplées.

Prévisibilité potentielle de la glace de mer Arctique

Nous avons cherché ensuite à caractériser quelques propriétés de prévisibilité intrinsèque de la glace de mer arctique à l’échelle saisonnière. Les observations satellitaires récentes suggèrent une prévisibilité statistique réduite de l’étendue et de la surface. Ces propriétés de persistance se retrouvent dans la reconstruction à l’aide de NEMO-GELATO. Le temps de décorrélation est plus long pour les étendues et surfaces d’été. Cette propriété est due à un couplage plus important entre volume et surface/étendue durant l’été. Dans les simulations forcées, le volume de glace de mer est d’ailleurs un prédicteur potentiel de l’étendue d’été à 3 mois à l’avance.

Une version précédente du modèle couplé CNRM-CM a été utilisée pour étudier le rôle de la distribution d’épaisseur dans la prévisibilité saisonnière de la glace de mer arctique. Cette version avait été utilisée avec une discrétisation fine de la distribution d’épaisseur. Dans la simulation étudiée, la capacité prédictive du volume pour la prévision de la surface d’été est surpassée par celle de la distribution d’épaisseur. Notamment, une anomalie de surface de septembre est potentiellement prévisible jusqu’à 6 mois à l’avance à l’aide de la surface couverte par la glace d’épaisseur supérieure à une épaisseur critique entre 0,9 et 1,5 m. Nous avons nommé ce mode de prévisibilité mode de « mémoire ».

Un autre mode est visible pour la prévisibilité de la glace de mer hivernale : c’est le mode de « persistance ». L’anomalie de surface de fin d’hiver est déterminée par la surface couverte par la glace relativement fine en fin d’automne/début d’hiver. Cette glace est en fait la glace jeune formée au cours de cette saison d’embâcle. Néanmoins, pour ces différents mois, la surface reste le meilleur prédicteur, et à une échéance inférieure à 3 mois, ce qui justifie le nom de mode de « persistance ».

Les épaisseurs critiques distinguant les deux modes, déterminées par une étude statistique, ont une interprétation physique liée aux propriétés thermodynamiques de la glace de mer. Ces résultats sont présentés dans Chevallier et Salas y Méliá (2011).

Prévisions saisonnières de la glace de mer Arctique avec CNRM-CM5.1

Le modèle couplé CNRM-CM5.1 a été utilisé pour réaliser un *hindcast* de prévisions saisonnières de la glace de mer arctique de septembre (1990-2008) et de mars (1991-2009). Les états initiaux de glace de mer sont tirés de la reconstruction forcée. À chaque date d'initialisation, des ensembles de 9 membres ont été générés en ne perturbant que l'état de l'atmosphère.

Nous avons présenté dans cette thèse les résultats des prévisions et quantifié les performances à l'aide de scores utilisés dans le domaine de la prévision saisonnière. Nous avons aussi cherché à interpréter les biais des prévisions et à identifier dans les états initiaux les variables ayant eu une influence sur la prévision.

Les prévisions d'étendue pan-Arctiques de septembre et de mars ont été présentées dans Chevallier et al. (2013). Les prévisions d'étendue de glace de septembre (initialisées le 1^{er} mai) présentent en moyenne un biais négatif d'environ $1,5 \times 10^6 \text{ km}^2$. Ce biais est largement dû à un biais radiatif de la composante atmosphérique, dans laquelle le rayonnement solaire est surestimé. Les scores de corrélations de ces prévisions sont néanmoins très satisfaisants, avec ou sans tendance. La prévisibilité semble liée au volume initial et au champ d'épaisseur sur un mode similaire au mode de prévisibilité de « mémoire » décrit précédemment. Les prévisions de mars (initialisée le 1^{er} novembre) présentent un léger biais positif de concentration et d'étendue. Un biais d'épaisseur suggère un biais dynamique dans la circulation atmosphérique. Les scores de ces prévisions d'hiver sont comparables à ceux des prévisions d'été. Ces prévisions n'illustrent que partiellement le mode de « persistance ». Dans les deux cas, le système est sous-dispersif. Toutefois, une prévisibilité semble exister qui est liée aux conditions initiales plutôt qu'à la tendance.

Nous avons enfin étudié les prévisions d'hiver sur différents sous-bassins (figure 3.20), afin de préciser l'interprétation des prévisions pan-Arctiques de mars. Cette déclinaison régionale montre une capacité prédictive du système en mer de Barents, liée à la persistance et à une bonne simulation des processus océaniques durant la période de prévision. À cette résolution, les prévisions en mer de Barents paraissent utilisables pour des besoins opérationnels. En mer de Bering, les scores semblent pouvoir être attribués à des prévisions atmosphériques correctes, ce qui est cohérent avec des études passées. En mers d'Okhotsk et du Labrador, la trajectoire du modèle semble due à la persistance du contenu en chaleur océanique, que le système de prévision semble surestimer.

Ce chapitre a montré que si la clé de la prévisibilité estivale est bien dans le volume de glace, l'initialisation de l'océan est un élément déterminant de la prévisibilité hivernale.

6.2 Perspectives

Modélisation de la glace de mer

Cette thèse rend compte de l'état d'avancement des travaux de modélisation de la glace de mer réalisés au CNRM-GAME. Le modèle GELATO, développé à la fin des années 1990, est aujourd'hui parmi les modèles de glace de mer les plus avancés de la communauté. Cet outil bénéficie de plus d'un avantage dont nous avons su tirer parti au cours de cette thèse : il a été développé pour tourner dans un modèle couplé de climat.

De nombreux tests de sensibilité sur les paramètres de GELATO ont été effectués, mais n'ont pas été présentés ici pour ne pas nuire à la progression logique du manuscrit. Un article actuellement en préparation montrera notamment l'impact des nouvelles paramétrisations physiques de GELATO5 (salinité interactive, formulation en enthalpie) sur la simulation

des états moyens en forcé et en couplé (Salas y Méliá et al., 2012). D'autres tests sont envisagés, dans un cadre proche de celui de Uotila et al. (2012). Cette thèse a surtout ouvert de nouvelles perspectives de développements. Par exemple :

1. **paramétrisation des mares de fonte.** Ce travail a été réalisé en parallèle de cette thèse, avec pour objectif une inclusion dans le modèle CNRM-CM5 dans le cadre du projet COMBINE. Nous avons retenu la formulation récemment introduite dans le modèle américain CICE (Holland et al., 2011a), modifiée pour le regel des mares d'après Pedersen et al. (2009). Quelques simulations en mode couplé ont été réalisées très récemment. Il est donc prévu de valoriser ces développements dans un article, d'effectuer des tests de sensibilité et d'éventuellement améliorer cette paramétrisation. Une prise en compte du drainage de l'eau des mares est envisagée.
2. **calcul des flux atmosphère-glace de mer.** Nous avons vu qu'actuellement seul le cas forcé autorise un calcul de flux air-glace par catégorie d'épaisseur de glace. Des tests très récents ont montré que cette formulation permet de réduire encore le biais de volume en Arctique. Il s'agit d'un chantier à mettre en œuvre dans SURFEX, afin que chaque catégorie soit prise en compte individuellement aussi dans le modèle couplé. Rappelons également que les flux *bulk* sur glace sont calculés avec un coefficient de transfert constant. Nous envisageons dans le futur de tester des paramétrisations plus avancées prenant en compte la stabilité de la basse atmosphère, comme cela est fait notamment dans CICE (Briegleb et al., 2004).
3. **introduction d'un schéma avancé de neige sur glace.** Le schéma assez simple de Douville et al. (1995) ne prend en compte ni les transformations des propriétés physiques du manteau neigeux, ni le transport de la neige par le vent, qui peut avoir une grande importance dans l'océan Arctique. Peu de modèles de glace incluent un modèle avancé de neige (Lecomte et al., 2011). L'inclusion du modèle CROCUS (Vionnet et al., 2012), développé à Météo-France, est envisagée. CROCUS est inclus dans les versions les plus récentes de SURFEX : l'avenir proche devrait voir GELATO lui-même compter parmi les composantes de SURFEX.
4. **amélioration de la convergence de la dynamique par la méthode *Jacobian-Free Newton-Krilov*.** La parallélisation de GELATO a ouvert la voie à des utilisations à plus haute résolution, soit dans des configurations globales de type ORCA-025 (1/4° de résolution horizontale), soit dans des configurations régionales ou « zoomées » à des résolutions encore plus fines. À ces résolutions, l'hypothèse EVP s'avérerait sans doute irréaliste, et de nouvelles rhéologies devront sans doute être envisagées. Le retour au cadre visco-plastique original a été retenu, moyennant un travail sur la convergence de cette dynamique (Lemieux et al., 2010). De nouvelles lois constitutives pourront alors être envisagées pour le calcul des coefficients de viscosité, notamment celles qui supposent un comportement granulaire (Tremblay et Mysak, 1997, Sedláček et al., 2007).
5. **inclusion de la biogéochimie** Enfin, la piste de l'inclusion des processus biogéochimiques dans GELATO est envisagée, suite au travail de thèse en cours de R. Sférian (intégration de PISCES dans CNRM-CM5.1).

Initialisation et simulations forcées

Les simulations forcées présentées au chapitre 3 représentent la première utilisation de NEMO-GELATO forcé. Ce travail était résolument tourné vers l'initialisation du modèle couplé pour les prévisions. Elles ont de plus constitué un cadre de validation non seulement pour GELATO5, mais aussi pour la composante océanique de CNRM-CM5.1 dans son ensemble.

Pour les simulations forcées en elles-mêmes, la première perspective qui ressort de ce travail est l'extension de la période de reconstruction à la période 1979-2011, voire jusqu'à 2012. Des simulations forcées sur cette période sont disponibles depuis peu de temps.

Elles ont permis notamment l'initialisation de prévisions décennales dans le cadre du projet COMBINE. Ces simulations ont aussi permis de prendre conscience que le biais de volume comparé à l'estimation du modèle PIOMAS n'était pas dû au *spin-up*, mais bel et bien à la configuration de la grille.

Un travail de réflexion sur les forçages est aussi nécessaire. Les corrections que nous avons imposées sont guidées par des comparaisons aux observations. Néanmoins, nous sommes conscients que la période et l'étendue sur laquelle nous les appliquons est à notre discrétion. Notre choix a été arrêté après des tests de sensibilité et une consultation avec Mercator-Océan. Toutefois, nous attendons beaucoup de nouvelles expériences NEMO-GELATO forcées par le futur DFS5. Ce jeu de forçage, basé sur ERA-Interim cette fois-ci, inclut notamment des corrections des vents à l'aide des données QuikSCAT, qui devraient permettre d'intensifier les transports océaniques des basses aux plus hautes latitudes.

Au cours de cette thèse, le cadre de validation que nous avons développé concerne essentiellement la glace de mer arctique. De futures collaborations, notamment dans le cadre d'un stage post-doctoral à Mercator-Océan et Environnement Canada, devraient conduire à l'utilisation de nouvelles données océanographiques dans l'Arctique. Nous pensons notamment aux données issues des campagnes ArcticNet dans l'Arctique canadien, comme celle à laquelle l'auteur de ce manuscrit a pu participer en septembre-novembre 2011.

Du point de vue de l'initialisation, plusieurs remarques peuvent être faites. Tout d'abord, il n'a pas été fait d'assimilation de données dans les simulations présentées dans ce manuscrit. L'application d'un schéma simple de *nudging* des températures et salinités de l'océan vers la réanalyse NEMOVAR permet de corriger quelques biais, notamment le biais positif de concentration en mer du Groenland. Néanmoins, nous avons évoqué en chapitre 3 certaines faiblesses de NEMOVAR. Il est légitime de s'interroger sur la valeur dans l'océan Arctique profond d'une réanalyse océanique réalisée sans modèle de glace de mer.

Enfin, souvenons-nous que nous avons dû initialiser séparément surfaces continentales et océan-glace de mer. La perspective d'inclusion de GELATO dans SURFEX nous permet d'envisager de future reconstruction « couplée » de la surface terrestre sur la période récente, avec des applications potentielles bien au-delà de la prévision de glace de mer.

Études de prévisibilité

La perspective naturelle de notre étude de prévisibilité est l'extension du *hindcast* à la totalité de la période ERA-Interim, avec un modèle couplé incluant l'ensemble des développements réalisés depuis Voltaire et al. (2012). Rappelons que ce nouveau modèle est en cours de validation dans le cadre du projet COMBINE.

L'apport des nouveaux développements devrait être visible surtout pour les prévisions d'hiver. Nous pensons que les biais des prévisions d'été sont essentiellement dictés par un biais radiatif du modèle d'atmosphère dont la physique est actuellement en cours de refonte. Le rôle de l'océan dans les prévisions d'hiver laisse entrevoir de possibles améliorations de performances dans un modèle où les masses d'eau possèderaient des caractéristiques plus réalistes. La nouvelle version de CNRM-CM semble prendre ce chemin.

Une future piste d'étude est la méthode de perturbation des états initiaux. Comme aucune prévision n'avait été faite auparavant, nous avons utilisé la première méthode envisageable : la méthode *lag-average* pour la seule atmosphère. Il pourrait être intéressant de s'intéresser à l'impact de perturbations océaniques sur la prévisibilité, et surtout, de perturbations du champ d'épaisseur de glace. Ce travail devrait permettre de préciser les recommandations quant au *design* de futurs systèmes d'observations. L'adjonction de perturbations de l'océan, de l'atmosphère et de la glace, devrait permettre aussi d'étendre la taille des ensembles, et donc d'augmenter la dispersion d'un système que nous avons décrit comme sous-dispersif.

Comme nous l'avons signalé, cette thèse a fait l'objet d'une collaboration avec Total et la structure de développement du projet Shtokman, en mer de Barents. Cette collaboration, qui avait débuté avec un stage d'un an (Chevallier, 2009), nous a permis de garder en tête une

finalité opérationnelle pour ce travail, tout en bénéficiant des connaissances de terrain des ingénieurs du projet. Avec des ensembles plus grands et plus dispersés, un système comme le nôtre pourrait produire des indicateurs probabilistes d'opérabilité en conditions hivernales. Un pré-requis à cela est l'identification de ces indicateurs à partir des observations, des reconstructions, puis d'un *hindcast* de calibration. Une poursuite de la collaboration est envisagée sur ces sujets.

Durant cette thèse, nous avons eu connaissance d'autres projets d'*hindcasts* saisonniers. Nous pensons notamment au UK MetOffice, avec le système GloSea4 (Arribas et al., 2012) dont les états initiaux de glace étaient très faiblement englacés. Environnement Canada envisage d'utiliser la même configuration ORCA-1° avec un autre modèle de glace de mer (G. Smith, 2012, communication personnelle).

Enfin, d'un point de vue théorique, une piste majeure reste à considérer : quelle prévisibilité pour la glace arctique en climat futur ? Les années récentes suggèrent que d'ici quelques décennies l'océan Arctique risque de connaître ses premiers étés dépourvus de glace de mer. La problématique de la prévisibilité de la glace de mer de septembre pourrait être alors réduite à un problème « trivial ». Néanmoins, nous pourrions considérer la prévision de la couverture hivernale comme un nouveau problème analogue à celui des mers marginales : l'initialisation de l'océan deviendra alors la clé d'un nouveau *challenge* scientifique et technique.

Glace de mer arctique et prévisibilité de l'atmosphère

Météo-France a un intérêt particulier aux développements de futurs systèmes de prévisions saisonnières. Ce travail s'intègre dans cet objectif. Nous n'avons certes pas évalué la qualité des prévisions saisonnières atmosphériques dans notre *hindcast*. Toutefois, notre configuration forcée a été reprise pour l'initialisation des prévisions saisonnières du système 4 de Météo-France. Une procédure de *nudging* vers une version dégradée (du 1/4° à 1°) de l'analyse de Mercator-Océan a été incluse.

