



HAL
open science

Influence du forçage atmosphérique sur la représentation de la glace de mer et des eaux de plateau en Antarctique dans une étude de modélisation numérique.

Pierre Mathiot

► To cite this version:

Pierre Mathiot. Influence du forçage atmosphérique sur la représentation de la glace de mer et des eaux de plateau en Antarctique dans une étude de modélisation numérique.. Océan, Atmosphère. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2009. Français. NNT : . tel-00375960

HAL Id: tel-00375960

<https://theses.hal.science/tel-00375960>

Submitted on 16 Apr 2009

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

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

THÈSE

présentée par

Pierre Mathiot

pour obtenir le titre de DOCTEUR
de l'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER - GRENOBLE 1
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et du 30 mars 1992)

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Univers**

Influence du forçage atmosphérique sur la représentation de la glace de mer et des eaux de plateau en Antarctique dans une étude de modélisation numérique.

Soutenue le 16 Janvier 2009

M.	M.	FILY	Examineur
M.	J.C.	GASCARD	Rapporteur
M.	H.	GOOSSE	Rapporteur
M.	B.	BARNIER	Directeur de thèse
M.	H.	GALLEE	Co-directeur de thèse
M.	G.	MADEC	Examineur

Thèse préparée au sein de l'équipe de Modélisation des Écoulements Océaniques Multi-échelles
du Laboratoire des Écoulements Géophysiques et Industriels

RÉSUMÉ

La représentation dans un modèle numérique de la circulation générale océanique de la formation des eaux denses de plateau et des interactions entre la glace de mer, l'océan et l'atmosphère en Antarctique est indispensable pour une simulation réaliste des masses d'eau profonde et de la circulation thermohaline de l'océan global. Dans ce travail, j'ai cherché à améliorer la modélisation des phénomènes importants pour la formation et la modification des eaux denses présentes sur le plateau continental antarctique (glace de mer, ice shelves, forçage atmosphérique) dans le code d'océan/glace de mer NEMO. J'ai montré, avec des simulations régionales réalistes, que les réglages fins proposés pour le modèle de glace, l'implémentation de la paramétrisation des ice shelves, ainsi qu'une meilleure représentation des vents catabatiques ont chacun des impacts positifs sur les propriétés de la glace de mer, des polynies et des eaux de plateau. Cependant, les défauts initiaux ne sont pas totalement corrigés. Afin de rectifier les problèmes restants, des simulations sont effectuées avec un forçage atmosphérique adapté au continent Antarctique par un downscaling des réanalyses atmosphériques globales ERA40 réalisé par un modèle atmosphérique de mésoéchelle. Ces simulations montrent que des améliorations bien plus importantes que celles réalisées précédemment peuvent être obtenues en changeant la température, l'humidité et le vent de surface, autant en terme de glace de mer que de densité de masses d'eau présentes sur le plateau continental. Malgré ces perfectionnements, des efforts importants restent à faire au niveau du forçage atmosphérique, du modèle de glace et des ice shelves.

ABSTRACT

The representation in numerical models of dense shelf water formation and interaction between sea ice, ocean, and atmosphere are essential for realistic simulation of bottom water mass and thermohaline circulation. The purpose of this work is to improve the representation of basic processes controlling the formation and modification of shelf dense water in Antarctic like sea ice, ice shelves and forcing fields in NEMO ocean/sea-ice model. Series of realistic simulations show that fine tuning for the sea ice model, ice shelf parametrization, and katabatic winds correction have a positive impact on simulated sea ice, polynya and shelf water properties. However, these improvements are not able to correct all initial flaws. Other simulations are carried out, to test the effect of a different atmospheric forcing obtained from a regional downscaling of global reanalysis ERA40 in Antarctic area, performed with a regional mesoscale atmospheric model. This work shows that turbulent atmospheric variables (temperature, humidity and wind) have a strong positive impacts on sea ice and shelf water properties. This impact is greater than the tuning, parametrization and correction performed previously. Nevertheless, great effort are yet necessary to produce the regional forcing fields that sea-ice and ice shelves require.

MOTS CLÉS, KEY WORDS

Océanographie physique, Modélisation numérique, Forçage atmosphérique, Polynies, Eaux de plateau, Antarctique, Vents catabatiques, Plateforme de glace.
Physical oceanography, Numerical modeling, Atmospheric forcing, Polynyas, Antarctic, Katabatic winds, Ice Shelves.

Remerciements

- Pour le côté scientifique (“virtuel”), je remercie Bernard Barnier et Hubert Gallée pour avoir bien voulu réembarquer avec moi pour 3 ans après mes 6 mois de DEA. Leur enthousiasme, leurs idées, leurs conseils et leurs corrections (...) furent d’une aide précieuse pour la réalisation de ce travail. Je remercie également les membres du jury d’avoir accepté de lire et de commenter ce manuscrit résumant plus ou moins bien ces trois ans de doctorat.
- Pour le côté scientifique (“terrain”), je remercie Bernard, Guy Williams et Antony Worby de Hobart pour m’avoir permis de participer à la campagne en mer SIPEX.
- Pour le côté technique, je remercie Laurent pour la formation fortran et script. Je remercie évidemment Jean-Marc pour m’avoir initié à la machine océan qu’est NEMO, pour m’avoir traduit les expressions les plus incompréhensibles de “ifort” et pour les petites astuces de programmation bien utiles pour l’avancé de mon travail. Sans oublier de le remercier pour m’avoir fait partagé sa passion de la montagne, et ses connaissances essentielles pour une découverte hors des sentiers battus de la montagne aux alentours de Grenoble.
- Pour le côté administratif, merci à Josiane pour son efficacité dans la gestion des tâches administratives (pour les missions, les contrats, les billets d’avion, etc).
- Pour le côté orthographique du manuscrit, je remercie ma correctrice en chef et ses deux suppléantes, à savoir Aurelie Mathon, Doumidia Mathiot et Emilie Goudeau.
- Pour le côté vie de bureau, je remercie toute l’équipe pour sa sympathie. Une mention spéciale pour les cocos et les cocottes du bureau du bas qui ont supporté pendant 3 ans mes discussions fromagères. Une petite pensée pour Amandine, mon araignée de bureau en plastique qui est morte tragiquement sur le clavier d’Angélique.
- Pour le côté détente, je remercie ma famille, mes amis, EVE pour ses bières pas chères (très utile pour aérer l’esprit après une journée de travail) et Grégoire, “mon” fromager pour ses excellents produits.

Table des matières

Introduction	3
I Les interactions Océan/Glace de mer/Atmosphère et leur modélisation	7
1 Géographie de l’Antarctique	9
1.1 L’océan Austral	10
1.1.1 La topographie	10
1.1.2 Hydrographie et masses d’eau	12
1.1.3 Les systèmes d’observations océaniques	14
1.2 La glace de mer	18
1.2.1 Formation	18
1.2.2 Distribution	20
1.2.3 Observation	22
1.3 Les polynies	24
1.3.1 Les polynies de pleine mer	24
1.3.2 Les polynies côtières	25
1.4 L’atmosphère	26
1.4.1 L’orographie de l’Antarctique	26
1.4.2 Les vents de surface	27
1.5 Les <i>ice shelves</i>	29
1.6 Conclusion	30
2 Modèle et configurations	33
2.1 NEMO	34
2.1.1 Le code de circulation océanique de NEMO	34
2.1.2 LIM2, le code de glace de NEMO	36
2.2 Configurations	39
2.2.1 ORCA	40

2.2.2	PERIANT	41
2.2.3	ROSS	41
2.3	Limites des modèles océaniques	42
3	Les forçages atmosphériques	45
3.1	Le forçage atmosphérique de la composante océan de NEMO	46
3.2	Les sources de données utilisées	47
3.2.1	DFS3	47
3.2.2	MAR	48
3.3	Limites actuelles des forçages DFS3	52
II	Tests de sensibilité	55
4	Sensibilité aux paramètres de LIM2	57
4.1	Le paramètre Angvg	59
4.2	Le paramètre hiccrit	59
4.3	Le paramètre P*	63
4.4	Résolution	63
5	Sensibilité aux Ice shelves	69
5.1	Description de la paramétrisation	70
5.2	Les simulations réalisées	72
5.3	Diagnostic des flux paramétrés	72
5.3.1	Validation des flux	72
5.3.2	Variabilité des flux	74
5.4	Effets sur l'océan Austral	75
5.5	Effets sur la glace de mer	77
6	A katabatic wind correction of ERA40 winds around Antarctica	81
6.1	Introduction	83
6.2	Near coast atmospheric surface conditions in ERA40 and MAR	84
6.2.1	ERA40 reanalysis	84
6.2.2	MAR Model	85
6.2.3	Downscaling of ERA40 by MAR	85
6.2.4	In the open sea	85
6.3	Correction of katabatic winds	86
6.4	Ocean circulation model	87

6.4.1	ORCA05 model configuration	87
6.4.2	Forcing field	88
6.4.3	Simulation strategy	88
6.4.4	Model solution in the vicinity of Antarctica	88
6.5	Impact of the katabatic correction	89
6.5.1	Impact on sea-ice in Polynyas	90
6.5.2	Impact on total sea-ice	90
6.5.3	Impact on ocean properties in Polynyas	91
6.5.4	Along the continental slope	92
6.6	Conclusion	92
6.7	Tables	94
6.8	Figures	95

III Sensibilité de l'océan Austral et de la glace de mer aux forçages atmosphériques 109

7	Sensitivity of a model of Ross Sea polynyas to different atmospheric forcing sets	111
7.1	Introduction	113
7.2	Surface forcing of the Ross Sea ocean model	114
7.2.1	DFS3 forcing	114
7.2.2	MAR forcing	115
7.2.3	Comparison of MAR and DFS3 forcings	115
7.3	Ross Sea ocean/sea-ice model and simulations	116
7.3.1	Ross Sea model	116
7.3.2	Simulations	117
7.4	Polynya properties	117
7.4.1	Detection of Polynyas	117
7.4.2	Polynya onset and duration	118
7.4.3	Polynyas Area, ice production, and heat fluxes	118
7.5	Shelf water properties in polynya	120
7.5.1	Mixed layer waters	120
7.5.2	High Salinity Shelf Waters	121
7.6	Conclusion	122
7.7	Tables	124
7.8	Figures	125

8	Sensibilité aux forçages en configuration PERIANT	135
8.1	Comparaison des deux forçages utilisés	136
8.1.1	Le vent de surface	136
8.1.2	La température et l'humidité de surface	140
8.1.3	Les radiations et précipitations	141
8.1.4	Qualité du raccordement	142
8.1.5	En bref	143
8.2	Les expériences réalisées	145
8.3	Effets du forçage MAR	145
8.3.1	La glace de mer	146
8.3.2	La formation des eaux denses	150
8.3.3	Sensibilité de l'ACC	151
8.4	L'effet des variables turbulentes	152
8.4.1	La glace	152
8.4.2	La formation d'eau dense	153
8.4.3	Sur l'ACC	157
8.5	L'effet des radiations et des précipitations	158
8.5.1	Sur la glace	158
8.5.2	Sur les eaux denses	158
8.5.3	Sur la température de surface de l'ACC	158
8.6	L'effet du rappel en sel en surface	158
8.6.1	Impact sur la glace de mer	159
8.6.2	Sur les eaux denses	159
8.6.3	Remarque sur les analyses de Levitus en surface sous 60°S	160
	Conclusion générale et perspectives	163
	Annexes	172
A	Acronymes	175

Bibliographie

176

Listes des figures

184

Listes des tables

193

Introduction

Introduction

L’océan Austral, de par ses conditions climatiques extrêmes, est assez méconnu, surtout dans les zones côtières de l’Antarctique. En effet, les campagnes de mesures sur le terrain sont assez limitées sous 65°S , car la présence de glace de mer en hiver (et dans une moindre mesure en été) limite considérablement l’acquisition de données océaniques (qu’elles soient in situ ou satellites). L’océan Austral est aussi le siège d’interactions très complexes entre l’océan, la glace de mer, la glace continentale et l’atmosphère. C’est aussi la seule partie du globe qui permet une communication directe entre les trois grands océans que sont l’Atlantique, le Pacifique et l’océan Indien. La modélisation numérique est donc un outil approprié pour l’étude de cette région clef pour le climat. La modélisation permet de simuler l’état de l’océan et de la glace de mer en tout point, et ce, indépendamment de la météo. Cependant, un modèle numérique est loin d’être parfait, mais il permet de construire des scénarios cohérents sur le plan de la dynamique du modèle et des phénomènes présents dans telle ou telle région de l’océan Austral. Cette connaissance est utile pour toutes les activités présentes dans la région, comme les campagnes de mesures, la pêche, le soutien aux bases scientifiques, le tourisme, etc.

En plus de leur utilité dans le domaine de l’ “opérationnel”, les modèles numériques permettent de reconstruire plus ou moins bien les événements climatiques passés ou futurs, ce qui est indispensable dans le contexte actuel du réchauffement climatique. La réalisation de telles expériences demande une phase de validation et de calibration. Cette étape consiste à évaluer le modèle sur sa capacité à simuler le climat observé durant les dernières décennies. Ces expériences, que l’on appellera ici des *hindcasts*, sont au coeur du projet international DRAKKAR (*DRAKKAR-Group*, 2007), dans lequel s’inscrit cette thèse.

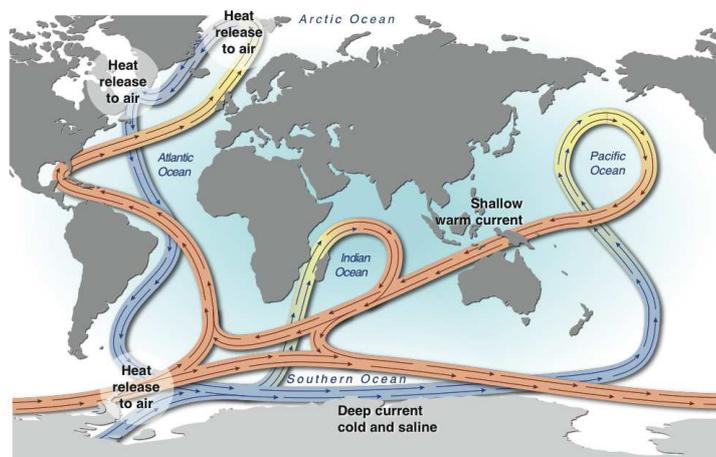


FIG. 1: Schéma de la circulation thermohaline (source GIEC 2001).

Les expériences réalisées lors du projet DRAKKAR constituent une base de données précieuse pour l'amélioration de la compréhension des processus climatiques. Ces simulations permettent entre autres d'étudier la redistribution de la chaleur de l'équateur vers les pôles via des courants de surface et le froid des pôles vers l'équateur via une circulation en profondeur des eaux denses. Cette circulation est généralement nommée circulation thermohaline (Fig. 1) ou "conveyor belt". Le plateau continental présent autour de l'Antarctique en est un élément essentiel. En effet, il est une des sources majeures de formation des eaux denses en Antarctique. A ce jour, trois sources d'eau dense dans l'océan Austral ont été mises à jour dans les observations : La mer de Weddell (*Carmack, 1977*), la mer de Ross (*Carmack, 1977*) et la Terre Adélie (*Rintoul, 1998*). Cette formation d'eau dense sur le plateau est principalement due au rejet de sel associé à la formation de glace de mer et au refroidissement très intense en surface durant l'hiver austral. Les lieux où le rejet de sel par formation de glace de mer et le refroidissement sont le plus fort, sont les ouvertures présentes dans la glace sur la côte Antarctique, appelées aussi polynies côtières. Ces polynies sont de vraies usines à glace. Leur présence est très contrainte par le trait de côte, ainsi que par les caractéristiques de l'atmosphère (*Massom et al., 1998*). Un approfondissement des connaissances sur les échanges de chaleur et de sel à la surface dans les zones de plateau continental est impératif afin de pouvoir quantifier avec plus de précision les effets des changements climatiques dans cette région.

Les simulations réalisées lors du projet DRAKKAR soulèvent d'ailleurs deux grands problèmes en Antarctique.

- Le **premier** problème concerne la représentation de la glace de mer en été dans l'océan Austral dans les simulations du projet DRAKKAR que nous illustrons ici avec la dernière simulation réaliste globale au demi-degré référencée, ORCA05-G70. Cette simulation a pour but de représenter l'état de l'océan et de la glace de mer durant les cinquante dernières années. En ce qui concerne la glace de mer en Antarctique, ORCA05-G70 présente des défauts importants pendant l'été austral (Fig. 2). En effet, la glace de mer estivale en Antarctique disparaît quasiment complètement durant le mois de février, et plus particulièrement le long de la Péninsule Antarctique (60°W) et le long des côtes du continent. Ceci ne correspond que très peu aux observations (Fig. 2). Ce problème est retrouvé dans toutes les simulations DRAKKAR, et en particulier dans celles réalisées avec le modèle au quart de degré, ORCA025.
- Le **second** problème concerne l'absence de formation des eaux denses sur le plateau et/ou d'alimentation des bassins profonds par les *overflows*. En effet, il n'y a pas de connexion entre les eaux denses (nous prendrons comme limite en densité la valeur $\sigma_2 > 37.16 \text{ kg.m}^{-3}$ proposée par *Orsi et al. (1999)* formées sur le plateau continental proche de l'Antarctique (profondeur inférieure à 1000 m) et celles présentes au fond des plaines abyssales (profondeur de l'ordre de 4000 m) ce qui est visible sur la Fig. 3. Ce défaut de formation et/ou d'alimentation entraîne une disparition de ces masses d'eau par mélange diffusif avec les masses d'eau plus chaudes qui se trouvent au-dessus. La conséquence est un affaiblissement irréaliste de la branche froide de la circulation thermohaline dans les simulations du projet DRAKKAR.

Les flux de surface sont le premier maillon de la chaîne de formation de glace et d'eau dense. L'amélioration des données atmosphériques utilisées par les modèles numériques d'océan pour calculer les flux air-mer, ainsi que l'amélioration des flux d'eau douce sont donc nécessaires pour espérer résoudre les problèmes présentés ci-dessus ou tout au moins étudier la sensibilité de la glace de mer et des eaux de plateau au forçage atmosphérique par une approche de modélisation. C'est dans ce champ de recherche que s'inscrit cette thèse.

Ainsi, **la première partie** de cette thèse sera centrée sur la description de l’océan Austral, et sur toutes les composantes qui influencent la circulation océanique et les caractéristiques T,S (température et salinité) des masses d’eau, c’est-à-dire l’atmosphère, les plates-formes de glace continentale, la glace de mer, la bathymétrie, etc. Les moyens de mesure dans l’océan et sur la glace ainsi que les outils à notre disposition pour simuler ce système complexe seront aussi présentés.

La deuxième partie de ce manuscrit sera dédiée à trois objectifs différents : (i) au réglage du modèle de glace, (ii) à la mise en place d’une paramétrisation des plates-formes de glace (*ice shelves*), permettant de représenter de façon réaliste la fonte basale de ces glaciers flottants, et (iii) à une correction des vents côtiers très violents (dit vents catabatiques) en Antarctique, permettant d’améliorer de façon simple la tension de vent de surface ressentie par le modèle le long des côtes de l’Antarctique. Ces tests de sensibilité ont été envisagés dans le but de trouver une solution ”simple” aux deux problèmes présentés précédemment.

Dans **une troisième partie**, nous nous focaliserons sur l’effet des différents termes du forçage atmosphérique (vent, température, humidité ...) sur la glace de mer, sur la dynamique océanique côtière, et sur la création d’eaux de fond dans la région de la mer de Ross ainsi que sur l’Antarctique.

Les principaux résultats sont **résumés** à la fin de ce mémoire avec les tests, les améliorations et les développements essentiels à apporter par la **suite** aux études concernant l’Antarctique.

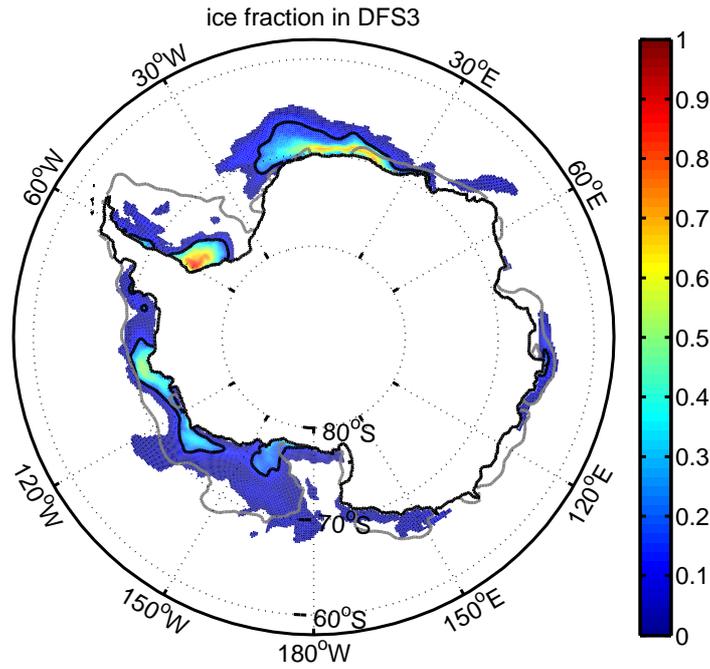


FIG. 2: Représentation estivale (février) de la glace de mer. Comparaison entre les données satellitaires SSM/I et les données issues de la simulation numérique du projet DRAKKAR (ORCA05-G70) sur la période 1985-1989. Le contour gris représente la ligne de concentration de glace 15% dans les observations. Le contour noir représente la ligne 15% de concentration de glace dans ORCA05-G70. La couleur représente la concentration de glace dans la simulation.

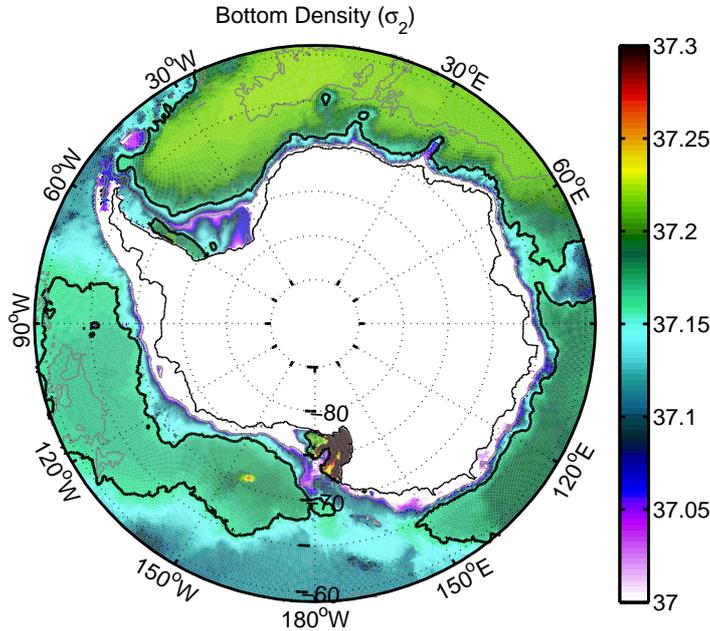


FIG. 3: Représentation de la densité au fond dans la simulation ORCA05-G70. Les contours noirs représentent la limite en densité des eaux de fond Antarctique ($\sigma_2 = 37.16 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$). Les contours gris représentent la profondeur 1000 m (zone de plateau continental) et 5000 m (zone de plaine abyssale).

Première partie

**Les interactions Océan/Glace de
mer/Atmosphère et leur
modélisation**

Chapitre 1

Géographie de l'Antarctique

Sommaire

1.1	L'océan Austral	10
1.1.1	La topographie	10
1.1.2	Hydrographie et masses d'eau	12
1.1.3	Les systèmes d'observations océaniques	14
1.2	La glace de mer	18
1.2.1	Formation	18
1.2.2	Distribution	20
1.2.3	Observation	22
1.3	Les polynies	24
1.3.1	Les polynies de pleine mer	24
1.3.2	Les polynies côtières	25
1.4	L'atmosphère	26
1.4.1	L'orographie de l'Antarctique	26
1.4.2	Les vents de surface	27
1.5	Les <i>ice shelves</i>	29
1.6	Conclusion	30

L'Antarctique, de par sa position aux hautes latitudes, voit les circulations atmosphériques et océaniques très influencées par la force de Coriolis, à la différence de l'équateur. Les contraintes sur la circulation océanique et atmosphérique vont donc être sensiblement différentes. En effet, la théorie des fluides géophysiques nous dit que les écoulements océaniques sur le plan horizontal auront tendance à suivre les contours de f/h (f étant le paramètre de la force de Coriolis et h la profondeur). La connaissance du relief de l'Antarctique et de la bathymétrie de l'océan Austral est donc essentiel afin de comprendre la circulation générale dans cette région.

Ce chapitre sera exclusivement consacré à donner un bref aperçu de la bathymétrie et du relief de la région, ainsi que les principaux courants océaniques et atmosphériques qui s'y trouvent. Les méthodes de mesure des trois composantes du système océan/glace de mer/atmosphère en Antarctique utilisées lors de ma participation au programme SIPEX (Sea Ice Physics and Ecosystem eXperiment) seront décrites.

1.1 L'océan Austral

1.1.1 La topographie

La bathymétrie de l'océan Austral (Fig. 1.1) est composée de trois grands bassins :

- La plaine abyssale de Weddell Enderby ;
- Le bassin Australien Antarctique ;
- La plaine abyssale d'Amundsen et Bellingshausen.

Ces trois grands bassins sont séparés par trois dorsales :

- La dorsale de Scotia entre la mer de Bellingshausen et la mer de Weddell ;
- Le plateau des Kerguelen entre le bassin Australien Antarctique et le bassin d'Enderby ;
- La Pacific Antarctic Ridge entre le bassin de Amundsen et le bassin Australien.

Entre ces grands bassins profonds (plus de 3000 m) et le continent (ou la glace continentale) Antarctique, il y a un plateau continental (entre 400 et 800 m de profondeur) plus ou moins large que l'on peut séparer en quatre grandes zones :

- Le plateau de Weddell qui s'étend du Nord de la péninsule Antarctique à Coats Land avec une largeur de plus de 1000 km au fond de la Mer de Weddell ;
- Le plateau de l'Antarctique de l'Est qui est très étroit avec une largeur de l'ordre de la centaine de kilomètres ;
- Le plateau de Ross, large de plus de 1000 km comme le plateau de Weddell (il est parcouru par trois chenaux qui sont des voies privilégiées pour l'écoulement des eaux de plateau vers le large, *Budillon et al.* (2003) ;
- Le plateau de Bellingshausen et Amundsen qui s'étend entre la pointe de la Péninsule Antarctique et l'extrémité Est du plateau de Ross.

La séparation entre les bassins profonds et les plateaux continentaux est constituée d'un talus continental très raide.

La partie continentale est souvent bordée par des plateaux de glace continentale (*ice shelves* en Anglais, terme que nous utiliserons dans la suite du mémoire) de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (entre 200 et 400 m au niveau du front de l'*ice shelf*). Les *ice shelves* sont alimentés par les glaciers continentaux qui descendent de la calotte glaciaire. Ils représentent 44% de la côte Antarctique (*Drewry*, 1983).

Les trois *ice shelves* (ISH) majeurs de part leur taille sont :

- Ice shelf de Filchner Ronne (environ $400 \times 10^3 \text{ km}^2$);
- Ice shelf de Ross (environ $400 \times 10^3 \text{ km}^2$);
- Ice shelf de Amery (environ $40 \times 10^3 \text{ km}^2$).

Un résumé des considérations géographiques précédentes est fait sur la carte de la Fig. 1.1

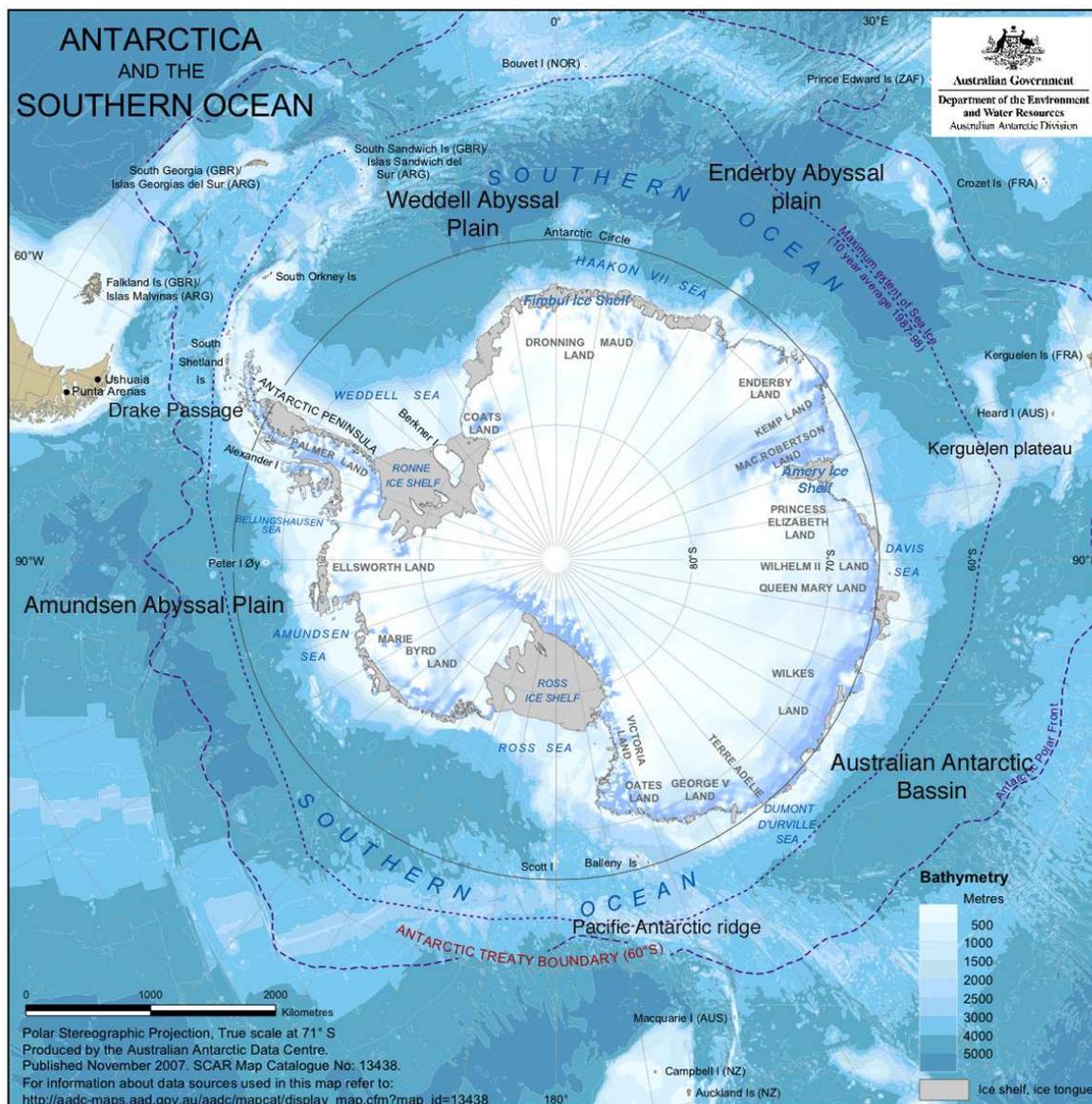


FIG. 1.1: Carte de l'Antarctique, basée sur la carte de l'Australian Antarctic Division¹, représentant la localisation des principaux lieux cités dans ce mémoire.

¹<http://data.aad.gov.au/aadc/mapcat/>

1.1.2 Hydrographie et masses d'eau

La circulation océanique en Antarctique a deux directions majeures : une direction zonale (importante pour les échanges entre océans, ainsi que pour la répartition de la glace de mer) et une direction méridienne (importante pour l'alimentation de la circulation thermohaline en eaux froides).

La circulation méridienne

La circulation méridienne en Antarctique fait intervenir plusieurs grandes masses d'eau décrites ci-dessous.

AntArctic Surface Water (AASW)

Les eaux de surface de l'océan Austral ont une variabilité très grande autant en salinité (de 33 à 34.5) qu'en température (-1.8°C en hiver, jusqu'à 1°C en été). Ceci est dû au fort cycle saisonnier de la glace de mer. Elles occupent les 200 premiers mètres de l'océan Austral. En hiver, la température de cette masse d'eau est celle du point de congélation de l'eau de mer, alors qu'en été, les 50 premiers mètres sont adoucis par la fonte de la glace de mer, et réchauffés grâce à l'absorption du rayonnement solaire dans les couches superficielles de l'océan. Cependant, une couche proche du point de congélation entre 50 m et 200 m persiste durant l'été. Cette masse d'eau s'appelle la Winter Water (WW) (*Whitworth et al.*, 1998).

Circumpolar Deep Water (CDW)

La plus volumineuse des masses d'eau en Antarctique est la CDW. Elle se trouve aux profondeurs intermédiaires entre les eaux de surface et les eaux de fond dans le courant circumpolaire Antarctique (Sec. 1.1.2). Elle est souvent décomposée en trois parties : La Lower Circumpolar Deep Water (LCDW), la Upper Circumpolar Deep Water (UCDW) et la Modified Circumpolar Deep Water (MCDW).

Les UCDW sont composées des eaux profonde provenant de l'océan indien et Pacifique. Les LCDW sont exclusivement composées d'eau plus froide et plus salée venant de l'Atlantique Nord (NADW). Les LCDW sont caractérisées par un maximum en température et salinité : c'est ce maximum que *Deacon* (1937) décrit comme la Warm Deep Water.

Les MCDW sont les masses d'eau qui séparent les AASW ou les eaux Antarctique de fond des (L/U)CDW. Le mélange peut s'effectuer par mélange vertical entre les UCDW et les AASW, ou par mélange isopycnal entre les UCDW et les SW ou encore par mélange isopycnal entre les (L/U)CDW et les eaux Antarctique de fond présentes sur les talus (Fig. 1.2). Après ce mélange avec les eaux antarctiques, elles sont plus froides et plus douces que les CDW, mais elles ont la même densité que ces dernières (*Whitworth et al.*, 1998).

Shelf Water (SW)

Les Shelf Water, sont les eaux qui tapissent les fond des plateaux continentaux. Elles sont très salées et très froides (proche du point de congélation). Suivant les caractéristiques des eaux antarctiques de fond (AABW, décrites plus loin) locales, il se peut que des SW se retrouvent le long du talus, et que des AABW se retrouvent sur le plateau.

Il existe généralement deux types de SW : Les Ice Shelf Water (ISW) et les High Salinity Shelf Water (HSSW). Les HSSW sont formées par la production continue de glace en surface, notamment dans les polynies Sec. 1.3 comme celle de Terra Nova Bay ou de Mertz (Fig. 1.2), ce qui

grâce au rejet de sel (*brine rejection*), augmente la salinité et donc la densité.

Une salinité de plus de 34.8 (soit une densité $\sigma_2 = 37.44 \text{ kg.m}^{-3}$ avec l'hypothèse réaliste que l'eau est à -1.8°C) a été mesurée sur le plateau de Ross (*Orsi et al.*, 2002), voir même de plus de 34.88 (soit pour une eau à -1.8°C , une densité de $\sigma_2 = 37.50 \text{ kg.m}^{-3}$) dans la région de Terra Nova Bay (*Budillon et al.*, 2003). Ce sont les composantes majeures des AABW.

On trouve aussi les Ice Shelf Water. Ces eaux sont formées sous les *ice shelves*. La dépendance en pression de la température du point de congélation de la glace de mer, conduit à une fonte de la glace sous les *ice shelves*. Cette fonte produit des eaux relativement douces et très froides ($< -1.9^\circ\text{C}$).

AntArctic Bottom Water (AABW)

Les AABW sont les eaux les plus denses. Elles tapissent le fond des océans et leur écoulement est fortement contraint par le relief sous-marin (les fractures, les dépressions, les dorsales ...). Elles sont une composante essentielle de la branche froide de la circulation thermohaline et du climat (Fig. 1). Elles influencent la redistribution méridienne de chaleur.

Les trois zones de production de AABW observées et étudiées sont : la Mer de Weddell (WSBW) (*Carmack*, 1977) ; la mer de Ross (RSBW) (*Carmack*, 1977) ; la terre Adélie (ALBW) (*Rintoul*, 1998). Ceci ne veut pas dire que ce sont les seules. A la suite des travaux de *Tamura et al.* (2008), le programme japonais de l'année polaire internationale projette d'ailleurs de se concentrer sur la région de la polynie de Cape Darnley (70°E , près de Amery *ice shelf*).

Elles se forment par mélange des SW avec les CDW (Fig. 1.2). Les estimations du taux de formation réalisés par *Orsi et al.* (1999) et *Orsi et al.* (2002) avec les données hydrographiques disponibles donnent un taux de production de AABW ($\sigma_2 > 37.16 \text{ kg.m}^{-3}$) de l'ordre de $8.1 \pm 2.6 \text{ Sv}$ ($10^6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) (*Orsi et al.*, 1999). Parmi ces 8.1 Sv, (*Orsi et al.*, 2002) grâce à des mesures de CFC 11, Orsi estime que $5.4 \pm 1.7 \text{ Sv}$ viennent des SW et $2.7 \pm 0.9 \text{ Sv}$ viennent des LCDW. Sur les 8.1 Sv estimés, 4.9 Sv (3.3 SW + 1.6 LCDW) proviennent du secteur Atlantique et 3.2 Sv (2.1 SW + 1.1 LCDW) du secteur IndoPacific (*Orsi et al.*, 2002).

La circulation zonale

La circulation zonale en Antarctique est composée de deux courants majeurs : le courant Antarctique circumpolaire (Antarctic Circumpolar Current, ACC) et le courant côtier Antarctique (Antarctic Coastal Current, ACoC).

Le Courant Antarctique Circumpolaire (ACC)

L'ACC est un courant zonal dirigé vers l'Est qui entoure l'Antarctique et qui s'étend, sur la verticale, de la surface au fond. Grâce à son caractère circumpolaire, c'est par lui que s'effectue la majorité des échanges entre les océans. Il est constitué de trois fronts, respectivement du Nord au Sud : le Front SubTropical (STF) ; le Front SubAntarctic (SAF) ; le Front Polaire (PF). Chacun de ces fronts est plus ou moins continu et situé au niveau des zones où les gradients de température, salinité et densité sont les plus forts. Le long de ces fronts, la vitesse est de l'ordre de 50 cm/s (*Stewart*, 2005), alors qu'ailleurs, elle est de l'ordre de 10 cm/s. Ces vitesses élevées le long des fronts en font le courant le plus puissant du globe, avec un transport estimé au passage de Drake à $134 \pm 11.2 \text{ Sv}$ par *Cunningham et al.* (2003).

Le Courant Côtier Antarctique (ACoC)

Le long du continent Antarctique, il existe un courant beaucoup moins large et puissant que l'ACC qui est dirigé vers l'Ouest, c'est-à-dire dans le sens opposé à l'ACC. Ce courant permet

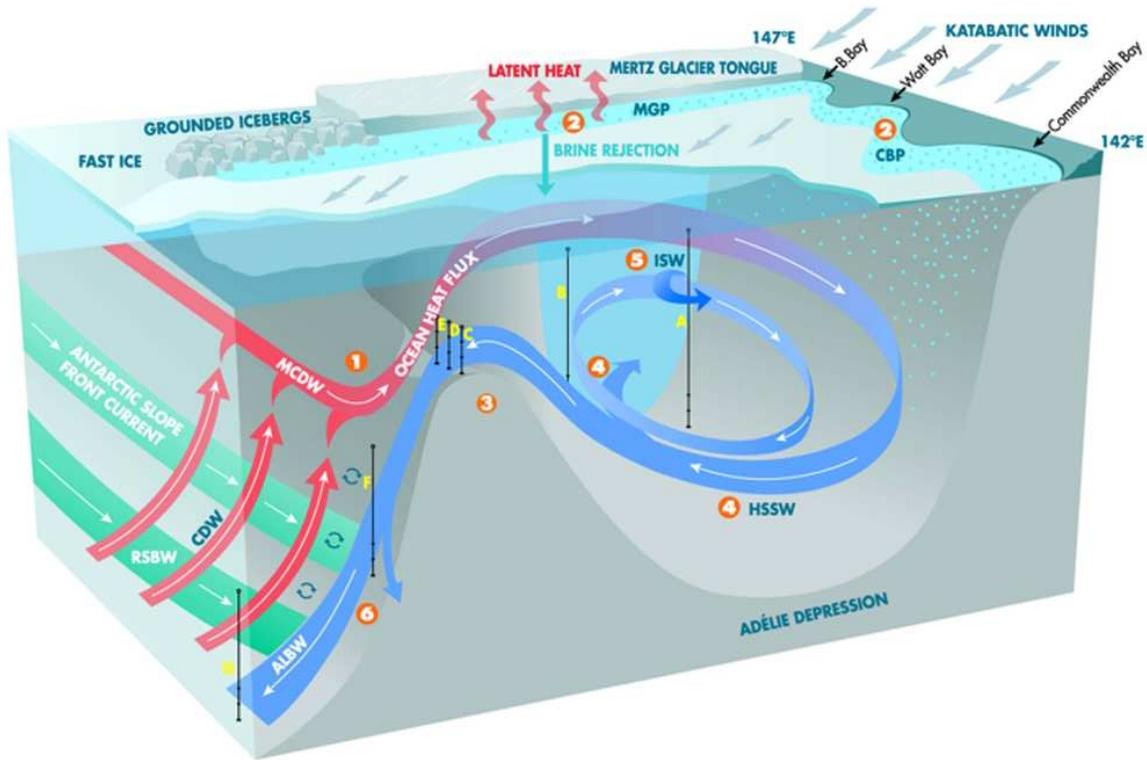


FIG. 1.2: Schéma de la circulation méridienne pour le cas de la dépression Adélie. Ce schéma peut être généralisé à toutes les zones connues de formation d'AABW (*Williams et al., 2008*).

une connexion entre les SW et les AABW présentes sur le plateau ou le talus et les différents secteurs de l'océan Austral (*Rintoul, 2007*).