Nous n'avons néanmoins pas été étrangers aux travaux de prévisions saisonnières de l'atmosphère. Nous avons contribué au projet WGSIP-IceHFP dans lequel était étudié l'impact de l'initialisation de la glace de mer arctique sur la prévisibilité de l'atmosphère. Ce projet impliquait aussi le *UK MetOffice*, le *Max Planck Institut* (Allemagne) et le *CCCma* (Canada). Des prévisions saisonnières avec des modèles couplés devaient être initialisées les 1^{er} mai, 1^{er} août et 1^{er} novembre 2007, avec deux types de conditions initiales de glace de mer : initialisation « historique », et initialisation avec une climatologie. Nous avons récemment soumis les résultats de la comparaison des modèles (Peterson et al., 2012).



FIGURE 6.1 – Ours polaire au milieu de la glace jeune, baie du Vicomte Melville (PNO). Octobre 2011.

Annexe A

Validation de l'épaisseur de glace de mer dans la reconstruction

Nous présentons dans cette annexe comment nous avons utilisé les données d'épaisseur de glace de mer la base de données *Unified Sea Ice Thickness Climate Data Record* (USITCDR, Lindsay, 2010) pour l'évaluation des épaisseurs simulées par NEMO-GELATO forcé.

A.1 Données disponibles

Les données de la base USITCDR proviennent de sources utilisant les moyens suivants :

1. le sonar sous-marin (obtention de densités de probabilité d'épaisseur de glace le long d'une trajectoire sous-marine) ;
2. le sonar fixe (obtention de séries temporelles en un point) ;
3. les techniques électromagnétiques aéroportées ;
4. les satellites.

Nous récapitulons dans le tableau A.1 les données disponibles dans la base de données.

Abréviation	Nom	Période	Type	Mesure
AWIGreenland	Détroit de Fram	1991-2002	2	Draft
BGEP	Beaufort Gyre Exploration Project	2003-2008	2	Draft
EBS	Eastern Beaufort Sea	1990-2003	2	Draft
IOS-Chukchi		2003-2005	2	Draft
NPEO	North Pole Earth Observatory	2001-2010	2	Draft
USsub	US submarines	1975-2005	1	Draft
Air-EM	airborne EM-based thickness meas.	2001-2009	3	Thickness
ICESat		2005-2007	4	Freeboard

TABLE A.1 – Description des données de la base USITCDR (Lindsay, 2010). Les références pour chacune des bases de données individuelles sont dans Schweiger et al. (2011). EM : *Electro-Magnetism*. Le numéro dans la colonne *Type* correspond à la liste dans le texte.

Les bases de données USsub, AWIGreenland, BGEP, ESOB, IOB-Chukchi et NPEO donnent des mesures du tirant d'eau de la glace de mer, ou *drafts*. Air-EM est un produit d'épaisseur totale de l'ensemble glace-neige. Les données ICESat proposent des données de *freeboard*, et d'épaisseur de glace de mer (seule) déduite des *freeboard* à l'aide d'une climatologie de neige (Warren et al., 1999).

Exp	Mouillages			USsub			Air-EM		
	Biais	RMSE	Corr.	Biais	RMSE	Corr.	Biais	RMSE	Corr.
EXP0	-0,30 m	0,76 m	0,61	-0,84 m	1,00 m	0,75	-0,75 m	1,17 m	0,74
EXP1	-0,14 m	0,67 m	0,66	-0,46 m	0,64 m	0,83	-0,40 m	1,00 m	0,71

TABLE A.2 – Statistiques issues de la comparaison entre les données de *drafts* de la base USITCDR et les sorties du modèle NEMO-GELATO (période 1990-2010). Pour chaque source, le nombre de points de comparaison est : USsub : 765 ; Mouillages : 777 ; Air-EM : 180.

A.2 Méthode

Nous avons choisi de comparer ces *drafts* avec les *drafts* déduits des épaisseurs simulées dans le modèle. Si *SIT* est l'épaisseur simulée moyenne sur la maille et *SND* l'épaisseur de neige simulée, le tirant d'eau simulé *SID* se calcule à l'aide de l'expression suivante :

$$SID = [\rho_i SIT + \rho_s SND] / \rho_{sw}, \quad (\text{A.1})$$

où ρ_i , ρ_s et ρ_{sw} sont les masses volumiques de la glace de mer, de la neige et de l'eau de mer. On rappelle qu'on suppose ρ_i constant, égal à 910 kg/m^3 , et que ρ_s varie dans le temps selon la formulation de Douville et al. (1995).

Dans le cas des données Air-EM, la donnée présente dans la base est l'épaisseur cumulée neige et glace de mer (notée *SITS*). Le tirant d'eau pour les données de la base est calculé en utilisant l'épaisseur de neige simulée *SND* :

$$SID = [\rho_i SITS + (\rho_s - \rho_i) SND] / \rho_{sw}. \quad (\text{A.2})$$

Nous avons choisi de comparer des moyennes mensuelles. Les données de la base sont agrégées en valeurs mensuelles, au point de grille le plus proche sur la grille du modèle. Nous sommes conscients que dans le cas de plateformes en mouvement (USsub et Air-EM), les données en certaines mailles ne sont pas des moyennes mensuelles.

Pour la comparaison des *drafts*, nous avons regroupé les données issues de mouillages in-situ (AWIGreenland, BGEP, EBS, IOS-Chukchi, NPEO) en un ensemble « Mouillages » distinct des données issues de sonar sous-marins (USsub) et de techniques électromagnétiques aéroportées (Air-EM). Les épaisseurs ICESat bénéficient d'un traitement spécial.

A.3 Résultats

A.3.1 Comparaison des données de *drafts*

Nous avons rassemblé dans le tableau A.2 les statistiques de la comparaison entre les *drafts* de la base USITCDR et ceux simulés dans EXP0 et EXP1. Les simulations présentent un biais négatif avec les observations. Le biais est réduit de près de moitié entre EXP0 et EXP1 pour tous les types de données. L'effet des corrections de forçages sur l'erreur quadratique moyenne (RMSE) est moins évident, mais correspond bien à une réduction de l'erreur dans les trois cas. Nous pouvons estimer, à la lecture de ce tableau, que NEMO-GELATO sous-estime le *draft* de la glace d'environ 1 m sans corrections aux forçages, et que cette sous-estimation est réduite à 77 cm par les corrections de forçages (sur la base de la RMSE). Nous détaillons dans la suite les résultats par source de données.

Données des mouillages fixes

Les données de mouillages fixes présentent une bonne corrélation avec les observations (EXP0 : 0,61, EXP1 : 0,66). Nous montrons en figure A.1 la comparaison de toutes les observations et simulations de *drafts* aux points des mouillages fixes. Dans les deux expériences,

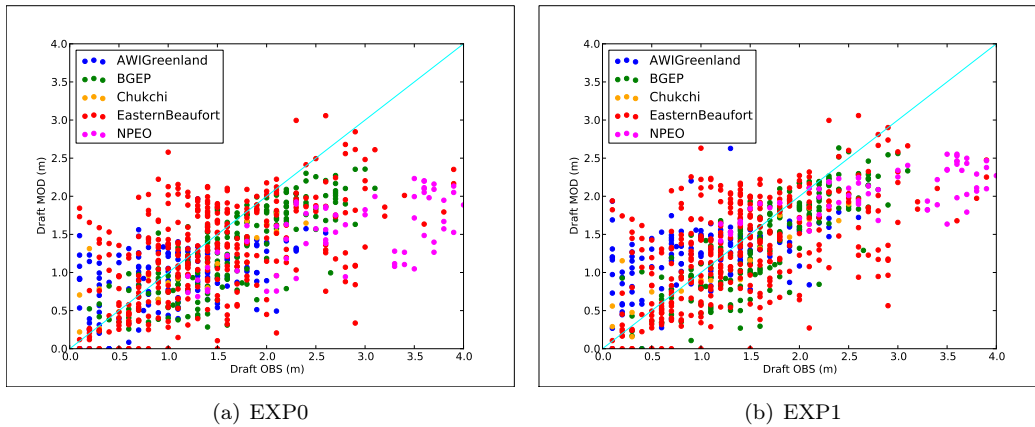


FIGURE A.1 – Comparaison *drafts* observés/*drafts* simulés (en mètres) dans EXP0 (a) et EXP1 (b), pour les observations issues de mouillages fixes.

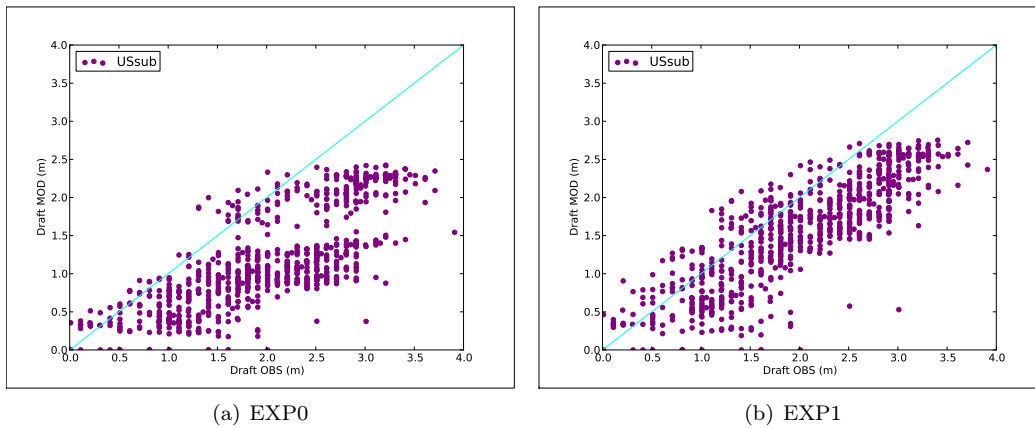


FIGURE A.2 – Comparaison *drafts* observés/*drafts* simulés (en mètres) dans EXP0 (a) et EXP1 (b), pour les observations US-Sub.

les *drafts* simulés en ces points ne dépassent pas 3 m, alors que les observations dépassent cette valeur assez fréquemment, notamment en mer de Beaufort et près du Pôle Nord. Dans EXP1, le nuage de points est moins dispersé autour de la première bissectrice que dans EXP0, ce qui se traduit par une corrélation supérieure. Les points correspondant à ces glaces épaisses (*draft* observé entre 3 et 4 m) se rapprochent de la première bissectrice, ce qui est cohérent avec l'épaississement de la glace consécutif aux corrections de forçages. Néanmoins, les épaisseurs importantes observées près du Pôle Nord (NPEO) sont encore mal simulées dans EXP1.

Nous arrivons ainsi au constat que NEMO-GELATO sous-estime essentiellement l'épaisseur des glaces épaisses. De nombreux points correspondant à de faibles épaisseurs sont aussi surestimés par le modèle. En regardant plus précisément, il s'agit en grande partie de points situés en mer du Groenland (AWIGreenland), correspondant donc à un biais positif dans cette région. Ce biais est même renforcé dans EXP1.

Données des sous-marins américains

Les données des sous-marins américains ont été largement utilisées pour valider et calibrer les modèles de glace de mer en Arctique (e.g. Vancoppenolle et al., 2009, Schweiger et al., 2011), voire pour déterminer les tendances du volume de glace de mer Arctique sur les

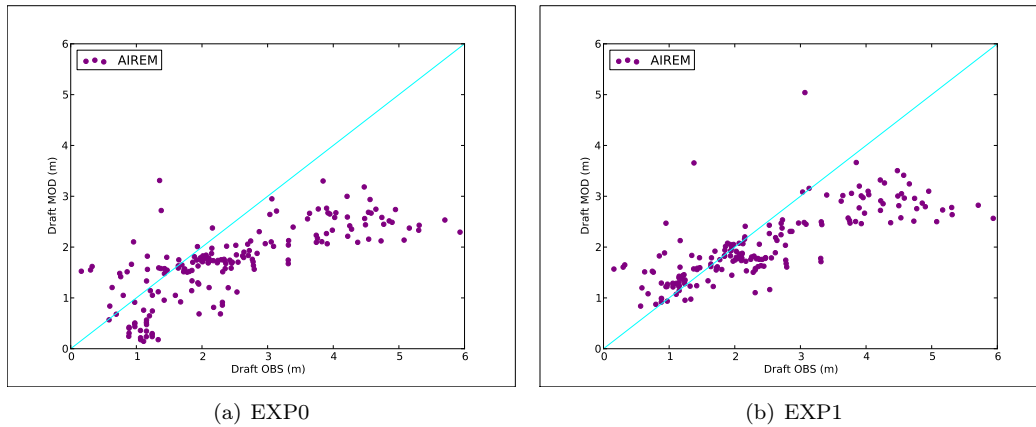


FIGURE A.3 – Comparaison *drafts* observés/*drafts* simulés (en mètres) dans EXP0 (a) et EXP1 (b), pour les observations Air-EM.

dernières décennies (Kwok et Rothrock, 2009). Kwok (2007) ont estimé que les mesures de *drafts* de ces sous-marins présentaient un biais positif d'environ 0,29 m. En nous alignant sur Kwok et Rothrock (2009), nous avons soustrait cette valeur des *drafts* observés avant de les utiliser pour la comparaison.

Les *drafts* simulés présentent un biais moyen négatif, considérablement réduit dans EXP1. Le bon coefficient de corrélation entre les valeurs observées et simulées dans EXP0 est encore relevé avec les corrections de forçages.

La figure A.2 montre l'amélioration de la simulation des *drafts* entre EXP0 et EXP1. Les corrections de forçages permettent de rapprocher le nuage de points de la première bissectrice. Nous voyons néanmoins la tendance du modèle à sous-estimer les *drafts* sur toute la gamme de valeurs.

Données des mesures aéroportées

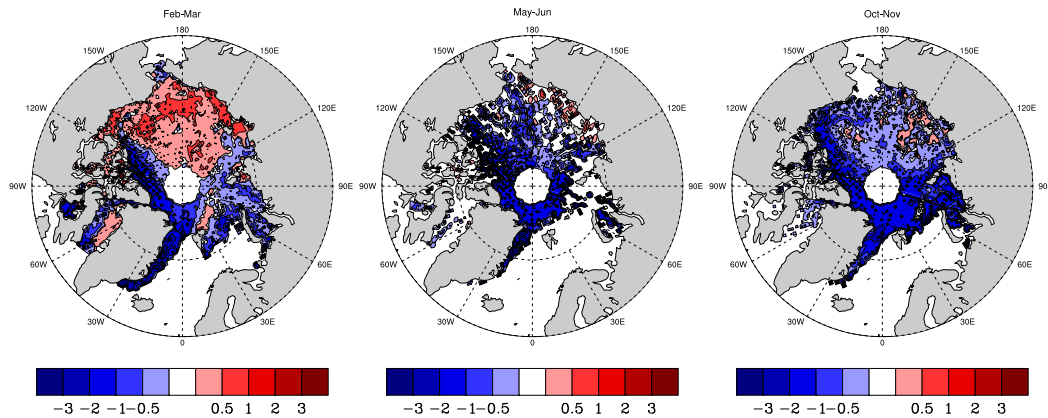
Les mesures Air-EM sont disponibles au nord du Groenland, du Svalbard et en mer de Beaufort. C'est au nord du Groenland que sont mesurées et simulées les épaisseurs les plus fortes. Il n'est donc pas surprenant que les statistiques de RMSE soient moins encourageantes, y compris pour EXP1 : la corrélation est plus faible dans cette expérience.

La figure A.3 montre pourtant une réduction de la dispersion des points autour de la première bissectrice dans EXP1 comparativement à EXP0. On remarque encore que les épaisseurs simulées saturent à 3 m là où on observe jusqu'à 6 m, et cela alors que quelques points nous montrent que le modèle est capable de simuler des *drafts* de 4 à 5 m.

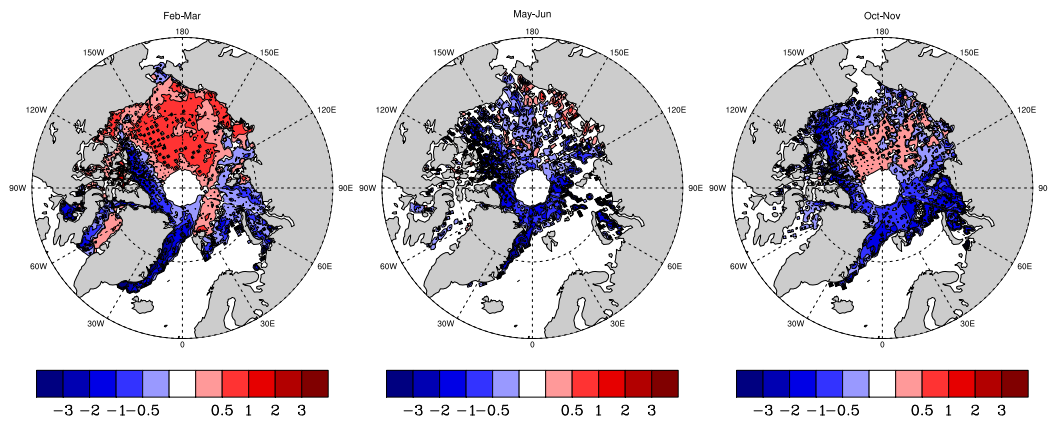
A.3.2 Comparaison avec les données ICESat

La comparaison avec les données ICESat est effectuée sur la base des épaisseurs simulées. Étant donnée la fréquence des campagnes et l'échantillonnage temporel, nous avons pu distinguer trois saisons : hiver (février-mars), printemps (mai-juin) et automne (octobre-novembre). Il s'agit, à chaque fois, d'une moyenne sur deux à trois années.

Dans EXP0, l'épaisseur simulée par NEMO-GELATO est sous-estimée dans l'ensemble de l'Arctique au printemps et en automne. Le biais négatif est le plus intense dans les régions où l'on s'attend à trouver de la glace épaisse (nord de l'AAC, nord et est du Groenland), et dans le secteur atlantique. En hiver, elle paraît surestimée dans un large secteur de l'Arctique de l'ouest, notamment en mer des Tchoukches et le long des côtes de Sibérie orientale. Le biais positif ne dépasse pas 1 m. Dans les secteurs de glaces épaisses, l'épaisseur simulée est sous-estimée. Dans ces régions, les forts gradients observés par ICESat ne sont pas reproduits



(a) EXP0



(b) EXP1

FIGURE A.4 – Différence entre l'épaisseur simulée et l'épaisseur estimée d'après ICESat (Kwok et Rothrock, 2009). Hiver 2004-2008 (février-mars), printemps 2003-2007 (mai-juin) et automne (octobre-novembre) 2003-2007.

par NEMO-GELATO, ce qui peut être un effet du forçage atmosphérique, dont la résolution est relativement faible.

Sans surprise, les corrections de forçages induisent une réduction des biais négatifs d'épaisseur simulée au printemps et en automne, avec l'apparition par endroit d'un léger biais positif à l'automne. En hiver, elles conduisent à une intensification du biais positif de l'Arctique de l'ouest, mais aussi une réduction du biais négatif des fortes épaisseurs du nord des îles de l'AAC et du Groenland. Au printemps, quelques indices d'un biais positif en mer de Sibérie orientale peuvent être un résidu du biais hivernal.

Dans Schweiger et al. (2011), la structure du biais en automne est à peu près comparable à la nôtre en Arctique central. Les performances de NEMO-GELATO diffèrent en hiver, où le biais de PIOMAS est essentiellement négatif et de l'ordre de l'incertitude des estimations de ICESat (0,37 cm). La présence du biais positif d'épaisseur dans l'Arctique de l'ouest en hiver a été identifiée comme la raison principale de la différence entre l'estimation de volume issue de NEMO-GELATO et le volume estimé dans PIOMAS sur la fin de la simulation. Nous avons analysé ce biais, et nous avons conclu qu'il était lié à la résolution verticale du modèle d'océan. La mer de Sibérie orientale, peu profonde, est représentée par trois niveaux

verticaux au plus. Pour des raisons de stabilité numérique, le courant au troisième niveau est choisi en entrée du schéma dynamique de GELATO, sans prendre en compte la bathymétrie. Dans cette mer périphérique, le courant géostrophique entré dans GELATO est nul (valeur par défaut). Cela induit, en cas de vents non favorables, une accumulation de glace dans cette région, accumulation qui fond insuffisamment durant l'été.

A.4 Conclusions et perspectives

La présente comparaison montre que NEMO-GELATO simule généralement correctement la variabilité spatiale des épaisseurs moyennes, mais sous-estime substantiellement l'épaisseur des glaces épaisses si l'on regarde les *drafts*. Le biais moyen, négatif, est d'environ 1 m, et est réduit de 25% lorsque les corrections de forçages sont appliquées. Les estimations d'ICESat permettent de voir que les structures spatiales sont correctement simulées, et confirment le biais négatif d'épaisseur dans les régions où sont observées et simulées les épaisseurs les plus importantes. Sur la fin de la période, on voit émerger un biais positif dans l'Arctique de l'ouest, renforcé par les corrections de forçages. Ce biais positif, absent des simulations historiques de PIOMAS, explique la divergence entre les estimations de volume sur les dernières années de simulation.

Cette analyse a été conduite a posteriori : les données de la base USITCDR n'ont pas été utilisées pour calibrer le modèle. Le modèle PIOMAS a été calibré à l'aide des données USsub. Le traitement de ces données et leur mise à disposition au CNRM ouvre de nouvelles perspectives pour la calibration des futures configurations NEMO-GELATO forcées à plus hautes résolutions.

Le lecteur n'aura pas perdu de vue que les *drafts* simulés ont été estimés à partir des épaisseurs de glace simulées en utilisant les propriétés de la neige simulées par GELATO (épaisseur et densité). Nous n'avons pas parlé ici de validation de l'épaisseur de neige, et il s'agit d'un point qui devra être abordé dans le futur. Les données de neige sur glace de mer étaient jusqu'à maintenant rares (Warren et al., 1999). Nous avons bénéficié très récemment des données des campagnes IceBridge, qui incluent l'épaisseur de neige. Ces données nous ont été fournies gracieusement par L. Brucker. Elles ont montré une sous-estimation des épaisseurs de neige simulées en mer de Beaufort. Dans GELATO, l'évolution de l'épaisseur de neige dépend en premier lieu des précipitations, qui sont celles d'ERA-Interim dans le cas présent. Elle est ensuite simulée d'après le schéma de Douville et al. (1995), sur lequel il est envisagé de revenir prochainement au profit d'une représentation plus fine du manteau neigeux.

Annexe B

Métrie quantifiant la dérive de prévision de champs bi-dimensionnels

Cette courte annexe définit en détails la métrie introduite en 5.4.7. Cette métrie permet de quantifier la dérive d'une prévision d'un champ bi-dimensionnel X (concentration, épaisseur) vers l'« attracteur » du modèle couplé.

La métrie est définie comme suit. Étant données une date d'initialisation D et une échéance de prévision T , on définit $\mu(X,D,T)$:

$$\mu(X,D,T) = \frac{\langle F(X,D,T) - H(X,D,T), C(X,T) - H(X,D,T) \rangle}{\|C(X,T) - H(X,D,T)\|^2}, \quad (\text{B.1})$$

où $\langle A,B \rangle = \int_R A(x)B(x)dx$ et $\|A\|^2 = \langle A,A \rangle$. L'intégration est réalisée sur la région R où A et B ne sont pas nuls, et dx est la surface de la maille centrée en x . $F(X,D,T)$ est la prévision de X initialisée en D après une échéance de T ; $H(X,D,T)$ est la valeur de X à la date correspondante dans la reconstruction (T mois après la date d'initialisation D). $C(X,T)$ est la climatologie de la variable X pour le mois correspondant à l'échéance T dans les simulations historiques réalisées pour le projet CMIP5 avec CNRM-CM5.1. C'est ce qu'on appellera l'attracteur du modèle : il est indépendant donc de la date d'initialisation.

Par construction, on a : $F(X,D,0) = H(X,D,0)$, donc $\mu(X,D,0) = 0$.

Afin d'utiliser une analogie géométrique, on peut considérer que cette métrie mesure la distance entre la prévision et la reconstruction d'initialisation à chaque échéance, normalisée par la distance entre l'attracteur de la prévision et la reconstruction. Une valeur de $\mu(X,D,T)$ inférieure à 0,5 signifie que le champ prévu est plus proche de l'état correspondant dans la reconstruction que de l'attracteur. Comme la reconstruction a été utilisée pour l'initialisation, on peut considérer que le système a alors gardé de la mémoire après une échéance de T mois.

Dans le cas où la prévision aurait tellement dérivé qu'elle n'aurait plus gardé mémoire de son état initial, alors son état final serait proche de l'attracteur : $\mu(X,D,T) = 1$.

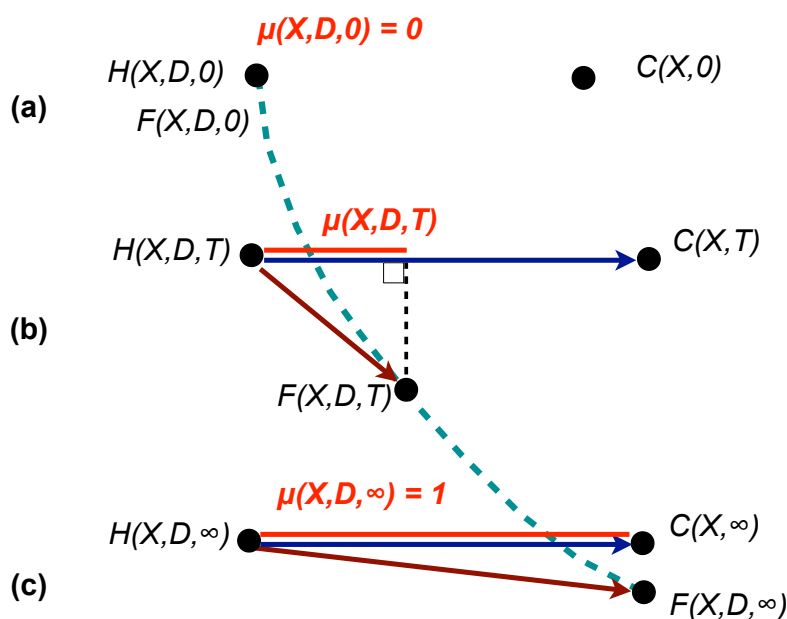


FIGURE B.1 – Schéma explicatif du principe de notre métrique. À l'état initial ($T = 0$, a), la variable X dans la prévision est égale à sa valeur dans la reconstruction. Durant la période de prévision ($T > 0$, b et c), le modèle va dériver vers l'état attracteur qui est distinct de l'état correspondant dans la reconstruction. Cette dérive est figurée par la courbe pointillée verte. La métrique est alors la norme du projeté orthogonal du vecteur $F(X,D,T) - H(X,D,T)$ sur le vecteur $C(X,T) - H(X,D,T)$ (b). Après un très long temps de prévision (c), le système a oublié ses conditions initiales, et se retrouve proche de son attracteur.

Annexe C

Glossaire

Albedo L'albedo d'une surface est la fraction de rayonnement solaire que cette surface réfléchit. Il s'agit d'une grandeur sans unité. Le mot *albedo* vient du Latin et signifie « blancheur ». L'albedo de la neige fraîche est environ 0,80, ce qui signifie que la neige fraîche réfléchit 80% du rayonnement solaire qu'elle reçoit (elle absorbe les 20% restant). L'albedo de la surface de la mer est environ 0,06, ce qui signifie qu'elle ne réfléchit que 6% du rayonnement qu'elle reçoit.

Anomalie En général, c'est la différence entre la valeur d'un champ à un moment donné et sa valeur « normale », déduite d'une climatologie. Par extension, il peut s'agir de la différence entre la valeur de ce champ et une référence autre montrant une caractéristique de long terme du champ étudié : une tendance par exemple.

Arctique Nous pouvons distinguer plusieurs définitions de l'Arctique. La définition climatologique de l'Arctique établit la région polaire arctique au nord de l'isotherme 10 °C pour le mois le plus chaud, soit juillet. La définition astronomique situe l'Arctique au nord du cercle polaire arctique, situé à la latitude 66°34'. Le cercle polaire, ligne parallèle à l'équateur, représente la limite au-delà de laquelle on compte au moins un jour pendant lequel le soleil ne se couche pas en été (et donc ne se lève pas en hiver). D'autres définitions existent de l'Arctique, qui font intervenir la limite nord des arbres, ou la zone d'extension du sol gelé en permanence (pergélisol).

Banquise Glace de mer.

Bathymétrie Topographie du fond des océans.

Concentration Pour un domaine océanique donné, la concentration de glace de mer mesure la fraction de ce domaine recouverte par la glace de mer. Elle s'exprime sans unité, ou en %.

Considérons par exemple un domaine océanique de 100 km² dans lequel est observée une surface de glace de 85 km² : on dira alors que la concentration de glace de mer est 0,85 ou 85%.

Englacement Abus de langage, parfois utilisé en lieu et place du mot « couverture ».

Épaisseur Voir volume.

Glace de mer Banquise.

Gyre océanique Structure des courants au sein desquelles les eaux océaniques décrivent de grandes boucles horizontales.

Hindcast Dans la mise en place d'un système de prévisions saisonnières, un *hindcast* consiste à re-jouer les prévisions sur une période passée, pour laquelle on dispose de données de vérification. Le *hindcast* permet de calibrer le système en vue des prévisions opérationnelles futures.

Ice Management Terme technique anglais désignant l'ensemble des activités dont l'objectif est de réduire l'impact ou d'empêcher l'action de tout type de glace sur une structure ou une activité en milieu *offshore*. Il prend en compte la glace sous toutes ses formes : glace de mer, icebergs ou givre (*icing*). Le *ice management* fait l'objet d'une norme internationale (ISO 19906). Voici, en anglais, la définition qui y est donnée :

« *Active processes used to alter the ice environment with the intent of reducing the frequency, severity or uncertainty of ice actions.* »

Le *ice management* comporte entre autres aspects :

1. la prévision (à l'aide d'un modèle) de l'apparition de la glace de mer ou d'icebergs ;
2. la détection et l'observation de la glace de mer ou des icebergs ;
3. l'analyse de la menace prévue ou détectée pour l'activité considérée ;
4. le traitement « physique » de la menace, par l'action d'un brise-glace ou le remorquage d'icebergs ;
5. l'assistance en cas d'urgence ou d'évacuation en présence de glace.

Mers marginales Voir zone marginale de glace.

Mers périphériques Il s'agit des mers côtières de l'océan Arctique. Du côté eurasien, ce sont les mers de Kara, de Laptev, de Sibérie Orientale et de la partie ouest de la mer des Tchouktches. Du côté américain, il s'agit de la partie est de la mer des Tchouktches, de la mer de Beaufort et de la mer de Lincoln. Par opposition, l'Arctique central désigne la partie intérieure de l'océan Arctique.

Persistence En statistique mathématique, la persistance d'une variable temporelle est sa propension à conserver dans son évolution les valeurs qu'elle a prises précédemment. Si une série est disponible, elle peut être mesurée par la valeur de l'auto-corrélation de la variable.

La prévision par la persistance d'une variable consiste à prévoir comme valeur future du prédicteur sa valeur actuelle (brute ou en anomalie).

Prédicteur/prédicteur Le prédicteur est la grandeur physique (indice ou champ) que l'on souhaite prévoir. Un prédicteur est une grandeur physique dont on souhaite se servir pour la prévision (état initial).

psu *Practical Salinity Unit*. Unité mesurant la concentration en sel dissout dans l'eau de mer. Elle mesure la masse de sel (en g) dissoute dans 1 kg d'eau.

Réanalyse/reconstruction Dans les deux cas, il s'agit d'une simulation avec un modèle, visant à reconstituer la réalité. Le terme « réanalyse » est cependant réservé au cas où un schéma d'assimilation de données est utilisé. Nous avons préféré utiliser le terme « reconstruction » pour bien marquer le fait que nous n'assimilons aucune donnée dans le modèle d'océan-glace de mer. Ce type de simulation est aussi appelé *hindcast*, mais ce terme a une autre signification dans le domaine des prévisions.

Rétroaction d'albedo En anglais, *ice-albedo feedback*. Lorsque la glace fond, elle laisse place à une surface plus importante d'eau libre. Cette eau libre est moins réfléchissante que la glace de mer : l'océan absorbe alors plus d'énergie solaire, ce qui contribue à réchauffer l'océan de surface, et à faire fondre la glace restante.