Il est créé, d'une part par les vents qui, près de la côte du continent Antarctique, soufflent vers l'Ouest (*Gill, 1982*) et qui grâce à la dérive d'Ekman crée un gradient de pression Nord-Sud favorable, et d'autre part par la présence d'un fort gradient de densité entre les SW (ou les AABW suivant la profondeur) et les CDW (*Gill, 1973*). Des mesures récentes dans la partie Est de l'Antarctique, durant l'été austral, estiment le courant à 30 Sv (*Bindoff et al., 2000*).

Les échanges entre les deux courants peuvent se faire en plusieurs endroits. Le lieu principal d'échanges se trouve au niveau de la pointe de la Péninsule Antarctique, où le courant côtier rencontre l'ACC. En dehors de ce site, un échange de l'ACoC vers l'ACC se produit au niveau du plateau des Kerguelen, et de la dorsale pacifique. En effet, une partie du ACoC suit la bathymétrie dans chacune de ces deux zones pour rejoindre l'ACC (Fig. 1.3).

1.1.3 Les systèmes d'observations océaniques

Les modèles numériques actuels permettent d'avoir rapidement un aperçu 4D du système océanique. Mais ils ne sont pas pour autant parfaits. Des mesures in situ sont donc indispensables pour pouvoir juger de la qualité, valider, interpréter et améliorer les données produites par les modèles numériques. Pour cela, plusieurs instruments ont été développés afin de pouvoir effectuer des mesures dans "quasiment" toutes les conditions de glace et de météo : des instruments

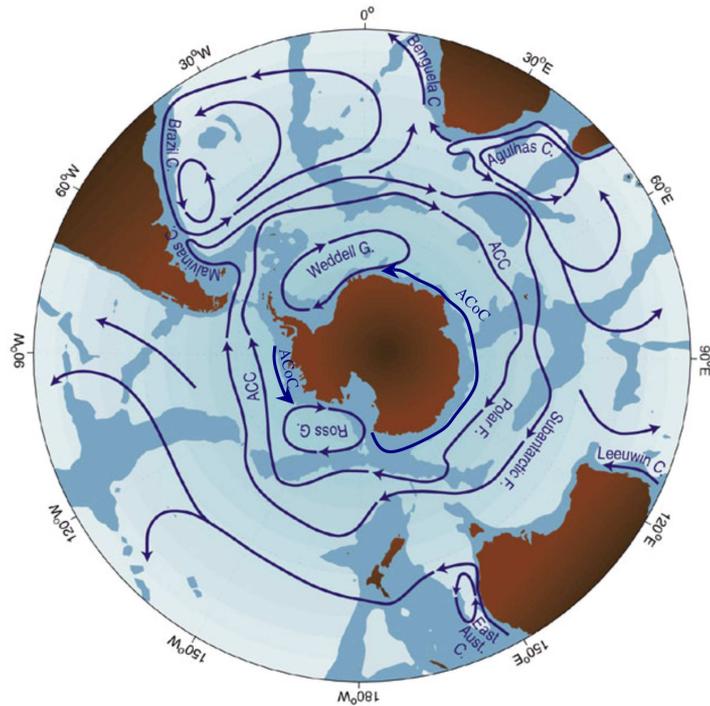


FIG. 1.3: Schéma de la circulation zonale dans la région Antarctique basé sur les travaux de *Rintoul* (1998).

autonomes (flotteurs ARGO) ou embarqués à bord de bateau de recherche comme les CTDs (Conductivity Temperature Depth) pour la salinité et la température ou encore les ADCPs (Acoustique Doppler Current Profiler) pour les mesures de vitesse (tous les instruments présentés dans cette section sont ceux utilisés pendant la campagne en mer/glace SIPEX² à laquelle j'ai participé durant les mois de septembre/octobre 2008). Les photographies illustrant la présentation des instruments sont celles que j'ai prises pendant la campagne. Ma participation à cette campagne m'a permis de voir à l'oeuvre nombre des processus sur lesquels porte mon travail de thèse.

La CTD "portable" (Fig. 1.4) : cet instrument portable, ainsi que son armature, sont exclusivement destinés aux mesures sous la glace jusqu'à une profondeur de 1000 m même si il ne permet pas de mesurer les couches de fond hors du plateau continental. Il est cependant parfaitement capable de représenter précisément la couche de mélange océanique sous la glace, ainsi que les différentes masses d'eau présentes sur le plateau continental (profondeur de l'ordre de 600 m). Une caméra peut aussi être accrochée dessous afin d'étudier la faune locale comme le krill.

Les problèmes majeurs sont que l'appareil craint les températures atmosphériques froides, qu'il a une autonomie réduite, qu'il nécessite un opérateur en permanence sur la glace (la glace qui elle même doit avoir une épaisseur minimale de l'ordre de 40 cm pour supporter en toute sécurité le treuil avec la corde) et pour finir, qu'un arrêt du bateau assez long est nécessaire pour l'installation et la désinstallation du matériel.

L'ADCP "portable" (Fig. 1.5) : cet instrument portable, ainsi que son armature, sont exclu-

²<http://www.acecrc.sipex.aq/>



FIG. 1.4: CTD (gauche) et son armature (droite) utilisées lors de la campagne SIPEX.

sivement destinés aux mesures de vitesse horizontale sous la glace jusqu'à une profondeur de 100 m. Cette faible profondeur est suffisante pour estimer la part de la contribution océanique dans le déplacement de la glace (le mouvement de la glace étant suivi par GPS). Le système permet aussi de mesurer le déplacement vertical des organismes qui réfléchissent les ondes électromagnétiques, via une mesure de l'intensité de l'écho. Ce genre d'appareil est autonome une fois installé sur place, envoyant les données directement au bateau. Les problèmes majeurs sont la nécessité d'une banquise épaisse de l'ordre de 40 cm pour supporter le poids du matériel, et l'obligation de "nettoyer" régulièrement le trou dans la glace afin de pouvoir ressortir l'ADCP sans casser les connectiques.

Ces appareils sont donc bien adaptés à des campagnes pluri-disciplinaires comme la campagne SIPEX.

Les flotteurs ARGO APEX (Fig. 1.6) : les flotteurs ARGO sont des flotteurs qui dérivent au gré des courants à une profondeur prédéfinie (profondeur de garage). Ils mesurent un profil TS tous les 10 jours lors de la remontée avant d'envoyer les données et la position par satellite. Lors de la descente, ils enregistrent un nouveau profil T,S qu'ils restitueront aux satellites avec le nouveau profil de montée lors de la prochaine remontée en surface. Les anciennes générations de flotteurs (avant 2007) ne pouvaient pas prendre de mesures sous la glace car leur "tête" se cassait sur la couche de glace lors de la remontée. Par contre, pour les flotteurs de nouvelle génération (APEX), si la température in situ entre 30 et 50 m est inférieure à 1.78°C, alors les



FIG. 1.5: ADCP (gauche) et son armature (droite) utilisés lors de la campagne SIPEX.

flotteurs arrêtent leur remontée et redescendent à la profondeur de garage. Ils conservent les enregistrements de profils TS en mémoire jusqu'à ce qu'ils puissent atteindre la surface. Le gros avantage de ces instruments est leur autonomie et l'absence de maintenance une fois à l'eau. Pour l'instant, même si le nombre des 3000 flotteurs Argo a été dépassé, le nombre de données sous le front polaire est très faible du fait de la difficulté à franchir le front. Ce nombre restreint de flotteurs sous le front polaire est aussi dû à la présence de glace en surface qui détruit les anciennes générations de flotteurs ARGO lors de leur remontée en surface.

La bathysonde (Fig. 1.6) : durant les missions océanographiques, les mesures se font grâce à une CTD et une rosette. Les mesures de température, de salinité et densité se font en continu comme pour la CTD "portable" mais jusqu'au fond (au lieu des 1000 m pour la CTD installée sous la glace). Lors de la remontée, les bouteilles de la rosette sont remplies à des profondeurs fixées à l'avance pour des prélèvements d'eau, permettant par la suite diverses mesures chimiques comme l'oxygène et les CFC, mais aussi la salinité (en laboratoire), ce qui permet de calibrer les mesures réalisées lors de la descente. C'est ce dispositif qui est utilisé dans les campagnes type WOCE (World Ocean Experiment). Lors de ce type de campagnes océanographiques des arrêts CTD sont effectués tous les X kilomètres. En présence de glace, l'exercice est plus délicat car durant la descente et la montée, le câble ne doit pas heurter des morceaux de glace dérivant sous peine de problèmes.



FIG. 1.6: ARGO float (gauche) et rosette (droite) utilisés lors de la campagne SIPEX.

1.2 La glace de mer

La glace de mer joue un rôle non négligeable dans la variabilité saisonnière du flux d'eau douce et du flux de chaleur. L'amélioration de la modélisation du cycle de glace de mer dans l'océan Austral est d'ailleurs l'une des préoccupations principales de cette thèse.

Nous nous consacrerons donc dans cette partie à une description des phénomènes qui commandent la glace de mer (la formation de la glace de mer, le cycle saisonnier de la glace, et les différents moyens d'observation de ce milieu "hostile").

1.2.1 Formation

La formation de la glace de mer est un processus complexe, qui dépend énormément des conditions de mer, de la circulation océanique et de l'état de l'atmosphère.

En mer calme

En mer calme, la formation de glace est du même type que celle formée à la surface des lacs. Une fois que l'eau de surface atteint le point de congélation (vers les $-1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ en Antarctique), des disques de glace de l'ordre de 2 à 3 mm de diamètre se forment à la surface (*frazil* ou *grease*

ice). Si les conditions sont suffisamment calmes, ces disques se soudent très vite entre eux pour former une couche de glace transparente (*nilas*) qui va s'épaissir de façon continue si la mer reste calme. La couleur (donc l'albédo) va aussi changer au fur et à mesure de l'augmentation de l'épaisseur : elle va passer du transparent au blanc en passant par le gris.

Ce mode de formation a généralement lieu dans les ouvertures au milieu du pack (les effets de la houle ayant disparu).

En mer agitée

En mer agitée, une fois que la surface est au point de congélation, la formation de glace se passe en plusieurs étapes. Le *nilas* ne peut pas se former, car il est automatiquement détruit par la houle ou les vagues. La glace reste donc sous forme de *grease ice* (Fig. 1.7). La *grease ice*, via la circulation en rouleau dans les vagues, et via la création de cellules de Langmuire en ligne dans le sens du vent, s'agglomère dans ces zones de convergence pour former des pancakes (Fig. 1.8). Ces pancakes ont une taille de l'ordre de 10 cm de diamètre et quelques centimètres d'épaisseur au début, puis ils s'agglomèrent entre eux pour former des pancakes de plus en plus gros (de l'ordre du mètre de diamètre avec une épaisseur d'une dizaine de centimètres, puis de l'ordre de la dizaine de mètres avec une épaisseur de l'ordre de 50 cm), jusqu'à former des morceaux de glace d'une centaine de mètres.

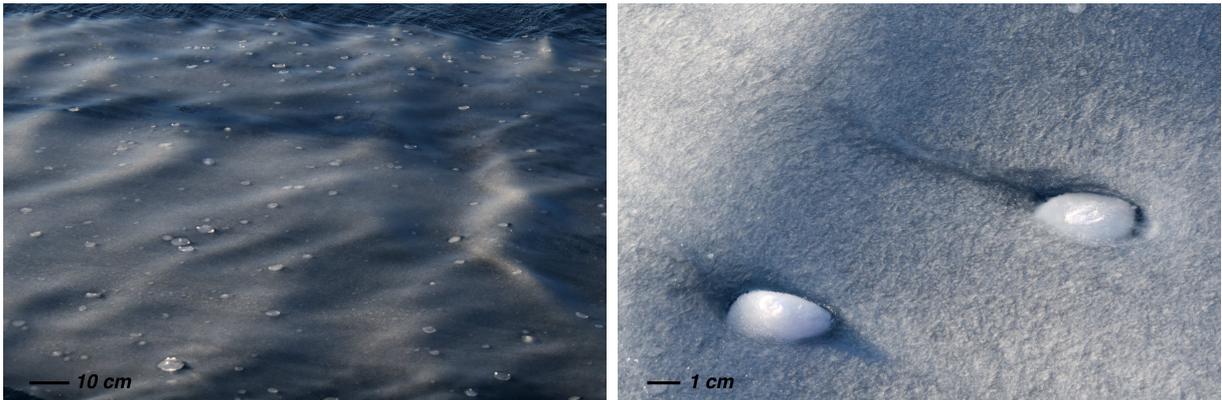


FIG. 1.7: *Grease ice* à deux échelles différentes.

Une fois la banquise formée, l'augmentation de hauteur, se fait soit de façon thermodynamique, soit de façon mécanique.



FIG. 1.8: *Pancake* au premier stade de formation (gauche), *pancake* englobant déjà plusieurs *pancake* de taille inférieure (centre), *pancake* large de plusieurs dizaines de mètres de longueur et de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur (droite).

L'effet de la thermodynamique

Une fois la banquise formée, l'augmentation de l'épaisseur se fait soit par le dessous avec la congélation de l'eau de mer, soit par le dessus avec la transformation de neige en glace lorsque le niveau de l'interface neige/glace passe sous le niveau d'eau. L'augmentation de l'épaisseur par congélation de l'eau de mer ne se produit en général que si l'épaisseur moyenne est inférieure à 1 m. Pour une épaisseur supérieure, la perte de chaleur due à l'atmosphère est fortement diminuée à cause de l'isolation thermique créée par la couche de glace, et ne permet plus la formation de glace à l'interface glace/océan.

L'effet mécanique

Un autre phénomène pour la diminution ou l'augmentation de l'épaisseur de glace est la création de zones de divergence ou de convergence de la glace par le vent, mais aussi par les courants.

La divergence va avoir tendance à créer des ouvertures d'eau libre, alors que la convergence, au contraire, crée des *ridges* qui peuvent atteindre plusieurs mètres en surface (Fig. 1.9), et plusieurs mètres en profondeur (3 et 10 m) (Fig. 1.9). Le maximum observé est une glace épaisse de plus de 25 m en zone très mouvementée (Worby *et al.*, 2008).

Une anomalie d'épaisseur de glace se trouve aussi en dessous de zone d'accumulation de neige (une anomalie de 1 m n'est pas rare).

Ces crêtes de compression jouent aussi un rôle important dans le mouvement de la glace. En effet, les coefficients de friction océanique comme atmosphérique, sont fortement influencés par l'état de surface. En zone de glace jeune très lisse, le coefficient de traînée atmosphère-glace est de l'ordre de 1.5, alors que pour une glace pluriannuelle très mouvementée, il est de 8.0 (Wadhams, 2000).

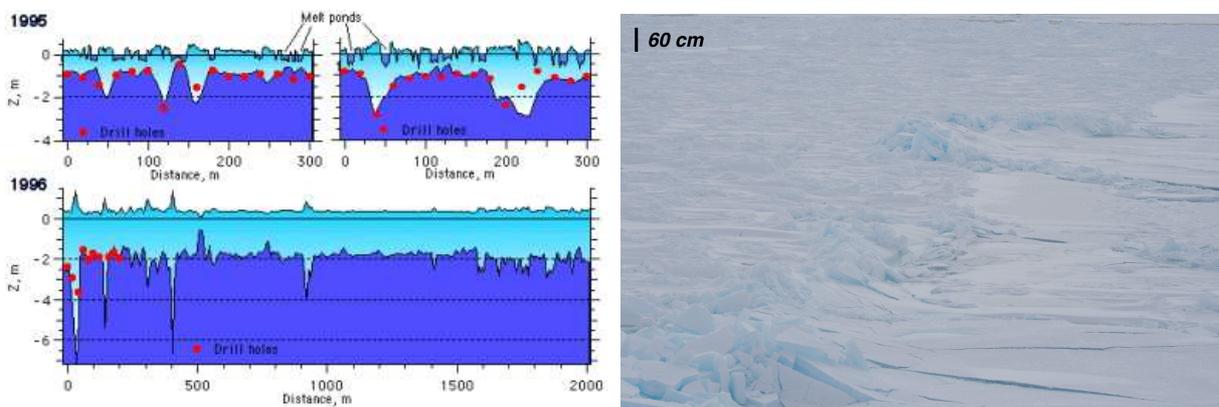


FIG. 1.9: A gauche, profil d'épaisseur de glace en été en 1996 et 1995 dans la mer de Laptev (Arctique) (source A.W.I.), et à droite, une crête de compression observée en Antarctique de l'Est.

1.2.2 Distribution

L'Antarctique, avec ces saisons renversées par rapport à l'Arctique, a son étendue maximale de glace de mer en septembre, et son minimum en février. L'étendue de glace de mer (fraction de glace supérieure à 15%) varie d'un facteur 5 sur la période entre 4×10^6 km² en février et 18×10^6 km² en septembre (Fig. 1.10).

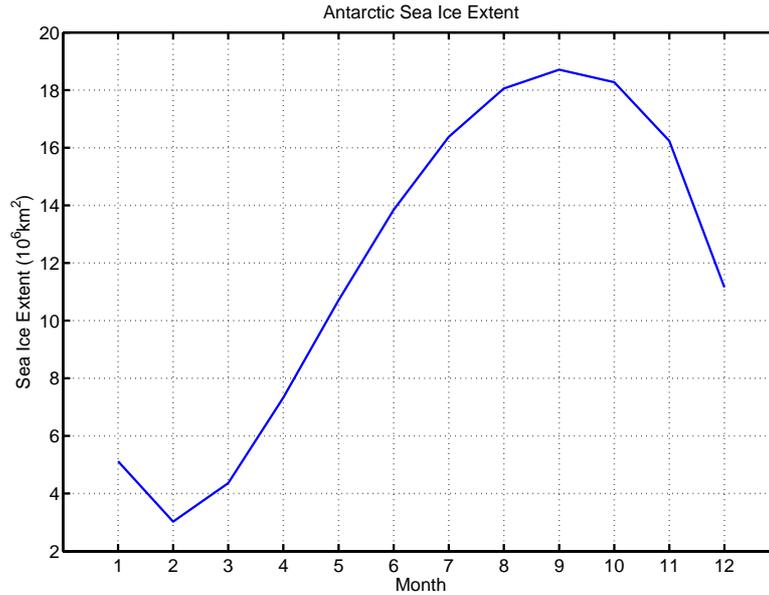


FIG. 1.10: Cycle moyen de l'étendue de glace en Antarctique (fraction de glace supérieure 15%) entre 1978 et 2004 (données SSMI).

La répartition spatiale en hiver est globalement circulaire avec un mouvement de la bordure externe vers l'Est dû à l'ACC et un mouvement vers l'Ouest pour la partie côtière de la glace de mer dû à l'ACoC. La zone englacée la plus au Nord se trouve en mer de Weddell (55° S) et la plus au Sud se trouve en mer de Bellingshausen vers (65° S). La limite nord du front de glace se trouve localisée au niveau de 60°S dans les autres régions (Fig. 1.11).

Le cycle de glace est aussi non symétrique (Fig. 1.10) : la formation de glace dure en moyenne six mois, de mars à août, alors que la fonte dure en général que trois mois, de novembre à janvier (Gloersen *et al.*, 1992). En février, il reste de la glace en mer de Weddell, en mer de Bellingshausen Amundsen et sur une fine bande le long des côtes. Le reste de l'océan Austral est libre de glace (Fig. 1.11).

Pour ce qui est de l'épaisseur de glace, la collecte des données in situ mesurées par bateau et collectées dans le cadre du programme ASPeCt (Worby *et al.*, 2008) (chap 1.2.3) permet d'en savoir un peu plus.

L'été est la période des extrêmes : épaisseur de glace maximale (jusqu'à 2 mètres en moyenne en mer de Bellingshausen et une moyenne sur l'Antarctique de l'ordre de 1 m) et une concentration de glace moyenne minimale. Cela est dû au fait que la glace fine présente en hiver dans les ouvertures est inexistante, seules les glaces pluriannuelles subsistent. La région Ouest de la mer de Weddell représente 80% de la glace pluriannuelle.

En hiver, le pack est plus compact (concentration de glace comprise entre 90% et 100%) avec de la nouvelle glace formée dans les ouvertures, et aussi des glaces plus déformées avec des crêtes très présentes (Fig. 1.12).

La couverture spatiale donne une glace très épaisse à l'ouest de la mer de Weddell due principalement à la dérive de la glace et à sa déformation (1.33 m en moyenne annuelle). L'épaisseur est en moyenne de 65 cm avec un gradient nord-sud marqué (Fig. 1.12).

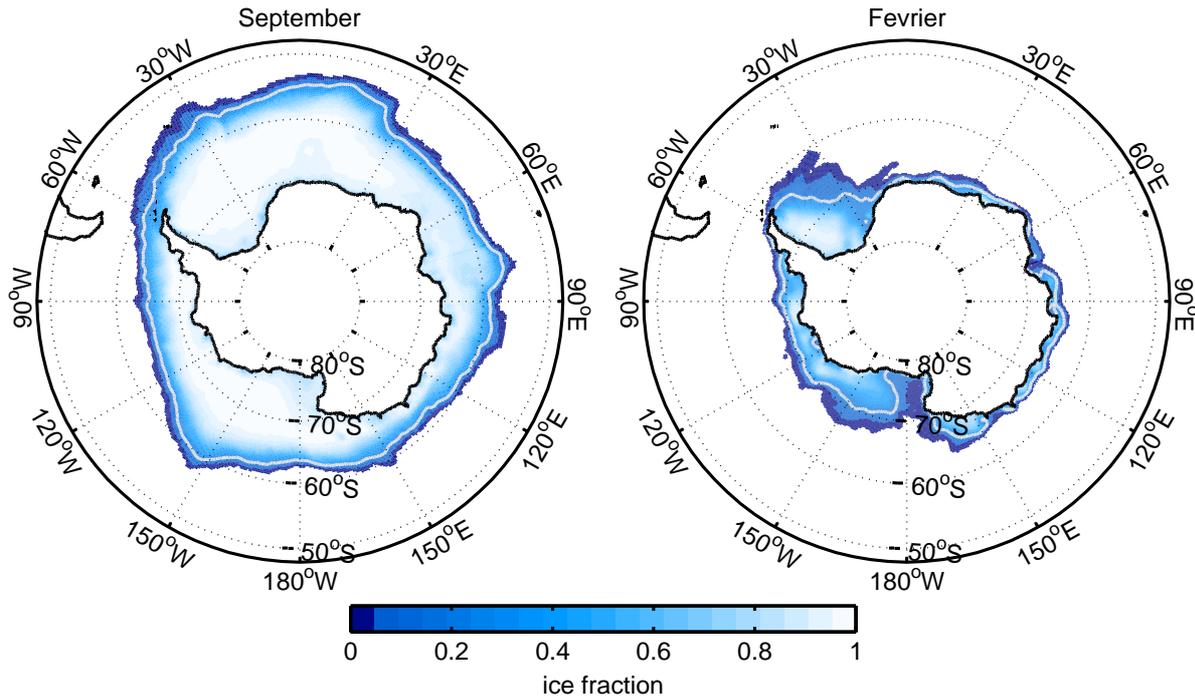


FIG. 1.11: Climatologie de couverture de glace sur la période 1978-2004 (données SSMI) avec à gauche, l'étendue maximale (septembre) et à droite, l'étendue minimale (février). Le contour en gris clair représente l'étendue de la glace (ligne de concentration de glace 15%). Les couleurs représentent la concentration de glace.

1.2.3 Observation

Les observations actuelles de la glace de mer permettent de mesurer trois grandeurs différentes : la concentration de glace, l'épaisseur et la dérive de la glace. Ces mesures permettent de comprendre le comportement de ce milieu complexe, faire des cartes utiles pour la navigation (brise-glace de recherche, alimentation des bases côtières avec des bateaux non brise-glace, la pêche, le tourisme ...) et comparer avec les solutions des modèles numériques actuels afin de les valider et de les améliorer.

La concentration de glace

La mesure de la concentration de glace est disponible de façon systématique via les mesures satellites journalières. Les données utilisées dans cette thèse sont les données SSMI issues du National Snow and Ice Data Center. Tous les détails sur les algorithmes utilisés pour estimer la concentration de glace à partir du signal micro onde sont disponibles dans *Gloersen et al.* (1992).

L'épaisseur de glace

Le jeu de données le plus complet et homogène actuellement est celui du programme ASPeCt¹. Il est réalisé par des navires qui croisent dans ces régions en été comme en hiver, de jour comme de nuit. La méthode est très simple : un opérateur mesure toutes les heures, à l'oeil, l'épaisseur de la glace (pour cela, il est aidé par une bouée graduée, de diamètre connu le long du bateau, qui permet d'estimer l'épaisseur des blocs renversés le long de la coque du bateau). La glace est répartie en trois catégories d'épaisseur. La concentration de chaque catégorie est notée, ainsi que

¹<http://www.aspect.aq/index.html>

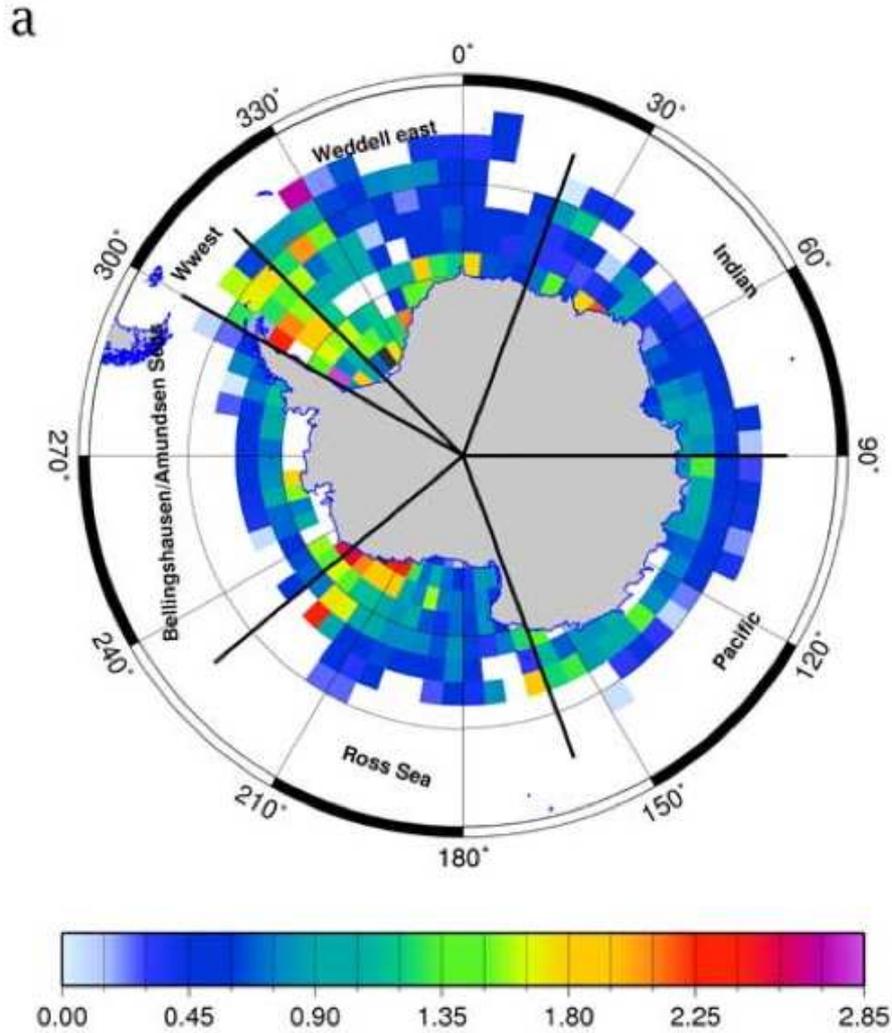


FIG. 1.12: Carte de moyenne annuelle d'épaisseur de glace en mètres (incluant les ridges) sur une grille de 2.5° en latitude et longitude construite d'après les données ASPeCt (Worby *et al.*, 2008). Les données ne sont pas moyennées par la fraction de glace.

la présence de crêtes de compression (Fig. 1.9), le type de glace, le type de neige et son épaisseur. Ce jeu de données représente à l'heure actuelle 15 000 données validées. Ces données ont été acquises depuis 1980, mais la majeure partie des données est située entre 1990 et 2000 Fig. 1.12. Le principal problème de ce jeu de données est la présence de biais temporel (prédominance de valeur estivale) et spatiale (données essentiellement concentrées sur les trajets empruntés pour alimenter les bases scientifiques sur le continent).

D'autres données existent comme celles réalisées par hélicoptère ou satellite, mais elles ne sont pas encore utilisables, car ces méthodes d'estimation sont encore à l'état de recherche. De gros problèmes se posent pour déterminer les fines épaisseurs, et pour s'affranchir totalement des résultats des modèles pour la détermination d'épaisseur de glace par satellite. En effet, la plupart des études utilisent la température de brillance fournie par les satellites, mais aussi les données de surface des réanalyses (Tamura *et al.*, 2008) (les mesures par hélicoptère ne servant en général qu'à tester du matériel pour les satellites ou à valider les mesures ponctuelles).

Dérive de la glace

La dérive de la glace est suivie grâce à des balises insérées dans la glace (Fig. 1.13). Ces bouées contiennent un GPS qui leur permet de mesurer avec précision leur position et de l'envoyer par satellite vers les centres de stockage.



FIG. 1.13: Bouée ancrée dans la glace lors de la campagne SIPEX.

1.3 Les polynies

Le mot polynie vient du russe “polynya” qui veut dire “trou dans la glace”. Les polynies sont définies comme des ouvertures de forme non linéaire entourées de glace de mer. La taille varie entre 10 et 10^5 km^2 , la position est fixe (déterminée par les caractéristiques de la côte ou de l’hydrographie) d’année en année. Elles ne sont pas à confondre avec les *leads*, ou ouvertures qui sont en général d’une forme linéaire avec une largeur de quelques mètres à quelques centaines de mètres et d’une longueur pouvant atteindre quelques dizaines de kilomètres. A l’inverse des polynies côtières, la position des *leads* varie d’année en année, voir même de jour en jour.

Les polynies ou les ouvertures peuvent contenir ou être couvertes de nouvelle glace, de *nilas* ou de jeune glace (*World-Meteorological-Organization*, 1970). L’absence de couche épaisse de glace isolante permet une différence de température de l’ordre de 20°C entre l’océan et l’atmosphère, et par conséquent entraîne un refroidissement extrêmement fort des couches de surface océanique. La perte de chaleur peut dépasser $500 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (*Fahrbach et al.*, 1994), soit un à deux ordres de grandeur supérieurs au refroidissement observé en zone englacée (*Worby et Allison*, 1991).

Dans cette section nous nous attachons à décrire les deux grands types de polynies qui existent, à savoir les polynies de pleine mer et les polynies côtières.

1.3.1 Les polynies de pleine mer

La formation des polynies de pleine mer dépend du rapport entre le flux de chaleur océanique (qui a tendance à faire fondre la glace), le flux de chaleur atmosphérique (qui a tendance à créer de la glace) et l’advection de glace. Les polynies de pleine mer apparaissent loin des côtes, comme celle de la mer de Weddell ou celle de la mer des Cosmonautes.

La polynie en Mer de Weddell est apparue une seule fois (depuis l'arrivée des satellites) en 1974-1976 (*Martinson et al.*, 1981), avec une étendue de l'ordre de $350\,000\text{ km}^2$.

L'ouverture de cette polynie reste inexplicée. Certains auteurs comme *Martinson et al.* (1981) soupçonnent un forçage océanique via de la convection océanique, qui ferait remonter de l'eau chaude. D'autres auteurs préfèrent l'expliquer par des effets météorologiques (*Timmermann et al.*, 1999), des anomalies dans le flux d'eau douce qui pourraient aussi faciliter son ouverture (*Marsland et Wolff*, 2001).

La polynie de la mer des Cosmonautes est très probablement due à une activité cyclonique dans la région qui provoque un upwelling d'eau relativement chaude qui crée l'ouverture (*Comiso et Gordon*, 1996).

1.3.2 Les polynies côtières



FIG. 1.14: Petite polynie qui s'est ouverte derrière une zone de haut fond où se sont échoués des icebergs. La formation de glace est matérialisée par les traînées blanches de *grease ice* et les forts échanges océan/atmosphère matérialisés par la brume de surface.

Les polynies cotières sont formées par la combinaison de plusieurs facteurs comme : le vent de surface (souvent dû aux vents catabatiques) avec comme exemple la polynie de Terra Nova Bay ou celle du glacier de Mertz, la configuration de la côte, les icebergs (Fig. 1.14), les langues de glace, les ice shelves, les îles et les upwelling côtiers (*Massom et al.*, 1998). La polynie, dans ce cas, est maintenue ouverte le plus souvent grâce à une action dynamique de l'océan et de l'atmosphère. En effet, dans toutes les polynies côtières, il y a soit l'advection de glace venant de l'Est qui est stoppée par la côte permettant à la polynie de s'ouvrir, soit les vents catabatiques qui permettent l'ouverture des polynies en poussant la glace formée au large (Ross Ice Shelf Polynya). Dans les processus de formation, sur la côte Est de l'Antarctique, 68% des polynies concernées contiennent le facteur vent et 90% des polynies observées par *Massom et al.* (1998) ont au moins, comme mode de formation une particularité du trait de côte.

La taille des polynies est très variable d'une polynie à l'autre car elle est fonction de plusieurs paramètres : la taille de la barrière côtière ; le taux de formation de glace ; l'advection de glace due aux vents et aux courants. A cela, il faut ajouter une variabilité associée à la circulation synoptique atmosphérique (*Massom et al.*, 2001; *Cavaliere et Martin*, 1985).

La perte de chaleur due à l'absence de glace est très élevée, ce qui entraîne une production de glace nouvelle très importante, pouvant atteindre localement plus de 15 m/an (*Tamura et al.*, 2008). Les polynies côtières sont d'ailleurs souvent comparées à des usines à glace. Mais pour que la polynie reste ouverte (et garde ainsi une production de glace élevée), il faut un équilibre entre l'export et la formation de glace dans la polynie.

L'intense production de glace est accompagnée d'un rejet de sel (*brine rejection*). Les eaux ainsi formées coulent immédiatement pour former les High Salinity Shelf Water, composantes essentielles des SW (Sec. 1.1.2).

D'après l'observation par le biais des satellites sur la période 1997-2001 entre juin et octobre, le nombre de polynies côtières autour de l'Antarctique (Fig. 1.15) est estimé à 38 (*Arrigo et van Dijken*, 2003), dont 28 sur la côte Est (*Massom et al.*, 1998). D'après *Tamura et al.* (2008) les 13 polynies majeures en Antarctique représentent environ 1% de l'étendue de la banquise en hiver mais produisent 10% du total de la glace de mer fabriquée en Antarctique durant une année, ce qui justifie la comparaison des polynies à des "usines à glace".

1.4 L'atmosphère

1.4.1 L'orographie de l'Antarctique

Le continent Antarctique est composé de trois parties très différentes :

La Peninsule

Cette partie de l'Antarctique est en fait le prolongement de la cordillère des Andes. L'altitude moyenne est de l'ordre de 1500 m. Elle s'étend sur 2000 km dans la direction Nord-Sud et sur 400 km dans la direction Est-Ouest. Elle accueille la majorité des bases scientifiques en Antarctique de par son climat "clément" au Nord.

Son côté montagneux lui donne un rôle prépondérant dans les régimes des vents, la circulation océanique, et la circulation de la glace de mer.

L'Antarctique de l'Est

Cette partie de l'Antarctique est en réalité une énorme calotte polaire de plus de 4000 m d'épaisseur par endroit. Son altitude moyenne est de l'ordre de 3000 m. Les pentes sont très faibles à l'intérieur et deviennent beaucoup plus fortes vers les côtes. C'est sur cette calotte glaciaire que se situe la station franco-italienne Concordia.

L'Antarctique de l'Ouest

L'Antarctique de l'Ouest est constitué comme l'Antarctique de l'Est d'une calotte glaciaire, mais en modèle réduit. Son épaisseur est de l'ordre de 1000 m avec une altitude moyenne de 1000 m. Les deux calottes glaciaires sont séparées par le prolongement montagneux de la péninsule Antarctique. Cette chaîne de montagne joue, comme pour la péninsule, un rôle primordial dans la circulation atmosphérique sur l'Antarctique.

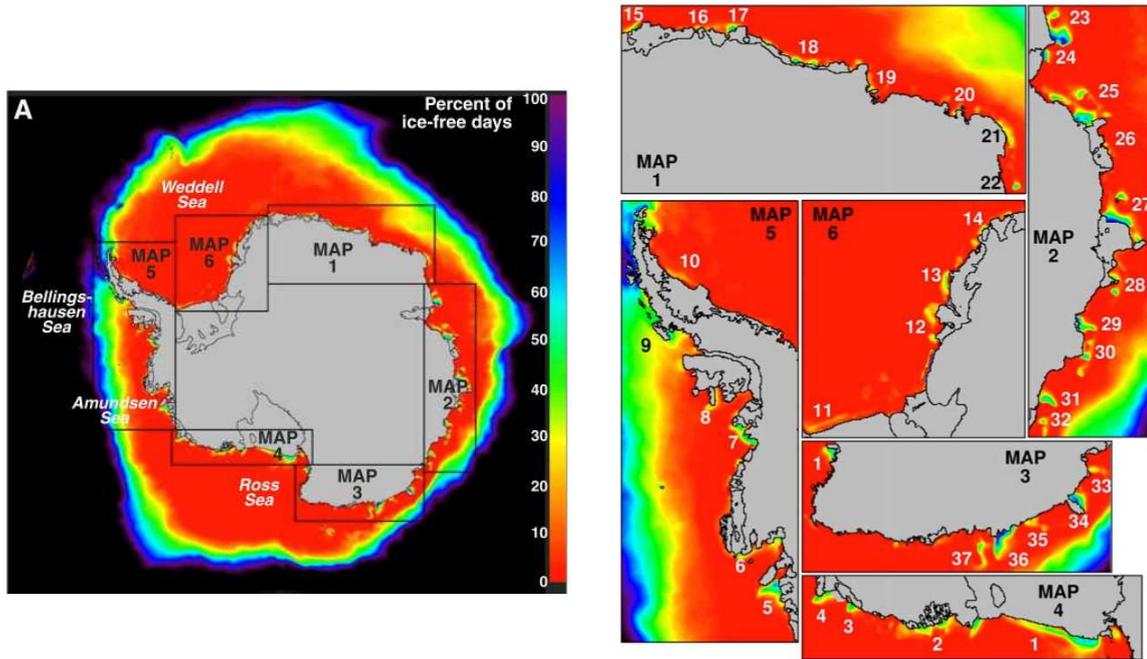


FIG. 1.15: Polynies (moins de 50% de glace) repérées d'après les données SSIM. La couleur indique le pourcentage de jours pendant lesquels la polynie est ouverte entre le 1/06 et 31/10 sur la période 1997-2001 (Arrigo et van Dijken, 2003). Les numéros correspondent aux différentes polynies observées : 1 Ross Sea ; 2 Sulzberger Bay ; 3 Hull Bay ; 4 Wrigley Gulf ; 5 Amundsen Sea ; 6 Pine Island Bay ; 7 Eltanin Bay ; 8 Latady Island ; 9 Marguerite Bay ; 10 Larsen Ice Shelf ; 11 Ronne Ice Shelf ; 12 Halley Bay ; 13 Lyddan Island ; 14 Maudheim ; 15 Jelbart Ice Shelf ; 16 W. Lazarev Sea ; 17 E. Lazarev Sea ; 18 Breid Bay ; 19 Lutzoh-Holm Bay ; 20 Amundsen Bay ; 21 Cape Borle ; 22 Utstikkar Bay ; 23 Cape Darnley ; 24 Mackenzie Bay ; 25 Prydz Bay ; 26 West Ice Shelf ; 27 Davis Sea ; 28 Shackleton Ice Shelf ; 29 Vincennes Bay ; 30 Cape Poinsett ; 31 Henry Bay ; 32 Paulding Bay ; 33 Porpoise Bay ; 34 Davis Bay ; 35 Dumont d'Urville ; 36 Mertz Polynya ; 37 Ninnis Glacier.