Surface/Étendue Ces grandeurs intégrées sont déterminées à partir de la concentration de glace de mer par maille, $f(\underline{x}, t)$.

Sur un domaine océanique R , la surface de glace de mer est la superficie de ce domaine réellement recouvert par la glace de mer :

$$SIA(t) = \int_R f(\underline{x}, t) ds(\underline{x}). \quad (C.1)$$

L'étendue de glace de mer sur R est la superficie du sous-domaine de R recouvert par la glace de mer à une concentration supérieure à un seuil (typiquement 15%) :

$$SIE(t) = \int_R \delta_{(f(\underline{x}, t) \geq 15\%)} ds(\underline{x}). \quad (C.2)$$

L'exemple en figure C.1 illustre la différence entre ces deux concepts. On suppose que chaque carré représente une maille océanique d'une surface de 100 km².

10%	80%	30%
-----	-----	-----

TABLE C.1 – Exemple de domaine englacé. Concentration.

La surface totale du domaine considéré est 300 km². La surface de glace de mer est égale à 100(0,1 + 0,8 + 0,3) = 120 km², tandis que l'étendue de glace de mer avec le seuil de concentration 15% est 100(0 + 1 + 1) = 200 km².

En général, lorsqu'on s'intéresse à la surface ou l'étendue de la glace de mer, l'ordre de grandeur est le million de km² (soit 10⁶ km²).

Sverdrup (Sv) Unité couramment employée en océanographie. 1 Sv vaut 10⁶ m³/s, soit 3,156 km³/an.

Tchouktches Peuple paléo-sibérien habitant le nord de l'Extrême-Orient sibérien sur les rives de l'océan Arctique et de la mer de Bering. En anglais, *Chukchi*.

Upwelling : Terme anglais employé pour désigner une remontée d'eau vers la surface de l'océan.

Volume La définition du volume dépend de la définition du diagnostique d'épaisseur du modèle. Dans GELATO, il s'agit de l'intégrale sur la région R de l'épaisseur moyenne par maille h_{moy} :

$$SIV(t) = \int_R h_{moy}(\underline{x}, t) ds(\underline{x}) \quad (C.3)$$

$$h_{moy} = \sum_{k=1}^{Ncat} f_k h_k. \quad (C.4)$$

On rappelle que f_k désigne la concentration couverte par la glace dans la catégorie k , et h_k son épaisseur. h_{moy} est l'épaisseur moyenne par maille : elle prend en compte la fraction d'eau libre (d'épaisseur nulle).

0,5 m	1,5 m	1 m
-------	-------	-----

TABLE C.2 – Exemple de domaine englacé. Épaisseur de la portion recouverte de glace.

Reprenons le domaine de la figure C.1, en supposant maintenant que l'épaisseur de la région couverte par la glace de mer est donnée par la figure C.2.

L'épaisseur moyenne de la glace pour chaque maille est alors égale au produit de la concentration par l'épaisseur de la glace. Le volume de glace de mer du domaine est alors égal à $100(0,1 \times 0,5 + 0,8 \times 1,5 + 0,3 \times 1) \times 10^6 = 155 \times 10^6 \text{ m}^3 = 0,155 \text{ km}^3$.

L'ordre de grandeur du volume de glace de mer est le millier de km^3 (soit 10^3 km^3).

Zonal Une vitesse zonale est portée par un cercle de latitude.

Zone marginale de glace En anglais, *Marginal Ice Zone* ou MIZ. Nous retenons pour ce terme la définition admise de P. Wadhams : « région de la couverture englacée se trouvant suffisamment proche de l'océan libre pour en subir l'influence ». Par extension, nous appelons MIZ ou mers marginales les mers (au sens hydrographique du terme) dans lesquelles se trouve cette zone en hiver : mers de Barents, du Groenland, du Labrador, de Bering, d'Okhotsk, baie de Baffin et golfe du Saint-Laurent.

Liste des acronymes

- AAC** Archipel Arctique Canadien
- ACC** Anomaly Correlation Coefficient
- AMOC** Atlantic Meridional Overturning Circulation
- AO** Arctic Oscillation
- APPOSITE** Arctic Predictability and Prediction On Seasonal to Inter-annual Timescales
- ARPEGE** Action de Recherche Petite Échelle - Grande Échelle
- AWT** Atlantic Water Temperature
- BSF** Barotropic Stream Function
- CCO** Contenu en Chaleur Océanique
- CCSM** Community Climate System Model
- CEPMMT** Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (Reading, Royaume-Uni)
- CERFACS** Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (Toulouse, France)
- CERSAT** Centre d'Exploitation et de Recherches Satellitaires, d'Archivage et de Traitement (IFREMER, Plouzané, France)
- CMIP3/CMIP5** Coupled Model Intercomparison Project, phase 3/phase 5
- CNRM-CM** Centre National de Recherches Météorologiques - Climate Modeling
- CNRM-GAME** Centre National de Recherches Météorologiques - Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique (Météo-France, CNRS, Toulouse, France)
- COMBINE** Comprehensive Modelling of the Earth System for Better Climate Prediction and Projection (programme FP7)
- CORE** Coordinated Ice-Ocean Reference Experiment
- DEMETER** Development of a European Multimodel Ensemble system for seasonal to inTERannual prediction (programme FP5)
- DFS** Drakkar Forcing Set
- ECUME** Exchanges Coefficients from Unified Multi-campaigns Estimates
- ENSEMBLES** Ensemble-based Predictions of Climate Changes and their Impacts (programme FP6)
- ENSO** El Niño-Southern Oscillation

-
- EVP** Elasto-Visco-Plastique
- GELATO** Global Experimental Ice and Leads for Atmosphere and Ocean/Glace Et Leads pour Atmosphère et Océan
- GES** Gaz à effet de serre
- GEWEX** Global Energy and Water Cycle Experiment
- GIEC** Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (en anglais : IPCC)
- GLORYS** Global Ocean Reanalysis and Simulation
- HadISST** Hadley Centre Ice and Sea Surface Temperature
- IABP** International Arctic Buoy Program
- IceHFP** Ice Historical Forecast Project (WGSIP)
- ICESat** Ice, Cloud, and land Elevation Satellite
- IFREMER** Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer
- IFS** Integrated Forecast System
- IPCC** Intergovernmental Panel on Climate Change (en français : GIEC)
- ISBA** Interaction between Soil Biosphere and Atmosphere
- ISCCP** International Satellite Cloud Climatology Project
- LAC** Lagged Anomaly Correlation
- LIM** Louvain-la-Neuve sea-Ice Model
- MIZ** Marginal Ice Zone
- MSF** Meridional Stream Function
- NAO** North Atlantic Oscillation
- NAOSIM** North Atlantic-Arctic Ocean-Sea Ice Model
- NASST** North Atlantic Sea Surface Temperature
- NCAR** National Center for Atmospheric Research
- NCEP** National Center for Environmental Predictions (USA)
- NEMO** Nucleus for European Modelling of the Ocean
- NPSST** North Pacific Sea Surface Temperature
- NSIDC** National Snow and Ice Data Center (Boulder, Colorado, USA)
- OHFC** Ocean Heat Flux Convergence
- PHC** Polar science center Hydrographic Climatology
- PIOMAS** Panarctic Ice-Ocean Model and Assimilation System
- PNO** Passage du Nord-Ouest

POLES Polar Exchange at the Sea Surface

RMN Route Maritime du Nord

RMSD Root Mean Square Deviation

RMSE Root Mean Square Error

RRTM Rapid Radiation Transfer Model

SEARCH Study of Environmental Arctic Change

SHEBA Surface Heat Budget of the Arctic Ocean

SLAC Squared Lagged Anomaly Correlation

SMMR Scanning Multichannel Microwave Radiometer

SSM/I Special Sensor Microwave Imager

SSS Sea Surface Salinity (salinité de surface de la mer)

SST Sea Surface Temperature (température de surface de la mer)

TRIP Total Runoff Integrating Pathways

UK MetOffice United Kingdom Meteorological Office

USITCDR Unified Sea Ice Thickness Climate Data Record

WCRP World Climate Research Programme

WGSIP Working Group on Seasonal to Interannual Prediction (WCRP-CLIVAR)

WWRP World Weather Research Programme

Table des figures

1.1	Carte de l'Arctique. Les contours gris indiquent la bathymétrie.	14
1.2	Images illustrant quelques stades de développement de la glace de mer. Photos prises dans l'Arctique canadien durant la campagne ArcticNet en octobre 2011.	15
1.3	Climatologie de la concentration de glace de mer observée sur la période 1979-2000. En haut, l'Arctique (mars et septembre), en bas, l'Antarctique. Source : HadISST.	18
1.4	Climatologie de la concentration de glace en septembre sur la période 1979-2000 (gauche) et carte de concentration de glace en septembre 2007 (droite). Source : HadISST.	20
1.5	Carte de concentration de glace en septembre 2012. Source : HadISST.	21
1.6	Étendue de glace de mer arctique de septembre simulée par les modèles CMIP5 au 20 ^{ème} siècle, et dans un scénario d'émission médian (RCP4.5). En rouge : observations (1950-2010). En noir : moyenne multi-modèle (épais) et intervalle de confiance (fin). En haut à droite, comparaison avec le scénario médian A1B (CMIP3). Figure tirée de Stroeve et al. (2012).	22
1.7	Prévisions d'étendue de glace de mer arctique de septembre 2012 produites dans le cadre du <i>Sea Ice Outlook</i> avec les données de mai 2012. L'étendue effectivement observée est proche de $3,5 \times 10^6 \text{ km}^2$. Source : site du <i>Sea Ice Outlook</i>	30
2.1	Résolution horizontale de la grille océanique (en km) : océan global (a) et océan boréal (b).	40
2.2	Schéma résumant les différentes composantes de CNRM-CM5.1 (configuration couplée, a) et de NEMO-GELATO en mode forcé (configuration forcée, b).	52
3.1	Cycle annuel étendue (trait plein) et surface (trait pointillé). Bleu : simulation EXP0. Gris : observations NSIDC. Moyennes mensuelles.	56
3.2	Concentration de glace de mer simulée : climatologie 1990-2010, Arctique (haut) et Antarctique (bas). Trait noir : bord de glace climatologique (15%) des observations NSIDC.	57
3.3	Séries temporelles des anomalies (relatives au cycle annuel climatologique sur la période 1990-2010) d'étendue (SIE, haut) et de surface (SIA, bas) de glace de mer arctique. Bleu : simulation EXP0. Gris : observations NSIDC. Moyennes mensuelles.	58
3.4	Graphique quantile-quantile des étendues (SIE) observées (abscisses) et simulées (ordonnées) en Arctique dans l'expérience EXP0. Les couleurs permettent de distinguer chaque mois. La première bissectrice (trait noir) indique les points où les SIE simulées sont égales aux SIE observées.	58
3.5	Épaisseur de glace de mer : climatologie, Arctique (haut) et Antarctique (bas).	59
3.6	Épaisseur de glace de mer en Arctique. Différence entre EXP0 et PIOMAS en mars et septembre (m). Moyenne 1990-2010.	60

3.7	Séries temporelles des anomalies (relatives au cycle annuel 1990-2010) de volume de glace arctique. Bleu : simulation EXP0. Gris : estimation PIOMAS. Moyennes mensuelles.	60
3.8	Climatologie de la vitesse dans EXP0 (en haut) et dans les observations (Source : Fanny Arduin, CERSAT, IFREMER). La période considérée est ici 1992-2008, afin de comparer aux données du CERSAT (m/s).	61
3.9	Surface ($\times 10^6 \text{km}^2$) couverte par la glace d'âge donné (océan Arctique).	62
3.10	Climatologie de la SST : différence avec la SST de HadISST.	63
3.11	Climatologie de la salinité de surface de l'océan (moyenne annuelle) : différence avec EN3 (psu).	64
3.12	Courants de surface simulés (moyenne 1990-2010).	65
3.13	Concentration de glace de mer : climatologie de l'expérience EXP0 (haut) et de l'expérience EXP1 (bas), Arctique. Trait noir : bord de glace climatologique HadISST.	67
3.14	Quantile-quantile des étendues observées (OBS) et simulées (MOD) dans EXP0 (a) et EXP1 (b).	68
3.15	Concentration simulée en septembre 2007 (moyenne mensuelle) dans EXP0 (a) et EXP1 (b). Trait noir : bord de glace de septembre 2007 dans HadISST.	68
3.16	Épaisseur de glace de mer : climatologie de l'expérience EXP0 (haut) et de l'expérience EXP1 (bas), Arctique.	69
3.17	Épaisseur de glace de mer en Arctique. Différence entre EXP1 et PIOMAS en mars et septembre (m). Moyenne 1990-2010.	70
3.18	Surface (millions de km^2) couverte par la glace d'âge donné (océan Arctique), simulée dans EXP1.	70
3.19	Âge de la glace de mer en mars simulé dans EXP1 : climatologie 1990-2007, moyennes mensuelles pour 2008, 2009 et 2010.	71
3.20	Masque et noms abrégés des régions utilisés pour les études régionales.	72
3.21	Étendue simulée et observée en mars pour les régions de la MIZ (en millions de km^2 ; voir tableau 3.2 pour les noms des régions). Noir : observations ; bleu plein : EXP1 ; rouge hachuré : EXP0.	73
3.22	Étendue simulée et observée en septembre pour certains sous-bassins (en millions de km^2 ; voir tableau 3.2 pour les noms des régions). Noir : observations ; bleu plein : EXP1 ; rouge hachuré : EXP0.	74
3.23	Profil de température (bleu, $^{\circ}\text{C}$) et salinité (rouge, psu) en moyenne sur l'océan Arctique et sur la période 1990-2010. Traits pleins : simulation EXP1 ; traits pointillés : PHC (Steele et al., 2001).	76
3.24	Graphe T/S dans l'océan Arctique central (région <i>ArctOcn</i>) sur la période 1990-2010, en moyenne sur l'hiver (a) et l'été (b). EXP : simulation EXP1 ; PHC : climatologie PHC.	76
3.25	Maximum de température de l'océan (θ_o^{max}) entre 200 et 5500 m (moyenne sur 1990-2010), en $^{\circ}\text{C}$: simulation EXP0 (a), simulation EXP1 (b) et estimation PHC (c). Salinité au maximum de température (S_o) simulé dans EXP1 (en psu).	77
3.26	Composite de la profondeur de la couche de mélange hivernale : climatologie de mars dans l'hémisphère nord, de septembre dans l'hémisphère sud. En haut : moyenne 1990-2010 simulée dans EXP1. En bas, estimations de de Boyer-Montégut et al. (2004).	79
3.27	Fonction de courant barotrope (Sv) simulée par NEMO-GELATO (EXP1, moyenne 1990-2010).	80
3.28	Fonction de courant méridienne intégrée zonalement dans l'océan global et l'océan Atlantique (Sv). Contours (et couleurs) : tous les 3 Sv. L'écoulement s'effectue dans le sens horaire le long des contours à valeurs positives. À partir de 30°N , l'intégration n'est plus strictement zonale du fait de l'anisotropie de la grille (cf figure 2.1).	80

3.29	Soleil couchant sur la <i>grease ice</i> , dans le channel Parry (PNO). Octobre 2011.	84
4.1	Exemples illustrant l'influence d'une variabilité décennale marquée (a) ou d'une tendance à long terme (b) sur les corrélations d'anomalies. $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$ et ϵ_4 suivent une loi normale centrée réduite. r est la corrélation d'anomalies par rapport à la moyenne.	86
4.2	Persistance de l'étendue (a) et de la surface (b) de glace de mer arctique pour les mois de janvier, mars, mai, juillet, septembre et novembre : corrélations décalées calculées à partir des observations NSIDC sur la période 1990-2010 (bleu) et sur la période 1979-2010 (vert). En abscisse : le délai (<i>lag</i> en mois). Pour la surface, les points rouges figurent le premier pic de ré-émergence pour les mois de janvier, mars, mai et juillet.	87
4.3	Qualité de la régression linéaire (SLAC) de l'étendue (a) et de la surface (b) sur elles-même, pour chaque mois de prévisions, aux échéances données en abscisses.	87
4.4	Persistance de l'étendue (a) et la surface (b) de glace de mer arctique pour les mois de janvier, mars, mai, juillet, septembre et novembre : corrélations décalées calculées à partir de l'expérience EXP1 sur la période 1990-2010. . .	89
4.5	Même légende que pour les 4.3(a) et 4.3(b) pour l'étendue (a) et la surface (b) de glace de mer arctique, dans EXP1 (1990-2010).	89
4.6	(a) Persistance du volume de glace de mer arctique, calculée à partir de l'expérience EXP1 sur la période 1990-2010. (b) Corrélation entre l'anomalies de volume et les anomalies de surface (trait plein) et d'étendue (trait pointillé) de chaque mois de l'année, dans EXP1 (1990-2010).	90
4.7	(a) Corrélations décalées entre l'anomalie de volume du mois de départ (janvier, mars, mai, juillet, septembre, novembre) et l'anomalie de surface, dans EXP1. (b) Carré de la corrélation décalée (SLAC) entre l'anomalie de surface d'un mois donné (prédicteur) et l'anomalie de volume des mois précédents (prédicteurs), dans EXP1.	91
4.8	Persistance de l'anomalie de surface dans l'ensemble d'expériences historiques réalisées avec CNRM-CM5.1 (période 1970-1999). Courbe bleue foncée : moyenne des corrélations des membres individuels. Courbes fines : corrélations des membres individuels.	92
4.9	Cette figure, tirée de Chevallier et Salas y Mélia (2011), illustre le rôle joué par la distribution d'épaisseur dans la détermination de la surface de glace l'été suivant, contre le rôle joué par le volume. Dans chaque figure, on donne une maille de 1 m^2 , couverte par la glace sur une surface S (m^2), avec une épaisseur H (m). L'eau libre couvre une surface $1 - S$, et le volume de glace pour cette maille est $V = S \times H$ (m^3). Chaque figure (a et b) présente la couverture de glace hivernale à l'état initial (haut) et l'état de la couverture de glace après une fonte verticale de 1 m (bas).	93
4.10	Arctic sea ice area time series : year average (blue) and annual cycle amplitude (gray).	98
4.11	400-yr model average sea ice cover for (left) March and (right) September showing sea ice thickness (m, colors) and drift velocity (m/s, arrows).	98
4.12	Arctic sea ice area annual cycle : colors indicate the annual cycle of the area covered by ice belonging to each category ; m_4 (M_4) denotes the area covered by sea ice belonging to categories 1 to 4 (4 to 8), that is, thinner than 1.5 m (thicker than 0.9 m).	99
4.13	Lagged anomaly correlation of the January, March, May, July, September, and November sea ice areas.	101
4.14	SLAC between the sea ice area and sea ice area (top) or volume (bottom) at different lags (lag 0 is the prediction month).	101

4.15	Idealized examples to illustrate the role played by the winter ice thickness distribution vs. winter ice volume in the determination of the summer ice area. Each graph presents a grid cell of surface $1m^2$, covered by ice over a surface S (m^2 , x -axis), with thickness H (in m , y -axis). Open water surface is $1 - S$ and the grid cell ice volume is $V = H \times S$ (m^3). Top plots exhibit initial (winter) ice coverage of the grid cell, whereas bottom plots show the ice cover after a vertical melting of $1m$	103
4.16	For each month, colors indicate squared lagged anomaly correlations (SLACs) between the sea ice area and each predictor (y -axis), at every lag (x -axis). The prediction month lies right (lag 0). Predictors are : sea ice area (SIA), sea ice volume (SIV), cumulative area of ice whose thickness is higher than $0.2, 0.5, 0.9, 1.5, 2.5$ and $4m$ (M_k), and cumulative area of ice whose thickness is lower than $0.2, 0.5, 0.9, 1.5, 2.5$ and $4m$ (m_k).	104
4.17	SLAC between March sea ice area and some predictors at several lags.	106
4.18	SLAC between September sea ice area and some predictors at several lags.	107
4.19	Nuit dans la baie du Vicomte Melville (PNO). Octobre 2011.	110
5.1	(a) : glace pluriannuelle en fonte (mer de Beaufort, septembre 2011). (b) : croissance de glace jeune (PNO, octobre 2011).	113
5.2	Schéma du protocole d'initialisation du modèle couplé pour la prévision initialisée au jour D du mois M de l'année Y.	115
5.3	Prévisions empiriques de l'étendue de glace de mer (<i>Extent</i>) de septembre (haut) et mars (bas) : persistance (Pers), régression de l'étendue (RegSIE) sur elle-même et régression de l'étendue sur le volume initial (avril ou octobre; RegSIV). Obs : NSIDC.	119
5.4	États initiaux des prévisions d'été (1 ^{er} mai) : moyenne 1990-2008 de la concentration (a, sans unité), de l'épaisseur moyenne (b, m), de l'épaisseur de neige (c, m) et de la température de surface de la couverture de glace de mer (d, °C). Trait noir sur (a) : bord de glace observé NSIDC en moyenne en avril 1990-2008.	121
5.5	Climatologie de la concentration pour les prévisions d'été (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008.	122
5.6	Climatologie de l'épaisseur pour les prévisions d'été (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008. Unité : m.	122
5.7	Évolution du biais par rapport à la reconstruction durant la prévision d'été. Gris : prévisions individuelles. Noir : moyenne des prévisions.	123
5.8	Prévisions d'anomalies de l'étendue de septembre. Triangles rouges : anomalies d'étendue prévues. Barres grises : écart-type des ensembles. Ronds verts : anomalies observées (NSIDC). (a) : anomalies par rapport à la climatologie; (b) : anomalies relatives à la tendance linéaire.	124
5.9	Score ROC (proportion taux de détections vs. taux de fausses alertes; sans unité) pour la prévision de septembre de la concentration (SIC) supérieure à 15%, 40%, 70% et 90%.	127
5.10	Prévisions de septembre 2007 (a) et climatologie des prévisions 1990-2008 (b). Les couleurs indiquent les mailles où au moins 10%, 50% et 90% des membres de l'ensemble prévoient une concentration supérieure à 15%.	128
5.11	Climatologie de $(\partial_t H_c)_{thm}$ pour les prévisions d'été (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008; unités : W/m^2	129
5.12	Climatologie de $(\partial_t H_c)_{adv}$ pour les prévisions d'été (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008; unités : W/m^2	129

5.13	Bilan d'énergie sur la glace de mer en moyenne sur l'Arctique central. En figure (a), moyenne des termes $(\partial_t H_c)_{thm}$ (rouge, thm) et $(\partial_t H_c)_{adv}$ (vert, adv) sur l'Arctique central et sur la période de <i>hindcast</i> . En figure (b), moyenne du flux de chaleur solaire (SW, rouge) et non-solaire net (NS, bleu) incident sur la surface marine. En figure (c), taux de fonte à la base (Basal : en vert) et à la surface (Top : en jaune). Trait pointillé : dans la reconstruction (REC), trait plein : dans les prévisions (FOR).	130
5.14	Biais moyen de SST, relatif à la reconstruction. Période 1990-2008. Unité : °C.	131
5.15	Biais moyen de la salinité de l'océan, relatif à la reconstruction. Période 1990-2008. Unité : psu.	132
5.16	Climatologie de la concentration de glace en septembre sur la période 1990-1999 (gauche) et carte de concentration de glace en septembre 1996 (droite). Source : HadISST.	133
5.17	Prévisions de la concentration de glace en septembre 2007. Fraction (%) correspondant au nombre de membres de l'ensemble ayant prévu une concentration supérieure à 15% dans la prévision initialisée le 1 ^{er} mai (a), le 1 ^{er} juin (b), le 1 ^{er} juillet (c) et le 1 ^{er} août (d).	135
5.18	États initiaux des prévisions d'hiver (1 ^{er} novembre) : moyenne 1990-2008 de la concentration (a, sans unité), de l'épaisseur moyenne (b, m), de l'épaisseur de neige (c, m) et de la température de surface de la couverture de glace de mer (d, °C). Trait noir sur (a) : bord de glace observé NSIDC en moyenne en octobre 1990-2008.	136
5.19	Climatologie de la concentration pour les prévisions d'hiver (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008.	137
5.20	Climatologie de l'épaisseur pour les prévisions d'hiver (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008. Unité : m.	137
5.21	Évolution du biais durant la prévision d'hiver. Gris : prévisions individuelles. Noir : moyenne des prévisions.	138
5.22	Prévisions d'anomalies d'étendue en mars. Triangles rouges : anomalies d'étendue prévues. Barres grises : écart-type des ensembles. Ronds verts : anomalies observées (NSIDC). (a) : anomalies par rapport à la climatologie; (b) : anomalies relatives à la tendance linéaire.	138
5.23	Score ROC (proportion taux de détections vs. taux de fausses alertes; sans unité) pour la prévision de mars de la concentration (SIC) supérieure à 15%, 40%, 70% et 90%.	142
5.24	Climatologie de $(\partial_t H_c)_{thm}$ pour les prévisions d'hiver (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008; unités : W/m ²	143
5.25	Climatologie de $(\partial_t H_c)_{adv}$ pour les prévisions d'hiver (a), et biais moyen (relatif à la reconstruction, b). Période 1990-2008; unités : W/m ²	144
5.26	Métrique définie en B, pour la prévision du champ d'épaisseur d'été (a) et d'hiver (b). Traits gris : prévisions individuelles; traits bleus : climatologie des prévisions. Une valeur de la métrique inférieure à 0,5 signifie que la structure d'épaisseur prévue est plus proche de la structure correspondante dans la reconstruction.	145
5.27	RMSD pour les prévisions de l'étendue pan-Arctique (traits bleus) et du volume pan-Arctique (traits rouges) : prévisions d'été (a) et prévisions d'hiver (b). L'estimation de RMSD de référence (traits pointillés : voir texte) indique la limite de prévisibilité.	145
5.28	ACC des prévisions d'hiver d'anomalies hors tendance de l'étendue (a) et de la surface (b) pour chaque région.	147

5.29	Prévisions d'hiver en mers de Barents et Kara. OBS : observations ; FOR : prévisions ; Pers/PerSIA/PerSIE : persistance de surface/étendue, RegX : régression de X initial sur étendue ou surface. (a) : ACC (gauche) et ACC hors tendance (droite) pour les prévisions d'étendue (SIE, haut) et surface (SIA, bas) de mars. (b) : Prévisions d'étendue de mars en mers de Barents et Kara. (c) : Même chose que (b), mais avec les prévisions débiaisées ; la courbe verte présente les prévisions de persistance. (d) : RMSD des prévisions d'hiver d'étendue (bleu) et de volume (rouge) en mers de Barents et Kara (traits pleins). En traits pointillés : RMSD calculées à partir des simulations historiques non initialisées.	148
5.30	Variations de l'anomalie d'étendue en mer de Barents (SIE, $\times 10^6 \text{km}^2$), de l'anomalie de SST moyenne sur la mer de Barents (SST, $^\circ\text{C}$), de l'anomalie de la convergence du flux de chaleur océanique (OHFC, TW/m^2), de l'anomalie de flux de volume de glace à la frontière nord de la mer de Barents (North ice flux, km^3/s) et de l'anomalie de température des eaux atlantiques à la frontière ouest de la mer de Barents (BSO AWT, $^\circ\text{C}$). Les barres grises indiquent les mois de mars pour plus de lisibilité.	149
5.31	Corrélations décalées entre l'anomalie d'étendue de mars (SIE) et divers prédicteurs durant les mois précédents : SIE, SST, OHFC, flux de volume de glace à la frontière nord de la mer de Barents et température des eaux atlantiques à la frontière ouest de la mer de Barents. Calculs effectués sur la période 1990-2009 dans la reconstruction (EXP1).	150
5.32	Prévisions du flux de volume de glace à travers la frontière nord de la mer de Barents, cumulés sur janvier-février-mars. Rouge : prévisions (FOR, moyennes d'ensemble) ; barres grises : dispersion d'ensemble ; bleu : reconstruction (REC). Unité : $\times 10^3 \text{km}^3$	151
5.33	Prévisions d'hiver en mers nordiques. (a) : Prévisions d'étendue de mars en mers nordiques. (b) : Même chose que (a), mais avec les prévisions débiaisées ; la courbe verte présente les prévisions de persistance.	152
5.34	Prévisions d'hiver en mer du Labrador et baie de Baffin. (a) : ACC (gauche) et ACC hors tendance (droite) pour les prévisions de mars de d'étendue (SIE, haut) et de surface (SIA, bas). (b) : Prévisions d'étendue de mars. (c) : RMSD des prévisions d'hiver d'étendue et de volume (traits pleins). En traits pointillés : RMSD calculées à partir des simulations historiques non initialisées. (d) : graphique quantile-quantile présentant les étendues observées (abscisses) et les étendues prévues (ordonnées) pour chaque échéance (<i>Lag</i>). OBS : observations ; FOR : prévisions ; Pers/PerSIA/PerSIE : persistance de SIA/SIE, RegX : régression de X initial sur SIE ou SIA.	153
5.35	Prévisions d'hiver en mer de Bering (a) : Prévisions d'étendue de mars. (b) RMSD des prévisions d'hiver d'étendue (bleue) et de volume (rouge). Traits pleins : prévisions ; traits pointillés : limite de prévisibilité.	154
5.36	Prévisions du flux de volume de glace à travers le détroit de Bering, cumulés sur janvier-février-mars. Rouge : prévisions (FOR, moyennes d'ensemble) ; barres grises : dispersion d'ensemble ; bleu : reconstruction (REC). Unité : $\times 10^3 \text{km}^3$	155
5.37	Prévisions d'hiver en mer d'Okhotsk (a) : Prévisions de SIE de mars. (b) RMSD des prévisions d'hiver de SIE et SIV (traits pleins).	155
5.38	Ours polaires dans le fjord Gibbs (île de Baffin, Canada). Octobre 2011.	157
6.1	Ours polaire au milieu de la glace jeune, baie du Vicomte Melville (PNO). Octobre 2011.	164
A.1	Comparaison <i>drafts</i> observés/ <i>drafts</i> simulés (en mètres) dans EXP0 (a) et EXP1 (b), pour les observations issues de mouillages fixes.	167

A.2	Comparaison <i>drafts</i> observés/ <i>drafts</i> simulés (en mètres) dans EXP0 (a) et EXP1 (b), pour les observations US-Sub.	167
A.3	Comparaison <i>drafts</i> observés/ <i>drafts</i> simulés (en mètres) dans EXP0 (a) et EXP1 (b), pour les observations Air-EM.	168
A.4	Différence entre l'épaisseur simulée et l'épaisseur estimée d'après ICESat (Kwok et Rothrock, 2009). Hiver 2004-2008 (février-mars), printemps 2003-2007 (mai-juin) et automne (octobre-novembre) 2003-2007.	169
B.1	Schéma explicatif du principe de notre métrique. À l'état initial ($T = 0$, a), la variable X dans la prévision est égale à sa valeur dans la reconstruction. Durant la période de prévision ($T > 0$, b et c), le modèle va dériver vers l'état attracteur qui est distinct de l'état correspondant dans la reconstruction. Cette dérive est figurée par la courbe pointillée verte. La métrique est alors la norme du projeté orthogonal du vecteur $F(X, D, T) - H(X, D, T)$ sur le vecteur $C(X, T) - H(X, D, T)$ (b). Après un très long temps de prévision (c), le système a oublié ses conditions initiales, et se retrouve proche de son attracteur.	172