1.4.2 Les vents de surface

Les vents de surface sur le continent et en zone côtière antarctique sont de plusieurs types.

Les vents catabatiques sont les vents de surface les plus forts d'Antarctique avec des pointes mesurées à plus de 150 km/h. Ces vents sont présents surtout durant l'hiver austral. Ils sont dus au refroidissement radiatif du sol. Ce refroidissement crée une couche d'inversion très froide près du sol. L'intensité de cette couche d'inversion de température, d'une épaisseur de l'ordre de la dizaine de mètres, peut atteindre 35°C (Parich, 1988).

En présence de pente, cette couche d'inversion crée un gradient de pression horizontal d'autant plus fort que la pente est forte. Ce gradient de pression est le moteur de l'écoulement catabatique. A cette force, il faut ajouter la force de Coriolis et la force de traînée créée par les stratugis (Structure à base de neige façonnée par le vent). La force de Coriolis dévie l'écoulement sur la gauche et la force de traînée a tendance à limiter la rotation due à la force de Coriolis et à freiner l'écoulement.

Sur le continent, en zone côtière, où la pente est la plus raide, l'écoulement de ce type de vent est orienté quasiment le long de la ligne de plus grande pente et donc contrôlé par la topographie (notamment par la présence de vallée glaciaire proche de la côte) et présente une direction

constante (Parich, 1988). La carte (Fig. 1.16) représente l'écoulement moyen du vent de surface avec des zones de convergence dans les vallées très marquées ainsi que la présence des polynies sur le pourtour de l'Antarctique de l'Est (Fig. 1.16).

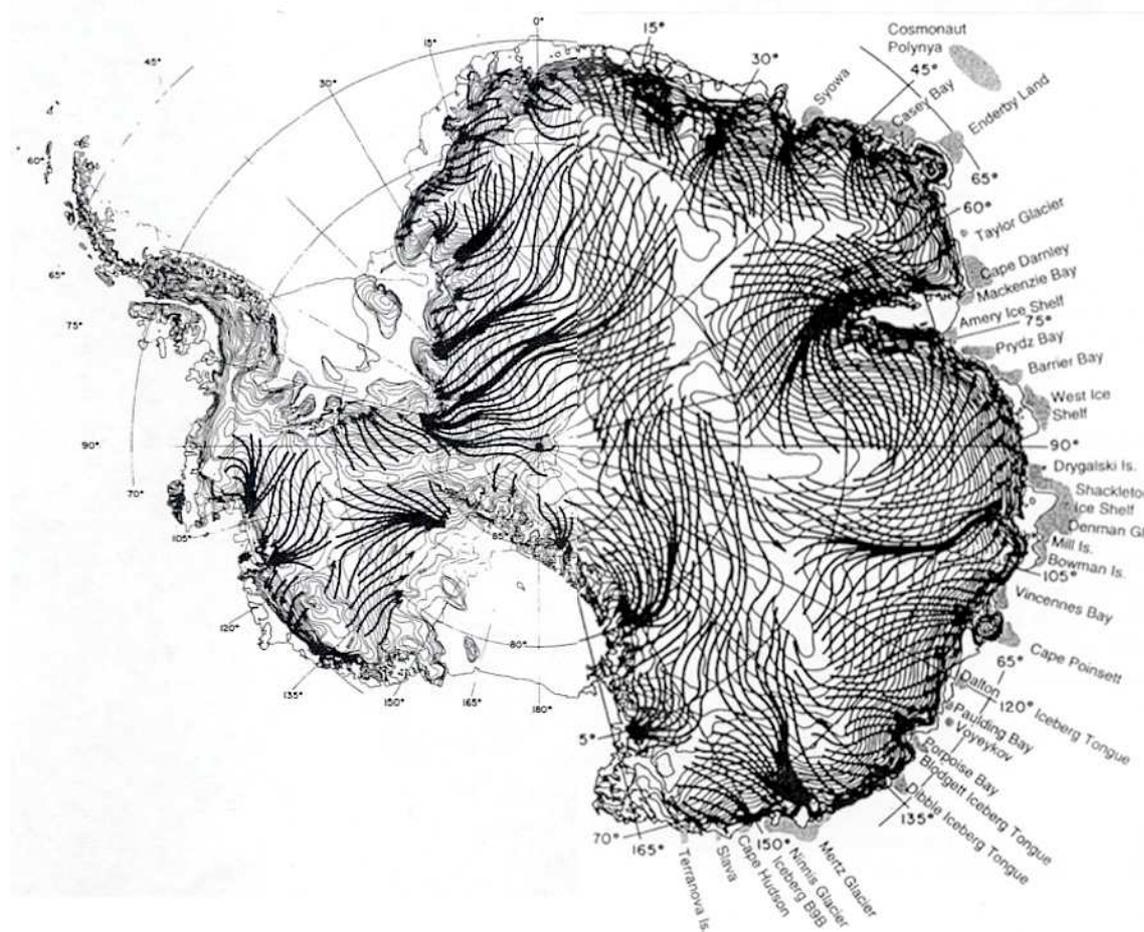


FIG. 1.16: Lignes de courant des vents de surface en Antarctique (Parich, 1988) avec pour la partie Est de l'Antarctique, les polynies côtières récurrentes observées par Massom *et al.* (1998).

L'autre fait marquant de ces vents est leur caractère irrégulier. Ils soufflent par "pulses" d'une durée de l'ordre du jour (Parich, 1988).

Ces vents jouent un rôle majeur dans l'ouverture des polynies (Massom *et al.*, 1998) car leur vitesse élevée permet de maintenir un fort export de glace de mer et cela sur une distance comprise entre 20 à 100 km des côtes (Adolphs *et Wendler*, 1995).

Les vents de barrières correspondent à des écoulements le long des chaînes de montagnes. Ils se créent lorsque les vents traversant l'*ice shelf* de Ross ou de Ronne viennent butter contre la chaîne trans-Antarctique ou la péninsule. Il se forme alors un gradient de pression horizontal

entre les masses d'air froides présentes le long de la Péninsule et celles plus "chaudes" présentes au large. Associé à la force de Coriolis, cela crée un vent parallèle à la chaîne de montagnes tant que le gradient de pression existe (*Schwerdtfeger, 1975*).

On trouve aussi des **brises de glace** dans les polynies (*Gallée, 1997*) et des épisodes de **foehn**.

Les vents de surface sur l'océan Austral sont dans deux directions majeures :

Un vent zonal **vers l'Est** qui se trouve entre les hautes pressions situées entre 30°S et 35°S et les basses pressions situées entre 60°S et 65°S. Ce fort gradient de pression crée un fort vent circumpolaire d'Ouest (Westerly wind). Ces vents atteignent et dépassent fréquemment les 10 m/s. Ils sont le moteur de l'ACC (*Deacon, 1984*).

Un vent zonal **vers l'Ouest**, plus ou moins continu, qui se situe entre les hautes pressions présentes sur le continent Antarctique et les basses pressions qui ceignent le continent (*Gill, 1982*). Le gradient méridien de pression atmosphérique, associé à la force de Coriolis, crée donc un vent zonal venant de l'Est (Easterly wind). Cette circulation est plus ou moins continue le long du continent Antarctique. Ces vents ont une vitesse qui est généralement plus faible que celle des vents d'Ouest. Ce vent est aussi aidé par la déviation vers l'Ouest des vents catabatiques lorsqu'ils arrivent sur la glace de mer ou sur l'océan (*Davis et McNider, 1997*). Cette circulation atmosphérique est en partie responsable du courant côtier Antarctique.

1.5 Les *ice shelves*

Entre "terre et mer" en Antarctique, on trouve des plate-formes de glace ou *ice shelves* (ISH). Les ISH sont des plateaux de glace reliés au continent, de plus de 200 m d'épaisseur, flottant sur l'océan. Ils sont le prolongement sur la mer des énormes fleuves de glace qui s'écoulent en direction de l'océan. Les plus connus sont l'Ice Shelf de Ross et de Ronne, et plus récemment l'Ice Shelf de Wilkins (côte Ouest de la péninsule) qui a fait la une des journaux à cause de sa désintégration partielle¹ en 2008 ainsi que le Larsen B² (côte Est de la péninsule) en 2002. En plus de cela, la côte Antarctique est recouverte de petits ISH. Toutes ces plate-formes de glace couvrent 44% de la côte du continent Antarctique (*Drewry, 1983*). Leur surface varie entre 100 km² et 100 000 km² (celui de Ross, comme celui de Ronne, atteint les 400 000 km²) (*Jacobs et Hellmer, 1996*). Leur épaisseur varie de 200 m à 400 m pour le front de glace, à plus de 1000 m au niveau de la ligne d'échouage au continent (*Johnson et Smith, 1997*).

La température du point de fusion dépendant de la pression, il y a une fonte de l'*ice shelf* au niveau de la ligne d'échouage et aussi au niveau du front de l'*ice shelf*. Cela provoque un adoucissement de l'eau et amorce une circulation d'*overturning*. Des études numériques avec circulation sous les ice shelves (*Beckmann et Goosse, 2003*) nous montrent une zone de formation de glace vers le centre des *ice shelves*, ce qui fait plonger une partie des eaux (Fig. 1.17).

Le bilan de cette circulation est négatif. C'est-à-dire qu'il y a en moyenne une fonte correspondant à un flux d'eau douce estimé à 25 mSv ± 50% (*Jacobs et Hellmer, 1996*). Cela représente 20%

¹http://nsidc.org/news/press/20080325_Wilkins.html

²<http://nsidc.org/iceshelves/larsenb2002/>

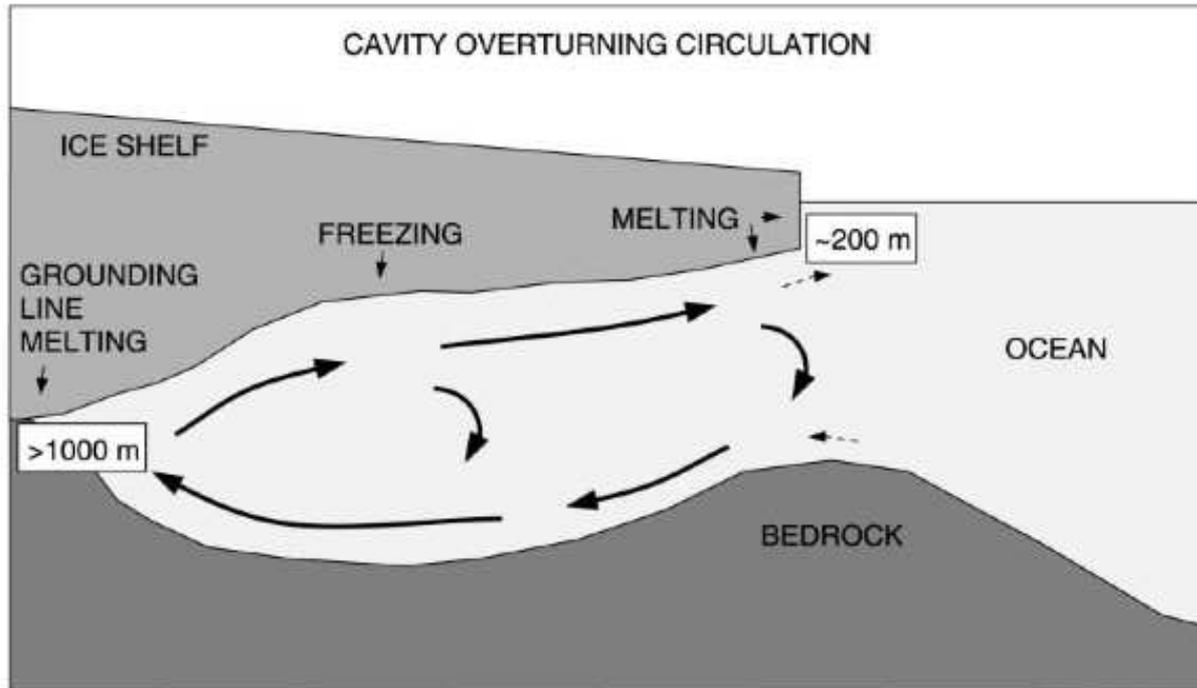


FIG. 1.17: Schéma de la circulation sous les *ice shelves* (Beckmann et Goosse, 2003).

du flux total d'eau douce sous la latitude 63°S (Silva *et al.*, 2006). Cette proportion peut être de 40% si on s'intéresse exclusivement à la mer de Weddell (Tab. 1.1). La contribution des *ice shelves* au bilan d'eau douce est donc non négligeable, surtout en hiver, car durant cette période les précipitations n'atteignent pas l'océan : elles sont stoppées par la présence de glace.

Source	South of 63°S, mSv	Mer de Weddell, mSv
Iceberg	50.7	11.9
P-E	76.3	6.1
Ice Shelf	28.4	10.1

TAB. 1.1: Différents acteurs du flux d'eau douce en Antarctique (sous 63°S) et en Mer de Weddell. La fonte d'iceberg est estimée par Silva *et al.* (2006), la fonte des *ice shelves*, par Hellmer (2004) et le terme P-E par les données ECMWF.

Les eaux formées par la fonte basale des *ice shelves* sont très froides, de l'ordre de -2°C au lieu des -1.8°C en surface. Cela vient du fait que la température de fusion dépend de la pression. Les caractéristiques des masses d'eau sortant des *ice shelves* sont donc sensiblement différentes de celles du plateau. Elles sont plus douces et plus froides.

1.6 Conclusion

Après cet aperçu des masses d'eau, la glace de mer, l'atmosphère et les plates-formes de glace, on voit que pour avoir une bonne description des phénomènes dans la région, il faut représenter correctement toutes ces composantes. Il en est de même pour la représentation des eaux de plateau qui est très liée à la formation de polynies dans les zones de plateau. Ces ouvertures dans

la glace étant par ailleurs très contraintes par l'atmosphère.

Afin de mieux comprendre ces interactions et leurs conséquences, les données in situ sont indispensables, mais les études numériques ne sont pas en reste. En effet, les modèles numériques permettent d'évaluer la réponse de la glace de mer et des propriétés des masses d'eau à chaque phénomène comme les *ice shelves*, les vents catabatiques et le forçage.

La suite de cette thèse sera axée sur l'amélioration de la représentation de la glace de mer et de la représentation des sources d'eau de plateau (SW) et d'eau de fond (AABW) dans le modèle numérique utilisé. Cela passera donc par l'amélioration de plusieurs processus comme les *ice shelves*, les vents catabatiques et le forçage. Mais tout d'abord occupons-nous de présenter les outils numériques utilisés et développés durant cette thèse.

Chapitre 2

Modèle et configurations

Sommaire

2.1	NEMO	34
2.1.1	Le code de circulation océanique de NEMO	34
2.1.2	LIM2, le code de glace de NEMO	36
2.2	Configurations	39
2.2.1	ORCA	40
2.2.2	PERIANT	41
2.2.3	ROSS	41
2.3	Limites des modèles océaniques	42

Introduction

Ce chapitre est consacré à la description rapide des différents outils numériques utilisés, comme le modèle océanique NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) destiné à la simulation de l'océan Austral et de sa couverture de glace. Les différentes configurations régionales développées et utilisées durant cette thèse, comme PERIANT (Sec. 2.2.2) ou ROSS (Sec. 2.2.3) ou seulement employées, comme les configurations globales ORCA (Sec. 2.2.1) sont décrites en détail.

2.1 NEMO

NEMO (Nucleus for European Models of the Oceans) est un système de modélisation de l'océan et de la glace de mer largement utilisé en Europe, aussi bien pour des programmes de recherche (comme le projet Européen DRAKKAR) que pour l'opérationnel (dans le cadre de MERCATOR et MERSEA). Il est développé et maintenu par l'équipe NEMO du LOCEAN avec un fort soutien de l'INSU/CNRS. Les paragraphes qui suivent donnent un aperçu des composantes qui nous intéressent : le code de circulation océanique et le modèle de glace de mer.

2.1.1 Le code de circulation océanique de NEMO

La partie océan du modèle NEMO est héritée du code d'océan OPA (Océan PARallélisé). Il est détaillé dans *Madec* (2008). Sont décrites ici les grandes lignes et les principales hypothèses sur lesquelles se basent le code.

Les équations primitives

Le modèle est basé sur les équations fondamentales de la mécanique des fluides et sur les lois de conservation.

Ces équations sont :

- les équations de Navier Stokes issues des équations de conservation de la quantité de mouvement ;
- l'équation d'évolution de la température issue de la conservation de la chaleur ;
- l'équation d'évolution de la salinité issue de la conservation du sel ;
- l'équation de continuité issue de l'équation de conservation de la masse ;
- l'équation d'état de l'eau de mer (*Jackett et MacDougall, 1995*).

les hypothèses utilisées

Compte tenu des caractéristiques de l'océan, les hypothèses suivantes sont utilisées afin de simplifier les calculs :

- fluide incompressible, ce qui a pour conséquence que le champ de vitesse est non divergent ;
- approximation de Boussinesq (les variations de densité étant faibles dans l'océan, elles sont négligées partout sauf dans les termes de flottabilité) ;
- approximation de couche mince (la profondeur de l'océan est négligeable par rapport au rayon terrestre) ;
- terre sphérique (les surfaces géopotentielles sont supposées sphériques, de sorte que la pesanteur est parallèle au rayon terrestre) ;
- l'approximation hydrostatique (les termes d'advection, de Coriolis et d'accélération pour la composante verticale de l'équation du mouvement sont négligés). La vitesse verticale est calculée à partir de l'expression de la non divergence du champ de vitesse. Cette approximation

affecte fortement les processus convectifs ainsi que les écoulements gravitaires qui doivent être paramétrés.

La discrétisation

Les discrétisations spatio-temporelles s'effectuent de la manière suivante :

- La discrétisation temporelle est réalisée par un schéma temporel *leap frog* qui a la particularité d'avoir une gamme de stabilité plus étendue que les schémas classiques du type Euler.
- La discrétisation verticale est faite suivant des niveaux prédéfinis et constants (aussi appelée discrétisation en Z) sauf au fond où les niveaux sont de type “partial step”. Dans ces conditions, la cellule de fond a une profondeur variable afin de mieux représenter la bathymétrie qu'un schéma *full step* dont la maille de fond a une profondeur constante. Cela permet de lisser partiellement les marches créées par une discrétisation verticale “full step” et d'améliorer considérablement la circulation géostrophique (*Penduff et al.*, 2007).
- La discrétisation horizontale est faite sur une grille C (*Arakawa et Lamb*, 1997). Les scalaires sont définis au centre de la maille et les composantes des vitesses sont définies au centre de chacune des faces de la cellule.
Pour la représentation de l'advection, le schéma utilisé est le schéma TVD (Total Variation Diminishing) pour les traceurs. Pour la quantité de mouvement, un schéma conservant l'entropie et l'énergie est utilisé dans nos simulations. Les études réalisées par *Barnier et al.* (2006), *LeSommer et al.* (2008) et *Penduff et al.* (2007) mettent en évidence les améliorations que ce schéma apporte à la représentation de la circulation océanique globale.

Les paramétrisations

Afin de représenter les processus de dimension spatiale et temporelle inférieure à la grille et au pas de temps du modèle (diffusion, convection, etc), des paramétrisations sous-maillages sont implémentées dans NEMO :

- Pour la représentation de la viscosité, un opérateur biharmonique est utilisé, dont le coefficient dépend du cube de la maille locale.
- Pour la représentation de la diffusion “horizontale”, un opérateur harmonique agissant le long des isopycnes est utilisé, dont le coefficient dépend de la taille locale de la maille.
- Pour la diffusion verticale, un schéma TKE (Turbulent Kinetic Energie) d'ordre 1.5 est utilisé. Fondé sur le schéma initialement proposé par *Blanke et Delecluse* (1993), il a été largement modifié par *Madec* (2008) pour prendre en compte les vagues, les cellules de Langmuir, etc.
- Pour la couche limite de fond : la paramétrisation BBL (pour Bottom Boundary Layer) initiée par *Beckmann et Döscher* (1997) est implémentée. Elle a été adaptée à la grille C et au *partial steps* par *Hervieux* (2007). Elle permet d'améliorer quelque peu la représentation des écoulements de fond (notamment les descentes d'eau dense au niveau des *overflows*). Cette paramétrisation permet l'advection et la diffusion des traceurs et de la quantité de mouvement entre la couche de fond (cellule de fond du modèle) de deux cellules voisines. Cela permet de limiter le mélange vertical trop important propre à la coordonnée verticale Z le long des talus (*Willebrand et al.*, 2001) et d'augmenter la profondeur d'équilibre des *overflows*. Les tests réalisés par *Hervieux* (2007) montrent que si cette paramétrisation a un effet positif sur la

représentation des courants gravitaires, elle reste encore largement insuffisante.

- *Ice shelf cavity* : une paramétrisation des *ice shelves* a été développée par *Beckmann et Goosse* (2003) et implémentée dans ORCA2 (Sec. 2.2.1) par *Wang et Beckmann* (2007). Cette paramétrisation, qui n'est pas dans la version standard de NEMO, permet une représentation des flux de chaleur et d'eau douce issus de la fonte des *ice shelves* en fonction de la quantité de chaleur contenue dans l'océan adjacent. J'ai implémenté et évalué cette paramétrisation dans la configuration PERIANT05 (Sec. 2.2.2) dans le chapitre 5.

Les conditions aux frontières

Dans le cas où le domaine n'est pas fermé ou global, le problème des frontières se pose. Dans NEMO, les frontières ouvertes radiatives se sont plus ou moins généralisées dans les études régionales. La propriété de ces frontières est d'imposer une relaxation vers des données extérieures (sorties de modèle global, climatologie ...) à la fréquence désirée (journalière, 5 jours, mensuelle) et de permettre l'évacuation des structures qui arrivent vers la frontière par un algorithme de radiation approprié. Une description complète ainsi que la validation de ces frontières ouvertes est réalisée par *Cailleau* (2004) et *Cailleau et al.* (2008).

Les conditions aux limites

Les conditions aux limites du modèle décrivent les conditions imposées aux vitesses, température, salinité et flux de chaleur, au fond, sur les côtes et en surface (les échanges avec l'atmosphère seront traités dans Sec. 3).

Les conditions sont les suivantes :

- glissement (des conditions de glissement, de non glissement ou de glissement partiel le long des côtes sont implémentées dans NEMO) ;
- condition de Neumann (pas de flux de sel et de chaleur à travers les frontières : la vitesse normale à la frontière est nulle) ;
- frottement de fond (au fond, un frottement quadratique est imposé pour les vitesses horizontales) ;
- surface libre (NEMO est un code à "surface libre" dans lequel la hauteur de mer est calculée grâce au bilan évaporation moins précipitations et à l'équation de continuité) ;
- rappel en surface (afin d'éviter des dérives de salinité en surface, un rappel en sel vers la climatologie peut être mis en place).

2.1.2 LIM2, le code de glace de NEMO

Afin de représenter la glace de mer dans NEMO, le modèle de glace LIM2 est utilisé, entièrement décrit dans *Fichefet et Maqueda* (1997). En plus de simuler certaines propriétés de la glace de mer (couverture, concentration, épaisseur, dérive, température, ...), le modèle de glace fournit au modèle d'océan les flux de surface (chaleur, eau douce et quantité de mouvement). Je ne donnerai ici qu'une brève description de LIM2.

Ce modèle se divise en trois parties : une partie forçage de surface par l'océan et par l'atmosphère qui gère le calcul des flux ; une partie thermodynamique qui gère l'épaisseur de glace ; de neige ainsi que la fraction de glace ; une partie dynamique qui s'occupe de l'advection de la glace et de ses caractéristiques.

Le forçage

Afin de répondre correctement aux sollicitations de son environnement, le modèle de glace a besoin de connaître les flux de chaleur et de quantité de mouvement à ses deux interfaces (océan et atmosphère).

Pour l'interface avec l'atmosphère, les flux en question sont calculés comme ci-dessous à partir des variables atmosphériques (température de l'air, humidité spécifique, flux solaire et infrarouge descendant, ainsi que la vitesse du vent).

- La tension de vent (τ_{ai}) :

$$\tau_{ai} = \rho_a C_D |\vec{u}_a| (\vec{u}_a) \quad (2.1)$$

où ρ_a représente la densité de l'air, C_D le coefficient de transfert turbulent, \vec{u}_a la vitesse du vent.

- Les flux de chaleur latente et sensible ($F_{l/s}$) sont calculés de façon analogue :

$$F_s = \rho_a c_p C_H |\vec{u}_a| (\theta - \theta_s) \quad (2.2)$$

$$F_l = \rho_a L_v C_E |\vec{u}_a| (q - q_s) \quad (2.3)$$

avec θ_s la température potentielle de surface, q_s l'humidité spécifique à saturation en surface, c_p la chaleur spécifique de l'atmosphère, L_v la chaleur latente de sublimation de la glace et les coefficients de transfert C_E et C_H . Dans LIM2, les coefficients de transfert sont considérés comme constant :

$$C_H = C_E = C_D = 1.63 \times 10^{-3} \quad (2.4)$$

- Le flux solaire (F_{sw}) et infrarouge (F_{lw}) descendant sont directement fournis au modèle par les forçages atmosphériques. L'albédo (α_{su}) correspondant est calculé en fonction de l'épaisseur de glace, de l'état de surface (glace fondante ou glace chaude, présence de neige ...) et de l'épaisseur de neige. L'émissivité (ϵ_{su}) utilisée pour le calcul du rayonnement thermique est considérée comme une constante valant 0.97.

Le calcul de tous ces flux permet de faire un bilan d'énergie en surface :

$$(1 - i_0)(1 - \alpha_{su})F_{sw} + \epsilon_{su}F_{lw} - \epsilon_{su}\sigma T_{su}^4 + F_l + F_s + F_{cs} = 0 \quad (2.5)$$

avec i_0 qui représente la proportion de flux solaire qui pénètre à travers la neige et la glace, σ la constante de Stefan-Boltzmann et F_{cs} le flux conductif venant de la glace. Le terme $\epsilon_{su}\sigma T_{su}^4$ représente l'émission Infra Rouge de la glace avec T_{su} la température de surface de la glace.

Les variables nécessaires pour calculer ces flux seront décrites dans la partie du manuscrit consacré aux forçages (Sec. 3).

Pour l'interface océan-glace, le modèle de glace exige de connaître le flux océanique (F_w calculé par NEMO) et la tension océan/glace (τ_{wi}) qui s'écrit comme suit :

$$\tau_{wi} = \rho_w C_{wi} |\vec{u}_w - \vec{u}_i| [(\vec{u}_w - \vec{u}_i) \cos \theta + \vec{k} \times (\vec{u}_w - \vec{u}_i) \sin \theta] \quad (2.6)$$

avec ρ_w , la densité de l'eau, C_{wi} le coefficient de transfert turbulent ($C_{wi} = 5 \times 10^{-3}$), \vec{k} le vecteur unitaire orienté suivant la verticale, \vec{u}_w la vitesse de l'océan et θ correspond à un angle utilisé pour prendre en compte les effets de la couche d'Ekman océanique si la résolution verticale du niveau de surface est faible, ou si le modèle de glace est forcé par des vitesses océaniques géostrophiques (ce qui ne nous concerne pas). Le signe de θ varie suivant l'hémisphère. Des tests de sensibilité à ce paramètre seront néanmoins étudiés dans la section 4.1.

La thermodynamique

Une fois les flux de surface déterminés par le modèle, l'évolution de l'épaisseur et de la fraction de glace peuvent être calculés. Pour cela, la croissance de la glace est divisée en deux contributions : une contribution de croissance verticale (augmentation de l'épaisseur) et une contribution de croissance horizontale (augmentation de l'étendue de l'aire englacée).

La croissance verticale a lieu soit en surface, soit au contact de l'océan. C'est cette croissance ou fonte de la glace qui permet de conserver l'équilibre entre les flux sortants et entrants, aux deux différentes interfaces.

- **En surface** : les seules sources de glace sont les précipitations solides (la neige dans le modèle) et cela seulement si la température de surface de la glace est inférieure au point de fusion de la neige ($T_{fi} = 273.15$). Néanmoins, si le bord franc (interface glace-neige) devient négatif, dû à une surcharge de neige, il y a conversion de neige en glace (par "mouillage" de la neige).
- **Au niveau de l'océan** : le taux de croissance de la glace est déterminé par le flux de chaleur venant de la surface via conduction à travers la glace (F_{cb}) et le flux de chaleur venant de l'océan (F_w). La température sous la glace est fixée par le point de congélation (*Doronin et Kheisin*, 1977). Si le bilan est déséquilibré, alors il y a formation ou fonte de la glace :

$$\frac{\partial h_i}{\partial t} = \frac{F_{cb} - F_w}{L_i} \quad (2.7)$$

avec h_i l'épaisseur de glace, L_i qui représente la chaleur latente de la glace.

Le calcul de F_{cb} se fait grâce à un modèle 1D à trois couches (deux couches de glace d'épaisseur égale et une de neige) homogènes horizontalement dans chacune des mailles. Afin d'améliorer ce calcul, le coefficient de conductivité est corrigé en vue de prendre en compte des morceaux de banquise non résolus de différentes tailles. Pour cela, LIM2 suppose une distribution uniforme de la glace (et de neige) entre zéro et deux fois l'épaisseur moyenne sur la partie englacée. De façon à ne pas "couper" les flux radiatifs trop rapidement lors de la formation de glace dans les zones d'eau libre, l'épaisseur de la nouvelle glace est seuillée à une valeur arbitraire décrite dans le modèle par le paramètre *hiccrit* (voir les tests de sensibilité réalisés dans la section 4.2).

La croissance latérale a lieu au niveau des zones d'eau libre, à la différence de la croissance verticale qui a lieu au niveau des zones englacées. La proportion de zone englacée dans une maille du modèle est déterminée par la fraction de glace. Cette fraction de glace (A) dépend du budget de chaleur dans la zone d'eau libre ($1-A$), et aussi de l'advection. A est seuillé à une valeur strictement inférieure à 1 afin de prendre en compte les chenaux d'eau libre qui se créent dans

la banquise. La croissance horizontale de la glace de mer est équivalente à une augmentation de la fraction de glace. Seul un certain pourcentage de la glace formée dans les ouvertures est mis à profit pour une augmentation de la fraction de glace, le reste alimente la croissance verticale de la glace. Cette proportion de glace redirigée vers la croissance verticale est définie par une fonction croissante. Par exemple si $A=0$, toute la nouvelle glace formée servira à augmenter la fraction de glace, alors que si la fraction de glace a atteint sa limite supérieure ($A=1$), toute la nouvelle glace formée servira à augmenter l'épaisseur de glace. A la suite de cet ajustement, l'épaisseur finale de la glace est moyennée entre celle de la nouvelle glace formée et celle de l'ancienne glace.

La fonte de la glace se fait uniquement sur la partie verticale, suivant la suggestion de *Steele* (1992) qui dit que, pour des morceaux de banquise de taille supérieure à 30 m, la fonte latérale est négligeable. Toute la chaleur reçue dans les ouvertures est donc utilisée pour la fonte basale. La fonte basale dépend aussi du bilan de chaleur à la base de la couche de glace (Eq. 2.7). En surface, s'il y a un excès de chaleur, cela se traduit par la fonte de la glace et de la neige. Comme la distribution de glace dans la zone englacée est supposée, lors des calculs, uniforme entre zéro et deux fois la valeur moyenne, une diminution d'épaisseur va donc entraîner la disparition des faibles épaisseurs et donc contribuer à une diminution de la fraction de glace.

La dynamique

Pour la partie dynamique, la glace est considérée comme un milieu continu bidimensionnel avec une rhéologie visco-plastique afin de simplifier les schémas numériques. Cette rhéologie décrite par *Hibler* (1979) se comporte comme un fluide visqueux pour les faibles contraintes et comme un matériau plastique pour les plus fortes contraintes (la limite entre les faibles et fortes contraintes est définie par le paramètre *creep limit* dans le modèle). Les contraintes internes à la glace sont proportionnelles à un paramètre P^* (test de sensibilité effectué en Sec. 4.3).

Le calcul des vitesses dans le modèle de glace utilise la loi de conservation de la quantité de mouvement. Cette loi fait intervenir cinq forces : la force de Coriolis ($f\vec{k} \times \vec{u}$) ; la friction du vent (τ_{ai}) et de celle de l'océan (τ_{wi}) ; la gravité (qui tient compte du gradient horizontal de hauteur de mer $\Delta\xi$) ; les contraintes internes à la glace ($\Delta\sigma$). L'advection de quantité de mouvement est négligée. L'évolution de la vitesse (\vec{u}) pour un système glace/océan de masse par unité d'aire (m) est dictée par l'équation suivante :

$$m \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = -m f \vec{k} \times \vec{u} + \tau_{ai} + \tau_{wi} - mg \Delta \xi + \Delta \sigma \quad (2.8)$$

Les conditions aux bords (côtes) sont traitées avec une condition de frottement sans glissement.

Ce modèle a d'abord été couplé avec succès à CLIO (*Goosse et al.*, 2000), puis avec NEMO dans une configuration globale ORCA2 (Sec. 2.2.1) par *Timmermann et al.* (2005) et dans les configurations globales DRAKKAR (*Barnier et al.*, 2006; *DRAKKAR-Group*, 2007).

2.2 Configurations

Les outils numériques utilisés sont ceux développés dans le cadre du projet de modélisation océanique européen DRAKKAR (*DRAKKAR-Group*, 2007). Ce projet, qui est basé sur une hiérarchie de modèles (globaux et régionaux) réalistes qui va de la basse résolution (2°) à la haute résolution ($1/12^\circ$), a pour but d'étudier la circulation océanique, ainsi que sa variabilité

de la haute à basse fréquence (du jour à la décennie) des cinquante dernières années (1958 à 2007).

Au cours de cette thèse, j'ai utilisé les résultats d'une configuration globale ORCA (Sec. 2.2.1), et j'ai développé et utilisé deux configurations régionales (Fig. 2.1) PERIANT (Sec. 2.2.2) et ROSS (Sec. 2.2.3).

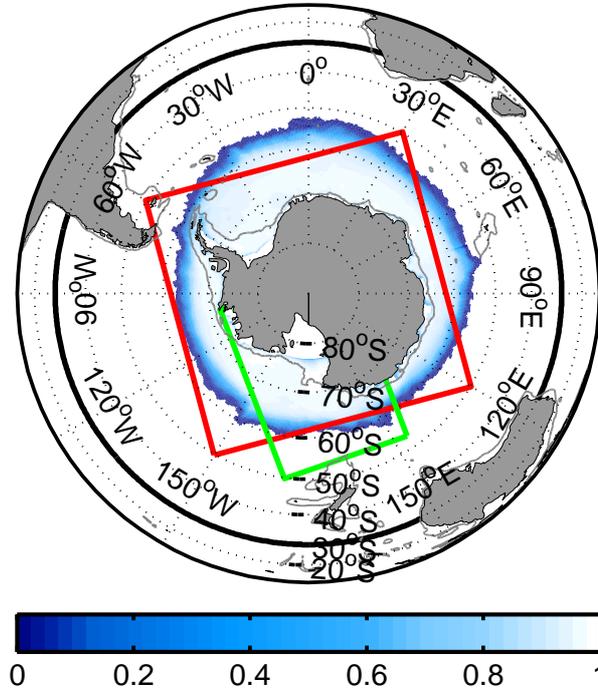


FIG. 2.1: Illustration du domaine d'application des différentes configurations utilisées au cours de cette thèse. La totalité de la carte correspond à la partie sud du domaine ORCA (configuration globale). Le cercle noir limité à 30°S correspond à la configuration PERIANT. Le rectangle en rouge correspond au domaine du modèle atmosphérique MAR utilisé pour produire les forçages atmosphériques autour de l'Antarctique. Le rectangle vert correspond au domaine de la configuration ROSS. La zone colorée montre l'étendue de glace de mer en septembre dans la configuration ORCA05.

2.2.1 ORCA

ORCA est une configuration globale. Cette configuration est disponible en 4 résolutions horizontales différentes : 2°, 1°, 1/2° et 1/4°. Cela représente respectivement, à 60°S, 111 km, 56 km, 28 km et 14 km (une version 1/12° est utilisée à MERCATOR-Océan). La discrétisation verticale est faite sur 46 niveaux avec un raffinement en surface (6 m en surface contre 250 m au fond). Afin de s'affranchir du problème de singularité au pôle Nord, la grille modèle utilisée est tripolaire (un pôle modèle au pôle Sud géographique, un pôle modèle en Sibérie et un pôle modèle au Canada). La bathymétrie pour toutes ces versions est extraite d'un assemblage de ETOPO2, pour l'océan hauturier (*Smith et Sandwell, 1997*), BEDMAP (*Lythe et Vaughan, 2001*), pour l'Antarctique et de GEBCO (*IOC, 2003*) pour les plateaux continentaux. L'état initial est extrait de la compilation de données in situ réalisée par *Levitus et al. (1998)*. Le flux géothermique, ainsi que la marée et les *ice shelves* ne sont pas représentés dans nos applications. La descente des eaux denses est paramétrée par BBL (*Hervieux, 2007*).

Par défaut, toutes les simulations ORCA faites dans le cadre de DRAKKAR sont réalisées avec le forçage atmosphérique DFS3 (*Brodeau et al., 2008*) (Sec. 3.2.1) avec un rappel en salinité de

surface vers la climatologie (à savoir les conditions initiales) de 6 jours/mètres renforcé sous la glace afin de conserver un ACC assez fort et de contenir la dérive en sel. Une description détaillée de la configuration au $1/4^\circ$ ORCA025 a été réalisée par *Barnier et al.* (2006). J'utilise dans cette thèse la configuration au $1/2^\circ$ ORCA05. Pour information, il existe aussi une configuration à 2° (ORCA2).

2.2.2 PERIANT

PERIANT, est une configuration régionale centrée sur l'Antarctique extraite de la configuration globale ORCA. Sa seule frontière se situe au niveau de 30°S (Fig. 2.1). A cette latitude, les problèmes de frontières ouvertes sont minimales car les courants côtiers intenses (entrants et sortants) tels que le courant des Aiguilles (Est de l'Afrique du Sud) et le courant du Brésil par exemple, sont quasiment perpendiculaires à la frontière. Autre point positif, les vitesses zonales sont faibles dans cette région. Pour ce qui est de la glace de mer, la zone englacée est totalement englobée dans le modèle, ce qui évite les problèmes potentiels d'alimentation en glace par les frontières ouvertes. Par la suite, les données utilisées aux frontières ouvertes sont toutes issues des sorties à 5 jours de la simulation globale réalisée par DRAKKAR et référencée par G70, à 0.5° ou 0.25° de résolution suivant les cas.

Cette configuration PERIANT est déclinée en deux versions. Une version à 0.5° de résolution et une version à 0.25° . Au fond de la mer de Weddell et de Ross (vers 77°S) la résolution atteint donc respectivement 12.5 km et 6.3 km. Ces résolutions horizontales sont suffisantes pour représenter la majeure partie des polynies côtières identifiées en Antarctique. Pour la résolution verticale, la même discrétisation que pour les configurations ORCA est utilisée (46 niveaux verticaux).

2.2.3 ROSS

La configuration ROSS est une configuration régionale centrée sur la Mer de Ross (Fig. 2.1). Je l'ai développée pendant ma thèse afin qu'elle soit couplée au modèle d'atmosphère MAR (*Jourdain, 2007*). Pour faciliter le couplage, le même domaine et le même type de grille sont utilisés pour la configuration océanique et pour le modèle atmosphérique MAR, à savoir une grille stéréographique oblique à une résolution horizontale de $20\text{ km} \times 20\text{ km}$ (et de $40\text{ km} \times 40\text{ km}$ pour l'atmosphère) furent choisis. La grille étant stéréographique, l'ACC est coupé en diagonale, ce qui n'est pas optimal pour les frontières ouvertes. Afin d'améliorer la circulation près des frontières, une zone éponge (viscosité augmentée de façon croissante près de la frontière) de 16 points de grille a été mise en place aux frontières. Pour ce qui est de la glace, une zone de rappel vers les données ORCA est implémentée, afin de prendre en compte l'advection dans et hors du domaine de glace par le courant côtier. Les frontières ouvertes sont alimentées par les données de la simulation ORCA05-G70 à 5 jours.

La résolution verticale est plus fine en surface que dans les configurations ORCA : 3 m en surface (au lieu de 6 m), et 300 m au fond (au lieu de 250 m) et le rappel en salinité de surface présent dans DRAKKAR est déconnecté.

Le coût de calcul de chaque configuration est résumé dans le tableau (Tab. 2.1).

Configuration	nombre de CPU	Machine de l'IDRIS	Temps "elapsed"
ORCA025	186	Zahir (scalaire)	13h/an
ORCA05	128	Zahir (scalaire)	5h30/an
ORCA2	16	Zahir (scalaire)	1h30/an
PERIANT025	8	Brodie (vectoriel)	10h/an
PERIANT05	8	Brodie (vectoriel)	1h15/an
ROSS	2	Brodie (vectoriel)	0h45/an

TAB. 2.1: Tableau récapitulatif du coup de calcul pour un an de simulation pour chaque configuration. (Pour obtenir le temps CPU, il suffit de multiplier le temps elapsed par le nombre CPU).

2.3 Limites des modèles océaniques

Les configurations utilisées dans le projet DRAKKAR, bien qu'elles soient à la pointe de la "technologie" dans le domaine de la modélisation océanique en terme de physique, ont encore des lacunes, surtout dans les zones polaires :

- un rappel en salinité en surface vers les observations pour limiter la dérive en salinité du modèle est nécessaire, or ceci limite l'effet du rejet de sel dans les polynies et donc la formation des eaux de plateau associées ;
- la représentation des descentes d'eaux denses (*Hervieux, 2007*) le long du talus continental (Danemark Strait, Faroe Bank Channel, Gibraltar, talus Antarctique) est peu réaliste, ce qui pose un problème pour la formation des AABW à partir des eaux de plateaux ;
- la résolution des modèles ne permet de représenter que marginalement le processus d'instabilité barocline (et les tourbillons associés) dans ces régions des hautes latitudes (le rayon de déformation de Rossby est de l'ordre de 5 km, *Beckmann et al. (2001)* et donc par la même occasion, tous les phénomènes de mélanges associés ;
- la représentation de la glace de mer est encore loin de la réalité (l'épaisseur est constante dans une maille, la formation de crête de compression n'est pas prise en compte dans la dynamique, le coefficient de traînée est constant pour l'océan comme pour l'atmosphère alors qu'en réalité il varie très fortement (*Wadhams, 2000*), la non représentation des *melt pond* durant la fonte estivale, le rejet du sel est instantané, la rhéologie de la glace est une rhéologie visco-plastique, alors qu'elle est de nature élasto-fragile en réalité (*Weiss et al., 2007*) ;
- la source d'eau douce venant de la fonte basale des *ice shelves* n'est pas prise en compte, or en réalité, c'est le seul flux d'eau douce qui atteint l'océan (les précipitations étant stoppées par la couche de glace) et l'impact des flux d'eau douce en Antarctique est non négligeable comme le montre *Marsland et Wolff (2001)*.

Ces lacunes sont pour chacune une cause potentielle de la représentation plus ou moins mauvaise de la circulation thermohaline et de l'overturning dans la région Antarctique.

Notre travail s'est donc attaché à améliorer certains de ces points négatifs. Cependant, avoir un modèle océanique n'est pas la seule chose nécessaire pour espérer représenter correctement

l'état de l'océan, encore faut-il lui proposer un forçage atmosphérique réaliste. C'est l'objet de la section suivante.

Chapitre 3

Les forçages atmosphériques

Sommaire

3.1	Le forçage atmosphérique de la composante océan de NEMO	46
3.2	Les sources de données utilisées	47
3.2.1	DFS3	47
3.2.2	MAR	48
3.3	Limites actuelles des forçages DFS3	52

3.1 Le forçage atmosphérique de la composante océan de NEMO

Le forçage du modèle d'océan par des données atmosphériques est crucial pour le succès d'une simulation. En effet, c'est par lui que l'océan reçoit l'essentiel de son énergie, qu'elle soit mécanique ou thermodynamique.

Le parti pris dans le projet DRAKKAR est celui du calcul des flux océan-atmosphère par une formulation *bulk* : les flux dépendent de la valeur de certaines variables d'état atmosphériques comme océaniques. Les formules *bulk* utilisées par la composante océanique de NEMO ont une expression similaire à celle utilisées par LIM2 (Sec. 2.1.2), à la différence que pour le calcul des flux atmosphère-océan, la vitesse du milieu (océan) joue un rôle important (surtout dans les zones où l'énergie cinétique turbulente est importante), et que les coefficients de transfert de chaleur et de moment ne sont pas constants.

Les formules *bulk* utilisées sont les suivantes, avec en **gras** les variables non calculées par NEMO :

- La tension de vent (τ_{ao}) :

$$\tau_{ao} = \rho_a C_D |\vec{\mathbf{u}} - \vec{u}_o| (\vec{\mathbf{u}} - \vec{u}_o) \quad (3.1)$$

avec C_D le coefficient de transfert turbulent pour la quantité de mouvement, \mathbf{u} la vitesse du vent et u_o la vitesse de l'océan et ρ_a la densité de l'air.

- Le flux de chaleur sensible (F_s) :

$$F_s = \rho_a C_H c_p |\vec{\mathbf{u}} - \vec{u}_o| (\theta - \theta_o) \quad (3.2)$$

avec C_H le coefficient de transfert turbulent pour la chaleur sensible, \mathbf{u} la vitesse du vent et u_o la vitesse de l'océan, θ la température potentielle de l'air et θ_o la température potentielle de surface de l'océan (SST) et c_p la capacité calorifique de l'air.

- le flux de chaleur latente (F_l) :

$$F_l = \rho_a C_E L_v |\vec{\mathbf{u}} - \vec{u}_o| (\mathbf{q} - q_o) \quad (3.3)$$

avec C_E le coefficient de transfert turbulent pour la chaleur latente, \mathbf{u} la vitesse du vent et u_o la vitesse de l'océan, \mathbf{q} l'humidité spécifique de l'air et q_o l'humidité spécifique de l'air à saturation à la surface de l'océan et L_v la chaleur latente de vaporisation.

En plus de ces flux, NEMO a besoin des flux radiatifs descendants infrarouges (\mathbf{F}_{lw}) et solaires (\mathbf{F}_{sw}), de la neige (**snow**), des précipitations totales (**precip**) et des apports continentaux d'eau douce (R).

Le calcul des coefficients de transfert est réalisé par le modèle, et sont calculés en fonction de la stabilité de l'atmosphère, conformément à partir de la théorie de Monin Obukov et des profils autosimilaires. Les variables utilisées dans ces algorithmes sont les mêmes que les variables d'état atmosphérique et océanique utilisées pour calculer les flux (*Stull*, 1988; *Large et Yeager*, 2004; *Brodeau*, 2007).

Afin de pouvoir calculer ces flux, certaines variables ne sont pas fournies par le modèle : le vent (u_{10}); l'humidité spécifique de l'air (q_{10}); la température potentielle de l'air (t_{10}); le flux solaire descendant (F_{sw}); le flux infrarouge descendant (F_{lw}); les précipitation et la neige. Il faut donc

utiliser un jeu de données issu de produits extérieurs comme les résultats de modèles atmosphériques, les données satellitaires, les climatologies, ...

Pour les simulations DRAKKAR, certaines conditions à ces données sont imposées. On a besoin de données homogènes sur la période 1958-2004 couvrant la totalité du globe avec une haute fréquence (6h) pour les variables turbulentes (u_{10} , v_{10} , t_{10} , q_{10}). Les seuls jeux de données actuels qui répondent à ces critères sont les réanalyses (NCEP ou ERA40).

Pour le forçage de la composante de glace, les variables extérieures nécessaires sont les mêmes que pour le forçage de la composante océanique. Il est donc possible d'utiliser les mêmes données pour l'océan et pour la glace.

3.2 Les sources de données utilisées

3.2.1 DFS3

Le jeu de forçage DFS3, entièrement décrit dans *Brodeau (2007)* et *Brodeau et al. (2008)* est une combinaison des meilleurs produits globaux actuellement disponibles pour les variables turbulentes (température, humidité spécifique, vent), les radiations (solaires et infrarouges) ainsi que pour les précipitations (liquides ou solides).

Les variables turbulentes (vent, température et humidité) sont extraites des réanalyses ERA40 réalisées par ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Elles couvrent la période 1958 à 2001 (*Simmons et Gibson, 2000*). La résolution des réanalyses est de l'ordre de 125 km et la couverture est globale. La série peut être complétée jusqu'en 2007 avec les analyses ECMWF.

Les radiations descendantes (solaires et infrarouges) viennent du forçage CORE (*Large et Yeager, 2004*). Elles sont composées de données satellitaires mesurant le flux radiatif au sommet de l'atmosphère, corrigées par un modèle de transfert radiatif. Les données utilisées sont celles fournies par l'ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) avec son produit FD-SRF développé par *Zhang et al. (2004)*. Ce produit global couvre la période 1984-2004 et a une résolution de 2.5° à l'équateur. Pour la période avant 1984, la climatologie mensuelle est utilisée.

Les précipitations (neige et précipitations totales) viennent du forçage CORE. Elles sont extraites de différents produits mensuels à forte contribution satellite : CMAP (*Xie et Arkin, 1997*) et GPCP (*Huffman et al., 1997*). Ces deux produits globaux ont une résolution de l'ordre de 2.5°. Les précipitations viennent sous la forme de moyennes mensuelles de 1979 à 2004, et pour la période avant 1979, la climatologie mensuelle est utilisée.

Les apports continentaux (*runoff*) ne font pas proprement partie du forçage atmosphérique mais sont indispensables pour une bonne représentation de l'océan. En effet, en Antarctique, les apports d'eau douce venant du continent Antarctique s'élèvent à 89 mSv *Jacobs et al. (1992)* et les apports fluviaux représentent 1.26 Sv ($10^6 m^3/s$) (*Baumgartner et Reichel, 1975*). La compilation des données pour les simulations ORCA a été effectuée par *Bourdalé-Badie et Trequier (2006)*.

Un résumé des variables de forçage, des sources et de l'échantillonnage spatial et temporel, est présenté dans la Tab. 3.1.

Variable	Source	Fréquence	Hauteur	notation	Résolution
température de l'air	ERA40	6h	10 m	t_{10}	1.125°
humidité de l'air	ERA40	6h	10 m	q_{10}	1.125°
vitesse du vent	ERA40	6h	10 m	w_{10}	1.125°
short wave (soleil)	ISCCP/CORE	journalier	surface	F_{sw}	2.5°
long wave (IR nuages)	ISCCP/CORE	journalier	surface	F_{lw}	2.5°
precipitations totales	GXGXS/CORE	mensuel	surface	P	2.5°
neige	GXGXS/CORE	mensuel	surface	neige	2.5°

TAB. 3.1: Tableau récapitulatif du forçage DFS3 utilisé au cours de cette thèse.

3.2.2 MAR

Les réanalyses qui sont utilisées dans DFS3 montrent des faiblesses, certaines en Antarctique et particulièrement dans les zones côtières (*Petrelli et al.*, 2008; *Broeke et al.*, 1997). A la suite de ce constat, on a cherché à améliorer localement la qualité des données de forçage soit grâce à des corrections des variables turbulentes issues de ERA40 (Sec. 6), soit grâce à des *downscalings* régionaux de ERA40 avec un modèle d'atmosphère approprié.

Nous utilisons ici les données issues du Modèle Atmosphérique Régional (MAR) centré sur l'Antarctique.

Description du modèle

Le modèle MAR, décrit entièrement dans *Gallée et Schayes* (1994), est un modèle de circulation atmosphérique, hydrostatique aux équations primitives en coordonnées σ , avec un modèle de turbulence E- ϵ afin de prendre en compte le mieux possible la couche catabatique.

Quatre types d'hydrométéores sont représentés (neige, pluie, cristaux de glace, micro gouttelettes) et participent activement à la stabilité de la couche catabatique (*Gallée et al.*, 2001).

Le sol est représenté grâce à un modèle de sol SISVAT (Soil-Ice-Snow-Vegetation-Atmosphere Transfer, *Gallée et al.* 2005) auquel la paramétrisation du métamorphisme de la neige présente dans le modèle de neige CROCUS (*Brun et al.*, 1992) a été rajoutée. La fraction de glace est prescrite par les données SSMI.

Les différents flux radiatifs sont calculés en fonction des propriétés optiques des nuages et de la concentration d'hydrométéores.

La grille utilisée par le modèle MAR est une grille stéréographique oblique avec une résolution horizontale de 40 km et une résolution verticale de l'ordre de 10 m en surface au dessus de l'océan. Le nombre total de niveaux est de 33, avec une résolution d'autant plus grossière que l'on se rapproche de la pression 0.1 hPa, le toit du modèle. La topographie est calculée à partir des données de l'Antarctic Digital Elevation Model à 1 km de résolution (*Liu et al.*, 2001). La variance de la topographie dans une maille sert à améliorer localement la rugosité orographique afin de mieux prendre en compte les vallées glaciaires traversant les montagnes

Trans-Antarctique.

Sur les frontières du modèle, une zone de relaxation vers les données ERA40 (température, humidité et vent) est implémentée sur 240 km (soit 7 points de grille). La température de l'océan et les conditions initiales sont extraites des réanalyses ERA40. Par contre, les précipitations et les nuages ne sont pas prescrits aux frontières. Il en résulte que les seules précipitations présentes, dans MAR, sont celles que le modèle a réussi à créer, ce qui a pour défaut de produire une atmosphère trop sèche (*Jourdain, 2007*).

Les résultats de deux configurations de ce modèle sont à ma disposition : (i) une configuration atmosphérique du modèle de ROSS et (ii) une configuration Antarctique.

La configuration atmosphérique du modèle de ROSS (Tab. 3.2) est basée sur une grille stéréographique oblique. Elle a servi à construire la grille océanique de la configuration ROSS. Les frontières sont identiques et la résolution est de 40 km (au lieu de 20 km pour l'océan). Les données de cette configuration sont disponibles de 1992 à 1993 avec des sorties toutes les six heures (*Jourdain, 2007*).

Sur la région Antarctique, à la différence de ROSS, la grille ne correspond pas à la grille PER-IANT. La latitude minimale est de 50°S, la période disponible est de 21 ans (1980-2000) avec une résolution spatiale de 40 km et une fréquence de six heures (simulation réalisée par H. Gallée) (Tab. 3.2).

Configuration	Période	Résolution	Fréquence
ROSS	1992-1993	40 km	6h
Antarctique	1980-2000	40 km	6h

TAB. 3.2: Tableau récapitulatif des périodes et fréquences disponibles avec les données MAR.

Construction du forçage MAR

Pour la construction du forçage MAR à partir des données résultantes des deux configurations MAR utilisées (une sur le même domaine que le modèle océanique ROSS et une autre sur l'Antarctique complet, voir fig. Fig. 2.1), nous avons choisi de garder les mêmes fréquences et les mêmes latitudes que pour le forçage DFS3 (Tab. 3.1) afin de pouvoir faire des comparaisons.

Le modèle étant en coordonnées σ , le niveau de surface n'est pas exactement à 10m. Afin de réajuster les variables turbulentes à 10 m, j'utilise les formules de la théorie de Monin Oboukoff et des profils autosimilaires, employées dans MAR, avec notamment la prise en compte de l'effet stabilisant de la présence de neige en suspension (*Gallée et al., 2001*).

Le forçage pour la configuration ROSS est entièrement couvert par MAR et se trouve sur le même type de grille (stéréographique). Pour la configuration PERIANT, une interpolation sur la grille PERIANT et une jonction entre MAR et DFS3 vers 60°S est obligatoire, grilles et domaines modélisés étant différents.

Forçage ROSS

La grille du modèle atmosphérique MAR et celle de la configuration océanique ROSS étant du même type, seule l'interpolation des champs atmosphériques de la grille MAR (40 km) à celle de la configuration ROSS (20 km) doit être résolue. Pour cela, j'utilise le logiciel SOSIE¹. Les points "océans" et les points "terres" n'étant pas exactement les mêmes au niveau des côtes

¹<http://www-meom.hmg.inpg.fr/Web/Outils/SOSIE/sosie.html>

entre le modèle d’atmosphère et le modèle océanique (résolutions différentes), un traitement avant interpolation est nécessaire. En effet, les caractéristiques de l’atmosphère sur “Terre” sont très différentes de celles dans le domaine océanique. Afin d’éviter de forcer les points du modèle d’océan avec une atmosphère de type “terre” qui résulterai d’une différence de masque “Terre/Mer”, nous calculons les données atmosphériques sur les points en question à partir des valeurs océaniques adjacentes (ce processus dans SOSIE est appelé *gap*). Cette étape est suivie par une interpolation bilinéaire de la grille MAR à la grille ROSS.

Forçage PERIANT

La grille MAR ne couvrant pas tout le domaine couvert par PERIANT et n’étant pas sur le même type de grille, plusieurs problèmes existent.

- **Interpolation du forçage sur la grille modèle** : Pour cela, nous avons procédé comme pour la configuration ROSS. La procédure “*gap*” est effectuée, puis on interpole de manière bilinéaire les données MAR sur la grille PERIANT.
- **La jonction entre MAR et DFS3** : La jonction entre les deux jeux de forçage s’est effectuée en plusieurs étapes différentes pour chaque variable suivant le résultat de la première étape. La première étape consiste à réaliser la jonction entre MAR et DFS3 sur une bande de 4.6° (entre 67.0°S et 62.4°S).

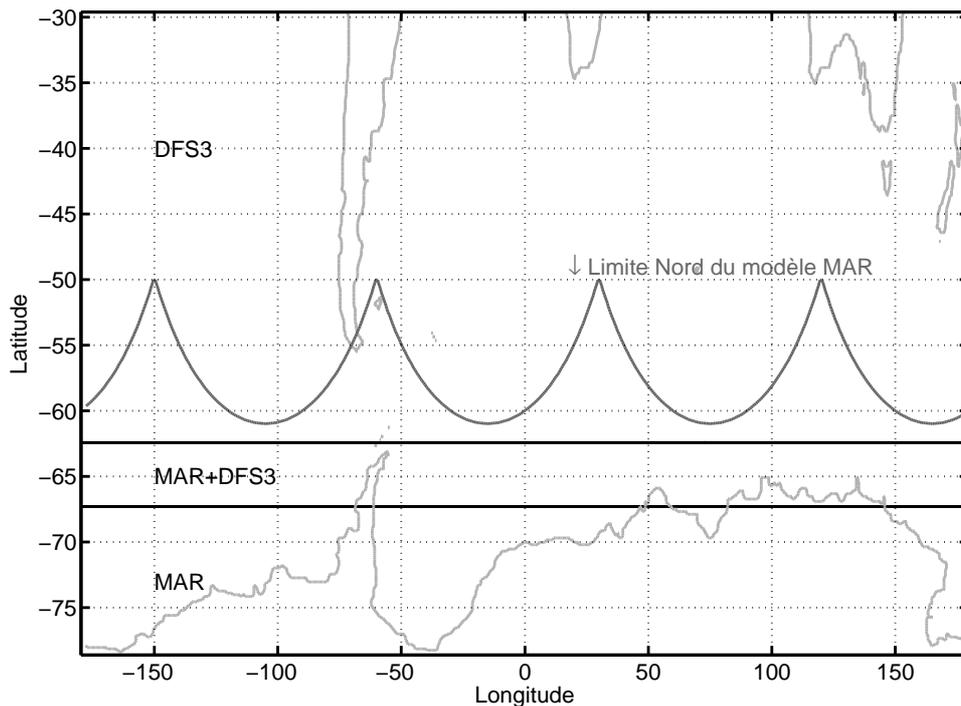


FIG. 3.1: Schéma de construction du champ de forçage atmosphérique MAR pour les variables turbulentes. La zone au Nord de la latitude 62.4°S correspond à la zone exclusivement composée de DFS3, la zone de jonction est située entre la latitude 62.4°S et 67.0°S et la zone avec exclusivement les caractéristiques du forçage MAR correspond aux latitudes au delà de 67.0°S . En gris clair, le trait de côte dans PERIANT et en gris foncé, la limite nord du forçage MAR.

La borne supérieure de la zone de jonction est située plus au sud que le domaine du modèle MAR. Afin d’éviter la création de structures océaniques artificielles, les quatre “pointes” issues de la projection de la grille stéréographique (Fig. 3.1) sur la grille Mercator n’ont pas été prises

en considération. La bande de relaxation étant de 240 km pour traiter les conditions de frontières ouvertes de MAR, la borne supérieure de la zone de jonction a dû être située légèrement au Sud des quatre pointes les plus au Sud des frontières du modèle MAR. La limite Sud de la zone de jonction a donc été placée à 62.4°S après plusieurs essais. Ce choix permet de limiter le gradient entre un set de forçage et l'autre et donc de limiter ainsi la création de structures irréalistes dans la zone de jonction lors de la simulation (Fig. 3.1).

Suivant les variables de forçage considérées, et en fonction des résultats de l'étape précédente, la moyenne zonale et la variabilité sont dissociées afin d'améliorer la jonction lorsque les différences sont trop grandes, et la zone de raccordement est modifiée. La solution retenue est la suivante.

Pour les précipitations

- Au Sud de 64°S : moyenne zonale de MAR avec la variabilité de MAR. (100% MAR)
- Au Nord de 55°S : 100% DFS3.
- Entre 55-64°S : la moyenne zonale est calculée par interpolation entre DFS3 au Nord et MAR au Sud avec la méthode Akima (Brodeau, 2007). La variabilité est celle du fichier fusionné lors de la première étape (Tab. 3.3).

Pour les radiations (solaire et infrarouge)

- Au Sud de 64°S : moyenne zonale de MAR avec la variabilité de DFS3.
- Au Nord de 50°S : 100% DFS3.
- Entre 50-64°S : la moyenne zonale est calculée par interpolation entre DFS3, au nord, et MAR, au sud, avec la méthode Akima (Brodeau, 2007). La variabilité est celle de DFS3 (Tab. 3.3).

Un résumé de la construction des précipitations et des radiations est fait en Tab. 3.3.

Variable	Zone Sud (90°S-64°S)		Zone de jonction		Zone Nord (jusqu'à 30°S)
	Moyenne zonale	Variabilité	Moyenne zonale	Variabilité	Source
Precipitation et neige	MAR	MAR	MAR-DFS3 (de 64°S à 55°S)	MAR-DFS3 (de 64°S à 50°S)	DFS3
Radiation (lw et sw)	MAR	DFS3	MAR-DFS3 (de 64°S à 50°S)	DFS3 (de 64°S à 50°S)	DFS3

TAB. 3.3: Tableau de construction du forçage MAR pour les précipitations et les radiations. La notation MAR-DFS3 indique que l'on a pris les variables fusionnées lors de la première étape.

Pour les variables turbulentes

Les fichiers fusionnés (Fig. 3.1) entre 62.4°S et 65°S, pour les variables turbulentes, présentent une zone de transition correcte car les données aux frontières de MAR sont les mêmes que celles du forçage DFS3 (moyennant une correction de la direction du vent lors du passage de la grille stéréographique à la grille Mercator). Par contre, pour l'humidité, la zone de jonction est étendue de 3° vers le sud (jusqu'à 70°S) car les différences sont très fortes (atteignant par endroit 50% des valeurs de DFS3).

Une étude complète des différences est effectuée en Sec. 7 et Sec. 8.1.

3.3 Limites actuelles des forçages DFS3

Bien que des progrès significatifs aient été réalisés dans le domaine du forçage atmosphérique (aussi bien dans la formulation que dans la précision des données atmosphériques utilisées), ils ne sont pas parfaits (*Brodeau, 2007*). Il est important d'en connaître les limites et les défauts dont voici un extrait à retenir pour la suite du mémoire (pour un aperçu détaillé des erreurs possibles sur chaque variable dans DFS3, se référer à *Brodeau (2007)*) :

- le manque de données précises sur l'océan Austral et le continent Antarctique limite la validation et la création des jeux de données précis de flux radiatifs et de précipitations ;
- les données fournies par les modèles présentent des biais ou des erreurs comme par exemple le possible biais chaud en mer de Weddell ou encore les précipitations très faibles sur l'océan dans la zone MAR ; Ces biais ont pour conséquences une absence de production d'eau profonde. En effet, des expériences réalisées à basse résolution avec ORCA2 forcé par le forçage CLIO (*Iudicone et al., 2008a,b*) montre que le forçage CLIO participe à la formation de 4 Sv d'AABW le long de l'Antarctique (soit 10 au total en rajoutant l'entraînement et la géothermie). Les mêmes expériences réalisées par G. Madec et C. Tallandier au LOCEAN avec le forçage DFS3 montre une absence de formation d'AABW.
- la résolution des données utilisées est de l'ordre de 100 km pour les réanalyses et de 40 km pour MAR, ce qui est très insuffisant pour représenter explicitement les phénomènes côtiers en présence de montagnes (comme les vents catabatiques qui s'écoulent dans des vallées glaciaires qui font entre 100 m et 10 km de large au maximum. Ces vallées étant d'une taille inférieure à la maille des modèles atmosphériques utilisés, elles ne sont pas représenté explicitement dans le modèle). Afin de prendre en compte les vallées importantes comme celles qui débouchent sur la Terra Nova Bay en mer de Ross, il est nécessaire d'augmenter la résolution ou d'ajuster localement la rugosité orographique (*Jourdain, 2007*) . Ce défaut sur les vents côtiers dans les réanalyses ECMWF est pointé du doigt par *Petrelli et al. (2008)* en mer de Ross et par *Broeke et al. (1997)* sur l'Antarctique.

Problématique

Les différentes simulations globales réalisées par l'équipe ont soulevé plusieurs problèmes récurrents en Antarctique. Tout d'abord, la représentation de l'étendue de glace n'est pas très réaliste durant l'été austral. Il ne reste quasiment plus de glace au mois de février (Fig. 2), alors que la représentation de l'étendue au mois de septembre est correcte. Ce problème semble être dû en grande partie aux défauts du forçage atmosphérique. L'autre problème majeur est la forte altération des propriétés en température et salinité des AABW dans les simulations. Ce problème a deux causes principales : la quasi non formation d'une eau de plateau assez dense pour pouvoir alimenter les bassins profonds et la mauvaise représentation des écoulements gravitaires le long du talus (Fig. 3). Il est donc probable que même si les eaux de plateau étaient formées correctement, elles seraient mélangées de façon excessive lors de la descente du talus et ne permettraient vraisemblablement pas l'alimentation en eaux denses des plaines abyssales (Hervieux, 2007). Ces deux problèmes sont majeurs pour le réalisme des simulations. En effet, la présence de glace joue un rôle d'isolant primordial en été car elle empêche l'eau de surface de se réchauffer, ce qui facilite la formation d'eau de plateau dès le début de l'hiver. Le problème de la non alimentation des bassins profonds en eaux denses entraîne, quant à lui, une diminution de l'overturning et la disparition des AABW, composante essentielle de la branche froide de la circulation thermohaline.

A ces problèmes s'ajoute la mauvaise représentation du flux d'eau douce en Antarctique dans nos configurations. Seules les précipitations sont prises en compte, et, sous le parallèle 63°S, cela ne représente que la moitié de l'apport d'eau douce. L'autre moitié est apportée par la décharge des glaciers continentaux (qui peut de façon sommaire être assimilée au runoff le long de l'Antarctique) et la fonte des *ice shelves*. Si l'on ne regarde que la mer de Weddell, les précipitations ne représentent que 20% du flux d'eau douce total (Silva et al., 2006), l'autre partie étant apportée à part égale entre la fonte des icebergs et celle des *ice shelves*. Ceci peut avoir un effet important sur la représentation de la glace en Antarctique (Marshall et Wolff, 2001).

Pour essayer de corriger ces problèmes, plusieurs études ont été envisagées :

- un test de sensibilité du modèle de glace à plusieurs paramètres ;
- un test de sensibilité à une paramétrisation des *ice shelves* ;
- un test de sensibilité aux vents catabatiques présenté sous forme d'article.

Comme on le verra par la suite, les améliorations locales faites précédemment ne corrigent pas les deux défauts majeurs des simulations DRAKKAR. Pour cela, nous allons évaluer l'impact d'un nouveau forçage de surface qui serait issu, non pas d'une correction, mais d'un downscaling des réanalyses atmosphériques réalisées avec le modèle atmosphérique régional (MAR) dont les paramétrisations de la couche limite ont été spécialement étudiées pour le continent Antarctique. Nous avons testé les forçages produits par ce downscaling avec une configuration de la Mer de

Ross et une configuration Antarctique.

Ces travaux sont présentés dans les études suivantes :

- un test de sensibilité de la configuration ROSS aux forçages MAR présenté sous forme d'article ;
- un test de sensibilité de la configuration PERIANT aux forçages MAR.

Deuxième partie

Tests de sensibilité

Chapitre 4

Sensibilité aux paramètres de LIM2

Sommaire

4.1	Le paramètre Angvg	59
4.2	Le paramètre hicrit	59
4.3	Le paramètre P*	63
4.4	Résolution	63

Introduction

Dans les chapitres 2 et 3, nous avons présenté le modèle numérique et les forçages atmosphériques utilisés dans les simulations réalisées au sein du projet DRAKKAR (*DRAKKAR-Group*, 2007). La représentation habituelle de la glace de mer dans les simulations climatiques réalisées jusqu'alors, montre un défaut majeur en été dans la région Antarctique : toute la glace disparaît. Avant le lancement de la première simulation longue inter-annuelle et à haute résolution (0.25°) dans DRAKKAR (ORCA025 G50), quelques paramètres du modèle de glace furent modifiés (suite aux conseils de A. Beckmann). Cela changea de façon significative la répartition de glace de mer en été, sans pour autant la rendre réaliste (excès de glace estivale dans le secteur Atlantique de l'océan austral, Fig. 4.1). Fort de ce constat, j'ai entrepris une étude de sensibilité sur différents paramètres du modèle de glace en espérant trouver un juste milieu réaliste entre le surplus de la simulation ORCA025 G50 et le déficit des simulations précédentes.

Pour cette étude, la configuration PERIANT05 est utilisée dans la même version de NEMO que celle utilisée pour la simulation ORCA025 G50. A la suite d'une première simulation, la période d'intégration nécessaire pour avoir une glace à l'équilibre est déterminée à cinq ans. Le forçage utilisé est celui de l'année 1958, extraite de DFS3, répétée pendant toute la durée de la simulation. Les résultats ci-dessous sont issus de la cinquième année de simulation.

Une dizaine de simulations ont été effectuées (Tab. 4.1, Tab. 4.2 et Tab. 4.3), en modifiant à chaque fois un seul paramètre : soit l'angle de dérive entre l'océan et la glace ($angvg$), soit l'épaisseur seuil de la nouvelle glace formée dans les ouvertures ($hicrit$) ou encore la résistance à la déformation (P^*).

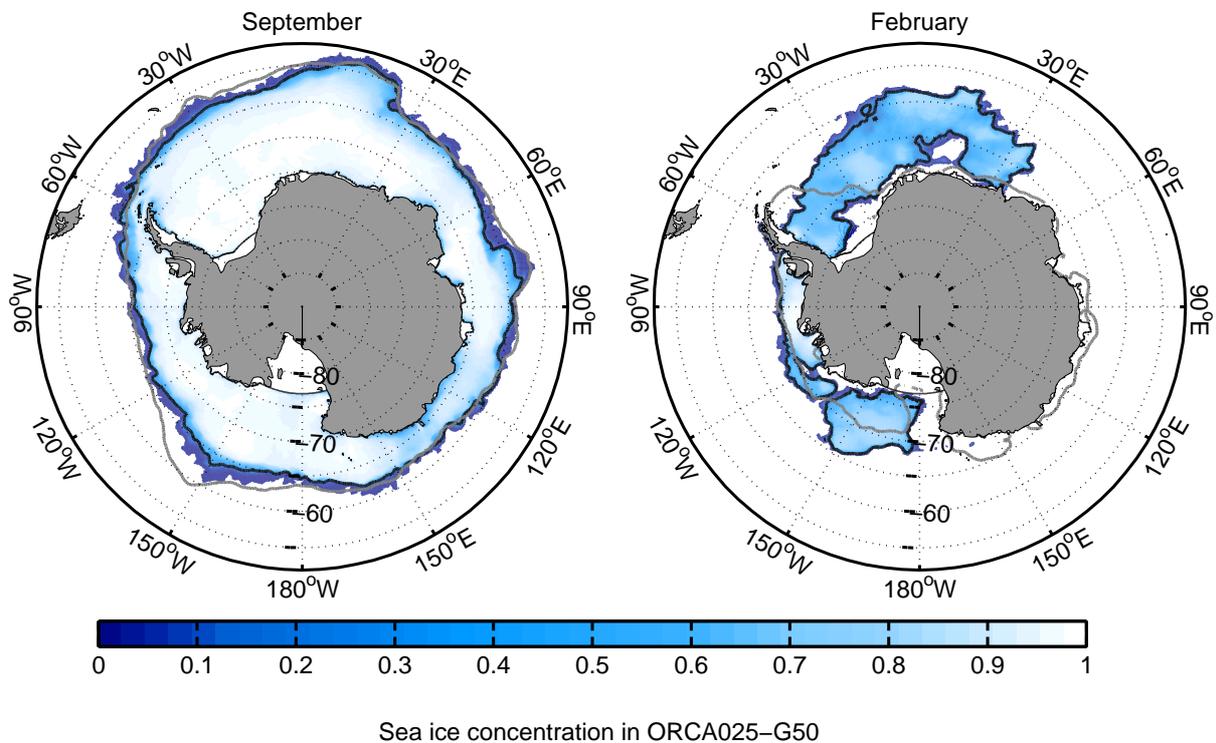


FIG. 4.1: Concentration de glace moyenne en septembre 1958 (gauche) et en février 1958 (droite) dans l'hémisphère sud, après 10 répétitions de l'année 1958 dans la simulation ORCA025-G50. Les contours en noirs et en gris représentent la ligne 15%, respectivement dans le modèle (ORCA025-G50) et dans les observations (SSM/I). Les coefficients de glace utilisés ici sont $angvg=-15^\circ$, $hicrit=60$ cm et $P^*=15000$ $N.m^{-2}$.

4.1 Le paramètre Angvg

Dans LIM2, un angle de dérive entre la vitesse du premier niveau du modèle d’océan et la direction du stress océan/glace de mer est implémenté. Il sert à compenser les défauts de représentation de la couche d’Ekman dans le premier niveau du modèle d’océan. Ce paramètre est donc à ajuster en fonction des configurations (résolution verticale en particulier). Afin de tester la sensibilité de LIM à cette variable, trois simulations sont réalisées avec un angle de -0° , -5° et -10° (c’est-à-dire sur la droite du stress) (Tab. 4.1)

Simulation	angv ($^\circ$)	hiccrit (m)	p^* ($\times 10^3 N.m^{-2}$)	Février		Septembre	
				Volume (km^3)	Etendue ($10^6 km^2$)	Volume (km^3)	Etendue ($10^6 km^2$)
ANG00	-00	30	15.0	320	0.42	9080	18.59
ANG05	-05	30	15.0	310	0.40	9274	18.58
ANG10	-10	30	15.0	300	0.39	9465	18.48

TAB. 4.1: Volume et étendue de glace de mer pour le mois de février et de septembre pour les trois simulations réalisées, avec leurs paramètres de glace respectifs.

L’effet de l’angle de dérive en hiver est significatif en terme d’épaisseur comme en terme de concentration de glace (Fig. 4.2 et Fig. 4.3). Le changement de ce paramètre de 0° (ANG00) à -10° (ANG10) a tendance à diminuer la concentration sur la côte de l’Antarctique de l’Est (-10%) et de l’augmenter au centre des gyres. Il en est de même avec l’épaisseur de glace de mer avec une diminution de celle-ci sur les côtes de l’ordre de 10 cm dans la simulation ANG10. La glace est déviée sur la droite de l’ACoC au niveau du plateau continental, et à droite de l’ACC au niveau du front de glace. Ces mouvements de glace entraînent une convergence au centre du pack et une divergence sur les côtes. Ces mouvements vont faciliter l’ouverture de zone d’eau libre sur le plateau continental, faisant diminuer par la même occasion la concentration et l’épaisseur de glace. Cela va avoir une conséquence sur le volume de glace formée ($+4\%$ dans ANG10 par rapport à ANG00) car c’est dans les zones d’eau libre où est formée la plus grande partie de la glace de mer. La convergence de glace, au centre des gyres, a naturellement tendance à augmenter la concentration de glace ainsi que l’épaisseur.

En été, l’étendue de glace reste très réduite dans les trois simulations. Les seules zones encore englacées sont le fond de la mer de Weddell et de Bellingshausen. Toutefois, une augmentation dans la simulation ANG00 de 6% de l’étendue, ainsi que de la concentration de glace ($+5\%$) et du volume estival ($+7\%$) est notable (Tab. 4.1). Cela va dans la bonne direction, sans pour autant résoudre le problème du manque de glace en été.

A la suite de ces simulations, des résultats de la simulation ORCA025 G50 et aussi du fait que le calcul des vitesses de surface dans NEMO est effectué à 3 m de profondeur, la présence d’un angle n’est pas justifiée. Dans la suite de nos simulation ce paramètre sera fixé à **angvg=0°**.

4.2 Le paramètre hiccrit

Un autre paramètre important du modèle de glace est “hiccrit”. Ce paramètre détermine l’épaisseur de la glace nouvellement formée dans les ouvertures. La conséquence est que pour un déficit de chaleur donnée, dans une zone d’eau libre, plus hiccrit est grand, plus l’aire occupée par la nouvelle glace sera petite, et donc cela permettra de maintenir un fort refroidissement est donc une forte production de glace. A la différence, quand hiccrit est faible, les zones d’eau libre

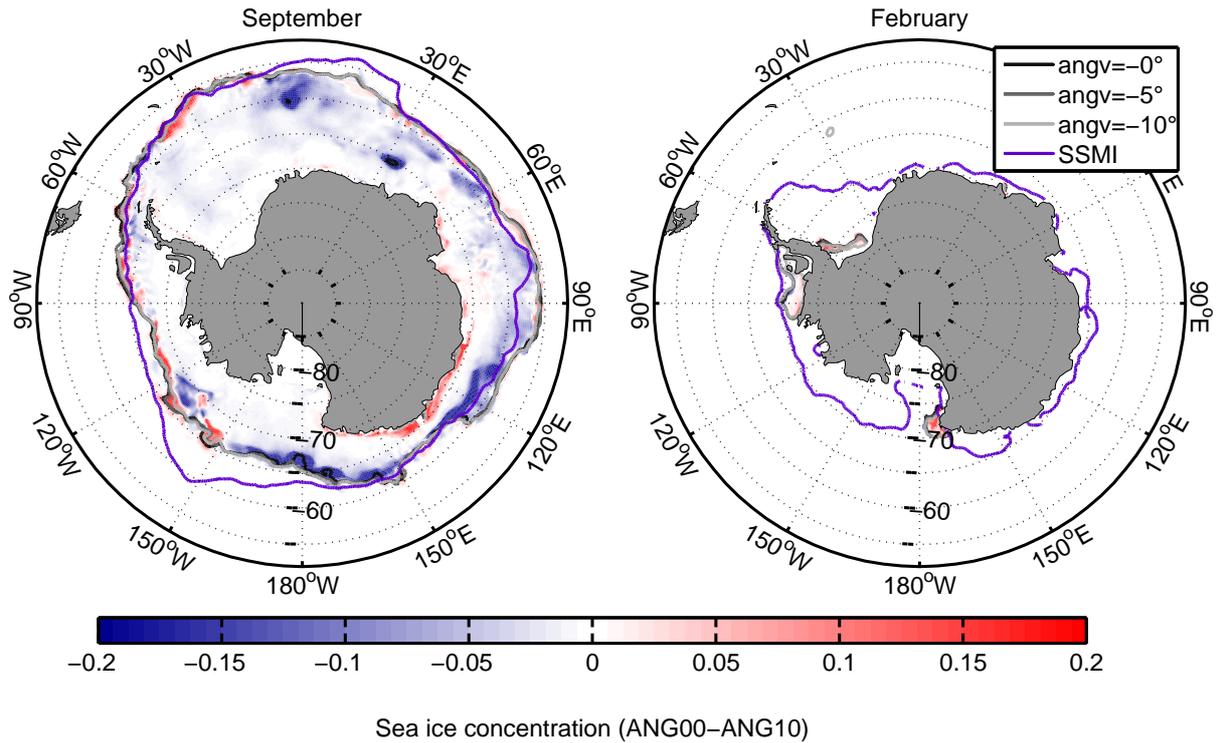


FIG. 4.2: Différence de concentration de glace entre ANG00 et ANG10. Les isolignes de concentration de glace représentent la ligne 15% dans chaque simulation ainsi que dans SSMI.