Liste des tableaux

2.1	Valeurs des paramètres du modèle de glace de mer GELATO.	36
2.2	Limites des différentes catégories d'épaisseur utilisées pour GELATO (en m).	36
2.3	Liste des champs échangés via OASIS3 entre les composantes de CNRM-CM5.1 (ARPEGE-SURFEX, NEMO-GELATO et TRIP).	47
2.4	Variables utilisées pour le forçage ERA-Interim.	50
3.1	Transport de masse moyen (Sv, moyenne 1990-2010) à travers certaines sections critiques, et estimations associées (observations, et diagnostics NEMO-VAR/COMBINE). Détr : détroit.	64
3.2	Noms et superficies des différentes régions de la figure 3.20 dans le masque ORCA-1° et dans le masque NSIDC (masque original). Les superficies sont exprimées en million de km ²	72
3.3	Transport d'eau douce via les principales sections (mSv). La salinité de référence est 34,8 psu. Les estimations de référence sont données dans Dickson et al. (2007).	81
5.1	Taux de détections (HR), de fausses alertes (FAR), d'alertes correctes (CAR) et d'occurrences manquées (MR) pour la prévision d'événements concernant l'anomalie d'étendue (SIE) de septembre.	125
5.2	Scores des prévisions déterministes de surface (SIA) et d'étendue (SIE) de septembre. Les corrélations sont calculées entre les prévisions des différentes méthodes et les observations NSIDC. En gras : les scores significatifs à 95% (test de <i>bootstrap</i>) ; h.t.d. : hors tendance.	125
5.3	Corrélations entre l'anomalie de SIE prévue en septembre et les prédicteurs déduits de l'ITD en avril (voir chapitre 4).	126
5.4	Score ROC pour des événements binaires concernant l'anomalie d'étendue de septembre (SIE) ; h.t.d. : hors tendance.	126
5.5	Scores des prévisions de septembre déterministes initialisées le 1 ^{er} août (à un mois d'échéance). Les corrélations sont calculées entre les prévisions des différentes méthodes et les observations NSIDC ; h.t.d. : hors tendance.	134
5.6	Taux de détections (HR), de fausses alertes (FAR), d'alertes correctes (CAR) et d'occurrences manquées (MR) pour la prévision d'événements concernant l'anomalie d'étendue (SIE) de mars.	139
5.7	Scores des prévisions déterministes de surface (SIA) et d'étendue (SIE) de mars. Les corrélations sont calculées entre les prévisions des différentes méthodes et les observations NSIDC. En gras : les scores significatifs à 95% (test de <i>bootstrap</i>) ; h.t.d. : hors tendance.	139
5.8	Corrélations entre l'anomalie d'étendue prévue en mars et les prédicteurs déduits de l'ITD en octobre (voir chapitre 4).	140
5.9	Score ROC pour des événements binaires concernant l'anomalie d'étendue de mars (SIE) ; h.t.d. : hors tendance.	141

5.10	Scores ACC de prévisions saisonnières de : SST hivernales (DJF) et estivales (JJA) dans la zone NINO3.4; étendues de banquise arctique (SIE) de mars (MAR) et de septembre (SEP); hauteur de géopotential à 500 hPa sur les moyennes latitudes de l'hémisphère nord en hiver; indice NAO hivernale. <i>a</i> : modèles couplés à l'état de l'art (EUROSIP, 1979-2010); <i>b</i> : CNRM-CM5.1 (1979-2010). Source : Lauriane Batté (CNRM-GAME).	156
5.11	Scores ACC pour la prévision d'hiver d'étendue (SIE) dans les secteurs Atlantique (Total Arctique moins zones Bering et Okhotsk) et Pacifique (Total Arctique moins zones Baffin, StLawr, Grnland et BarKara.	157
A.1	Description des données de la base USITCDR (Lindsay, 2010). Les références pour chacune des bases de données individuelles sont dans Schweiger et al. (2011). EM : <i>Electro-Magnetism</i> . Le numéro dans la colonne <i>Type</i> correspond à la liste dans le texte.	165
A.2	Statistiques issues de la comparaison entre les données de <i>drafts</i> de la base USITCDR et les sorties du modèle NEMO-GELATO (période 1990-2010). Pour chaque source, le nombre de points de comparaison est : USsub : 765; Mouillages : 777; Air-EM : 180.	166
C.1	Exemple de domaine englacé. Concentration.	175
C.2	Exemple de domaine englacé. Épaisseur de la portion recouverte de glace.	176

Bibliographie

- Aagaard, K. et Carmack, E. (1989). The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *Journal of Geophysical Research*, 94(C10) :14485–14498.
- Alkama, R., Decharme, B., Douville, H., Becker, M., Cazenave, A., Sheffield, J., Voldoire, A., Tyteca, S., et Le Moigne, P. (2010). Global evaluation of the ISBA-TRIP Continental Hydrological System. Part I : Comparison to GRACE Terrestrial Water Storage Estimates and In Situ River Discharges. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3) :583–600.
- Amman, C. M., Joos, F., Schimel, D. S., Otto-Bliesner, B. L., et Tomas, R. A. (2007). Solar influence on climate during the past millennium : results from transient simulations with the NCAR climate system model. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104 :3713–3718.
- Antonov, J. I., Locarnini, R. A., Boyer, T. P., Mishonov, A. V., et Garcia, H. E. (2006). World Ocean Atlas 2005, volume 2 : Salinity. In Levitus, S., editor, *NOAA Atlas NESDIS*, 62. US Government Printing Office, Washington, DC, USA.
- Arbetter, T., Curry, J., Holland, M., et Maslanik, J. (1997). Response of sea-ice models to perturbations in surface heat flux. *Annals of Glaciology*, 25 :193–197.
- Arribas, A., MacLachlan, C., Peterson, K. A., Maidens, A., Fereday, D., Scaife, A., Xavier, P., Hinton, T., Gordon, M., Vellinga, M., et Williams, A. (2012). A fully resolved stratosphere and sea ice initialisation : Upgrades to the GloSea4 seasonal forecasting system. *Monthly Weather Review*. **Submitted**.
- Årthun, M., Eldevik, T., Smedsrud, L. H., Skagseth, Ø., et Ingvaldsen, R. B. (2012). Quantifying the Influence of Atlantic Heat on Barents Sea Ice Variability and Retreat. *Journal of Climate*, 25(13) :4736–4743.
- Arzel, O., Fichefet, T., et Goosse, H. (2006). Sea-ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by current AOGCMs. *Ocean Modelling*, 12(3).
- Bacon, S. (1997). Circulation and fluxes in the North Atlantic between Greenland and Ireland. *Journal of Physical Oceanography*, 27(7) :1420–1435.
- Balmaseda, M. A., Mogensen, K., Molteni, F., et Weaver, A. (2010). The NEMOVAR-COMBINE ocean reanalysis. Technical report 1, COMBINE.
- Baringer, M. O. et Larsen, J. C. (2001). Sixteen years of Florida Current Transport at 27°N. *Geophysical Research Letters*, 28(16) :3179–3182.
- Barnett, D. (1980). A long-range ice forecast method for the North coast of Alaska. In Pitchard, R., editor, *Sea Ice Processes and Models*, pages 360–372. Univ. Wash. Press, Seattle.
- Batté, L. et Déqué, M. (2011). Seasonal predictions of precipitation over Africa using coupled ocean-atmosphere general circulation models : skill of the ENSEMBLES project multimodel ensemble forecasts. *Tellus A*, 63(2) :283–299.

- Baumgartner, A., Reichel, E., et Lee, R. (1975). *The World Water Balance : mean annual global continental and maritime precipitation, evaporation and runoff*. Elsevier Scientific Publishing Company.
- Beckmann, A. et Döscher, R. (1997). A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models. *Journal of Physical Oceanography*, 27(4) :581–591.
- Belamari, S. (2005). Report on uncertainty estimates of an optimal bulk formulation for surface turbulent fluxes. IP deliverable, D.4.1.2 29, MERSEA.
- Bitz, C., Holland, M., Weaver, A., et Eby, M. (2001). Simulating the ice-thickness distribution in a coupled climate model. *Journal of Geophysical Research*.
- Bitz, C. M., Battisti, D. S., Moritz, R. E., et Beesley, J. A. (1996). Low-frequency variability in the Arctic atmosphere, sea ice, and upper-ocean climate system. *Journal of Climate*, 9(2) :394–408.
- Bitz, C. M., Holland, M. M., Hunke, E. C., et Moritz, R. E. (2005). Maintenance of the sea-ice edge. *Journal of Climate*, 18(15) :2903–2921.
- Bitz, C. M. et Lipscomb, W. H. (1999). An energy-conserving thermodynamic model of sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 104(C7) :15669–15677.
- Björk, G., Gustafsson, B., et Stigebrandt, A. (2001). Upper layer circulation of the Nordic seas as inferred from the spatial distribution of heat and freshwater content and potential energy. *Polar Research*, 20(2) :161–168.
- Blanchard-Wrigglesworth, E., Armour, K. C., Bitz, C. M., et DeWeaver, E. (2010). Persistence and inherent predictability of Arctic sea ice in a GCM ensemble and observations. *Journal of Climate*, 24(1) :231–250.
- Blanchard-Wrigglesworth, E., Bitz, C. M., et Holland, M. M. (2011). Influence of initial conditions and climate forcing on predicting Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters*, 38(18) :L18503.
- Blanke, B. et Delecluse, P. (1993). Variability of the Tropical Atlantic Ocean Simulated by a General Circulation Model with Two Different Mixed-Layer Physics. *Journal of Physical Oceanography*, 23(7) :1363–1388.
- Bougeault, P. (1985). A Simple Parameterization of the Large-Scale Effects of Cumulus Convection. *Monthly Weather Review*, 113 :2108.
- Branstator, G. et Teng, H. (2010). Two Limits of Initial-Value Decadal Predictability in a CGCM. *Journal of Climate*, 23(23) :20.
- Briegleb, B., Bitz, C., Hunke, E., Lipscomb, W., Holland, M., et Schramm, J. (2004). Scientific description of the sea-ice component in the Community Climate System Model, version 3. *NCAR Technical note*.
- Brodeau, L., Barnier, B., Treguier, A.-M., Penduff, T., et Gulev, S. (2010). An ERA40-based atmospheric forcing for global ocean circulation models. *Ocean Modelling*, 31(3–4) :88 – 104.
- Cariolle, D. et Teyssèdre, H. (2007). A revised linear ozone photochemistry parametrization for use in transport and general circulation models : multi-annual simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7 :2183–2196.
- Cavaleri, D. J., Parkinson, C. L., Gloersen, P., Comiso, J. C., et Zwally, H. J. (1999). Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets. *Journal of Geophysical Research*, 104(C7) :15803–15814.

- Channellière, C. et Chevallier, M. (2009). Arctic Environmental conditions - Meteorological, Oceanographic and Ice conditions in the Arctic Seas. Rapport CSC09-174, Total/DGEP/TDO/TEC/GEO.
- Chapman, W. et Walsh, J. (2007). Simulations of Arctic temperature and pressure by global climate model. *Journal of Climate*, 20(4).
- Chen, D. et Yuan, X. (2004). A Markov model for seasonal forecast of Antarctic sea ice. *Journal of Climate*, 17(16) :3156–3168.
- Chevallier, M. (2009). La spécialité océan-météo d'un groupe pétrolier dans le développement d'un champ en Arctique. Rapport de stage de fin d'études, Ecole des Ponts ParisTech, Cité Descartes, Champs-sur-Marne, Marne-La-Vallée, France.
- Chevallier, M. et Salas y Mélia, D. (2011). The Role of Sea Ice Thickness Distribution in the Arctic Sea Ice Potential Predictability : A Diagnostic Approach with a Coupled GCM. *Journal of Climate*, 25(8) :3025–3038.
- Chevallier, M., Salas y Mélia, D., Voldoire, A., Déqué, M., et Garric, G. (2013). Seasonal forecasts of the pan-Arctic sea ice extent using a GCM-based seasonal prediction system. *Journal of Climate*. **Accepted**.
- Coche, E., Liferov, P., et Metge, M. (2011). Ice and Iceberg Management Plans for Shtokman Field. In *OTC Arctic Technology Conference*.
- Comiso, J. C. (2006). Abrupt decline in the Arctic winter sea ice cover. *Geophysical Research Letters*, 33(18) :L18504.
- Comiso, J. C., Cavalieri, D. J., Parkinson, C. L., et Gloersen, P. (1997). Passive microwave algorithms for sea ice concentration : A comparison of two techniques. *Remote Sensing of Environment*, 60(3) :357 – 384.
- Cox, G. et Weeks, W. (1988). Numerical simulations of the profile properties of undeformed first-year sea ice during growth season. *Journal of Geophysical Research*, 93 :12449–12460.
- Cullather, R. I. et Tremblay, L. B. (2008). Analysis of Arctic sea ice anomalies in a coupled model control simulation. In DeWeaver, E., Bitz, C., et Tremblay, L.-B., editors, *Arctic Sea Ice Decline : Observations, Projections, Mechanisms, and Implications*, volume 180, pages 187–211. American Geophysical Union, Washington, DC, USA.
- Cunningham, S. A., Alderson, S. G., King, B. A., et Brandon, M. A. (2003). Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage. *Journal of Geophysical Research*, 108(C5) :8084.
- Cunningham, S. A., Kanzow, T., Rayner, D., Baringer, M. O., Johns, W. E., Marotzke, J., Longworth, H. R., Grant, E. M., Hirschi, J. J. M., Beal, L. M., Meinen, C. S., et Bryden, H. L. (2007). Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5°N. *Science*, 317.
- Curry, J. A., Schramm, J. L., Alam, A., Reeder, R., Arbetter, T. E., et Guest, P. (2002). Evaluation of data sets used to force sea ice models in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 107(C10) :8027.
- Daniault, N., Lherminier, P., et Mercier, H. (2011). Circulation and transport at the southeast tip of Greenland. *Journal of Physical Oceanography*, 41(3) :437–457.
- de Boyer-Montégut, C., Madec, G., Fischer, A. S., Lazar, A., et Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research*, 109(C12) :C12003.

- Decharme, B., Alkama, R., Douville, H., Becker, M., et Cazenave, A. (2010). Global evaluation of the ISBA-TRIP Continental Hydrological System. Part II : Uncertainties in river routing simulation related to flow velocity and groundwater storage. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3) :601–617.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., et Vitart, F. (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., Braun, A., Piedelievre, J.-P., Marquet, P., Dandin, P., Guérémy, J.-F., Gelyn, J.-F., Bazile, E., Piriou, J.-M., Yessad, K., Courtier, P., et Rochas, P. (1999). ARPEGE version 3, documentation algorithmique et mode d'emploi. Technical report, CNRM/GMGEC, Météo-France, 42, avenue Gaspard Coriolis, 31057, Toulouse, France.
- Deser, C. et Teng, H. (2008). Recent Trends in Arctic Sea Ice and the Evolving Role of Atmospheric Circulation Forcing, 1979-2007. In DeWeaver, E., Bitz, C., et Tremblay, L.-B., editors, *Arctic Sea Ice Decline : Observations, Projections, Mechanisms, and Implications*, volume 180, page 20. American Geophysical Union, Washington, DC, USA.
- Deshayes, J. et Frankignoul, C. (2008). Simulated variability of the circulation in the North Atlantic from 1953 to 2003. *Journal of Climate*, 21(19) :4919–4933.
- Dickson, R. R., Rudels, B., Dye, S., Karcher, M., Meincke, J., et Yashayaev, I. (2007). Current estimates of freshwater flux through Arctic and subarctic seas. *Progress In Oceanography*, 73(3–4) :210 – 230. Observing and Modelling Ocean Heat and Freshwater Budgets and Transports.
- Douville, H., Royer, J.-F., et Mahfouf, J. (1995). A new snow parametrization for the Météo-France climate model. *Climate Dynamics*, 12(1) :21–35.
- Drobot, S. et Maslanik, J. (2002). A practical method for long-range forecasting of ice severity in the Beaufort Sea. *Geophysical Research Letters*, 29(8).
- Drobot, S., Maslanik, J., et Fowler, C. (2006). A long-range forecast of Arctic summer sea-ice minimum extent. *Geophysical Research Letters*, 33.
- Drobot, S. D. (2007). Using remote sensing data to develop seasonal outlooks for Arctic regional sea-ice minimum extent. *Remote Sensing of Environment*, 111(2–3) :136 – 147. Remote Sensing of the Cryosphere Special Issue.
- Eik, K. (2011). Sea-ice management and its impact on the design of offshore structures. *Cold Regions Science and Technology*, 65(2) :172–183.
- Fahrbach, E., Meincke, J., Østerhus, S., Rohardt, G., Schauer, U., Tverberg, V., et Verduin, J. (2001). Direct measurements of volume transports through Fram Strait. *Polar Research*, 20(2) :217–224.
- Ferry, N., Parent, L., Garric, G., Barnier, B., Jourdain, N., et Mercator-Océan Team (2010). Mercator Global Eddy Permitting Ocean Reanalysis GLORYS1V1 : Description and Results. *Mercator Ocean Quarterly Newsletter*, 36 :15.
- Fetterer, F., Knowles, K., Meier, W., et Savoie, M. (2002, updated 2009). Sea Ice Index. Digital media available : <http://nsidc.org/data/g02135.html>.