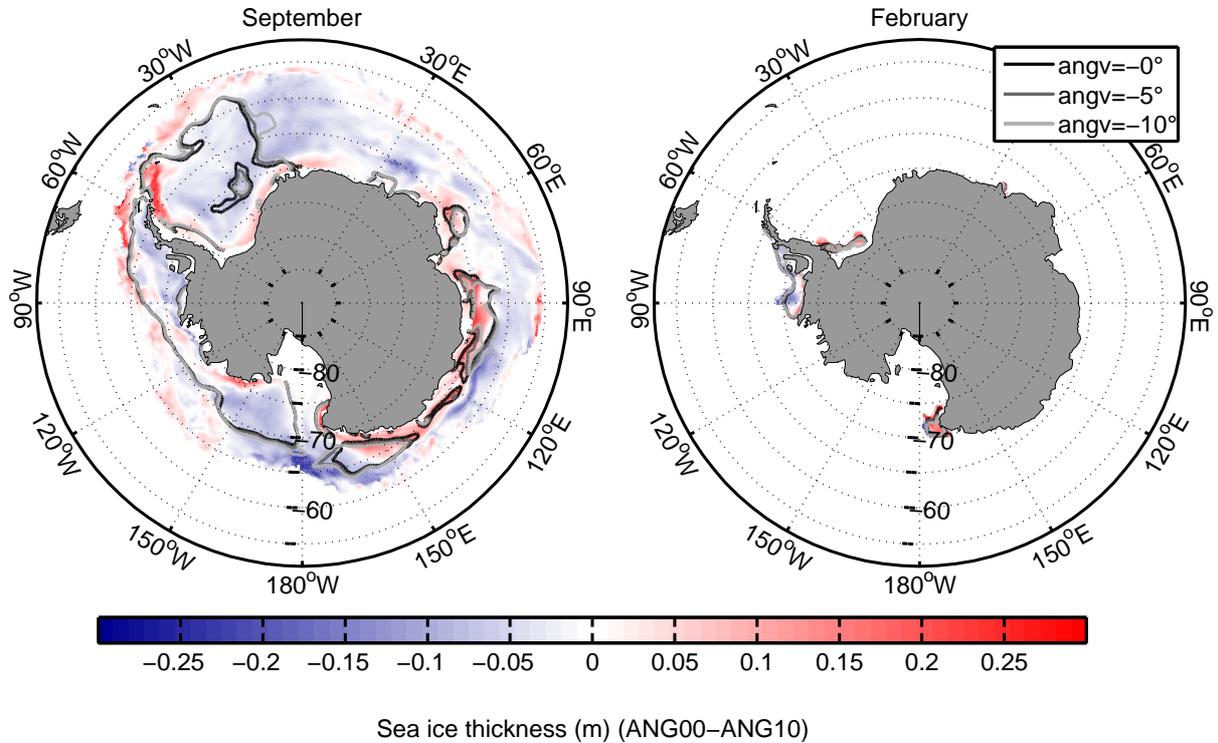


FIG. 4.3: Différence d'épaisseur de glace entre ANG00 et ANG10, ainsi que la limite des 60 cm dans chaque simulation.

vont se refermer très rapidement car l'aire occupée par la nouvelle glace est très grande. Les expériences réalisées sur cette variable (Tab. 4.2) visent donc à optimiser *hiccrit*, afin de simuler l'épaisseur et l'étendue de glace avec le plus de réalisme possible.

Simulation	angv (°)	hiccrit (m)	p^* ($\times 10^3$ $N.m^{-2}$)	Février		Septembre	
				Volume (km^3)	Etendue ($10^6 km^2$)	Volume (km^3)	Etendue ($10^6 km^2$)
HCRI90	0	90	15.0	490	0.53	8058	14.13
HCRI60	0	60	15.0	450	0.50	9280	17.23
HCRI30	0	30	15.0	320	0.42	9080	18.59

TAB. 4.2: Volume et étendue de glace de mer pour le mois de février et de septembre, avec les paramètres du modèle respectif aux différentes simulations.

Sur les trois simulations réalisées, un effet important sur le volume et l'étendue, en été comme en hiver est visible (Tab. 4.2).

En terme d'étendue de glace pour le mois de septembre, plus hiccrit diminue plus l'étendue de glace augmente. Cela vient du fait que le pack (Fig. 4.4), entre HCRI90 et HCRI30, est uniformément plus compact dans HCRI30 (concentration de glace plus forte) et que le front de glace (moins de 15% de glace) recule de façon significative dans HCRI90. Le recul envahit même le coeur de la mer de Weddell, à l'emplacement de la polynie de pleine mer de la mer de Weddell (*Martinson et al.*, 1981). En effet, les ouvertures et les polynies se ferment d'autant plus difficilement que *hiccrit* est grand. Dans certaines zones, la difficulté à créer de la glace devient telle, que l'océan ne s'englace plus, à cause des remontées d'eau chaude provoquées par le refroidissement plus intense lorsque hiccrit est grand. Ceci provoque donc un recul du front de glace. La comparaison des isolignes 15% entre les trois simulations nous montre que le phénomène est d'autant plus fort que hiccrit est grand. A la différence du centre du gyre de Weddell, la concentration de glace dans les zones côtières est quasiment identique.

Pour ce qui est du volume de glace, le comportement du modèle aux différentes valeurs de *hiccrit* est différent. En hiver, la simulation avec un hiccrit de 60 cm contient le plus grand volume de glace. Dans la simulation HCRI90, l'augmentation de l'épaisseur de glace (Fig. 4.5) dans les zones englacées (50 cm par endroit, surtout dans les zones côtières) ne suffit pas à compenser le recul du front de glace. Il est donc peu étonnant que la simulation HCRI90 ait un volume très faible par rapport aux simulations HCRI60 et HCRI30 (Tab. 4.2). Le volume de glace total en Antarctique dans le modèle LIM est un compromis entre la facilité à produire de la glace fine (grande étendue et faible épaisseur) et la difficulté à produire de la glace épaisse (étendue plus faible mais épaisseur plus élevée).

En été, le maximum du volume se trouve dans la simulation HCRI90 car en période hivernale, les zones côtières dans HCRI90 ont une épaisseur bien plus grande et une concentration de glace identique à celle dans HCRI30, et cela entraîne donc une quantité de glace estivale plus importante (Fig. 4.5). Malgré cette augmentation estivale dans la simulation HCRI90, la répartition de la glace de mer reste toujours irréaliste.

La présence de polynie en mer de Weddell, hors de la période 1974-1976, étant peu réaliste, et l'amélioration, en été, des simulations, avec un hiccrit élevé, étant faible, la suite des expériences réalisées dans ce mémoire sera faite avec **hiccrit=30 cm**.

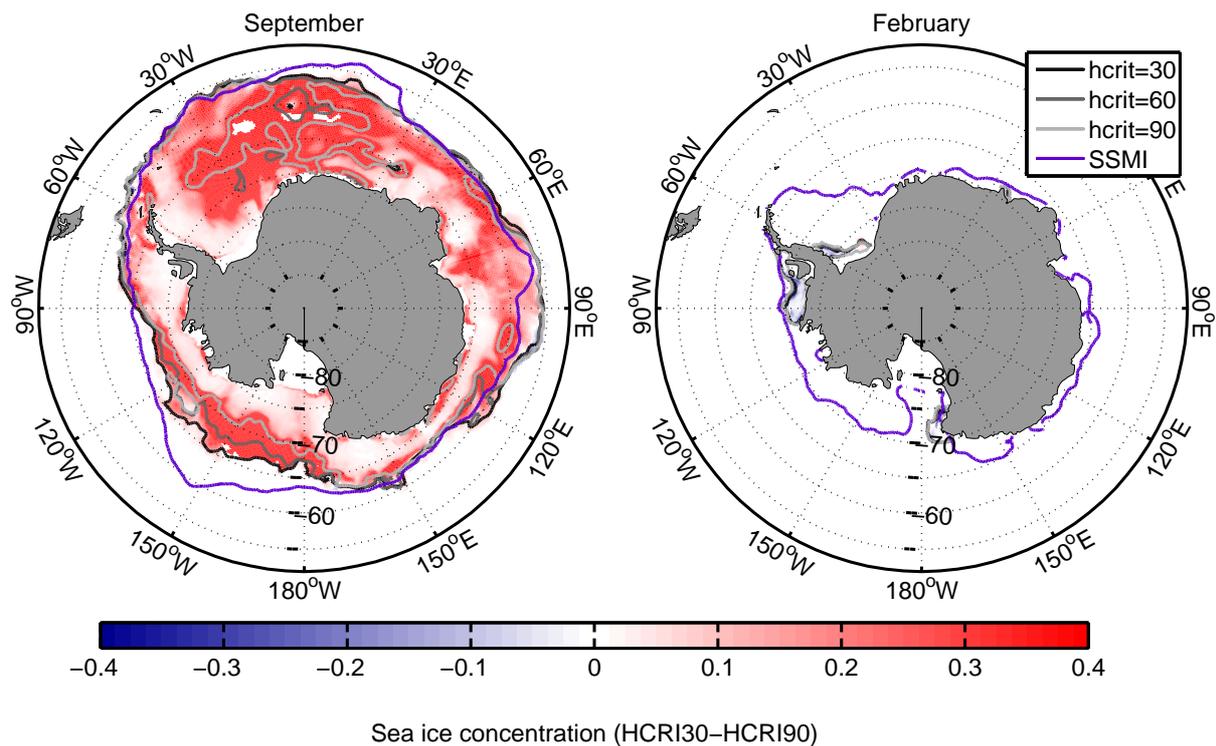


FIG. 4.4: Différence de concentration de glace entre HCR130 et HCR190. Les isolignes de concentration de glace représentent la ligne 15% dans chaque simulation ainsi que dans SSMI.

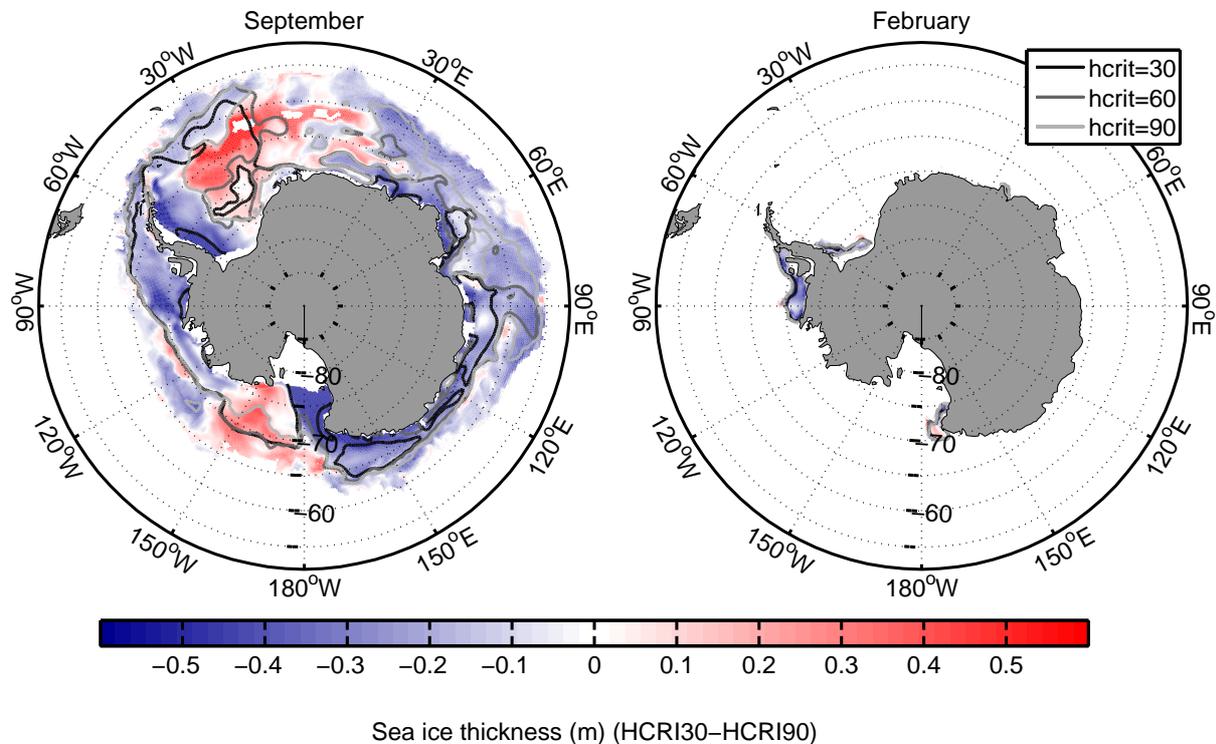


FIG. 4.5: Différence d'épaisseur de glace entre HCR130 et HCR190, ainsi que la limite des 60 cm dans chaque simulation.

4.3 Le paramètre P^*

Le dernier paramètre testé dans ces simulations est P^* . Ce paramètre correspond à la résistance à la déformation de la glace. Plus P^* est grand, plus les gradients d'épaisseur vont être faibles et inversement. Afin d'évaluer l'impact de ce paramètre, trois expériences sont réalisées avec un P^* variant de 15 à $10 \times 10^3 \text{ N.m}^{-2}$ (Tab. 4.3).

Simulation	angv ($^\circ$)	hiccrit (m)	p^* ($\times 10^3 \text{ N.m}^{-2}$)	Février		Septembre	
				Volume (km^3)	Etendue (10^6 km^2)	Volume (km^3)	Etendue (10^6 km^2)
P150	-10	30	15.0	300	0.39	9470	18.48
P125	-10	30	12.5	380	0.45	9560	18.44
P100	-10	30	10.0	470	0.49	9760	18.43

TAB. 4.3: Volume et étendue de glace pour le mois de février et de septembre, avec les paramètres du modèle respectifs aux différentes simulations.

En hiver, l'effet de P^* est très limité en terme d'étendue (Tab. 4.3). En terme de concentration, aucun changement de concentration de glace significatif n'apparaît (Fig. 4.6), excepté sur le front de glace en mer de Ross et Bellingshausen.

En revanche, la distribution d'épaisseur est nettement différente entre P150 et P100 (Fig. 4.7). Ainsi, sur le plateau de Weddell, d'Amundsen et de Bellingshaussen, on note une augmentation de l'épaisseur de glace de l'ordre de 30 cm sur les côtes dans la simulation P100. Cela représente une augmentation de volume total de l'ordre de 3%.

En été, la diminution de P^* va dans le bon sens. L'épaisseur et la concentration de glace sont augmentées de façon significative le long des côtes Antarctique et par conséquent, le volume et l'étendue de glace (même si celle-ci reste encore beaucoup trop faible) si on réduit P^* de 15 à 10 (+50% en volume et +25% en étendue).

A la suite de ces résultats, les simulations seront effectuées avec $P^* = 10 \times 10^{-3} \text{ (N.m}^{-2}\text{)}$.

4.4 Résolution

Après les simulations G50, le projet DRAKKAR a réalisé une série de trois simulations inter-annuelles avec la configuration ORCA sur les 40 dernières années avec le forçage DFS3. Les paramètres de glace utilisés sont ceux dégagés lors des simulations précédentes. Chacune des simulations réalisées est faite à une résolution différente : 2° , 0.5° et 0.25° , notées, respectivement ORCA2-G70, ORCA05-G70 et ORCA025-G70. Ces simulations vont donc nous permettre de regarder l'effet de la résolution sur la répartition de glace ainsi que sur son épaisseur dans la région Antarctique.

Pour le mois de septembre, le volume de glace présent dans chaque simulation est semblable (Tab. 4.4). Par contre, une augmentation de l'étendue de glace mer et notable lorsque l'on diminue la résolution (Tab. 4.4). En valeurs globales, ORCA05 semble le plus réaliste. Mais en regardant en détail la distribution géographique (Fig. 4.8), on s'aperçoit que ORCA025 correspond beaucoup mieux aux observations sauf dans le secteur Indien (surestimation) et le secteur de Ross (sous estimation). Pour ORCA05, le bon accord remarqué en terme d'étendue globale tient dans un phénomène de compensation entre les différents secteurs, la répartition géogra-

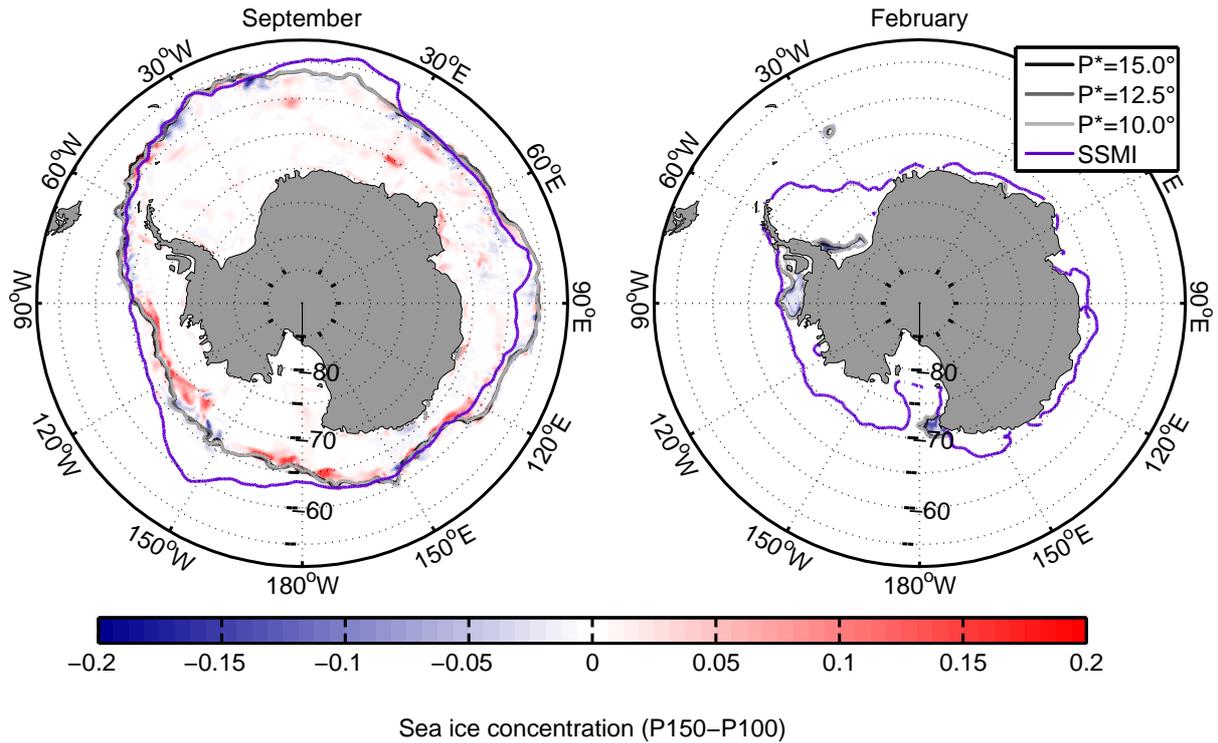


FIG. 4.6: Différence de concentration de glace entre P150 et P100. Les isolignes de concentration de glace représentent la ligne 15% dans chaque simulation ainsi que dans SSMI.

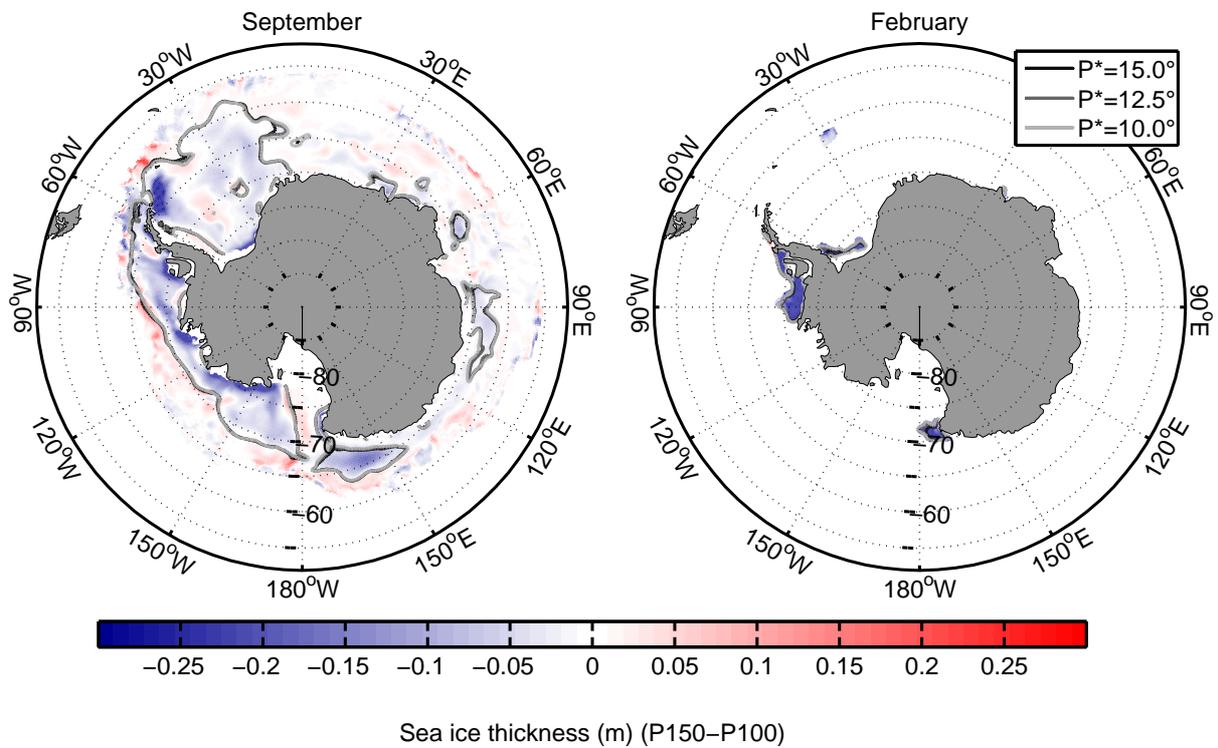


FIG. 4.7: Différence d'épaisseur de glace entre P150 et P100, ainsi que la limite des 60 cm dans chaque simulation.

Simulation	Février		Septembre	
	Volume (km^3)	Etendue ($10^6 km^2$)	Volume (km^3)	Etendue ($10^6 km^2$)
ORCA025-G70	90	0.3	11200	20.2
ORCA05-G70	60	0.2	11000	19.7
ORCA2-G70	430	1.0	11200	18.9
SSMI	-	4.0	-	19.8

TAB. 4.4: Volume et étendue de glace de mer pour le mois de février et de septembre (moyenne sur la période 1978-2004) dans la série de simulations G70.

phique de la couverture de glace, la répartition géographique de la ligne de couverture de glace présentant de gros défauts.

En Février, par contre, l'étendue dans ORCA2 est nettement plus réaliste (même si cela reste encore faible par rapport aux observations) que dans les deux configurations à haute résolution qui n'ont quasiment plus de glace en terme d'étendue comme de volume.

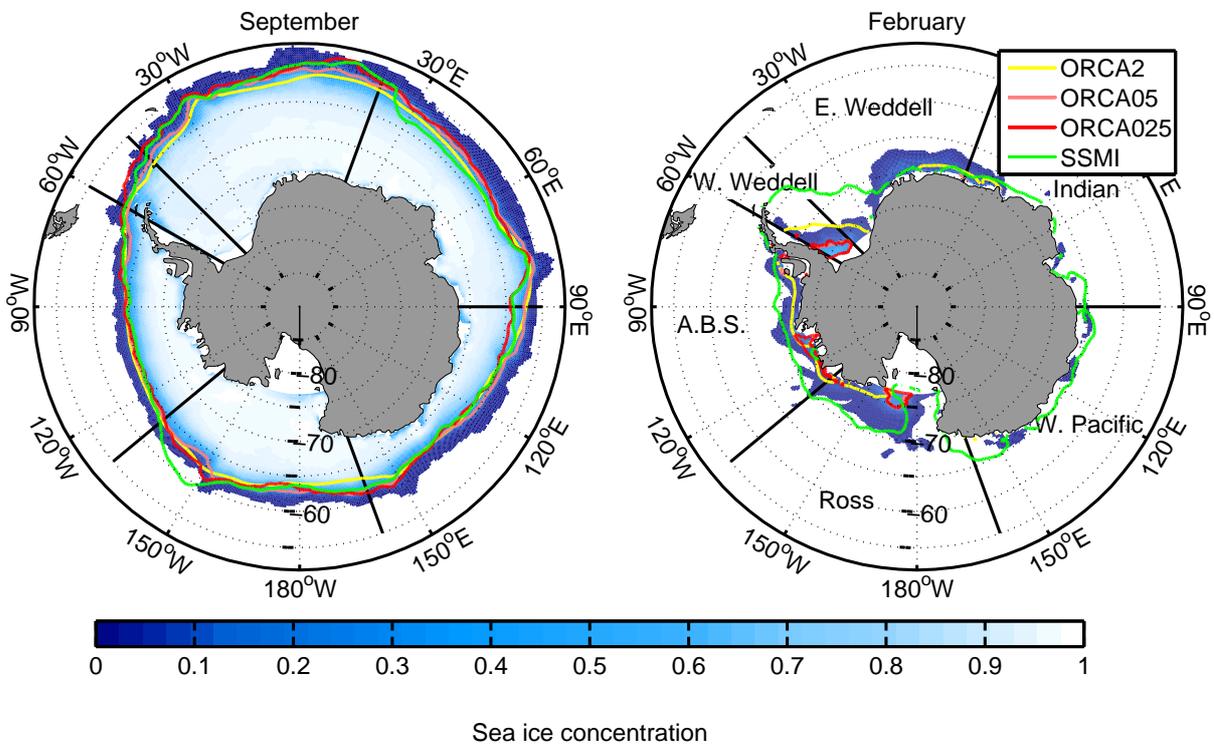


FIG. 4.8: Climatologie de fraction de glace pour ORCA05-G70 sur la période 1979-2003 avec les isolignes 15% dans SSMI, ORCA025, ORCA05 et ORCA2.

En terme d'épaisseur de glace (Fig. 4.9), pour diagnostiquer les points forts et les points faibles des différentes configurations, j'ai utilisé le seul jeu, viable, de données disponibles actuellement : ASPeCt (*Worby et al.*, 2008). J'ai colocalisé les sorties à 5 jours des trois configurations avec les 14500 données disponibles sur la période 1981-2004 avec l'outil de colocalisation spatio-temporelle de *Juza et al.* (2008) que j'ai adapté pour les données de glace. De cette comparaison, il en ressort que les trois configurations comportent les mêmes points forts et les mêmes points faibles (Fig. 4.9) :

- Très mauvais en été (Janvier, Février et Mars) : déficit d'épaisseur de 50 cm à plus de 1 m suivant les secteurs et plus particulièrement pour les simulations à haute résolution (ORCA05

- et ORCA025) ;
- Nette amélioration en Automne (Avril, Mai et Juin) : moins de 50 cm d'écart pour tous les secteurs et pour toutes les résolutions, sauf pour le secteur W. Weddell, où la différence atteint plus de 1 m quelle que soit la résolution ;
 - Très bon en hiver (Juillet, Août et Septembre) : entre 0 et 20 cm d'écart entre les observations et le modèle sauf dans la partie Ouest de la mer Weddell. Pas d'effets notables de la résolution, sauf dans le secteur W Weddell, où plus on augmente en résolution, plus on diminue la différence avec les observations (1 m d'écart pour ORCA2, 50 cm pour ORCA025) ;
 - Plutôt bon au printemps (Octobre, Novembre et Décembre) : moins de 50 cm d'écart pour la plupart des secteurs sauf dans la partie W. Weddell pour les trois simulations avec un déficit allant de 50 cm (ORCA025) à 1 m (ORCA2) et dans la partie Amundsen Bellingshausen pour les simulations à haute résolution (déficit de 75 cm dans ORCA05-G70 et ORCA025-G70).

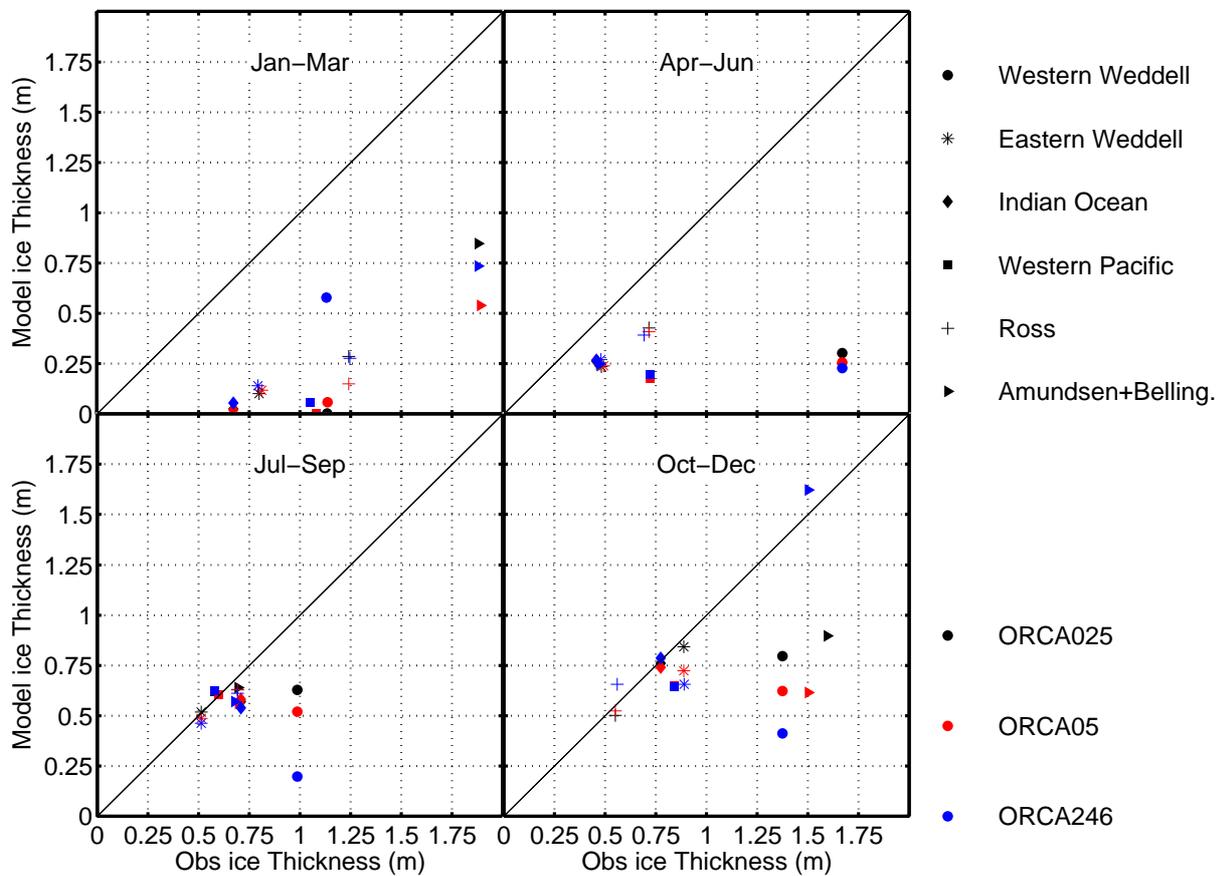


FIG. 4.9: Scatter plot annuel des données d'épaisseur de glace ASPeCt (*Worby et al., 2008*) avec les données colocalisées des simulations ORCA025 G70, ORCA05 G70 et ORCA2 G70 sur la période 1981 2004 par secteur. Les secteurs utilisés sont ceux représentés dans la Fig. 4.8.

En résumé, l'augmentation de la résolution améliore de façon sensible l'étendue hivernale de la glace de mer. Par contre, les résultats sont très mauvais en été (en épaisseur comme en étendue). Malgré ces défauts, les améliorations apportées par la haute résolution (la représentation des polynies en particulier) font que les simulations suivantes seront toutes faites à haute résolution (0.5° ou 0.25°).

conclusion

Les différentes simulations réalisées avec PERIANT05 montrent que le modèle de glace est très sensible aux réglages de certains de ses paramètres comme l'angle de dérive de la glace (angvg), la hauteur de la nouvelle glace formée dans les ouvertures (hiccrit) ainsi que la résistance de la glace à la déformation (P^*). Ces études montrent qu'un changement de angvg de 0° à -10° entraîne une augmentation de la convergence de la glace au centre du gyre de Weddell et une diminution d'épaisseur de la glace de mer sur la côte. Une augmentation de hiccrit provoque une augmentation de l'épaisseur au centre du gyre de Weddell, mais en contrepartie, il y a plus de difficultés à former de la glace compacte. La difficulté à créer de la glace est telle, qu'une polynie de pleine mer s'est ouverte au centre de la mer de Weddell (phénomène non réaliste) dans les simulations HCRI60 et HCRI90. Le dernier paramètre testé est P^* . Ce paramètre a des effets essentiellement côtiers. Ainsi, plus on diminue P^* , plus la glace sur les côtes (surtout sur les côtes de la mer de Bellingshausen et de Weddell) est épaisse. A la suite de ces trois tests, le choix donnant les résultats les plus réalistes est :

- $\text{angvg}=0^\circ$;
- $\text{hiccrit}=30 \text{ cm}$;
- $P^*=10000 \text{ N.m}^{-2}$.

Il est à noter que quelle que soit la simulation réalisée, le problème du manque de glace estivale persiste.

Par la suite, des tests de sensibilité du modèle de glace en fonction de la résolution ont été réalisés avec les simulations DRAKKAR effectuées avec les paramètres de LIM dégagés précédemment. Ces simulations montrent que plus la résolution est élevée, plus l'étendue de glace est bien représentée. En été, elle reste néanmoins beaucoup trop faible, surtout dans les simulations à $0,5^\circ$ et $0,25^\circ$. En terme d'épaisseur, les trois simulations se comportent généralement de la même façon en Antarctique.

Comme le problème de l'étendue estivale de glace persiste, quel que soit le réglage du modèle de glace ou de la résolution, ces études serviront seulement à ajuster les résultats quand le problème du déficit de glace estivale aura été résolu.

Le réglage du modèle de glace n'étant pas à ce stade, identifié comme responsable de ce problème, une autre cause possible avant de s'attaquer directement au forçage atmosphérique, pourrait être un défaut dans la représentation des flux d'eau douce en Antarctique (comme la non prise en compte du flux d'eau douce provenant des *ice shelves*). *Marsland et Wolff* (2001) montre, en effet, que les flux d'eau douce ont un impact significatif sur le volume et l'étendue de la glace de mer.

Chapitre 5

Sensibilité aux Ice shelves

Sommaire

5.1	Description de la paramétrisation	70
5.2	Les simulations réalisées	72
5.3	Diagnostic des flux paramétrés	72
5.3.1	Validation des flux	72
5.3.2	Variabilité des flux	74
5.4	Effets sur l’océan Austral	75
5.5	Effets sur la glace de mer	77

Introduction

Dans les simulations DRAKKAR, la composante du flux d'eau douce (FWF) venant des *Ice Shelves (ISH)* est négligée, alors qu'elle représente un FWF non négligeable. Dans les études menées par *Hellmer (2004)*, *Silva et al. (2006)* et *Jacobs et Hellmer (1996)*, le flux d'eau douce associé aux ISH atteindrait en mer de Weddell 40% du flux d'eau douce total. En hiver, ce flux est d'autant plus important qu'il est le seul. En effet, les précipitations (surtout composées de neige) n'atteignent pas l'océan car elles restent sur la couche de glace.

L'objectif de ce chapitre est de tester la paramétrisation des ISH développée par *Beckmann et Goosse (2003)* pour les modèles en coordonnée Z comme NEMO. Nous nous intéresserons d'abord au réalisme de la paramétrisation et à ses défauts, puis nous regarderons son impact sur l'hydrographie et la glace de mer.

5.1 Description de la paramétrisation

La paramétrisation de *Beckmann et Goosse (2003)* propose que la fonte basale des ISH est proportionnelle à :

- la différence entre la température moyenne de la colonne d'eau adjacente à l'*ice shelf* (T_{ocean}), située entre la base de l'ISH (fixée à 200 m pour tous les *ice shelves* et à 350 m pour celui de Ross) et 600 m, et la température du point de congélation à la base de l'*ice shelf* (T_f , le point de congélation dépendant de la pression, il peut atteindre à cette profondeur des valeurs de l'ordre de -2°C) (Eq. 5.1) ;
- la surface efficace de fonte (la surface de fonte est supposée être le produit de la longueur de l'*ice shelf*, W et d'une longueur efficace, L_{eff} ; celle-ci est déterminée à partir de l'analyse des résultats du modèle BRIOS ; suivant les forçages atmosphériques utilisés, des valeurs comprises entre 4 et 12 km sont ressorties).

A partir de ces hypothèses, les flux de chaleur, Q_{oi}^{net} (en Watt) et de fonte ($\frac{\partial m^{net}}{\partial t}$ en mètre cube par seconde) à la base de l'ISH sont calculés par le modèle de la manière suivante (*Beckmann et Goosse, 2003*) :

$$Q_{oi}^{net} = \rho_w c_{pw} \gamma_T (T_{ocean} - T_f) L_{eff} W \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial m^{net}}{\partial t} = \frac{Q_{oi}^{net}}{\rho_i L_i} \quad (5.2)$$

avec la masse volumique de l'eau $\rho_w = 1000 \text{ kg.m}^{-3}$, la capacité calorifique $c_{pw} = 4000 \text{ J.(kg.K)}^{-1}$ et la vitesse d'échange thermique $\gamma_T = 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ estimée par *Holland et Jenkins (1999)* dans une description des interactions océan-ice shelf.

Ces flux sont imposés seulement au premier niveau sous le front de l'*ice shelf* et ils sont ajoutés au terme de tendance de la salinité et de la température.

Comme dans l'étude réalisée par (*Wang et Beckmann, 2007*) sur ORCA2, j'ai implémenté tous les *ice shelves* majeurs dans une configuration PERIANT05 : Ross, Getz, Abbot, Larsen, Ronne, Riiser Larsen, Fimbul, Amery, West, Shakelton, Voyeykov, Dibble tongue, Mertz Glacier (Fig. 5.1) avec pour chacun une longueur efficace variant entre 2 km pour les ISH de la côte Est (West, Shakelton, Voyeykov, Dibble tongue, Mertz Glacier) à 12 km pour Ronne et Ross, 6 km pour Amery et 4 km pour les ISH restants (Getz, Abbot, Larsen, Riiser Larsen, Fimbul) . Ces chiffres sont en accord avec la simulation réalisée dans *Beckmann et Goosse (2003)* avec les flux

atmosphériques calculés à partir des données de la réanalyse NCEP. Toutes ces données sont inscrites dans le code de façon fixe dans les sources de A. Beckmann et C. Wang. Afin de rendre ce travail possible pour les simulations à haute résolution, il a fallu, dans la version implémentée dans PERIANT05, créer un masque d'*ice shelf* avec la profondeur de la base ainsi que la longueur efficace pour chaque point.

Dans l'étude réalisé ici, les apports continentaux en surface n'ont pas été modifier. En toute rigueur il faudrait réaliser cette étude de sensibilité à volume d'eau douce apporté constant. Cela demande une remise à plat complète des apports continentaux le long de l'Antarctique (profondeur d'injection, extension spatiale, valeur, cycle saisonnier ...), ce qui n'a pas été effectué dans ce travail.