- Fichefet, T. et Maqueda, M. (1997). Sensitivity of a global sea-ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *Journal of Geophysical Research*.
- Fischer, J., Schott, F. A., et Dengler, M. (2004). Boundary circulation at the exit of the Labrador Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 34(7) :1548–1570.
- Flato, G. (1995). Spatial and temporal variability of Arctic ice thickness. *Annals of Glaciology*, 21 :323–329.
- Flato, G. (1996). The role of dynamics in warming sensitivity of Arctic sea ice models. In *paper presented at Workshop on Polar Processes in Global Climate, Cancun, Mexico*. American Meteorological Society.
- Flato, G. et Brown, R. (1996). Variability and climate sensitivity of landfast Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 101(C1) :25767–25777.
- 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) :L07503.
- Francis, J. A. et Hunter, E. (2006). New insight into the disappearing Arctic sea ice. *Eos Trans. AGU*, 87(46).
- Francis, J. A. et Hunter, E. (2007). Drivers of declining sea ice in the Arctic winter : A tale of two seas. *Geophysical Research Letters*, 34(17) :L17503.
- Ganachaud, A. (2003). Large-scale mass transports, water mass formation, and diffusivities estimated from World Ocean Circulation Experiment (WOCE) hydrographic data. *Journal of Geophysical Research*, 108(C7) :3213.
- Gent, P. R., Willebrand, J., McDougall, T. J., et McWilliams, J. (1995). Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models. *Journal of Physical Oceanography*, 25 :463–474.
- Gerdes, R. et Köberle, C. (2007). Comparison of Arctic sea ice thickness variability in IPCC Climate of the 20th Century experiments and in ocean-sea ice hindcasts. *Journal of Geophysical Research*, 112(C4) :C04S13.
- Girard-Ardhuin, F. et Ezraty, R. (2012). Enhanced Arctic Sea Ice Drift Estimation Merging Radiometer and Scatterometer Data. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 50(7) :2639–2648.
- Goosse, H. (1998). *Modelling the large scale behaviour of the coupled ocean sea ice system*. PhD thesis, Faculté des Sciences Appliquées, Université Catholique de Louvain.
- Goosse, H., Arzel, O., Bitz, C. M., de Montety, A., et Vancoppenolle, M. (2009). Increased variability of the Arctic summer ice extent in a warmer climate. *Geophysical Research Letters*, 36(23) :L23702.
- Goosse, H., Campin, J.-M., Deleersnijder, E., Fichefet, T., Mathieu, J.-P., Morales-Maqueda, M., et Tartinville, B. (2000). Description of the CLIO model version 3.0. Technical Report 3, Université catholique de Louvain-la-Neuve.
- Griffies, S. M., Biastoch, A., Böning, C., Bryan, F., Danabasoglu, G., Chassignet, E. P., England, M. H., Gerdes, R., Haak, H., Hallberg, R. W., Hazeleger, W., Jungclaus, J., Large, W. G., Madec, G., Pirani, A., Samuels, B. L., Scheinert, M., Gupta, A. S., Severijns, C. A., Simmons, H. L., Treguier, A. M., Winton, M., Yeager, S., et Yin, J. (2009). Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs). *Ocean Modelling*, 26(1–2) :1–46.

- Guemas, V. et Salas y Mélia, D. (2008). Simulation of the Atlantic meridional overturning circulation in an atmosphere–ocean global coupled model. Part I : a mechanism governing the variability of ocean convection in a preindustrial experiment. *Climate Dynamics*, 31 :29–48. 10.1007/s00382-007-0336-8.
- Häkkinen, S. et Mellor, G. (1992). Modeling the seasonal variability of a coupled Arctic ice–ocean system. *Journal of Geophysical Research*.
- Hansen, B. et Østerhus, S. (2000). North Atlantic–Nordic Seas exchanges. *Progress In Oceanography*, 45(2) :109 – 208.
- Hewitt, H. T., Copsey, D., Culverwell, I. D., Harris, C. M., Hill, R. S. R., Keen, A. B., McLaren, A. J., et Hunke, E. C. (2010). Design and implementation of the infrastructure of HadGEM3 : the next-generation Met Office climate modelling system. *Geoscientific Model Development Discussions*, 3(4) :1861–1937.
- Holland, M. et Stroeve, J. (2011). Changing seasonal sea ice predictor relationships in a changing Arctic climate. *Geophysical Research Letters*, 38(18).
- Holland, M. M., Bailey, D. A., Briegleb, B. P., Light, B., et Hunke, E. (2011a). Improved Sea Ice Shortwave Radiation Physics in CCSM4 : The Impact of Melt Ponds and Aerosols on Arctic Sea Ice. *Journal of Climate*, 25(5) :1413–1430.
- Holland, M. M., Bailey, D. A., et Vavrus, S. (2011b). Inherent sea ice predictability in the rapidly changing Arctic environment of the Community Climate System Model, version 3. *Climate Dynamics*, 36 :1239–1253. 10.1007/s00382-010-0792-4.
- Holland, M. M., Bitz, C. M., et Hunke, E. C. (2005). Mechanisms forcing an Antarctic dipole in simulated sea ice and surface ocean conditions. *Journal of Climate*, 18(12) :2052–2066.
- Holland, M. M., Bitz, C. M., et Tremblay, B. (2006). Future abrupt reductions in the summer Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters*, 33(23) :L23503.
- Holland, M. M., Bitz, C. M., Tremblay, L. B., et Bailey, D. A. (2008). The role of natural versus forced change in future rapid summer Arctic ice loss. In DeWeaver, E., Bitz, C., et Tremblay, L.-B., editors, *Arctic Sea Ice Decline : Observations, Projections, Mechanisms, and Implications*, volume 180, pages 133–150. American Geophysical Union, Washington, DC, USA.
- Honda, M., Inoue, J., et Yamane, S. (2009). Influence of low Arctic sea–ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophysical Research Letters*, 36(8) :L08707.
- Houssais, M.-N. et Herbaut, C. (2011). Atmospheric forcing on the Canadian Arctic Archipelago freshwater outflow and implications for the Labrador Sea variability. *Journal of Geophysical Research*, 116 :C00D02.
- Hunke, E. C. et Bitz, C. M. (2009). Age characteristics in a multidecadal Arctic sea ice simulation. *Journal of Geophysical Research*, 114 :C08013.
- Hunke, E. C. et Dukowicz, J. (1997). An elastic-viscous-plastic model for sea-ice dynamics. *Journal of Physical Oceanography*, 27(9) :1849–1867.
- Hunke, E. C. et Lipscomb, W. H. (2004). *CICE : The Los Alamos Sea Ice Model, documentation and software user’s manual, version 3*. LACC-98-16, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, Mexico.
- Imawaki, S., Uchida, H., Ichikawa, H., Fukasawa, M., Umatani, S., et Group, A. (2001). Satellite altimeter monitoring the Kuroshio Transport south of Japan. *Geophysical Research Letters*, 28(1) :17–20.

- Ingleby, B. et Huddleston, M. (2007). Quality control of ocean temperature and salinity profiles-historical and real-time data. *Journal of Marine Systems*, 65(1-4) :158 – 175. Marine Environmental Monitoring and Prediction, Selected papers from the 36th International Liège Colloquium on Ocean Dynamics.
- IPCC (2007). *Climate Change 2007 : The Physical Basis : Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon, S. et al., Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- Ivanova, D., McClean, J., et Hunke, E. (2012). Interaction of ocean temperature advection, surface heat fluxes and sea ice in the marginal ice zone during the North Atlantic Oscillation in the 1990s : A modeling study. *Journal of Geophysical Research*, 117(C2) :148–227.
- Jakobson, E., Vihma, T., Palo, T., Jakobson, L., Keernik, H., et Jaagus, J. (2012). Validation of atmospheric reanalyses over the central Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 39(L10802).
- Johns, T., Royer, J.-F., Höschel, I., Huebener, H., Roeckner, E., Manzini, E., May, W., Dufresne, J.-L., Otterå, O., van Vuuren, D., Salas y Melia, D., Giorgetta, M., Denvil, S., Yang, S., Fogli, P., Körper, J., Tjiputra, J., Stehfest, E., et Hewitt, C. (2011). Climate change under aggressive mitigation : the ENSEMBLES multi-model experiment. *Climate Dynamics*, 37 :1975–2003. 10.1007/s00382-011-1005-5.
- Johnson, C. M., Lemke, P., et Barnett, T. P. (1985). Linear prediction of sea ice anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 90(D3) :5665–5675.
- Kattsov, V., Ryabinin, V., Overland, J., Serreze, M., Visbeck, M., Walsh, J., Meier, W., et Zhang, X. (2010). Arctic sea ice change : a grand challenge of climate science. *Journal of Glaciology*, 56(200) :1115 – 1121.
- Kauker, F., Kaminski, T., Karcher, M., Giering, R., Gerdes, R., et Vossbeck, M. (2009). Adjoint analysis of the 2007 all time Arctic sea-ice minimum. *Geophysical Research Letters*, 36(3) :L03707.
- Kessler, E. (1969). On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteorological Monograph*, 10(32) :88.
- Koch-Larrouy, A., Madec, G., Bouruet-Aubertot, P., Gerkema, T., BessiÈres, L., et Molcard, R. (2007). On the transformation of Pacific Water into Indonesian Throughflow Water by internal tidal mixing. *Geophysical Research Letters*, 34(4) :L04604.
- Kwok, R. (2007). Near zero replenishment of the Arctic multiyear sea ice cover at the end of 2005 summer. *Geophysical Research Letters*, 34 :L05501.
- Kwok, R. (2011). Observational assessment of Arctic Ocean sea ice motion, export, and thickness in CMIP3 climate simulations. *Journal of Geophysical Research*, 116 :C00D05.
- Kwok, R., Cunningham, G. F., et Pang, S. S. (2004). Fram Strait sea ice outflow. *Journal of Geophysical Research*, 109(C1) :C01009.
- Kwok, R. et Rothrock, D. A. (2009). Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records : 1958-2008. *Geophysical Research Letters*, 36(15) :L15501.
- Langehaug, H., Medhaug, I., Eldevik, T., et Otterå, O. (2012). Arctic/Atlantic exchanges via the Subpolar Gyre. *Journal of Climate*, 25(7) :2421–2439.
- Large, W. et Yeager, S. (2004). Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea ice models : the datasets and climatologies. Technical report TN-460+STR, NCAR.

- Lecomte, O., Fichefet, T., Vancoppenolle, M., et Nicolaus, M. (2011). A new snow thermodynamic scheme for large-scale sea-ice models. *Annals of Glaciology*, 52(57) :337–346.
- Lemieux, J.-F., Tremblay, B., Sedláček, J., Tupper, P., Thomas, S., Huard, D., et Auclair, J.-P. (2010). Improving the numerical convergence of viscous-plastic sea ice models with the Jacobian-free Newton–Krylov method. *Journal of Computational Physics*, 229(8) :2840 – 2852.
- Lemke, P., Ren, J., Alley, R., Allison, I., Carrasco, J., Flato, G., Fujii, Y., Kaser, G., Mote, P., Thomas, R., et Zhang, T. (2007). Observations : Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In Solomon, S. e. a., editor, *Climate Change 2007 : The Physical Basis : Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- Lemke, P., Trinkl, E., et Hasselmann, K. (1980). Stochastic dynamic analysis of polar sea-ice variability. *Journal of Physical Oceanography*, 10 :2100–2120.
- Lengaigne, M., Menkes, C., Aumont, O., Gorgues, T., Bopp, L., André, J.-M., et Madec, G. (2007). Influence of the oceanic biology on the tropical pacific climate in a coupled general circulation model. *Climate Dynamics*, 28 :503–516. 10.1007/s00382-006-0200-2.
- Levitus, S. (1982). Climatological Atlas of the World Ocean. NOAA Professional Paper 13, US Dpt of Commerce : National Oceanic and Atmospheric Administration.
- L’Heureux, M., Kumar, A., Bell, G., Halpert, M., et Higgins, R. (2008). Role of the Pacific–North American (PNA) pattern in the 2007 Arctic sea-ice decline. *Geophysical Research Letters*, 35(20) :L20701.
- L’Hévéder, B. et Houssais, M.-N. (2001). Investigating the variability of the Arctic sea ice thickness in response to a stochastic thermodynamic atmospheric forcing. *Climate Dynamics*, 17 :107–125. 10.1007/s003820000096.
- Lindsay, R. (2010). New Unified Sea Ice Thickness Climate Data Record. *Eos Trans. AGU*, 91(44).
- Lindsay, R. W., Zhang, J., Schweiger, A. J., et Steele, M. A. (2008). Seasonal predictions of ice extent in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 113(C2).
- Lipscomb, W. H. (2001). Remapping the thickness distribution in sea ice models. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 106 :13989–14000.
- Liu, J., Curry, J. A., Rossow, W. B., Key, J. R., et Wang, X. (2005). Comparison of surface radiative flux data sets over the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 110(C2) :C02015.
- Locarnini, R. A., Antonov, J. I., Mishonov, A. V., Boyer, T. P., et Garcia, H. E. (2006). World Ocean Atlas 2005, volume 1 : temperature. In Levitus, S., editor, *NOAA Atlas NESDIS*, 61. US Government Printing Office, Washington, DC, USA.
- Lohmann, K., Drange, H., et Bentsen, M. (2009a). A possible mechanism fro the strong weakening of the North Atlantic subpolar gyre in the mid-1990s. *Geophysical Research Letters*, 36(15) :L15602.
- Lohmann, K., Drange, H., et Bentsen, M. (2009b). Response of the North Atlantic subpolar gyre to persistent North Atlantic oscillation like forcing. *Climate Dynamics*, 32(2) :273–285.
- Louis, J.-F. (1979). A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, 17 :187–202.

- Lumpkin, R., Speer, K. G., et Koltermann, K. P. (2008). Transport across 48°N in the Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 38(4) :733–752.
- Lüpkes, C., Vihma, T., Jakobson, E., Koenig-Langlo, G., et Tetzlaff, A. (2010). Meteorological observations from ship cruises during summer to the central Arctic : A comparison with reanalysis data. *Geophysical Research Letters*, 37 :L09810.
- Macrander, A., Send, U., Valdimarsson, H., JÛnsson, S., et Käse, R. H. (2005). Interannual changes in the overflow from the Nordic Seas into the Atlantic Ocean through Denmark Strait. *Geophysical Research Letters*, 32(6) :L06606.
- Madec, G. (2008). NEMO ocean engine. Notes du Pôle de Modélisation 27, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), Université Paris VI, Paris 75252, France.
- Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M., et Lévy, C. (1998). OPA version 8.1 Ocean General Circulation Model Reference Manual. Notes du Pôle de Modélisation 11, Laboratoire d’Océanographie Dynamique et de Climatologie, Université Paris VI, Paris 75252, France.
- Maslanik, J. A., Fowler, C., Stroeve, J., Drobot, S., Zwally, J., Yi, D., et Emery, W. (2007). A younger, thinner Arctic ice cover : Increased potential for rapid, extensive sea-ice loss. *Geophysical Research Letters*, 34(24) :L24501.
- Masson, V., Champeaux, J.-L., Chauvin, F., Meriguet, C., et Lacaze, R. (2003). A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16(9) :1261–1282.
- Maykut, G. A. (1982). Large-Scale Heat Exchange and Ice Production in the Central Arctic. *Journal of Geophysical Research*, 87(C10) :7971–7984.
- McPhee, M. (1992). Turbulent heat flux in the upper ocean under sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 97(C4) :5365–5379.
- McPhee, M., Maykut, G., et Morison, J. (1987). Dynamics and thermodynamics of the ice/upper ocean system in the marginal ice zone of the Greenland Sea. *Journal of Geophysical Research*, 92(C7) :7017–7031.
- Meier, W., Stroeve, J., Barrett, A., et Fetterer, F. (2012). A simple approach to providing a more consistent Arctic sea ice extent timeseries from the 1950s to present. *The Cryosphere Discuss*, 6 :2827–2853.
- Min, S.-K., Zhang, X., Zwiers, F. W., et Agnew, T. (2008). Human influence on Arctic sea ice detectable from early 1990s onwards. *Geophysical Research Letters*, 35(21) :L21701.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., et Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research*, 102(D14) :16663–16682.
- Nansen, F. (1902). The oceanography of the North Polar Basin. In Nansen, F., editor, *The Norwegian North Polar Expedition 1893-1896 : Scientific Results*, volume 3, pages 357–386. Longmans, Green and Co., Harlow, U.K.
- Nghiem, S. V., Rigor, I. G., Perovich, D. K., Clemente-Colon, P., Weatherly, J. W., et Neumann, G. (2007). Rapid reduction of Arctic perennial sea ice. *Geophysical Research Letters*, 34(19) :L19504.
- Noilhan, J. et Mahfouf, J. (1996). The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change*, 13 :145–159.
- Noilhan, J. et Planton, S. (1989). A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, 117 :536.