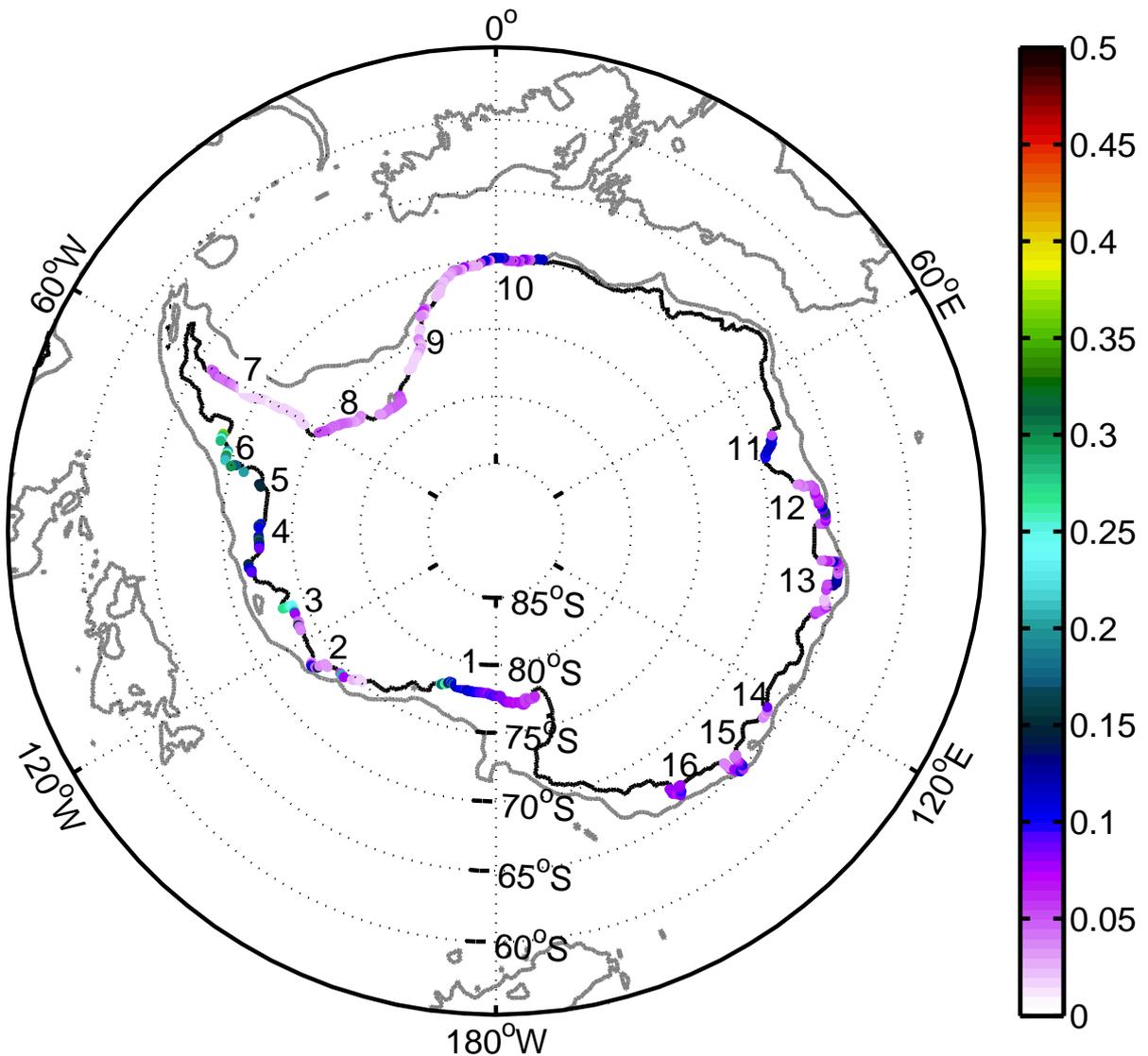


FIG. 5.1: Localisation des *ice shelves* inclus dans le modèle, ainsi que le flux d'eau douce moyen simulé entre 1990 et 2000 en mSv par bin de 0.5° . Les numéros correspondent aux différents *ice shelves* : 1 Ross ; 2 Getz ; 3 Pine ; 4 Abbot ; 5 George VI ; 6 Wilkins ; 7 Larsen ; 8 Ronne ; 9 Riiser ; 10 Fimbul ; 11 Amery ; 12 West ; 13 Shakelton ; 14 Voyeykov ; 15 Dibble ; 16 Mertz. La couleur correspond au flux d'eau douce.

5.2 Les simulations réalisées

Afin de tester cet *ice shelves* Paramétrisation (ISP), et avant de l'implémenter dans un modèle global coûteux, nous avons utilisé la configuration PERIANT05 dans sa version G70. Nous avons réalisé une expérience jumelle, soit deux simulations : (i) une sans la paramétrisation des ISH (notée DFS3), (ii) une avec la paramétrisation (notée ISP). Le forçage atmosphérique utilisé dans les deux configurations est le forçage DFS3 avec la correction des vents catabatiques décrite en Sec. 6, avec les paramètres de glace décrits en conclusion de la Sec. 4. La bathymétrie a été retouchée sur les points au niveau du front des ISH, afin que la profondeur soit supérieure à 200 ou 350 m, suivant l'*ice shelf* considéré (vérification indispensable pour que le bon fonctionnement de la paramétrisation). La période d'intégration débute en 1980 et fini en 2000. Les données de conditions initiales en température et salinité, ainsi que les données aux frontières à 30°S sont issues de la simulation globale inter-annuelle (1958-2004) ORCA05-G70. Tous les résultats présentés sont réalisés sur la moyenne de la période 1990-2000.

5.3 Diagnostic des flux paramétrés

5.3.1 Validation des flux

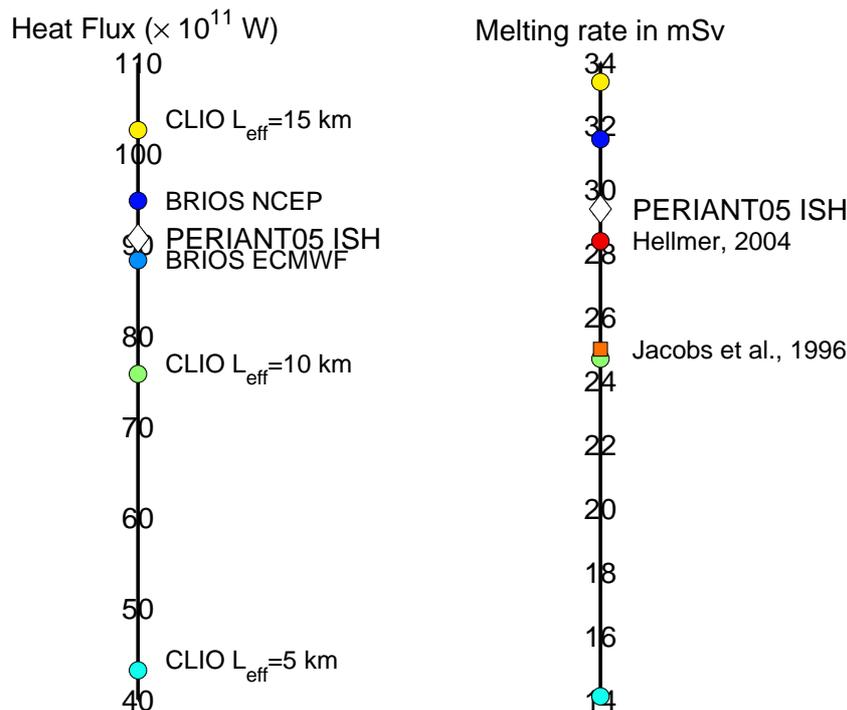


FIG. 5.2: comparaison du flux de chaleur océan-ice shelf (Q_{oi}^{net}) et du flux d'eau douce total ($\frac{\partial m^{net}}{\partial t}$) (modélisés ou mesurés) créés par les *ice shelves* autour de l'Antarctique.

Les flux simulés (chaleur et eau douce) par cette expérience sont dans la moyenne des différentes simulations réalisées par *Hellmer* (2004) et *Beckmann et Goosse* (2003) ou des mesures effectuées par *Jacobs et Hellmer* (1996) (Fig. 5.2). En effet, le flux d'eau douce (FWF) de 29,3 mSv simulé dans ISP est cohérent avec le flux de 25 mSv observé par *Jacobs et Hellmer* (1996), avec une marge d'erreur de 50%. Pour ce qui est des données issues des modèles numériques avec circulation sous les *ice shelves*, la simulation ISP est cohérente avec les 28 mSv de la simulation

BRIOS réalisée par *Hellmer* (2004).

La décomposition des flux par *ice shelf* (Tab. 5.1) nous permet d'en savoir plus sur les zones mal représentées par la paramétrisation des ISH dans la simulation ISP.

Ice shelf	Location	Q_{oi}^{net} ($\times 10^{11}$ W)	\dot{m}^{net} (mSv)	\dot{m}^{net} (mSv) (other study)
ROSS	180°E	22,2	7,2	5,6 (2.6)
GETZ	125°W	3.8	1.2	1,7
PINE	100°W	8.9	2.9	0.8
ABBOT + GEORGE VI	90°W	6.4	2.1	1,7 + 0.8
WILKINS	70°W	9.9	3.2	
LARSEN	60°W	3,6	1,2	1,2
RONNE	50°W	6,4	2,1	3,7 (6.4)
RIISER	20°W	3,2	1,0	5,2*
FIMBUL	0°E	7,5	2,4	7,8* (4,4)
AMERY	70°E	3,5	1,1	0,6 (0.7)
WEST	85°E	4,3	1,4	
SHAKELTON	100°E	5,3	1,7	1,5
VOYEYKOV	125°E	0,7	0,2	
DIBBLE	135°E	2,7	0,9	
MERTZ	145°E	2,3	0,7	
TOTAL			29,4	28 (25.0)

TAB. 5.1: Table représentant la localisation, ainsi que les flux de chaleur et d'eau douce par *ice shelf*. Les chiffres, en couleur, sont ceux des études réalisées par *Hellmer* (2004), *Jacobs et Hellmer* (1996) et *Smedsurd et al.* (2006). Les chiffres étoilés (*) signifient que les flux sont surestimés par la simulation de *Hellmer* (2004).

En mer de Ross, la simulation ISH surestime le FWF généré par l'*ice shelf* par rapport aux observations de *Jacobs et Hellmer* (1996) et aux résultats numériques de *Hellmer* (2004). La cause de cette surestimation pourrait être due au fait que la paramétrisation utilisée ne tient pas compte de la circulation horizontale sous l'*ice shelf*. Cette circulation horizontale est orientée d'Ouest en Est, c'est-à-dire que les eaux de la dépression de Ross, les HSSW, circulent sous l'ISH pour ressortir derrière le Ross Bank (*Budillon et al.*, 2003; *Assmann et al.*, 2003). Cette circulation donne donc un rôle plus important, dans la fonte de l'*ice shelf*, aux HSSW ($T \simeq -1.8^\circ\text{C}$) présentes dans la dépression de Ross qu'aux MCDW ($T > -1.4^\circ\text{C}$) présentes sur la partie Est du plateau de Ross (*Budillon et al.*, 2003; *Jacobs et Comiso*, 1989). Or, dans la paramétrisation utilisée, la contribution de chaque partie du plateau est proportionnelle à la longueur de l'*ice shelf* dans chaque région. Dans ce cas, les MCDW de la partie Est participent pour autant à la fonte de l'*ice shelf* que les HSSW de la partie Ouest, ce qui entraîne une surestimation du flux de fonte basale.

Pour les **ice shelves de Fimbul et Riiser**, les flux de fonte associés semblent être plus réalistes que ceux trouvés par *Hellmer* (2004). Cela vient de la meilleure représentation du plateau continental dans ISP. En effet, la résolution de 1.5° utilisée par *Hellmer* (2004) ne permet pas de représenter le plateau très étroit présent dans cette région de l'Antarctique (au mieux le plateau fait 1 point de grille). L'eau qui est donc en contact avec l'ISH, dans un modèle basse résolution, est exclusivement constituée de CDW beaucoup plus chaude que les SW. Avec PERIANT05, le plateau est beaucoup mieux représenté et donc, par la même occasion, les masses d'eau présentes

sur celui-ci. Les SW étant plus froides que les CDW, le taux de fonte associé aux ISH est plus faible.

Il est par contre possible que le flux simulé dans ISH soit un peu faible. En effet, une étude faite par *Smedsurd et al.* (2006) avec un modèle de circulation sous les *ice shelves* au quart de degré simule un flux moyen de 4.4 mSv pour l'*ice shelf* de Fimbul.

Pour l'**ice shelf de Ronne**, au fond de la mer de Weddell, la paramétrisation ISH sous-estime le FWF associé plus fortement que les résultats de BRIOS dans *Hellmer* (2004).

Sur la **côte Est** (entre l'*ice shelf* d'Amery et celui de Mertz), les flux associés donnent l'impression d'être réalistes. En effet, pour l'*ice shelf* d'Amery, le FWF est légèrement surestimé, mais cela reste toujours dans la marge d'erreur de *Jacobs et Hellmer* (1996). Pour l'*ice shelf* de Shaketon, la simulation ISP est en très bon accord avec celle réalisée par *Hellmer* (2004).

Dans la partie de **la mer d'Amundsen et de Bellingshausen**, le réalisme des flux est variable suivant l'*ice shelf* regardé. Pour l'*ice shelf* d'Abbot et de George VI, les flux simulés sont comparables avec les autres études, ainsi que pour l'*ice shelf* de Getz. Par contre pour l'*ice shelf* de Pine, le FWF est surestimé de façon non négligeable (+350%). On notera aussi que l'*ice shelf* de Wilkins, qui s'est partiellement désintégré en ce début d'année (*NSIDC*, 2008), a un taux de fonte très élevé malgré sa taille. Nous noterons aussi que le flux imposé par la paramétrisation a une forte variabilité spatiale au niveau de l'*ice shelf* de Pine.

5.3.2 Variabilité des flux

Comme les flux calculés par la paramétrisation sont fortement dépendants de la température le long de l'*ice shelf*, il existe un cycle saisonnier.

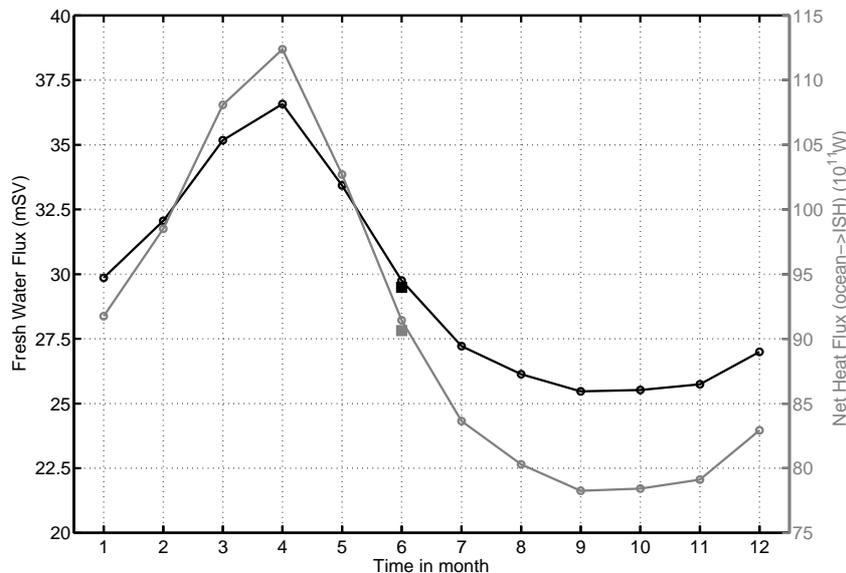


FIG. 5.3: Cycle saisonnier du flux d'eau douce et de chaleur total. En gris, le flux de chaleur, en noir, le flux d'eau douce. Les carrés correspondent à la valeur moyenne.

La variabilité saisonnière

Les flux (Fig. 5.3) sont comme attendus : maximum en été (36 mSv) à cause de la présence de chaleur, venant des CDW et de la surface, à proximité de l'*ice shelf*. En hiver, les flux sont minimaux (25 mSv) car c'est en cette saison que la différence de température entre l'océan ($\simeq -1.8^\circ\text{C}$) et T_f de l'*ice shelf* ($\simeq -2^\circ\text{C}$) est minimale. Cependant, *Hellmer* (2005) émet des réserves sur la validité du cycle représenté par cette paramétrisation pour les ISH larges et profonds comme celui de Ross et de Ronne. Pour les ISH étroits comme le glacier de Mertz et celui le West Ice Shelf, la corrélation entre la présence de chaleur sur leurs fronts et la fonte de la glace est très probable. Par contre pour les *ice shelves* de Ross et Ronne, le temps de propagation entre l'entrée de l'eau sous l'*ice shelf* et sa sortie est long, ce qui pourrait entraîner un déphasage du maximum de fonte de six mois entre les *ice shelves* étroits (comme le Fimbul Ice Shelf) et larges (comme le Ronne Ice Shelf).

La variabilité inter-annuelle

À la différence de la variabilité saisonnière, la variabilité inter-annuelle sur la période 1990-2000 est peu marquée. Avant les années 90, le comportement du flux semble plutôt erratique (Fig. 5.4). Après les années 1990, la variabilité est beaucoup plus continue et présente une décroissance des flux à partir de 1994. En regardant la température moyenne le long des ISH entre 200 et 600 m, on retrouve les mêmes tendances (erratique entre 1980 et 1990 et décroissance entre 1994 et 2000) dans ISH et DFS3 (Fig. 5.4). La décroissance des flux en fin de période n'est pas due au refroidissement engendré par l'action de la paramétrisation des ISH. Elle provient de la tendance naturelle du modèle à refroidir le front des ISH.

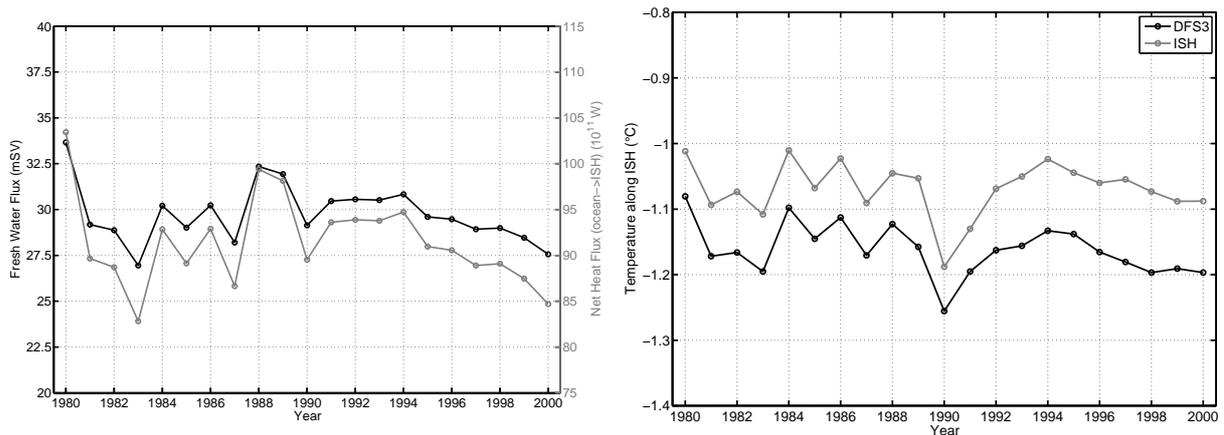


FIG. 5.4: A gauche : cycle annuel du flux d'eau douce et de chaleur total. En gris, le flux de chaleur, en noir, le flux d'eau douce. A droite : cycle annuel de la température le long de l'ISH. En gris, la température ISH et en noir, la température DFS3.

5.4 Effets sur l'océan Austral

Comme attendu, les masses d'eau sur les plateaux deviennent plus froides et plus douces avec cette paramétrisation. Cet adoucissement et ce refroidissement, directement lié à l'ISP, s'étendent entre la surface et 500 m (1000 m pour la salinité) à tout l'océan Austral (Fig. 5.5 et Fig. 5.6) avec un maximum (-0.02 PSU et -0.1°C) à 100 m de profondeur au sud de 70°s . Dans l'étude de *Wang et Beckmann* (2007) réalisée avec ORCA2 (sur 31 niveaux verticaux), la même structure se retrouve en surface, mais le refroidissement en surface est de l'ordre de -1°C avec un adoucissement de -0.7 PSU, soit beaucoup plus fort que dans PERIANT05.

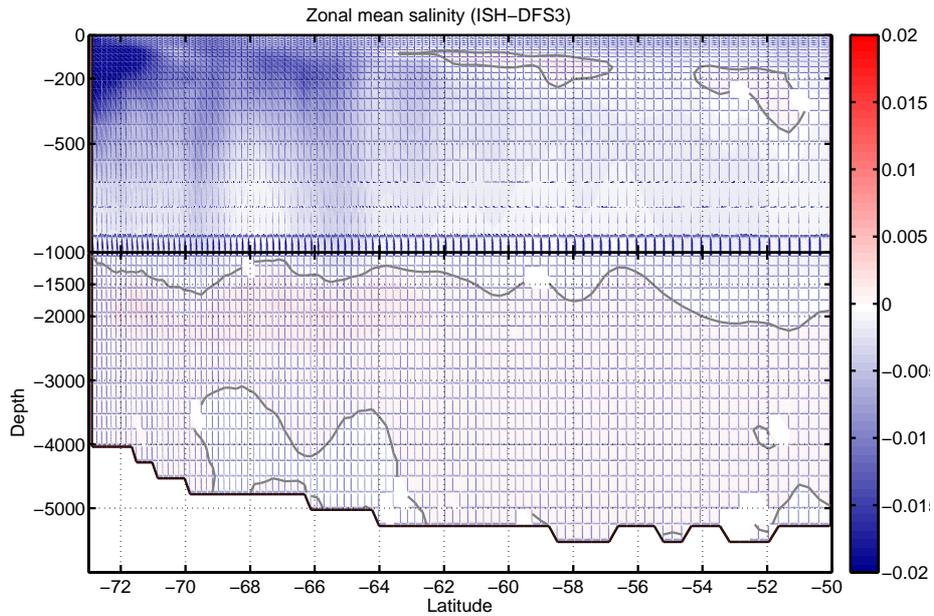


FIG. 5.5: Différence (ISH-DFS3) de salinité en moyenne zonale ($30^{\circ}\text{W} \rightarrow 100^{\circ}\text{W}$) annuelle. Les valeurs négatives (positives) indiquent un adoucissement (salinisation) des eaux due à la paramétrisation des ISH.

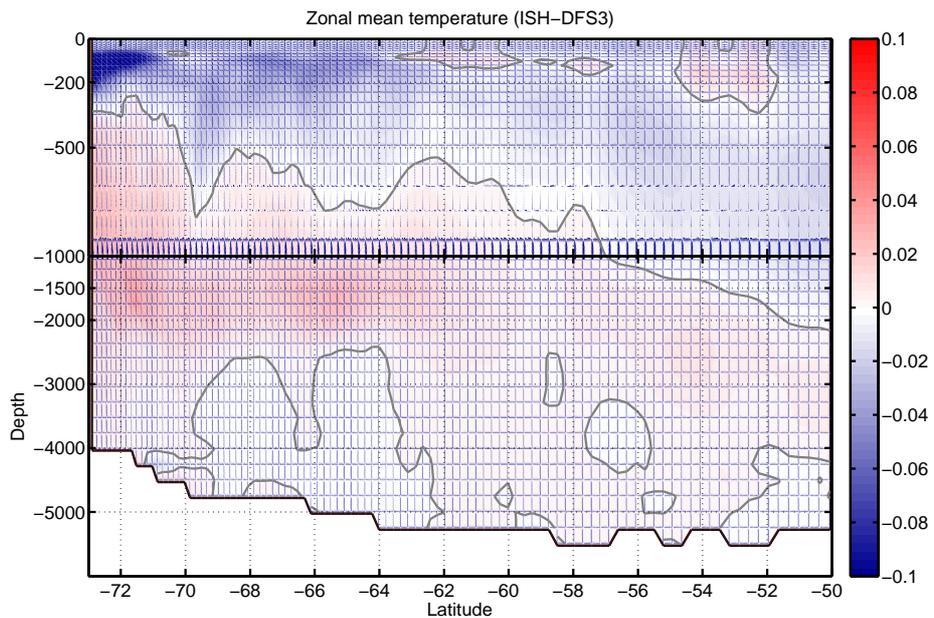


FIG. 5.6: Différence (ISH-DFS3) de température ($^{\circ}\text{C}$) en moyenne zonale ($30^{\circ}\text{W} \rightarrow 100^{\circ}\text{W}$) annuelle. Les valeurs négatives (positives) indiquent un refroidissement (réchauffement) des eaux due à la paramétrisation des ISH.

Les effets de la paramétrisation de ISH sont différents que l'on se trouve en zone de plateau ou dans l'océan profond.

Dans les zones de plateau, l'adoucissement en profondeur sur les plateaux diminue très fortement la stratification des 400 premiers mètres. En effet, aux basses températures, la densité est contrainte essentiellement par la salinité. Or, la paramétrisation adoucit les masses d'eau

situées dans le premier niveau sous les *ice shelves* et donc les allège. Cette diminution de densité en profondeur facilite le mélange vertical. Par conséquent, dans les zones côtière, la convection créée par la formation de glace en hiver est accentuée. Cela se traduit par une augmentation de la couche de mélange de 100 m sur le plateau de Ross et sur le plateau de Weddell (Fig. 5.7). Les ISH jouent donc un rôle majeur dans la ventilation des eaux profondes sur les plateaux continentaux. A contrario, il n'y a pas de modifications significatives de la couche de mélange hors des zones de plateau (Fig. 5.7).

En pleine mer, la diminution de la densité, associée à l'adoucissement des eaux de surface (entre la surface et 1000 m) entraîne une augmentation de la stratification verticale des 1000 m premiers mètres dans les bassins profonds. Ceci entraîne donc une diminution du mélange vertical entre les eaux de surface et les eaux de fond (profondeur supérieure à 1000 m). La diminution du mélange vertical entre les eaux froides et "douces" de surface ou de plateau et les CDW chaudes et salées, s'accompagne par un réchauffement ($+0.02^{\circ}\text{C}$) et une salinisation ($+0.005$ PSU) des eaux de fond (Fig. 5.8).

Cette diminution du mélange vertical est observé par *Beckmann et Goosse* (2003) et *Wang et Beckmann* (2007), mais avec une intensité plus forte. Dans la simulation climatique (1000 ans) réalisée avec le modèle CLIO par *Beckmann et Goosse* (2003), le réchauffement atteint $+0.1^{\circ}\text{C}$ et la salinisation : $+0.01$ PSU, alors que pour *Wang et Beckmann* (2007) dans une simulation inter-annuelle réalisée avec ORCA2, le réchauffement atteint $+0.5^{\circ}\text{C}$ et la salinisation $+0.04$ PSU. Cette forte estimation dans ORCA2 me paraît liée au manque de résolution dans les zones où le plateau est étroit (*ice shelf* de Riiser, Fimbul, Côte Est). En effet, une mauvaise représentation de plateau entraîne une mise en contact direct des CDW et des ISH, ce qui provoque une fonte accélérée de ces derniers et donc une surestimation du flux et des effets.

L'augmentation de la salinité et de la température à 1000 m visible dans les Fig. 5.6 et Fig. 5.5, ne se fait pas de manière uniforme dans tout l'océan Austral. Les différences les plus fortes se trouvent le long du courant côtier Antarctique (ACoC) (Fig. 5.8). En salinité, la partie du ACoC présent sur la côte Est est nettement plus douce (-0.02 PSU) dans la simulation ISP, alors que le long de la péninsule Antarctique et en mer de Ross, les masses d'eau formées sont significativement plus chaudes ($+0.1^{\circ}\text{C}$) car la profondeur d'équilibre des eaux de plateaux sortantes est différente. Du fait de leur densité moindre, dans ISP par rapport à DFS3, la profondeur d'équilibre des SW de la péninsule et de la partie Est de la mer de Ross est inférieure à 1000 m. Cela entraîne un déficit en eau froide et douce en dessous de la profondeur d'équilibre des SW dans ISP, d'où la présence de différences en température et salinité dans les masses d'eau formées à 1000 m.

5.5 Effets sur la glace de mer

Le rajout de la ISP a des effets variés sur la glace de mer. Au voisinage des plateaux étroits comme celui de la côte Est avec un flux d'eau douce plus faible et la proximité du courant côtier qui transporte rapidement les ISW vers l'Ouest (Gyre de Weddell), les effets sont faibles. En effet, l'épaisseur de glace dans ces régions est augmentée de moins de 5 cm. Par contre dans les zones de plateau étendu comme celui de Ross ou de Weddell, des variations d'épaisseur de plus de 5 cm sont présentes, atteignant même par endroit 10 cm (Fig. 5.9), soit une augmentation comprise entre 5 et 10% de l'épaisseur de glace dans ISH. Ces résultats sont en accord avec les différentes études, bien que l'augmentation d'épaisseur de glace soit plus faible que dans *Hellmer*

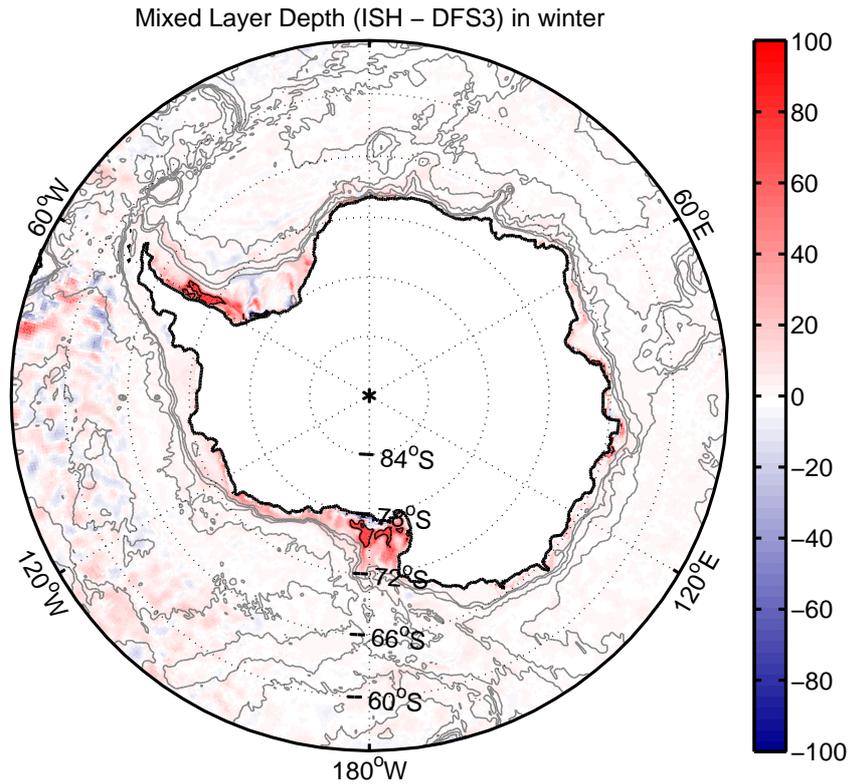


FIG. 5.7: Différence de couche de mélange en mètres entre ISH et DFS3 entre juillet et septembre. En gris, les contours de la bathymétries de 1000 à 5000 m par intervalles de 1000 m.

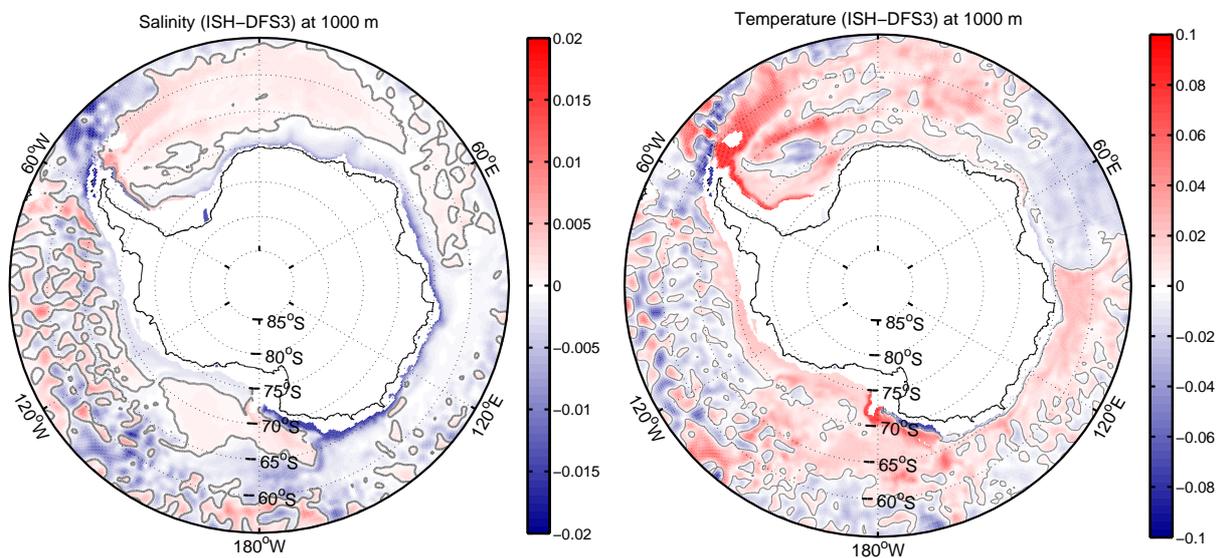


FIG. 5.8: Différence (ISH-DFS3) annuelle de salinité (à gauche) et de température en °C (à droite) à 1000 m.

(2004), Wang et Beckmann (2007) ou encore Beckmann et Goosse (2003). Cette augmentation de l'épaisseur de glace est due à un refroidissement et à un adoucissement de l'eau sur les plateaux, ainsi qu'à une stabilisation des couches de surface qui diminue les remontées d'eau chaude et qui favorise donc la production de glace.

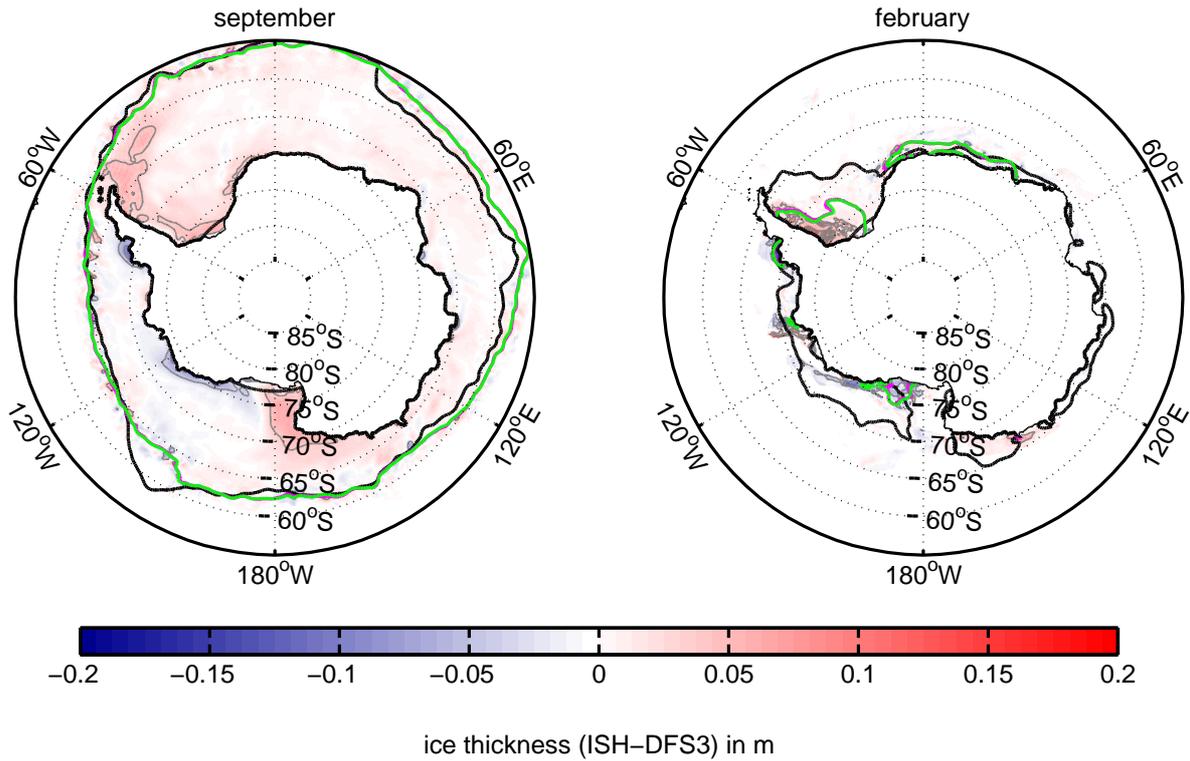


FIG. 5.9: Différence d'épaisseur de glace ainsi que d'étendue pour le mois de février et de septembre entre ISP et la simulation de contrôle (DFS3). En noir la ligne 15% de SSMI pour la période 1990-2000 et en rose et vert la ligne 15% dans les simulations. En magenta, l'étendue de glace dans la simulation **ISP** et en vert, l'étendue de glace dans **DFS3**. Les contours gris représentent les lignes de différence 5 cm, 10 cm et 15 cm.

Simulation	Février		Septembre	
	Volume (km^3)	Etendue ($10^6 km^2$)	Volume (km^3)	Etendue ($10^6 km^2$)
DFS3	286.401	0.93	15290	20,23
ISH	301.556	0.91	15460	20,31

TAB. 5.2: Volume et étendue de glace pour le mois de février et de septembre.

Les données globales (c'est-à-dire intégrées autour du continent Antarctique) obtenues avec ces simulations montrent par contre très peu de changements sur l'étendue du pack en hiver (+0.3%) comme en été (-2%) (Tab. 5.2). Il en est de même pour le volume (+1.1% en septembre et +5.2% en février). Pour le volume total en hiver, il y a compensation entre l'augmentation de l'épaisseur sur la côte Est, en Mer de Ross et de Weddell et la diminution dans les mers de Bellinhausen et de Amundsen.

En Bref

La paramétrisation des *ice shelves*, même si elle n'est pas parfaite, vas dans le sens de plus de "réalisme" dans la représentation des FWF en Antarctique. Cette paramétrisation simule des

flux en accord avec les résultats des simulations réalisées avec une représentation explicite des ISH (*Hellmer, 2004*) ainsi qu'aux observations actuelles (*Jacobs et Hellmer, 1996*). Les impacts les plus marqués sont l'augmentation de l'épaisseur de la glace de mer en hiver ainsi que l'augmentation de la couche de mélange sur les zones de plateau. Les ISH ont donc un rôle de premier ordre dans la ventilation des eaux de surface en zone côtière en Antarctique. En revanche, en zone profonde (hors plateau continental), la présence d'*ice shelf*, avec son apport d'eau douce, a tendance à augmenter la stratification verticale moyenne entre 0 et 1000 m en diminuant la densité des eaux de plateau et de surface. Ceci entraîne, hors des zones de plateau une diminution du mélange entre les CDW et les AASW et entre les CDW et les SW en mer de Weddell et de Ross. Ce mélange faisant remonter de la chaleur vers les couches superficielles, son inhibition favorise donc la formation de glace, ainsi qu'un refroidissement plus conséquent en surface. Inversement, des eaux légèrement plus chaudes et plus salées sont présentes en profondeur (entre 1000 m et le fond). Tous ces effets de la ISP sont en accord avec ceux observés dans les études citées précédemment avec des modèles à basse résolution contenant cette paramétrisation ou avec des modèles à basse résolution représentant explicitement les interactions sous les *ice shelves*. Cependant, l'intensité de l'effet des ISH change, et est plus faible dans nos simulations. Les conséquences observées en hiver dans ISP pourraient être amplifiées si le cycle saisonnier du flux d'eau douce provenant des grands *ice shelves* (Ross et Ronne) était corrigé en fonction des résultats de l'étude menée par *Hellmer (2004)*. En effet, le flux d'eau douce maximal dans le cas de l'*ice shelf* de Ronne est observé en hiver et non en été comme dans la paramétrisation des ISH de *Beckmann et Goosse (2003)*.

Cette paramétrisation, même si elle augmente globalement l'épaisseur de glace en hiver, ne solutionne en rien le problème du manque de la glace estivale dans nos simulations, ni celui de l'alimentation en eau de fond des bassins. Cependant, elle permet une amélioration de la température des eaux de plateau avec la création de masses d'eau à une température inférieure au point de congélation en surface.

Après les résultats obtenus lors des tests sur les paramètres du modèle de glace, puis lors de l'amélioration des flux d'eau douce sur les côtes Antarctique, les problèmes initiaux n'ont pas été résolus. Nous allons dans la suite nous intéresser à l'amélioration de la tension de vent localement, près des côtes, afin d'amélioration de la représentation de polynies côtières. Cela pourrait avoir comme conséquence une amélioration de la représentation de la quantité de glace produite et de la densité des eaux de plateaux formées.

Chapitre 6

A katabatic wind correction of ERA40 winds around Antarctica

P. Mathiot⁽¹⁾, B. Barnier⁽¹⁾, H. Gallée⁽²⁾, J.M. Molines⁽¹⁾, J. Le Sommer⁽¹⁾, M. Juza⁽¹⁾ and T. Penduff⁽¹⁾

⁽¹⁾LEGI Grenoble, Domaine Universitaire BP 53 38041 Grenoble Cedex 9 France

⁽²⁾LGGE, Grenoble, Domaine Universitaire BP 96 38041 Grenoble Cedex 9 France

Sommaire

6.1	Introduction	83
6.2	Near coast atmospheric surface conditions in ERA40 and MAR	84
6.2.1	ERA40 reanalysis	84
6.2.2	MAR Model	85
6.2.3	Downscaling of ERA40 by MAR	85
6.2.4	In the open sea	85
6.3	Correction of katabatic winds	86
6.4	Ocean circulation model	87
6.4.1	ORCA05 model configuration	87
6.4.2	Forcing field	88
6.4.3	Simulation strategy	88
6.4.4	Model solution in the vicinity of Antarctica	88
6.5	Impact of the katabatic correction	89
6.5.1	Impact on sea-ice in Polynyas	90
6.5.2	Impact on total sea-ice	90
6.5.3	Impact on ocean properties in Polynyas	91
6.5.4	Along the continental slope	92
6.6	Conclusion	92
6.7	Tables	94
6.8	Figures	95

Comme nous l'avons vu en Sec. 1, les vents catabatiques sont un acteur majeur de la formation des polynies et par conséquent des eaux de plateaux (SW). Leur représentation dans les réanalyses NCEP ou ERA40 sont mauvaises (*Broeke et al.*, 1997; *Petrelli et al.*, 2008). Or, ces réanalyses sont couramment utilisées en tant que forçages atmosphériques pour les modèles d'océan. Une comparaison sur la période 1980-1989 entre les réanalyses et les résultats d'un modèle atmosphérique régional couvrant tout l'Antarctique (MAR) est effectuée dans le but d'obtenir une correction côtière de la tension de vent applicable sur toute la période ERA40 (1958-2004).

Résumé

Des simulations de la circulation océanique et de la glace de mer ont été conduites avec un modèle global à une résolution moyenne (sur une grille Mercator avec une résolution nominale de 0.5° , soit près de 20 km le long des côtes de l'Antarctique). L'objectif de ces simulations est d'évaluer l'impact d'une correction de la tension de vent ERA40 qui tient compte de la sous-estimation importante des vents catabatiques dans les réanalyses ERA40 sur la glace de mer et sur l'hydrographie proche de l'Antarctique. La correction est construite d'après les résultats d'une comparaison entre la tension de vent issue des réanalyses ERA40 et celle obtenue grâce à un *downscaling* de ces mêmes réanalyses par le modèle atmosphérique régional MAR sur la période 1980-1989. L'apport majeur du *downscaling* est une meilleure représentation des vents catabatiques au niveau de la côte de l'Antarctique. Cette amélioration est due à une représentation optimale de l'orographie sur le continent à l'approche de l'océan, comme les montagnes trans-antarctique, et à une paramétrisation spécifique de la longueur de rugosité dans la couche limite atmosphérique. La comparaison de la tension de vent le long des côtes montre que la tension de vent MAR est plus forte que celle issue de ERA40. La comparaison de la tension de vent sur le premier point océan montre une cohérence spatiale et temporelle remarquable des tensions de vent estimées dans MAR et dans ERA40. La comparaison réalisée suggère qu'une correction formée à partir d'un coefficient multiplicatif appliqué localement sur les deux composantes de la tension de vent à 6h de ERA40 près des côtes est possible. Ce facteur multiplicatif est constant en temps (pas de variation saisonnière) et variable en espace (diminution vers le large sur une distance de 150 km). Cette correction est testée sur deux simulations jumelles longues de 40 ans chacune avec un modèle océan/glace de mer global à 0.5° de résolution. La correction conduit à une augmentation de l'étendue des polynies côtières et du total de glace produite. Les autres conséquences de la correction des vents catabatiques sur la glace de mer sont une diminution de l'épaisseur de glace de mer et de la fraction de glace proche des côtes du continent antarctique. Cet effet s'étend au-delà des zones côtières. Concernant l'hydrographie, la correction montre une augmentation de l'*overturning* créé dans les polynies avec une transformation plus forte d'eau de surface antarctique en eau dense de plateau (+ 2 Sv d'augmentation). La modification de la tension de vent zonale conduit à une augmentation du cycle saisonnier du courant côtier antarctique.

Abstract

Numerical simulations of the southern ocean/sea-ice circulation are conducted with a medium resolution global circulation model (a Mercator grid of nominal resolution 0.5° , of the order of 20 km around the Antarctic continent). The objective is to evaluate the impact on sea-ice and hydrography around Antarctica of a correction of the ERA40 winds stress that accounts for the drastic underestimation of the katabatic winds in ERA40. The correction is constructed after a comparison between ERA40 reanalysis wind stress and a wind stress obtained by a downscaling of ERA40 by the MAR regional atmospheric model over the period 1980 to 1989. The major gain of the downscaling is in the representation of the katabatic winds at the coast of Antarctica, due to a better representation of the continental orography surrounding the ocean, like the Trans Antarctic Mountains, and a specific parameterisation of roughness length in the planetary boundary layer. Comparison of the amplitude of the coastal wind stress shows that the MAR wind stress is larger. Comparison of wind stress directions at the first ocean point shows a remarkable consistency between the two stress estimates. The comparison suggests a correction in the form of a multiplying factor applied locally to the 6-hourly ERA40 wind stress components at ocean points near the coast. This scale factor is constant in time (i.e. no seasonal variation) but is spatially variable (decreasing off shore over a distance of about 150 km). This correction is tested on twin 40-year long simulations of a global ocean/sea-ice model of 0.5° resolution. The correction yields an increase of the extent of coastal polynyas and of the total sea ice produced. Others consequences of the katabatic wind correction on sea ice are a marked decrease of the sea-ice thickness and of the ice-fraction near the coast of Antarctica. This effect extends far beyond the coastal area into the open sea. Regarding hydrography, this correction shows an increase of the local overturning in polynya with a more intense transformation of Antarctic Surface Waters into colder and denser shelf waters (a 2 Sv increase). The modification of the zonal surface wind stress yields an increase of the seasonal cycle of the Antarctic Coastal Current.

6.1 Introduction

Antarctic katabatic winds are gravity winds generated by intense radiative cooling of air adjacent to ice sheet surfaces, especially during the polar night. Their strength is largely determined by the local orography, which explains that they are rather persistent in strength and direction, and why they are particularly strong in the presence of a topographic confluence. A complete description of these winds can be found in *Parich* (1988). Outlet of katabatic winds along the coast of Antarctica (like in Terra Nova Bay and Dumont d'Urville) is also permanent. As they get into contact with the ocean surface, these cold winds promote high rates of sea ice formation as they continually push sea ice away from the coast line, creating ice free areas (i.e. polynyas) in winter all along the Antarctica coast. The effect of katabatic winds can extend over 100 km offshore (*Adolphs et Wendler*, 1995), although they typically lose most of their momentum within a few tens of kilometers from the coast (*Bromwich et Kurtz*, 1984).

Katabatic winds are responsible of the formation of 16 polynyas over the 28 that have been observed along east Antarctica (*Massom et al.*, 1998). The oceanic effects of these polynyas are an intense cooling of surface waters, and a brine rejection associated to the formation of new sea ice. Ocean vertical mixing and convection are consequently increased, and dense water formed on the shelf will later influence the properties of intermediate and deep waters around Antarctica. A rather complete review of the dynamics of polynya can be found in *Maqueda et al.* (2004). The focus of the present study is the modelling of the coastal effects of katabatic winds on sea ice and ocean properties around Antarctica. These cold winds from land are largely influenced

by small scale orography, such as the glacier valleys crossing the Transantarctic mountains, and are usually not well represented in the global atmospheric general circulation models (AGCMs) used to carry out global weather analyses or reanalyses (*Broeke et al.*, 1997; *Petrelli et al.*, 2008). Mesoscale atmospheric models of the region of Antarctica (like the MAR model of *Gallée et Schayes* (1994) have high resolution and a locally improved (by hand tuning) orography. However, no reanalysis was produced with these models over the last 50 years, and their use in constructing an atmospheric forcing of a global ocean general circulation model (OGCM) relevant to the period 1960 to present is far from obvious. A way to do this, attempted by few authors in diverse manner (see section 3), is to work out a correction of the reanalysed winds that improves the coastal effects of katabatic winds on the simulated sea ice and ocean properties. The present study is an attempt to work out a correction katabatic winds appropriate to ERA40. It uses a regional downscaling of ERA40 over Antarctica with the mesoscale atmospheric model MAR. The downscaling is performed over 10 years (1980-1989), and the comparison of the outputs of the regional model with the reanalysis is used to define a local correction of the global ERA40 winds. The effects of the correction on the ocean properties is assessed by simulations carried out with global and regional model configurations of the NEMO OGCM (*Madec*, 2008), at resolution varying from $1/2^\circ$ to $1/4^\circ$.

The surface conditions provided by ERA40 and the MAR downscaling are compared in Sec. 6.2. It includes a short description of the characteristics of ERA40 and of the MAR regional model. The description of the correction follows in Sec. 6.3. Sec. 6.4 presents the various NEMO based model configurations used to assess the impact of the katabatic wind correction, and the simulation strategy. The ocean model results are analysed in Sec. 6.5, sorting out the effects of the correction on sea ice and water masses.

6.2 Near coast atmospheric surface conditions in ERA40 and MAR

To provide guidelines for the construction of the correction of ERA40 winds, we compare the winds of the global reanalysis with those produced by the MAR atmospheric regional model. The comparison is focused on the wind at the coast around Antarctica. This regional model has an orography tuned for katabatic winds and a bottom boundary layer adapted to ice-covered regions. A sensitivity study led by *Petrelli et al.* (2008), showed the katabatic winds are better represented with MAR than they are in ERA40 around Terra Nova Bay (TNB), as show in Fig. 6.1.

6.2.1 ERA40 reanalysis

ERA40 is a global weather reanalysis covering the period 1958 to 2001 (*Uppala et coauthors*, 2005). It provides the surface atmospheric fields that ocean general circulation models need as input for their surface boundary conditions, at a 6-hourly frequency on a grid of 1.125° .

The representation of the winds in the Antarctic by the ECMWF atmospheric circulation model was studied by *Broeke et al.* (1997), who showed that the model used in 1997 for the forecast underestimates wind speed in the coastal areas, especially along the East coast of Antarctica (Novolazerevskaya, Molodezhnaya, Mawson, Mirny, and Dumont dUrville). This underestimation of the near coast winds was also noticed at Terra Nova Bay in ERA40 by *Petrelli et al.* (2008) Fig. 6.1.

This flaw was attributed to the sea ice parametrisation and to the smoothing of the steep marginal ice slope in the model topography. Nevertheless, except for katabatic winds, many

important characteristics of the Antarctic weather system (mid-latitude westerly, near surface wind speed) were well simulated (*Broeke et al.*, 1997).

6.2.2 MAR Model

MAR is a regional atmospheric model continuously developed by Gallée et al. since 1994 (fully described in *Gallée et Schayes* (1994)). It is a mesoscale, primitive equation model. It uses sigma (i.e. terrain following) coordinate to represent the surface conditions even with complex topography, allow also a more accurate integration of hydrostatic equation. Full continuity equation is taken account. Vertical subgrid fluxes are treated by an E- ϵ turbulence model (*Duynkerke*, 1988), allowing to represent the turbulent mixing length as a function of the local flow characteristics. This is important because of the complex structure of the katabatic layer (*Gallée et Schayes*, 1992). Four hydrometeors are taken into account in the cloud and precipitation schemes, with process of auto-conversion and accretion. The lateral boundary condition at the limits of the regional model (including at the top of the atmosphere) is a relaxation (to the ERA40 reanalysis in this study) for all predicted variable.

The orographic roughness length used in the boundary layer scheme is deduced from the variance of the topography. This length has been tuned with observations from the Antarctic automatic weather stations (AWS), such that the air flows passing through the valleys of the Transantarctic Mountains are represented as well as possible with regard to the resolution. This is a key point in order to get a good representation of katabatic winds. For the present study, MAR is implemented in a domain that covers the Antarctic and a part of the southern Ocean from 60°S to the south pole. The grid is a cartesian grid on a polar stereographic projection. Horizontal resolution is 100 km and vertical resolution is about 10 m for the first level.

6.2.3 Downscaling of ERA40 by MAR

The MAR regional model has been run for 10 years, from 1980 to 1989, driven at its boundaries by the 6-hourly ERA40 fields. A monthly climatology of the wind stress is calculated from the hourly wind stress produced by this downscaling, and is used to work out a correction for the katabatic winds that can be applied to ERA40 over the whole period (1958-2001). Buffer zones where the MAR model variables are relaxed to their ERA40 counterparts are 250 km wide. The downscaling concerns the region around the Antarctic from 60°S to the pole. Differences between the original ERA40 wind stress and that obtained by the downscaling by MAR are outlined below (for the 1980-1989 mean).

6.2.4 In the open sea

Differences are fairly small in the open sea between the two wind stress fields, for both the zonal and meridional components (Fig. 6.2). They generally do not exceed ± 0.01 N/m², except between 120°W and 180°W, where differences of both signs (positive or negative) reach above that value, the greatest difference being nearly about 0.05 N/m² at 65°S, MAR stress being greater.

Along the coast of Antarctica

We use here the usual frame of coordinates (i.e. the meridional/zonal components of the wind are positive northward/eastward, as shown in (Fig. 6.2)). Katabatic winds are largely dominant in coastal areas. They are generally blowing off shore right at the coast, but are deflected to the

left by the Coriolis force as they move over the ocean, driving strong easterlies along the coast of Antarctica (*Davis et McNider, 1997*). Differences between the two mean wind stress fields are quite large in coastal areas for both the zonal and meridional components (Fig. 6.2), and are organised in patches. Positive differences in meridional wind stress largely dominate, and are localised in 9 major patches (numbered in Fig. 6.2). The positive patches of the Ross Ice Shelf (#5) and of the Antarctic Peninsula (#7) mean greater alongshore winds in MAR, while the other patches around Antarctica mean greater offshore winds.

Differences in zonal wind stress also show a patchy pattern, with numerous negative patches all around Antarctica, suggesting that the katabatic forcing of the coastal easterly winds is underestimated everywhere in ERA40. Positive differences are only found at Ross Ice Shelf (#5) and near the Antarctic Peninsula (#7), where they indicate stronger offshore winds in MAR. However, differences are rather at the Antarctic Peninsula, indicating that ERA40 offshore winds are comparable between ERA40 and MAR winds and that their differences mainly lie in the alongshore component.

The seasonal variation of the meridional stress component over the ocean along the coastline of Antarctica is shown in Fig. 6.3. It shows that areas characterised by strong katabatic winds (i.e. areas of maximum offshore stress) are similar in MAR and ERA40, and exactly correspond to the patches of maximum differences outlined in Fig. 6.2. The only place where ERA40 does not show any katabatic winds whereas MAR does for a few months, is the Bellingshausen Sea (#6). Fig. 6.3 also confirms the stronger katabatic winds of the MAR downscaling as already shown. We obtain the exact same conclusion with the zonal component of the stress (no figure shown). These results are important because they suggest that it make sense to envisage a local correction of the katabatic winds, the amplitude of which would be determined using the discrepancies found between MAR and ERA40 stresses at the first ocean point.

Fig. 6.4 shows a scatter plot MAR versus ERA of all the data shown in Fig. 6.3 (the Ross Ice Shelf area, #5, excluded). This figure points out two important facts. First, there are only few occasions when the winds of MAR and ERA40 have opposite sign (6% for τ_x and 11% for τ_y) and there is not offset for low winds (points are equally distributed around the blue line for stress between $-0.05 \text{ N.m}^{-2} < \tau_{x,y} < 0.05 \text{ N.m}^{-2}$). Second, ERA40 stress is smaller than MAR stress for a wide majority of points (all points below the blue curve) for high stress values ($\tau_{x,y} > 0.05 \text{ N.m}^{-2}$). These results suggest that the correction could simply be searched in the form of a multiplying factor which is constant in time (i.e. no seasonal variation).

6.3 Correction of katabatic winds

Other studies have proposed corrections for katabatic winds in the ocean modelling community. *Kim et Stossel (1998)* proposed a basic correction in his coarse resolution ocean circulation model, and fixed the wind to 20 m/s (northward) along the coast of the Bellingshausen Sea, the Amundsen Sea and the East coast, and to 10 m/s (northward) elsewhere. *Roeske (2006)* proposed to correct the meridional wind stress by the addition of a factor which is proportional to the difference between the wind over sea and the wind over land, if the air temperature is below 0°C. This correction decreases offshore linearly over 4 grid points. Note that these corrections were applied only to the meridional component of the wind. But the katabatic forcing also has a strong impact on the alongshore component of the wind as it is driving the strong easterly winds along Antarctica. This zonal component may also have a significant effect on the ocean and sea-ice processes near the coast (*Davis et McNider, 1997*).

Following the conclusions of the previous section, the katabatic wind correction proposed here is defined as scale factor (one for each component of the stress vector) that verifies the following principles :

- The scale factor is constant in time (no seasonal variation is implemented) but spatially variable.
- The values taken by the scale factor should reflect the local difference found between MAR and ERA40 stress components at the first ocean point.
- The scale factor is used to multiply the local 6-hourly ERA40 wind stress components at ocean points near the coast.

The first step in the calculation of the scale factor is to average in time (over the 10 year period from 1980 to 1989) the wind stress components of MAR and ERA40 at the first ocean point along the coastline. The absolute value of the ratio of those two mean values (MAR over ERA40) is then calculated. This process gives a scale factor for each component at every coastal point which is always positive, so its application, although it might modify the direction of the stress vector, it will never reverse it. To avoid unrealistic corrections, (which may happen when if ERA40 wind stress is very small), the maximum value of the local scale factor is limited to 6 which is a reasonable threshold considering the large amplitude of the wind stress differences pointed out in Fig. 6.1. This is equivalent to limit the maximum increase allowed for the wind to a factor less than 2.5. Finally, to avoid a too strong wind stress curl at the coast, the scale factor is extended toward the open ocean, decreasing to 1 as a cosine function over a distance of about 150 km (roughly the typical size of the patches seen in Fig. 6.2). This yields a smooth transition between the coastal areas influenced by katabatic winds and the open sea.

The final scale factor is shown in Fig. 6.5. It shows a patchy pattern which is similar to that exhibited by the maps of differences between MAR and ERA40 (Fig. 6.2). Especially high values of the scale factor are found in the Bellingshausen Sea, along the Peninsula, and along East coast (150°E, 90° E). The scale factor is greater in zonal direction than in meridional direction in many places around Antarctica. It is also lower than 1 in very few place, along the Ross Ice Shelf and the Ronne Ice Shelf in the Weddell Sea. The scale factor is applied to the ERA40 stress and the scatter plot comparing the seasonal values of MAR and the corrected ERA40 at the first point along the coast is shown in Fig. 6.6. It indicates that the katabatic correction defined on the climatological mean is also well correcting the seasonal cycle, the correction slightly overestimating the meridional component for high winds.

To evaluate more in depth the effect of the katabatic wind correction, we have performed long term integrations of an ocean general circulation model driven by an ERA40 based atmospheric forcing, and test the katabatic correction. This is the topic of the next two sections.

6.4 Ocean circulation model

The effect of the katabatic wind correction on the local ocean/sea-ice dynamics is assessed through twin experiments performed with the global ocean sea-ice DRAKKAR configuration ORCA05 (resolution of 0.5°). This section briefly describes the ORCA05 configuration and the atmospheric forcing used to drive simulations over the period 1958-2001.

6.4.1 ORCA05 model configuration

ORCA05 is part of a hierarchy of a global ocean/sea-ice model configuration of different resolutions, implemented by the Drakkar project (*DRAKKAR-Group*, 2007) on the basis on the NEMO code (*Madec*, 2008). In the version 1.12 of NEMO used here, the ocean GCM is a free surface primitive equation numerical code, and the sea-ice code in the LIM2 code (*Fichefet et Maqueda*, 1997). The nominal, nearly isotropic grid resolution of ORCA05 is 1/2° (25 km at

60°S and 15 km in Ross Sea and Weddell Sea). The vertical resolution used 46 levels with an increase of resolution near the surface (6 meters in surface and 200 m near the bottom). A partial step representation of the bottom topography which adjusts the level nearest to the bottom to the real ocean depth is used. The $1/4^\circ$ resolution configuration of the Drakkar hierarchy, which only differ from ORCA05 by its finer grid resolution is described in details in (*Barnier et al.*, 2006) and we refer to this paper for details about the model. The ORCA05 model resolves reasonably well the western boundary currents, the Antarctic Circumpolar Current. It also captures the various processes of deep-water formation due to the thermohaline and wind forcing, although it does not resolve mesoscale processes. ORCA05 has been demonstrated to capture the decadal MOC variability simulated by models of higher resolution (*Biastoch et al.*, 2008a). Of importance here, cavities under ice shelves are not represented in this model.

6.4.2 Forcing field

Atmospheric forcing fields used to drive the ORCA05 model over the period 1958-2001 is the DFS3 forcing, developed for the Drakkar project (*Brodeau et al.*, 2008). DFS3 combines elements of the CORE forcing data set of *Large et Yeager* (2004) with atmospheric state variables of ERA40 reanalysis. As described in details in *Brodeau et al.* (2008), the atmospheric variables of DFS3 (required as input forcing variables by the NEMO OGCM code) are i) from CORE : precipitation (rain and snow), downward shortwave and longwave radiations, all derived from satellite products, and ii) from ERA40 : wind, air humidity and air temperature (the turbulent fluxes in NEMO are calculated using bulk formulas). The frequency of DFS3 is monthly for precipitation, daily for radiation and at 6 hourly for turbulent variables. For the simulations, forcing data are interpolated on the ORCA05 grid.

6.4.3 Simulation strategy

Twin experiments, which only differ by the application or not of the katabatic correction on the wind stress are run for almost 50 years, over the period 1958-2001. The simulation using the original DFS3 forcing is referred to as DFS3. The simulation using the katabatic wind correction is referred to as KATA. In this simulation, the correction is only applied to the stress, so the turbulent heat fluxes are not directly impacted. Only the mechanical effect of the correction on the sea-ice and ocean flows is therefore investigated.

6.4.4 Model solution in the vicinity of Antarctica

ORCA05 has been used in a series of studies, and the good behaviour of the model in its representation of many ocean circulation features has been demonstrated, in the limit of the resolution used (*Lachkar*, 2007; *Biastoch et al.*, 2008a,b). At Drake passage, for example, the net transport in the KATA simulation is about 127.3 Sv in averaged over the period 1990-2000. It compares reasonably well with estimates derived from observations, although on the low side (*Cunningham et al.* (2003) estimate the transport across the Drake passage of 136.7 +/- 7.8 Sv during the period 1993-2000 from CTD and ADCP data of SR1 WOCE section). However, little has been published with this model on the way it simulates the major features of the sea-ice in the vicinity of Antarctica. This issue is approached in the present section, which compares the model sea-ice extent with observations from SSM/I (*Cavalieri et al.*, 1997), and the model sea-ice thickness with observations from the ASPeCt data set (*Timmermann et al.*, 2004; *Worby et al.*, 2008). The comparison is made for the KATA simulation only.

The definition of the sea-ice extent used here follows *Fetterer et Knowles* (2004); it is the area

where sea-ice concentration is greater than 15%. The winter mean (1990-2000) sea-ice extent is rather well simulated (September in Fig. 6.7) : the 15% sea-ice concentration lines of both SSMI and KATA often line-up around Antarctica, and the sea-ice areas they define are similar (19.490 million km² in KATA and 18.820 million km² in SSMI data). The only significant discrepancy is a localised overestimation of the sea-ice extent at 150°W, and a slight overestimation between 30°E and 120°E. The presence of polynyas along the coast of Antarctica (darker blue areas) is also remarkable in Fig. 6.7.

On the contrary, the sea-ice extent is not well represented in summer (February in Fig. 6.7) Cumulated over all Antarctica, sea ice extend is 0.27 million km² in KATA against 2.92 million km² in SSMI data, indicating the model underestimate the sea-ice remaining in summer by a factor of 10. This problem is very likely due to a flaw in DFS3 forcing fields in the open ocean. The model sea-ice thickness is compared to the ASPeCt data. Model outputs have been co-localised in space and time with the observations, and are compared with the observations by seasons and by geographical sectors in the scatter plot of Fig. 6.8. The model always produces a thinner sea-ice than observed, but differences between model and observations greatly vary according to the sector and the season. In winter (Jul-Sep), just as for the sea-ice extent, the sea-ice thickness compares rather well with observations in all sectors, excepted in the Weddell Sea where the model sea-ice is 60% of the observed value. In spring (Oct-Dec), the agreement with observations is still good, excepted for the Western Weddell Sea and the Amundsen Sea. In summer (Jan-Mar) and fall (Apr-Jun), the sea-ice has considerably melted in the simulation (as shown in Fig. 6.7), and but the remaining sea-ice is also considerably too thin. Similar results were found by *Timmermann et al.* (2004) in simulations using a former version of the present ocean/sea-ice model at coarser resolution (2°).

We have also compared the model results with the observations made in summer 1996 along the east coast of Antarctica by the Broke East hydrographic survey (*Bindoff et al.*, 2000). Again, model temperature have been co-localised in space and time with the observed hydrographic profiles. The differences between model and observations at every hydrographic station are shown in Fig. 6.9. The model shows similar flaws at every leg. Model surface (0-100 m) waters are too warm (+2°C at many stations). In subsurface (100-2000 m), waters are too warm along continental slope (0.3°C at Legs 1, 4, 7, 11, 16) and too cold in the open sea by about 0.3°C (i.e. north of 64°S). This warm bias of surface waters certainly contributes to the excessive summer melting seen in the model.

If the model solution presents significant biases in the simulation of the summer situation, the simulation of the winter and spring compares reasonably well with observations. This is quite enough for the purpose of testing the katabatic correction, since the correction is expected to have its major impact on the coastal polynyas in winter and spring.

6.5 Impact of the katabatic correction

Katabatic winds are known to be one of the main factor driving polynyas dynamics around Antarctica. *Massom et al.* (1998) showed that 60% of the polynyas found along the east coast are forced, at least partly, by katabatic winds (the Mertz Glacier Polynya or Terra Nova Bay Polynyas for example). Dense Antarctic waters are primarily formed on the Antarctic shelf by formation of sea ice during winter month. This process is assisted by coastal polynyas. The strong cooling and salting (due to brine rejection) of the surface ocean during episodes of sea-ice formation in polynyas yield a strong vertical mixing in the water column and to the formation of

dense waters on the shelf (*Gill, 1973*). This water spreads along shelf topography before sinking along continental slope (a useful schematic view of this process can be found in *Baines et Condie (1998)*).

The following analysis of the twin simulations KATA and DFS3 focuses on the response of polynyas, sea-ice, hydrography and circulation south of 60°S to the increase in katabatic winds. Results presented below concern time averaged properties over the last decade (1990-2000) of the 1958-2001 period covered by the simulations. The interannual variability is not examined here, since we do not expect the constant-in-time katabatic correction to have a noticeable impact on it.

6.5.1 Impact on sea-ice in Polynyas

Coastal polynyas exhibit a low ice fraction and large rates of sea ice production on shelf areas. Therefore, we define here as polynyas areas which verify the two points following criterion :

- ice production greater than 0.7 m per month, and
- ocean depth shallower than 1200 m

With this criterion, coastal polynyas are strictly limited to small areas of a few tens of kilometres spread along the continent where ice fraction can be lower than 40% (as shown by the map of ice-production displayed in Fig. 6.10).

The global characteristics of the Antarctic coastal polynyas in winter are compared in the two simulations (Tab. 6.1). Notes that all polynyas detected by the criterion contribute to the global characteristics (see table legend).

The katabatic correction globally induces a 80% increase of the wind stress in polynya areas (0.13 N.m-2 in KATA and 0.07 N.m-2 in DFS3), and consequently polynyas of the KATA simulation are wider (a 22% increase of the polynyas extent, from 245000 km² in DFS3 to 299000 km²), and produce more sea ice (2194 km³ of ice produced in winter, an increase of 425 km³, i.e. 24%) compared to the simulation with the standard ERA40 winds.

The total polynya area corresponds to about 1.9% of total sea ice extend of Antarctica in the KATA simulation (1.5% in DFS3), but the ice produced in these areas represent a significant portion of the total sea-ice produced around Antarctica in winter (15% in KATA and 12% in DFS3). Note that the polynyas ice production rate per unit area is almost the same in the two simulations (1.22 m/month in KATA for 1.20 m/month in DFS3) as shown in Tab. 6.1. This is because the correction is only applied to the mechanical forcing, i.e. to the wind stress (and not to the wind speed which would also have an impact of the exchange of heat via the bulk formulas). Therefore, the heat loss per unit area is almost the same in the two experiments.

Marsland et al. (2004) observed a comparable activity for the Mertz Glacier Polynya. These authors estimate that this later polynya represents about 0.1% of sea ice area in Antarctica and produced about 1.2% of total sea ice produced in Antarctica. Therefore, the katabatic correction has a clear positive impact on the model solution, noticeably increasing the activity and productivity of the coastal polynyas.

6.5.2 Impact on total sea-ice

The katabatic correction does not significantly impact the total sea-ice extent or total volume, which are similar to a few per thousand in KATA and DFS3 (in winter, Tab. 6.1, but also in annual mean). The small increase of the total sea-ice volume in KATA (129 km³) does not

match the additional 425 km^3 of sea-ice produced in the polynyas, which indicates that the net ice production (freezing and melting) outside the polynyas is lesser in KATA during the winter. Indeed, ice production is always opposite in the areas of the open ocean immediately adjacent to the polynyas (Fig. 6.11). This compensating effect sensibly reduces the effect of the katabatic wind correction on the total sea-ice budget around Antarctica.

Obvious consequences of the katabatic correction are a marked decrease of the sea-ice thickness (from 10 to 20 cm, Fig. 6.12) and of the ice-fraction (by 5%, no figure shown), and a noticeable increase of the ice production (more than 1 m/month, Fig. 6.11) in a narrow band around Antarctica, with the exceptions of the Ross Sea Ice shelf, the Ronne Ice Shelf in the Weddell Sea, and the Larsen Sea coast (30°E) where it is the opposite (as expected since the scale factor of the correction is smaller than 1 in these regions, see Fig. 6.5). This effect is extended far beyond the coastal area into the open sea (Fig. 6.12), noticeably in the Weddell Sea gyre where the thinning reaches about 5 cm. Note also that coastal areas marked by an decrease (or increase) in sea-ice thickness are rather well correlated with areas (shown in Fig. 6.5) where the correction factor the offshore component of the wind stress is greater (or smaller) than 1.

6.5.3 Impact on ocean properties in Polynyas

Polynyas are the siege of a local overturning. The thinning of sea-ice in shelf areas is associated to an important ocean heat loss. Brine rejection comes with the formation of new sea-ice. Surface waters get denser, sink to the bottom of the shelf (creating the HSSW), and flow toward the open ocean. This export of dense water at depth is balanced by an inflow of surface waters in polynyas. The structure of this overturning (Fig. 6.13) is the same in the two simulations : the limit between inflow and outflow is rather steady at 200m, and its amplitude presents a marked seasonality. The overturning is strong for a period of several months in winter (June to October). The increased activity of polynyas in simulation KATA causes a 2 Sv increase of the local overturning circulation (Fig. 6.13), which varies between 4 Sv to 6 Sv (between 2 Sv to 4 Sv in DFS3). The total volume of dense water exported out of polynyas around Antarctica over a year is 4.3 Sv with the wind correction, an increase of 1.4 Sv compared to the case without the correction (2.9 Sv, Tab. 6.1).

The overturning is associated to a mixing between the relatively warm and salty waters (fed by Circumpolar Deep Waters) underlying the fresher and colder surface waters. The stronger overturning in MAR produces warmer upper ocean temperature (SST is increased by 0.01°C in average over all polynyas areas, Tab. 6.1, and often 0.05°C at the coast, no figure shown) and greater surface salinities (by 0.03 in average over all polynyas areas, Tab. 6.1). Because salinity controls density in cold waters, these changes lead to an increase of surface density (by 0.02 in average over all polynyas areas, Tab. 6.1) over a period from April to September. This increase of surface temperature, salinity and density is clearly shown in the T,S diagram presented in Fig. 6.14 (for the region of the Cap Darnley Polynya indicated in Fig. 6.10). This diagram also shows the salinity and temperature increase of the deepest waters (temperature between -1.6 and 0°C).

If changes surface temperature remain small, it is because SST strongly strained around the freezing point, and also because the correction is not applied in the calculation of the turbulent heat fluxes. However, heat flux are impacted by the correction if the ice fraction is strongly different between these two simulations. At depth, consequently to mixing in polynya, a strong cooling occurs below 400 m after June in the KATA simulation (Fig. 6.13). Similar cooling occurs in DFS3 but only in September. Therefore, in addition of producing denser shelf waters, the katabatic wind correction increases by 3 months the length of the season when polynyas

produce and export the dense waters.

6.5.4 Along the continental slope

Shelf waters produced by polynya are cold and more or less salty (depending on ice production rate). These waters spread on the shelf until they reach the shelf break, then sink in the deep ocean.

The circulation on the shelf break is illustrated in Fig. 6.15 which shows an off shore vertical section of the along shore velocity at 66°E (see Fig. 6.10 for the exact location of the section). This section is a school case of many other sections around Antarctica.

The anticlockwise (westward) Antarctic Coastal Current appears as a jet locked on the continental slope. The vertical extent of the current reaches 2000 m, and the vertical shear is important, the current velocity being 10 cm/s at 200 m, 5 cm/s at 1000 m, and 1 cm/s at 2000 m. On the shelf, the shelf waters produced in polynyas (waters denser than $\sigma_2 = 36.9$) spread from the surface to the bottom of the shelf (where a bottom intensified westward current is observed) and to connect and mix with the waters of the slope. As previously discussed, the katabatic wind correction increases the density of the waters on the shelf, but especially at the bottom (by an amount of $\Delta\sigma_2 = 0.05$ as illustrated by the density difference shown in Fig. 6.15). Unhopefully, the shelf water rapidly mix with the water of the slope rather than sinking to greater depth to feed the AABW, a typical flaw of the z-coordinate models at that relatively coarse resolution.

The impact of the katabatic correction on the ACoC is shown in Fig. 6.16, which displays, for both KATA and DFS3 simulations, the mean (1990-2000) seasonal cycle of the ACoC total transport across a number of sections around Antarctica (see Fig. 6.10 for the location and numbering of the sections). The seasonal cycle is similar between the two simulations (as expected since the seasonal cycle of the forcing is the same). Maximum transport occurs in June for all sections. However, the mean transport and the amplitude of the seasonal cycle greatly vary from a section to another, but this variation is very consistent and robust between the simulations. The anticlockwise increase of the ACoC transport from the east side of the Antarctic peninsula (section 1, where it is nearly zero) to its western side (section 12, where it is nearly 20 Sv), as well as the small peak transport values noticed at section 4 (exit of the Ross Sea Gyre) and at section 12 (exit of the Weddell sea Gyre) are found in both simulations. These two extreme values are due to the fact that the ACoC includes part of the gyre recirculation at these locations. Therefore, the katabatic wind correction has not impact of the circumpolar pattern of the ACoC which remain the same in both simulations. Thus, the impact of the wind correction appears to be limited to the amplitude of the flow, the ACoC transport being systematically stronger (by 1 Sv to 3 Sv) in KATA (Fig. 6.16, bottom plot). Note that the difference in transport between the two simulations also exhibits a marked seasonal cycle. This increase in transport in KATA is related at the local wind effect. In consistence with the process described by *Bindoff et al.* (2000), the increase of the along shore component of the wind stress induced by the correction pushes surface waters inshore. This increases the off shore pressure gradient, in turn, increases the strength of the ACoC.

6.6 Conclusion

A correction of ERA40 winds stress around the coast of Antarctica that accounts for the underestimation of the katabatic winds in ERA40 has been constructed. The correction is based on a comparison over the period 1980 to 1989 of ERA40 reanalysis wind stress and the wind stress

obtained by a downscaling of ERA40 by the MAR regional atmospheric model. The correction takes the form of a constant in time but locally varying multiplying factor (ranging from 6 to slightly less than 1 in a few places). It is limited to very near-coast regions around Antarctica corresponding to the patches of maximum difference between ERA40 and MAR. It is applied to ERA40 wind stress over to the whole reanalysis period from 1958-2001.

The impact of this wind stress correction on sea-ice and hydrography around Antarctica is assessed from twin simulations (with the correction, simulation referred to as KATA, and without, simulation referred to as DFS3) performed over the period 1958-2001 with the medium resolution (20 km) global ocean/sea-ice model ORCA05. The correction, which is applied only to the wind stress (i.e. the mechanical forcing), does not directly impact the turbulent heat fluxes. Because it is local, the stress correction is expected to have its greatest impact on coastal Polynyas and coastal waters. Coastal polynyas are defined as areas where ice production is greater than 0.7 m per month and where the ocean depth is less than 1200 m.

The katabatic correction globally induces a 80% increase of the wind stress in polynya areas which consequently increases the activity of coastal polynyas. These features represent a greater area (+22%), and produce significantly more sea ice (+24%) compared to the simulation with the standard ERA40 winds (DFS3). The characteristics of coastal polynyas are comparable to other estimates (1% of ice area and 10% of ice production). This increased activity of polynyas in simulation KATA causes an increase of the vertical mixing and an increase of the local overturning circulation (+2 Sv). This overturning increase in KATA corresponds to a greater export from polynyas of colder and denser water than in DFS3. This water spreads to the shelf break but still is not dense enough to feed the AABW. It is likely that working out a correction for the wind speed that can be included in the calculation of the heat fluxes would improve this.

The presence of a zonal wind stress along the coast allows the presence of an anticlockwise current along the slope and Antarctica shelf. This study has also pointed out the large seasonal cycle of the ACoC, still a not well observed feature, and the heterogeneity of its circumpolar structure. The increase of the zonal wind stress in KATA increases the amplitude of the ACoC (+1 Sv in summer and +2 Sv during winter), but does not impact its circumpolar pattern. Improvements brought by the katabatic wind correction are thus noticeable. The next step would be to work out a correction for all turbulent parameters (and to start off with wind speed instead of wind stress), or to use all forcing variables produced by the MAR downscaling beyond some given latitudes.

6.7 Tables

	KATA corrected stress	DFS3 Original stress
Wind stress in polynya (in $\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$)	0.13	0.07
Polynyas extent (in 10^6 km^2)	0.299	0.245
Total sea-ice extent (in 10^6 km^2)	15.93	15.95
Portion of total sea-ice extent represented by polynyas	1.9%	1.5%
Ice production rate in polynyas ($\times 10^3 \text{ km}^3/\text{month}$)	0.37	0.30
Ice production rate in polynyas per unit area (m/month)	1.22	1.20
Ice volume produced ($\times 10^3 \text{ km}^3$)	2.19	1.77
Total ice production rate ($\times 10^3 \text{ km}^3/\text{month}$)	2.51	2.49
Ice volume produced ($\times 10^3 \text{ km}^3$)	15.06	14.93
Portion of total ice produced in polynyas	15%	12%
SST ($^{\circ}\text{C}$) in polynya	-1.62	-1.63
SSS in polynya	34.08	34.05
Surface potential density σ_2 in polynya ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$)	36.85	36.83
Export of HSSW out of polynya (Sv)	4.3	2.9

TAB. 6.1: Global, winter-mean characteristics of coastal polynyas in the KATA and the DFS3 simulations. The winter-mean covers a period of 6 months from April to September. Global here means averaged over the period 1990-2000, and averaged around the whole Antarctica (and only over the areas where the polynya criterion is verified for polynyas properties).