- Notz, D. (2009). The future of ice sheets and sea ice : between reversible retreat and unstoppable loss. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(49) :20590–20595.
- Notz, D. et Marotzke, J. (2012). Observations reveal external driver for Arctic sea ice retreat. *Geophysical Research Letters*, 39(8) :L08502.
- Ogi, M., Rigor, I., McPhee, M., et Wallace, J. (2008). Summer retreat of Arctic sea-ice : Role of summer winds. *Geophysical Research Letters*, 35(24) :L24701.
- Ogi, M. et Wallace, J. (2007). Summer minimum Arctic sea-ice extent and the associated summer atmospheric circulation. *Geophysical Research Letters*, 34(12) :L12705.
- Oki, T. et Sud, Y. C. (1998). Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A Global River Channel Network. *Earth Interactions*, 2(1) :1–37.
- Ono, N. (1967). Specific heat and heat of fusion of sea ice. In Oura, H., editor, *Physics of Snow and Ice*, volume 1, pages 599–610. Institute of Low Temperature Science, Hokkaido, Japan.
- Orsolini, Y., Senan, R., Benestad, R., et Melsom, A. (2012). Autumn atmospheric response to the 2007 low Arctic sea ice extent in coupled ocean–atmosphere hindcasts. *Climate Dynamics*, 38 :2437–2448. 10.1007/s00382-011-1169-z.
- Østerhus, S., Turrell, W., Jónsson, S., et Hansen, B. (2005). Measured volume, heat, and salt fluxes from the Atlantic to the Arctic Mediterranean. *Geophysical Research Letters*, 32 :L07603.
- Parkinson, C. L. et Cavalieri, D. J. (2008). Arctic sea ice variability and trends, 1979–2006. *Journal of Geophysical Research*, 113(C7) :C07003.
- Pedersen, C. A., Roeckner, E., Lüthje, M., et Winther, J.-G. (2009). A new sea ice albedo scheme including melt ponds for ECHAM5 general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 114(D8) :D08101.
- Penduff, T., Juza, M., Brodeau, L., Smith, G., Barnier, B., Molines, J.-M., Treguier, A.-M., et Madec, G. (2010). Impact of global ocean model resolution on sea-level variability with emphasis on interannual time scales. *Ocean Science*, 6(1) :269–284.
- Perovich, D. K., Andreas, E. L., Curry, J. A., Eiken, H., Fairall, C. W., Grenfell, T. C., Guest, P. S., Intrieri, J., Kadko, D., Lindsay, R. W., McPhee, M. G., Morison, J., Moritz, R. E., Paulson, C. A., Pegau, W. S., Persson, P. O. G., Pinkel, R., Richter-Menge, J. A., Stanton, T., Stern, H., Sturm, M., Tucker, W. B., I., et Uttal, T. (1999). Year on ice gives climate insights. *Eos Trans. AGU*, 80(41) :481–486.
- Perovich, D. K., Light, B., Eicken, H., Jones, K. F., Runciman, K., et Nghiem, S. V. (2007). Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005 : Attribution and role in the ice-albedo feedback. *Geophysical Research Letters*, 34(19) :L19505.
- Peterson, K. A., Notz, D., Tietsche, S., Chevallier, M., Merryfield, W., et Scaife, A. (2012). The effects of sea ice initialization on seasonal forecasts – the WGSIP Ice Historical Forecast Project. *Geophysical Research Letters*.
- Petoukhov, V. et Semenov, V. (2010). A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, 115 :D21111.
- Pohlmann, H., Botzet, M., Latif, M., Roesch, A., Wild, M., et Tschuck, P. (2004). Estimating the decadal predictability of a coupled AOGCM. *Journal of Climate*, 17(22) :4463–4472.

- Polyakov, I. et Johnson, M. (2000). Arctic decadal and interdecadal variability. *Geophysical Research Letters*.
- Pringle, D., Eicken, H., Trodahl, H., et Backstrom, L. (2007). Thermal conductivity of landfast Antarctic and Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 112(C04017).
- Quaas, J. et Boucher, O. (2005). Constraining the first aerosol indirect radiative forcing in the LMDZ GCM using POLDER and MODIS satellite data. *Geophysical Research Letters*, 32(17) :L17814.
- Rayner, N. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D. P., Kent, E. C., et Kaplan, A. (2003). Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 108(D14) :4407.
- Ricard, J. L. et Royer, J. F. (1993). A statistical cloud scheme for use in an AGCM. *Annales Geophysicae*, 11 :1095–1115.
- Rigor, I. G., Colony, R. L., et Martin, S. (2000). Variations in Surface Air Temperature Observations in the Arctic, 1979-97. *Journal of Climate*, 13(5) :896–914.
- Rigor, I. G. et Wallace, J. M. (2004). Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent. *Geophysical Research Letters*, 31(9) :L09401.
- Rigor, I. G., Wallace, J. M., et Colony, R. L. (2002). Response of Sea Ice to the Arctic Oscillation. *Journal of Climate*, 15(18) :2648–2663.
- Rothrock, D. A., Yu, Y., et Maykut, G. A. (1999). Thinning of the Arctic sea-ice cover. *Geophysical Research Letters*, 26(23) :3469–3472.
- Roulet, G. et Madec, G. (2000). Salt conservation, free surface, and varying levels : a new formulation for ocean general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 105(C10) :23927–23942.
- Royer, J. F., Planton, S., et Déqué, M. (1990). A sensitivity experiment for the removal of Arctic sea ice with the French spectral general circulation model. *Climate Dynamics*, 5 :1–17. 10.1007/BF00195850.
- Salas y Mélia, D. (2002). A global coupled sea-ice/ocean model. *Ocean Modelling*, 4(2) :137–172.
- Salas y Mélia, D., Chauvin, F., Déqué, M., Douville, H., Guérémy, J., Marquet, P., Planton, S., Royer, J., et Tyteca, S. (2005). Description and validation of the CNRM-CM3 global climate model. Note de centre 103, Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France, 42, avenue Gaspard Coriolis, 31057, Toulouse, France.
- Salas y Mélia, D., Chevallier, M., Germe, A., et Sénési, S. (2012). The impact of the inclusion of new sea ice processes on the simulation of sea ice by CNRM-CM5 global coupled model. *Ocean Modelling*, Special Issue : IPSL-CM5 and CNRM-CM5. **In preparation.**
- Sato, O. et Rossby, T. (1995). Seasonal and low frequency variations in dynamic height anomaly and transport of the Gulf Stream. *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 42(1) :149–164.
- Schlichtholz, P. (2011). Influence of oceanic heat variability on sea ice anomalies in the Nordic Seas. *Geophysical Research Letters*, 38(5) :L05705.
- Schlichtholz, P. et Houssais, M. N. (2011). Forcing of oceanic heat anomalies by air-sea interactions in the Nordic Seas area. *Journal of Geophysical Research*, 116(C1) :C01006.

- Schmidt, G. A., Bitz, C. M., Mikolajewicz, U., et Tremblay, L.-B. (2004). Ice-ocean boundary conditions for coupled models. *Ocean Modelling*, 7 :59–74.
- Schulz, M. (2007). Constraining model estimates of the aerosol radiative forcing. Habilitation à Diriger des Recherches. Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Schwarzacher, W. (1959). Pack ice studies in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 64(12) :2357–2367.
- Schweiger, A., Lindsay, R., Zhang, J., Steele, M., Stern, H., et Kwok, R. (2011). Uncertainty in modeled Arctic sea ice volume. *Journal of Geophysical Research*, 116(C00D06) :148–227.
- Sedláček, J., Lemieux, J.-F., Mysak, L. A., Tremblay, L. B., et Holland, D. M. (2007). The Granular Sea Ice Model in Spherical Coordinates and Its Application to a Global Climate Model. *Journal of Climate*, 20(24) :5946–5961.
- Sheffield, J., Goteti, G., et Wood, E. (2006). Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *Journal of Climate*, 19 :3088–3111.
- Simmons, H. L., Jayne, S. R., Laurent, L. C., et Weaver, A. J. (2004). Tidally driven mixing in a numerical model of the ocean general circulation. *Ocean Modelling*, 6(3–4) :245 – 263.
- Singarayer, J. et Bamber, J. (2003). EOF analysis of three records of sea ice concentration spanning the last 30 years. *Geophysical Research Letters*, 30(5) :1251.
- Smith, R. N. B. (1990). A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116 :435–460.
- Sorteberg, A. et Kvingedal, B. (2006). Atmospheric Forcing on the Barents Sea Winter Ice Extent. *Journal of Climate*, 19(19) :4772–4784.
- Spren, G., Kaleschke, L., et Heygster, G. (2008). Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels. *Journal of Geophysical Research*, 113(C2) :C02S03.
- Steele, M., Ermold, W., et Zhang, J. (2008). Arctic Ocean surface warming trends over the past 100 years. *Geophysical Research Letters*, 35(2) :L02614.
- Steele, M., Morley, R., et Ermold, W. (2001). PHC : A Global Ocean Hydrography with a High-Quality Arctic Ocean. *Journal of Climate*, 14(9) :2079–2087.
- Stern, H. L., Lindsay, R. W., Bitz, C. M., et Hezel, P. (2008). What is the trajectory of Arctic sea ice? In DeWeaver, E., Bitz, C., et Tremblay, L.-B., editors, *Arctic Sea Ice Decline : Observations, Projections, Mechanisms, and Implications*, volume 180, pages 175–185. American Geophysical Union, Washington, DC, USA.
- Stroeve, J., Holland, M. M., Meier, W., Scambos, T., et Serreze, M. (2007). Arctic sea-ice decline : faster than forecast. *Geophysical Research Letters*, 34(9) :L09501.
- Stroeve, J. C., Kattsov, V., Barrett, A., Serreze, M., Pavlova, T., Holland, M., et Meier, W. N. (2012). Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations. *Geophysical Research Letters*, 39(16) :L16502.
- Szopa, S., Balkanski, Y., Schulz, M., Bekki, S., Cugnet, D., A., F.-C., Turquety, S., Cozic, A., Déandreis, C., Hauglustaine, D., Idelkadi, A., Lathière, J., Lefevre, F., Marchand, M., R., V., Yan, N., et Dufresne, J.-L. (2012). Aerosol and ozone changes as forcing for climate evolution between 1850 and 2100. *Climate Dynamics*.

- Talley, L. D., Reid, J. L., et Robbins, P. E. (2003). Data-Based Meridional Overturning Streamfunctions for the Global Ocean. *Journal of Climate*, 16(19) :3213–3226.
- Tegen, I., Hollrig, P., Chin, M., Fung, I., Jacob, D., et Penner, J. (1997). Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness : estimates from model results. *Journal of Geophysical Research*, 102 :23895–23915.
- Terray, L., Valcke, S., et Piacentini, A. (1998). OASIS 2.2 User's Guide and Reference Manual. Technical Report TR/CMGC/98-05, CERFACS, 42, avenue Gaspard Coriolis, 31057, Toulouse, France.
- Thorndike, A., Rothrock, D., Maykut, G., et Colony, R. (1975). The thickness distribution of sea-ice. *Journal of Geophysical Research*, 80(33) :4501–4513.
- Tremblay, L.-B. et Mysak, L. A. (1997). Modeling Sea Ice as a Granular Material, Including the Dilatancy Effect. *Journal of Physical Oceanography*, 27(11) :2342–2360.
- Uotila, P., O'Farrell, S., Marsland, S., et Bi, D. (2012). A sea-ice sensitivity study with a global ocean-ice model. *Ocean Modelling*, 51 :1–18.
- Uppala, S. M., Kållberg, P., Simmons, A. J., Andrae, U., Bechtold, P., 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. (2006). OASIS3 user guide (prism 2.5). Technical report TR/CMGC/06/73, CERFACS, Toulouse, France.
- Vancoppenolle, M., Fichefet, T., Goosse, H., Bouillon, S., Madec, G., et Morales-Maqueda, M. (2009). Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation. *Ocean Modelling*, 27 :33–53.
- Vancoppenolle, M., Timmermann, R., Ackley, S., Fichefet, T., Goosse, H., Heil, P., Leonard, K., Lieser, J., Nicolaus, M., Papakyriakou, T., et Tison, J.-L. (2011). Assessment of radiation forcing data sets for large-scale sea ice models in the Southern Ocean. *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 58(9) :1237–1249.
- Vinje, T. (2001). Anomalies and trends of sea-ice extent and atmospheric circulation in the Nordic seas during the period 1864-1998. *Journal of Climate*.
- Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., et Willemet, J.-M. (2012). The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. *Geoscientific Model Development*, 5(3) :773–791.
- Voltaire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas y Mélia, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., Chevallier, M., Déqué, M., Deshayes, J., Douville, H., Fernandez, E., Madec, G., Maisonnave, E., Moine, M.-P., Planton, S., Saint-Martin, D., Szopa, S., Tyteca, S., Alkama, R., Belamari, S., Braun, A., Coquart, L., et Chauvin, F. (2012). The CNRM-CM5.1 global climate model : description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, pages 1–31. 10.1007/s00382-011-1259-y.
- Walsh, J. (1980). Empirical orthogonal functions and the statistical predictability of sea ice extent. In Pitchard, R., editor, *Sea Ice Processes and Models*, pages 373–384. Univ. Wash. Press, Seattle.
- Warren, S. G., Rigor, I. G., Untersteiner, N., Radionov, V. F., Bryazgin, N. N., Aleksandrov, Y. I., et Colony, R. (1999). Snow Depth on Arctic Sea Ice. *Journal of Climate*, 12(6) :1814–1829.

-
- Woodgate, R. A., Aagaard, K., et Weingartner, T. J. (2005). Monthly temperature, salinity, and transport variability of the Bering Strait through flow. *Geophysical Research Letters*, 32(4) :L04601.
- World Meteorological Organization (1970). WMO sea-ice nomenclature. WMO Publication 259, World Meteorological Organization.
- Worthington, L. V. (1976). *On the North Atlantic circulation*, volume 6. The Hopkins University Press.
- Yuan, X. (2004). ENSO-related impacts on Antarctic sea ice : a synthesis of phenomenon and mechanisms. *Antarctic Sciences*, 16(4) :415–425.
- Yuan, X. et Martinson, D. (2001). The Antarctic dipole and its predictability. *Geophysical Research Letters*, 28(18) :3609–3612.
- Zhang, J., Lindsay, R., Steele, M., et Schweiger, A. (2008a). What drove the dramatic retreat of arctic sea ice during summer 2007? *Geophysical Research Letters*, 35(11) :L11505.
- Zhang, J., Steele, M., Lindsay, R., Schweiger, A., et Morison, J. (2008b). Ensemble 1-Year predictions of Arctic sea ice for the spring and summer of 2008. *Geophysical Research Letters*, 35(8).
- Zhang, X. et Walsh, J. (2006). Toward a seasonally ice-covered arctic ocean : Scenarios from the IPCC AR4 model simulations. *Journal of Climate*, 19(9) :18.