6.8 Figures

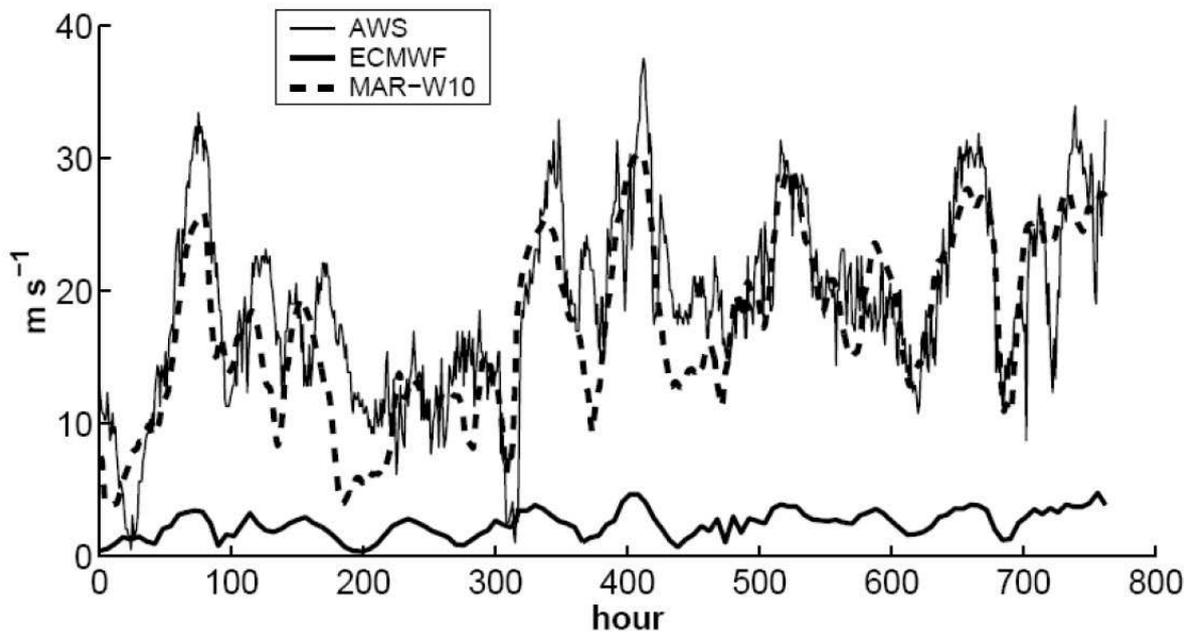


FIG. 6.1: Wind stress amplitude at Terra Nova Bay estimated with the observations of the Automatic Weather Station (thin line), by the MAR model (dashed line) and by ERA40 reanalysis (bold line). Figure extract from *Petrelli et al.* (2008).

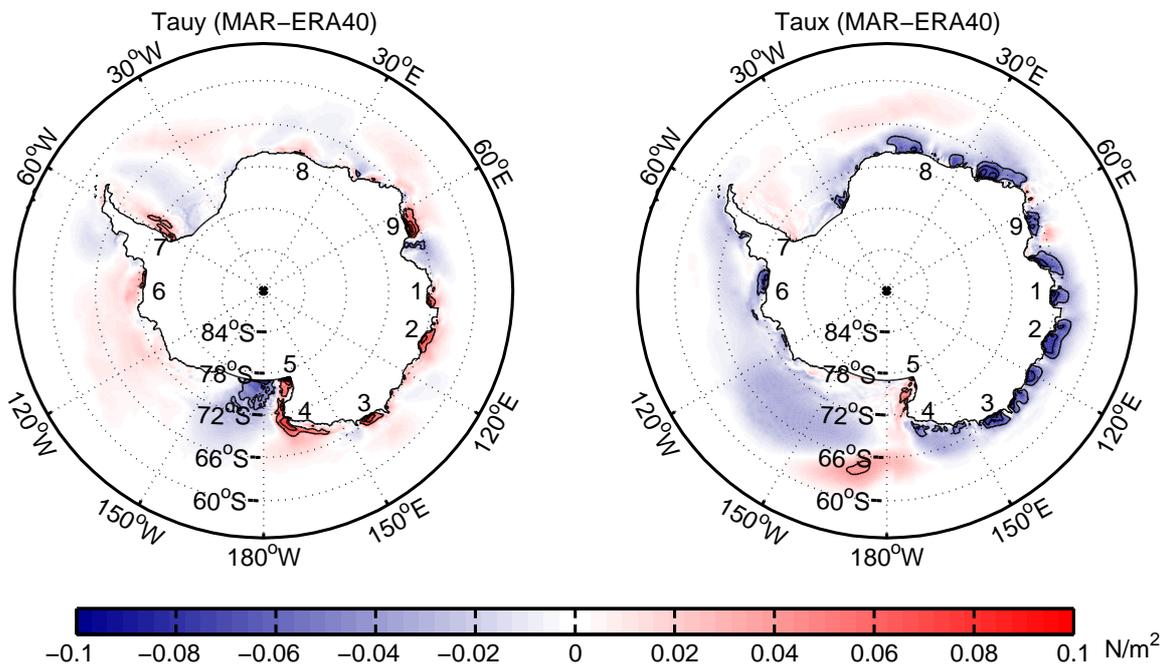


FIG. 6.2: Differences in the mean (1980-1989) wind stress between MAR and ERA40. Left plot : Meridional component. Northward stress being positive, and red (blue) colours indicate that the northward component of the stress is stronger (weaker) in MAR. Right plot : Zonal component. Westward stress being negative, and blue (red) colours indicate that the westward component of the stress is stronger (weaker) in MAR. The numbers along the coast indicate areas where katabatic winds (i.e. meridional wind stress component) is stronger in MAR. They correspond to the following locations : (1) Mirny, (2) Casey, (3) Dumont dUrville, (4) Victoria Land (North), (5) Ross Ice Shelf, (6) Bellingshausen Sea, (7) Peninsula (south), (8) Novolazarevskaya, (9) Mawson (contours by 0.05 N.m^{-2}).

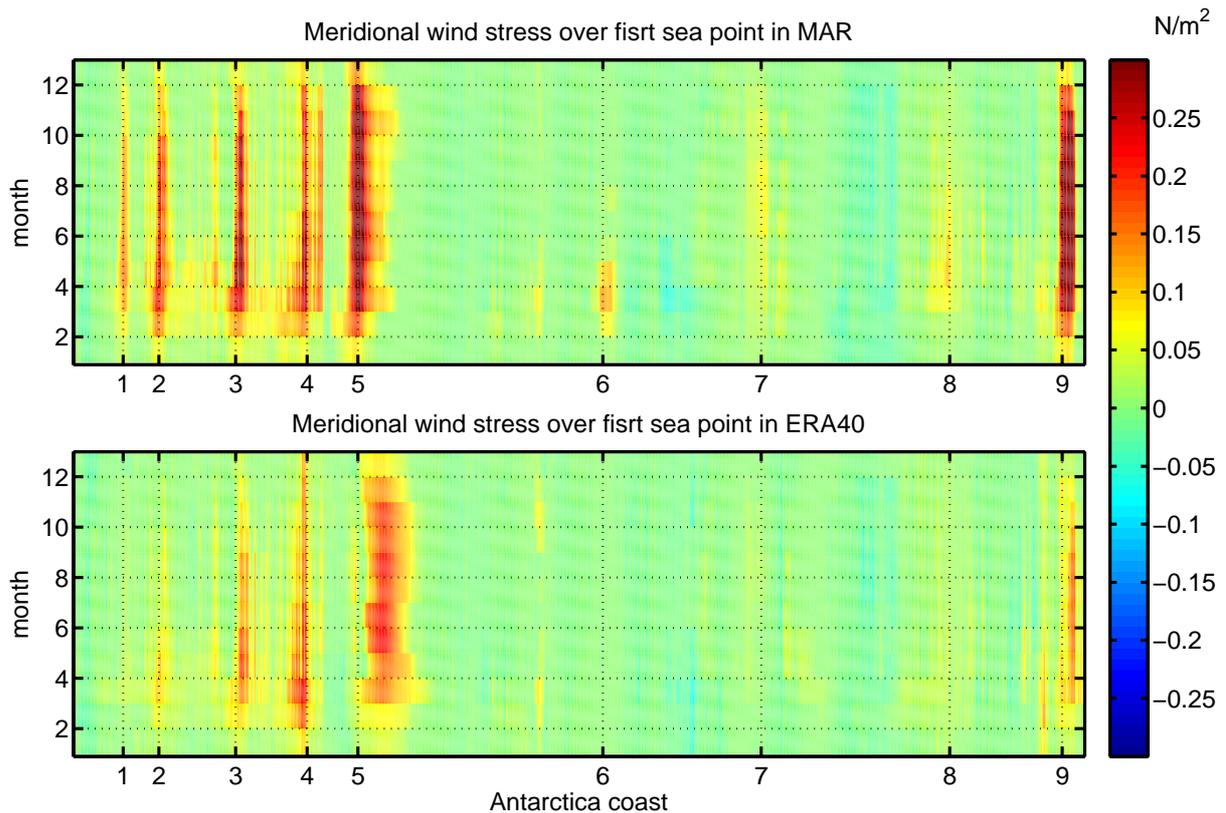


FIG. 6.3: Mean (1980-1989) seasonal variations of the meridional wind stress component (τ_y) at the first ocean point along the coast of Antarctica. The abscissa shows an unrolling (clockwise direction) of the coastline of Antarctica, starting at $78^\circ E$. The ordinate shows the time in month. Top plot : results from the MAR downscaling. Bottom plot : results from ERA40. Numbers 1 to 9 locate the patches of greater offshore winds in MAR outlined in Fig. 6.2 (1 : Mirny, 2 : Casey, 3 : Dumont d'Urville, 4 : Victoria Land (North), 5 : Ross Ice Shelf, 6 : Bellingshausen Sea, 7 : Peninsula, 8 : Novolazarevskaya, 9 : Mawson).

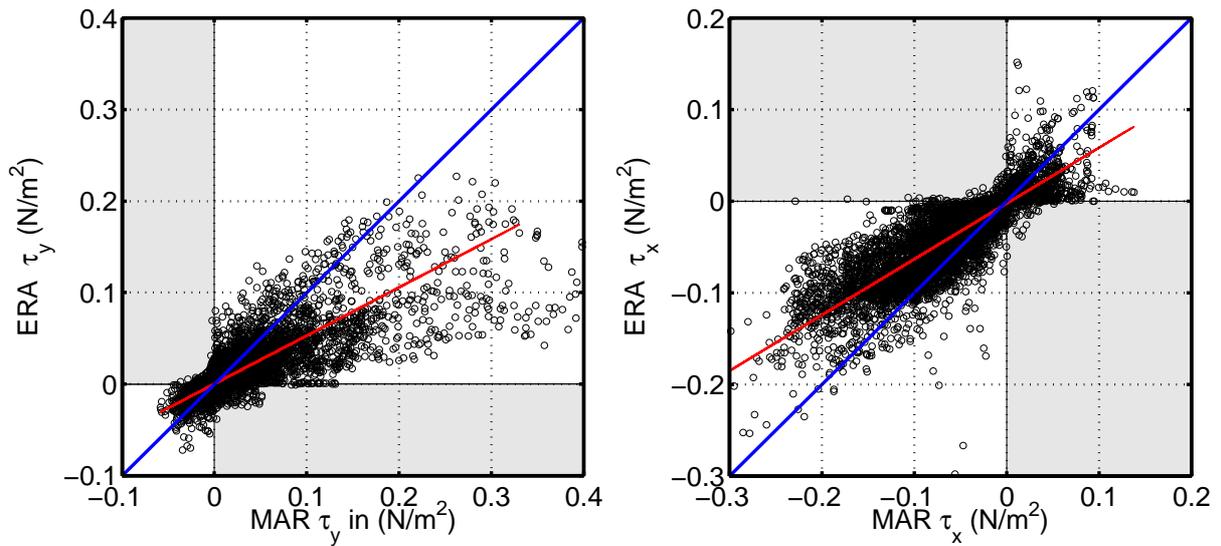


FIG. 6.4: Scatter plot of the MAR wind stress versus the ERA40 wind stress, along the coast of Antarctica (excepted the area of the Ross Ice Shelf). Values for every points along the coastline for every month of the mean (1980-1989) seasonal cycle are reported. Left plot : Meridional wind stress. Right plot : Zonal wind stress. Blue line is the diagonal line. The red line is least square fit. Points in the grey quadrants are points where wind component has an opposite direction in MAR and ERA.

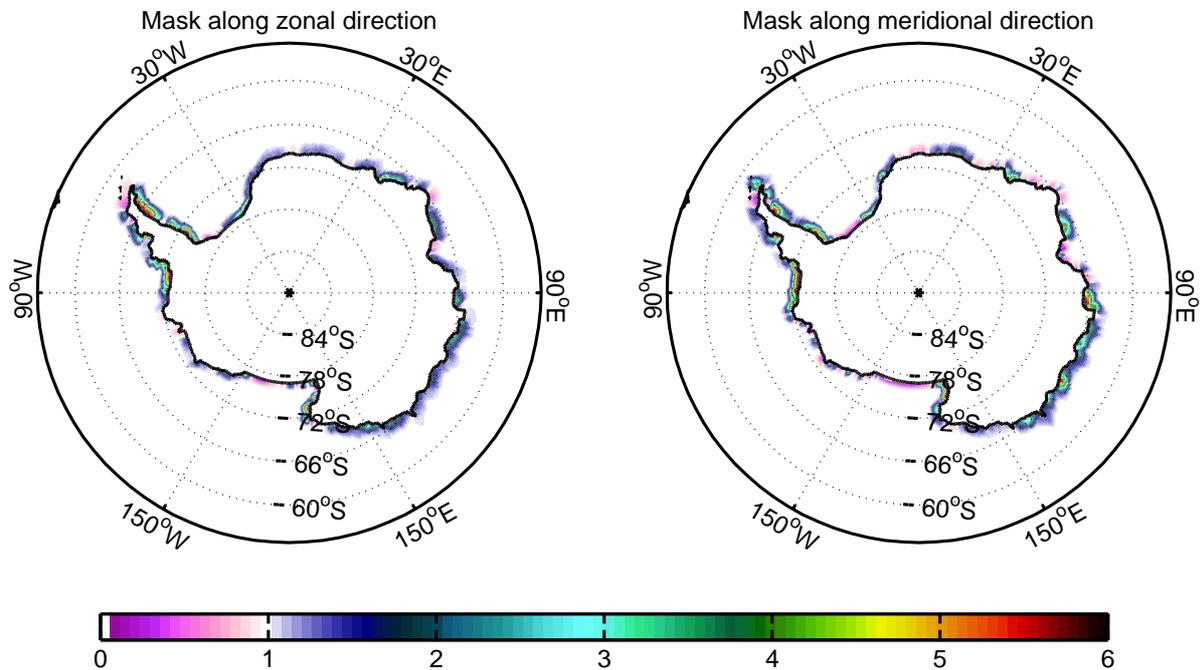


FIG. 6.5: Mask used for correction of katabatic winds along zonal direction (left) and along meridional direction (right). Red spot is location of high correction : wind stress is multiply by 6 along zonal or meridional direction. White spot is location where no correction is apply. Magenta area is location where wind stress is multiply by a scale factor lower than 1 (diminish wind stress).

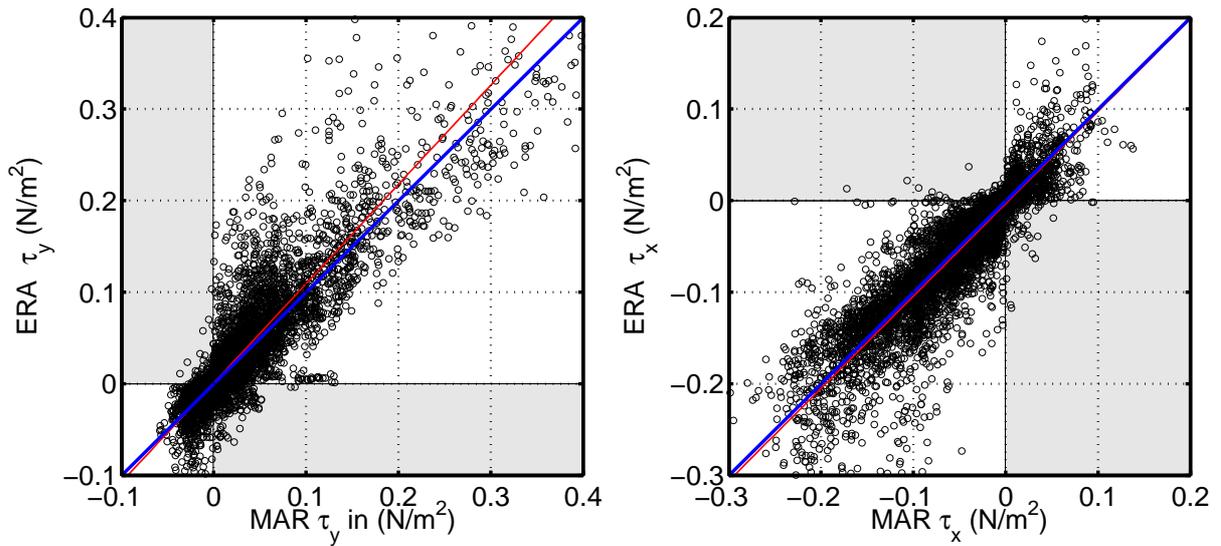


FIG. 6.6: Same as Fig. 6.4, but for the MAR wind stress versus the ERA40 wind stress after application of the katabatic correction.

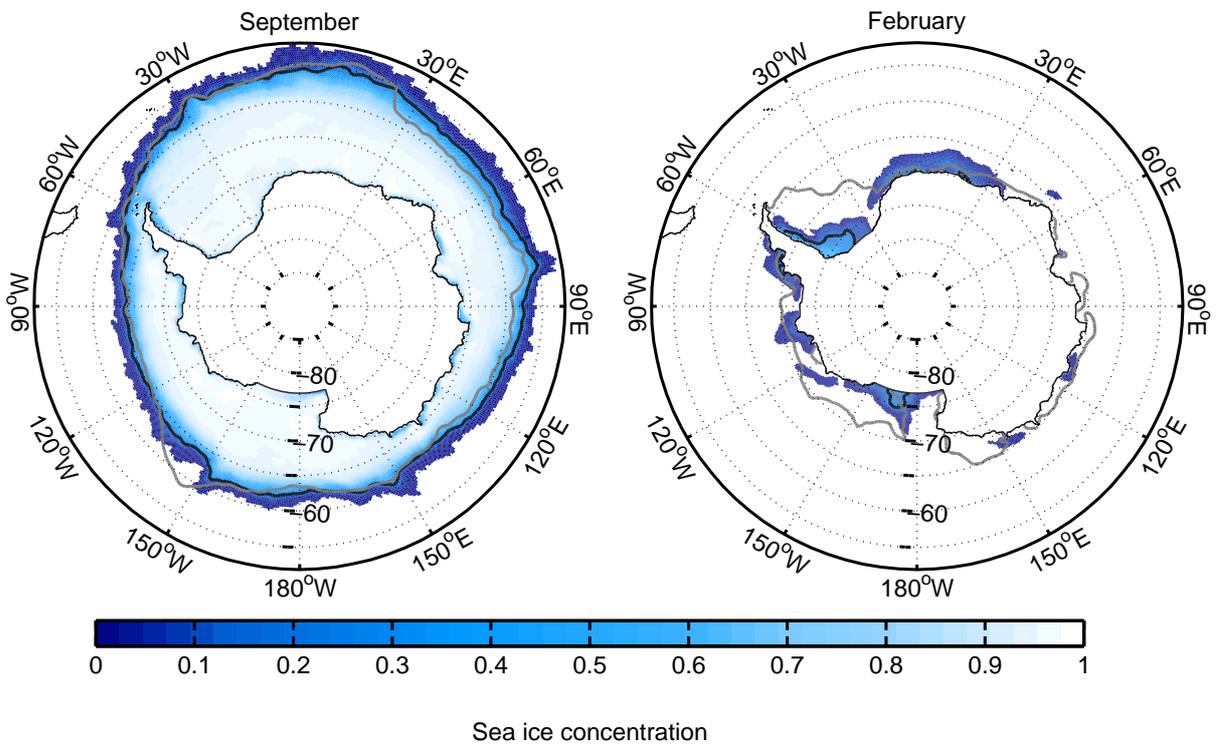


FIG. 6.7: Sea ice concentration in February mean and September mean (1990 and 2000) in KATA. The grey line and the black line outline the limit of the 15% sea-ice concentration in the SSMI observations and the KATA simulation, respectively.

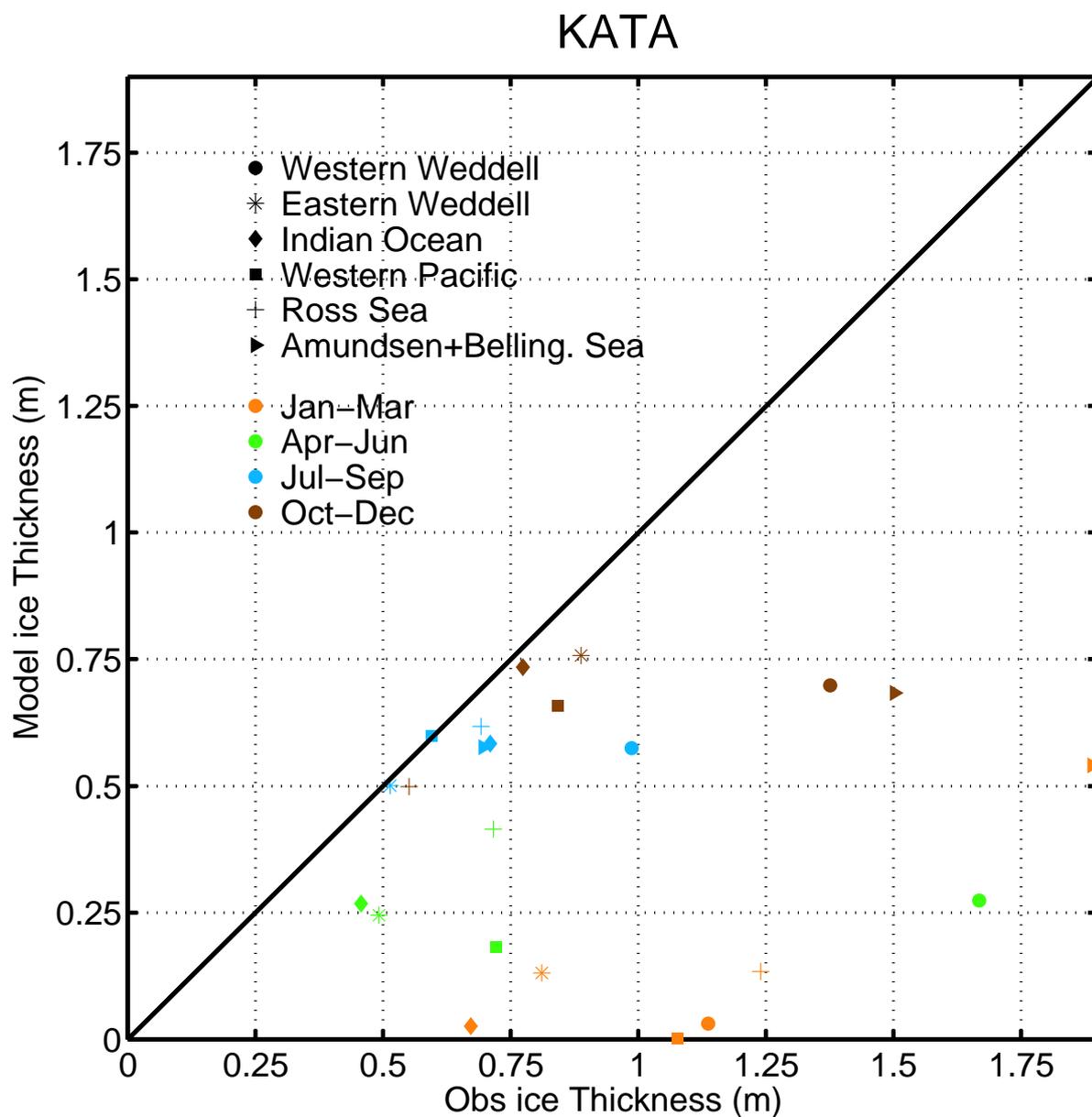


FIG. 6.8: Scatter plot of the of sea ice thickness, by sectors and seasons, extracted from the ASPeCt data set versus the co-localised (in space and time) model data. Colours identify seasons and the shapes of markers identify sectors.

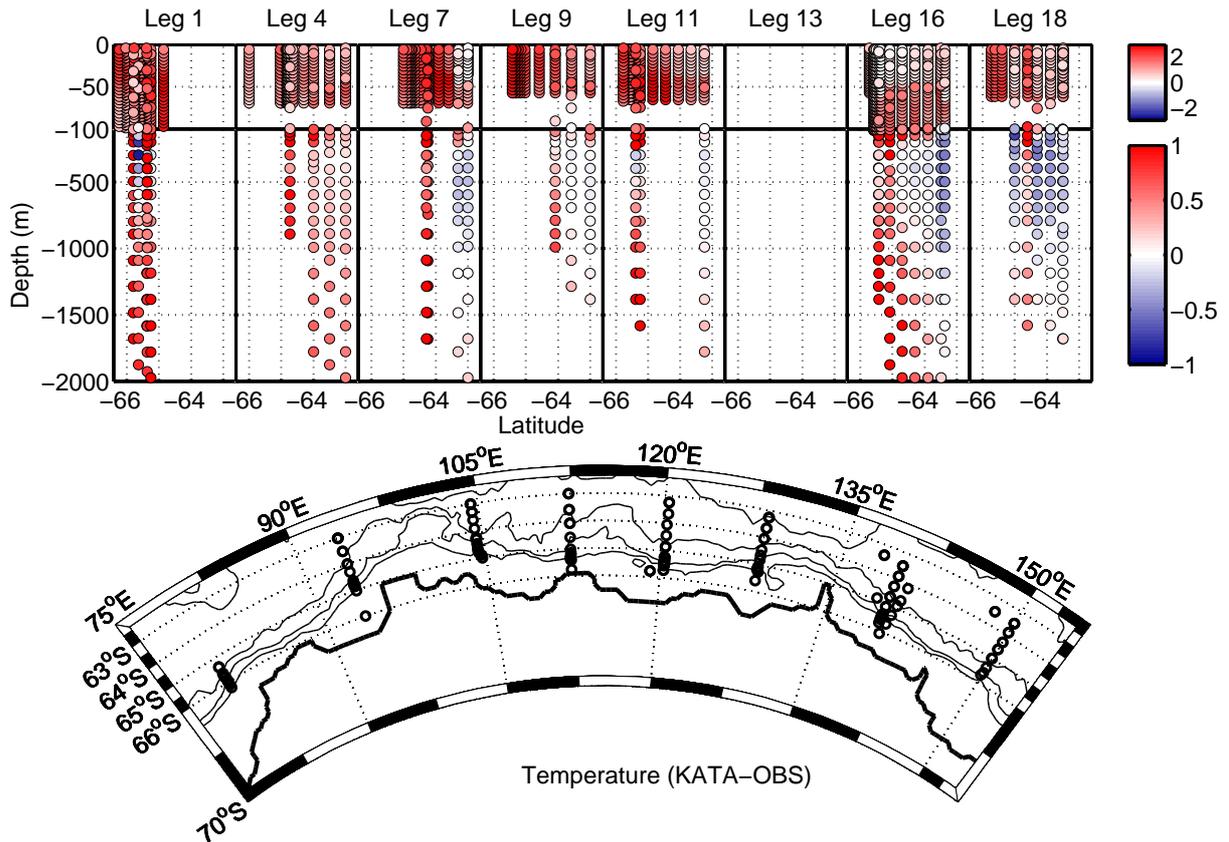


FIG. 6.9: Comparison of the temperature ($^{\circ}\text{C}$) profiles of the KATA simulation with the observations collected during summer 1996 by the Broke East hydrographic campaign. Model temperature have been co-localised in space and time with the observations. The upper figure shows the temperature difference (KATA-OBS) between simulation and observations along every leg of the cruise. Red points : the simulation is too warm. Blue points : the simulation is too cold. The colour scale is different for the surface (0-100 m) and subsurface (100-2000 m). The bottom figure shows the location of every CTD cast where model and observations are co-localised.

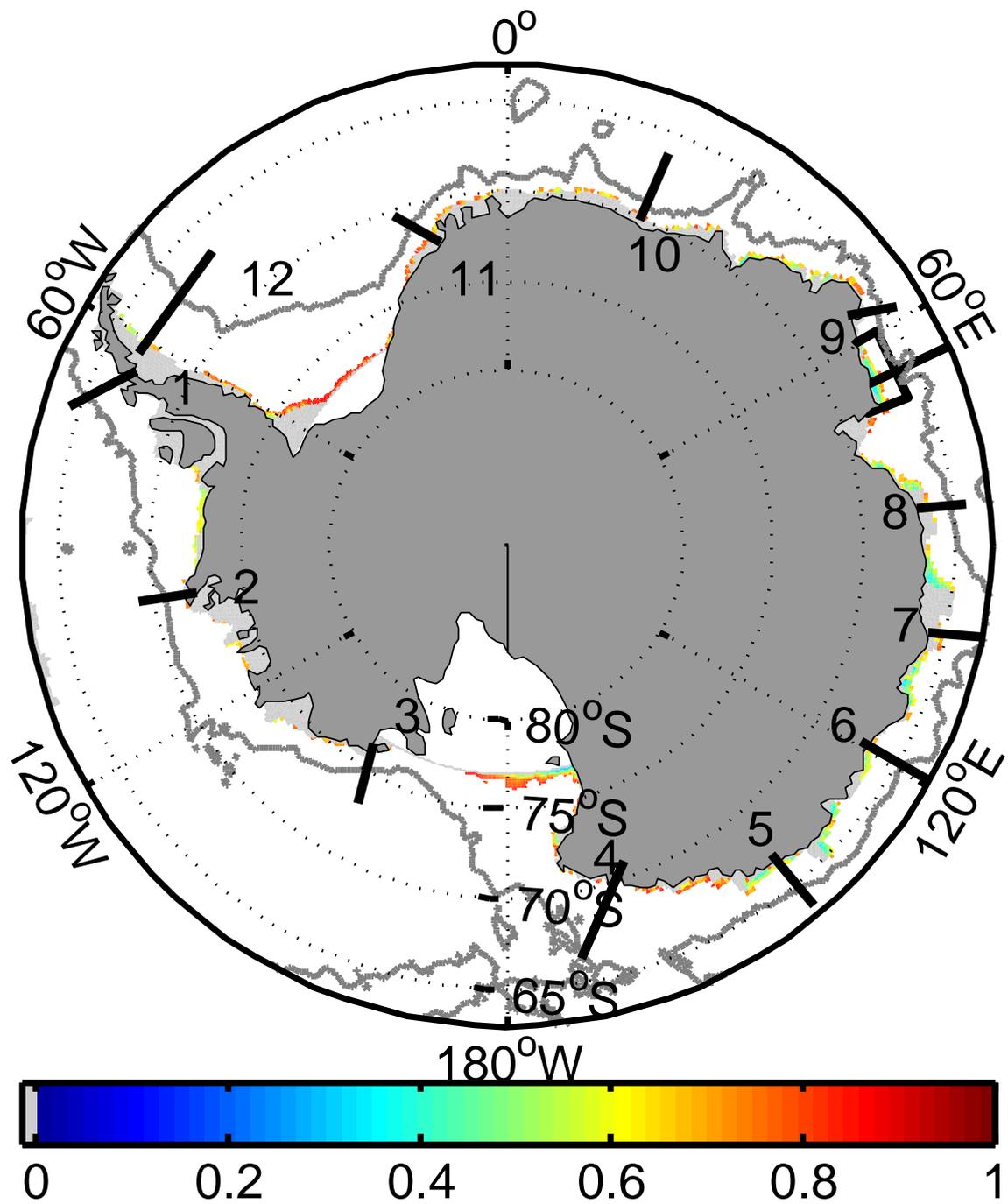


FIG. 6.10: Polynya area selected during July 1990-2000 by the polynya criteria : ice production greater than 0.7 m per month and an ocean depth lower than 1200 m. Colors indicate sea ice fraction only in polynya. Black lines are sections used in Fig. 6.15, black box, is the box used for TS figure in Cap Darnley polynya area in figure 14, and gray line in the black box is the section plot in Fig. 6.12. Gray contour is used to define the depth 3000m used as “North” limit of all section for Fig. 6.16.

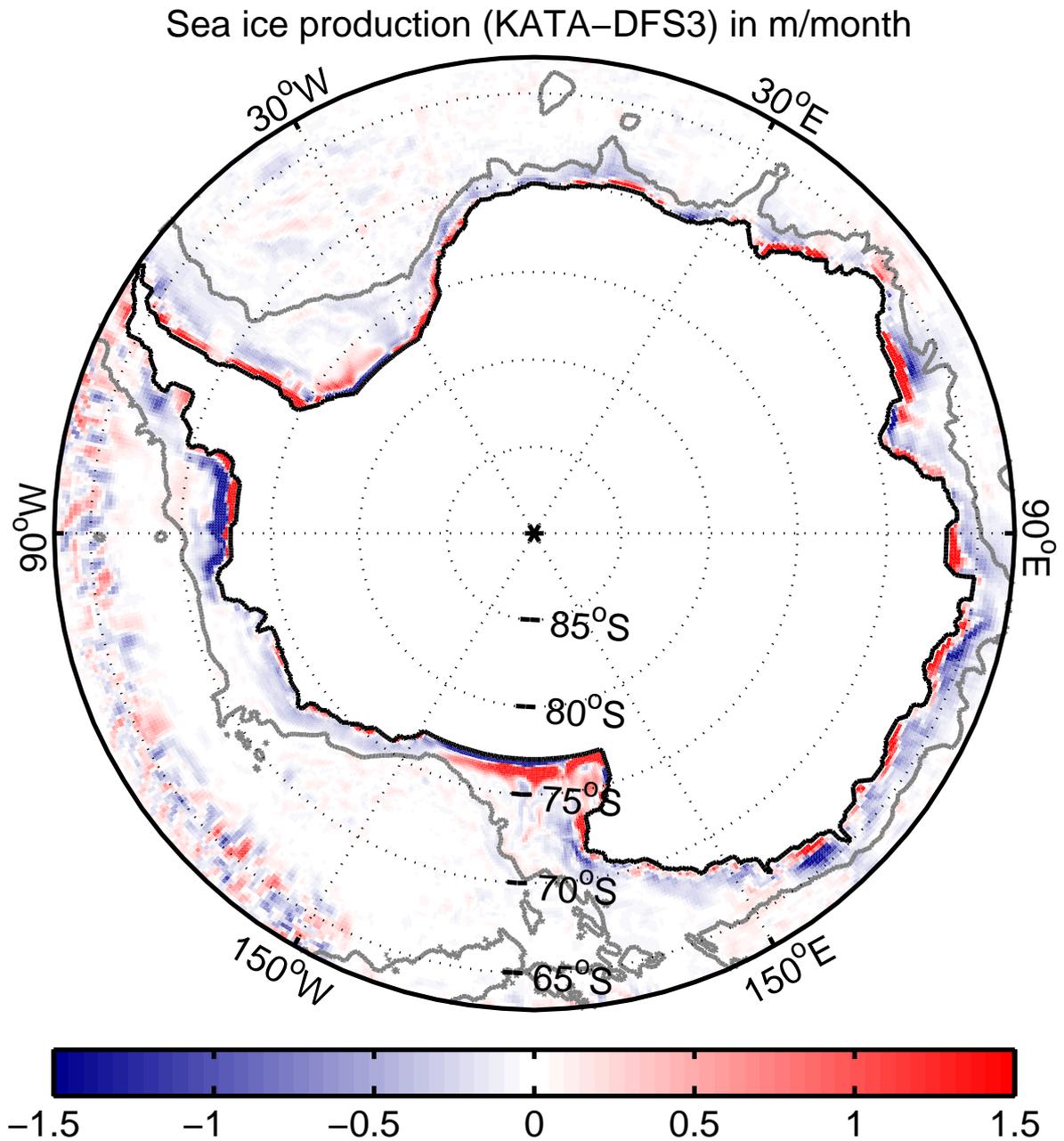


FIG. 6.11: Difference in sea-ice production between KATA and DFS3 simulations. Units are m/month. Areas adjacent to the coast where the absolute value of the difference is greater than 1 correspond to polynyas. Red/bleu colours indicate a greater/smaller ice production KATA (i.e. when the katabatic correction is used). Note that when ice production in KATA is greater (or smaller) in a polynya, it is systematically smaller (or greater) in the open sea. The Ross Ice Shelf and the Ronne Ice Shelf, are the only important polynyas where ice production is greater without the correction (i.e. in DFS3).

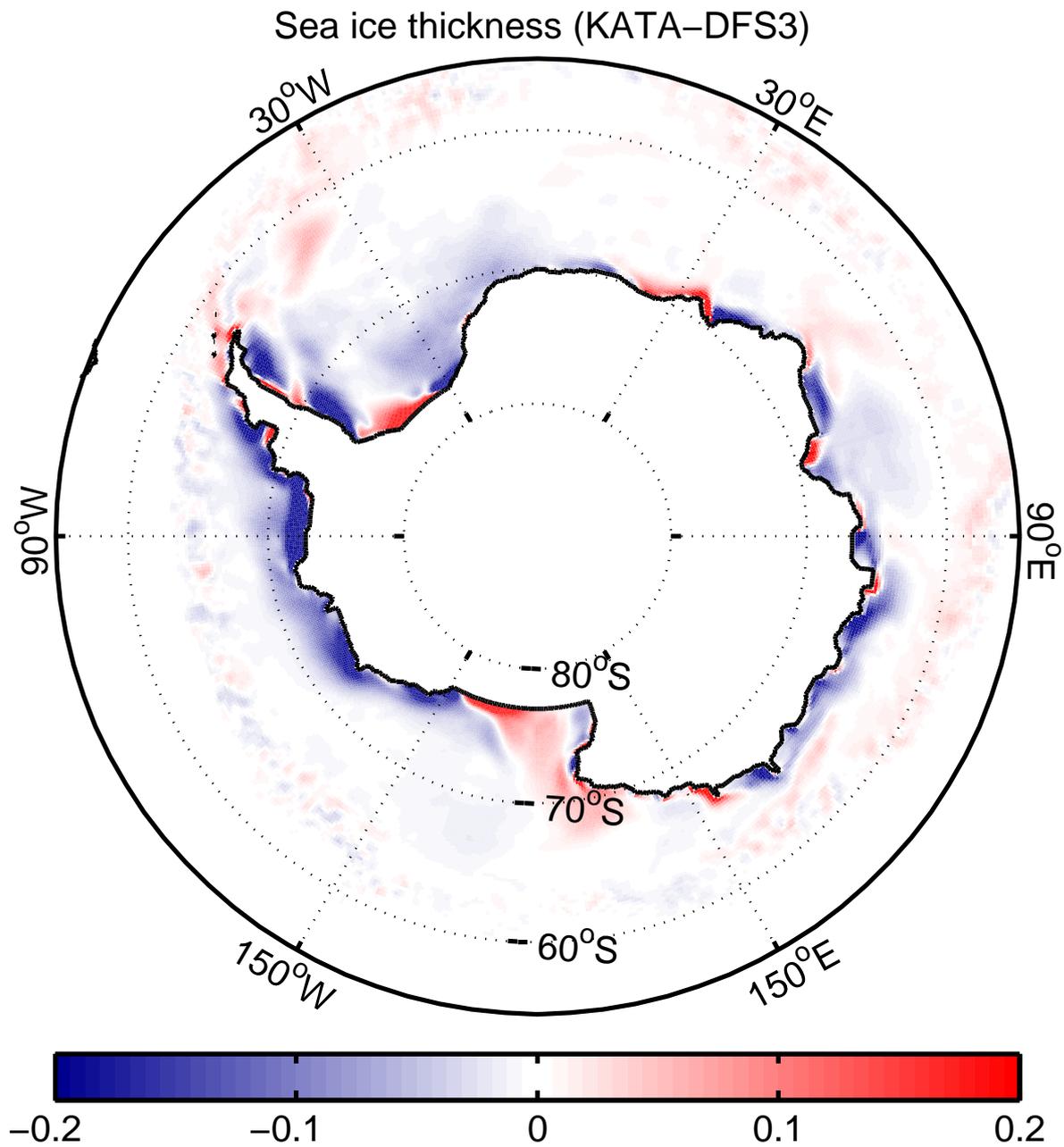


FIG. 6.12: Differences in sea-ice thickness between KATA and DFS3 (in meters). In blue (red) : areas where sea-ice is thicker (thinner) in DFS3 simulation.

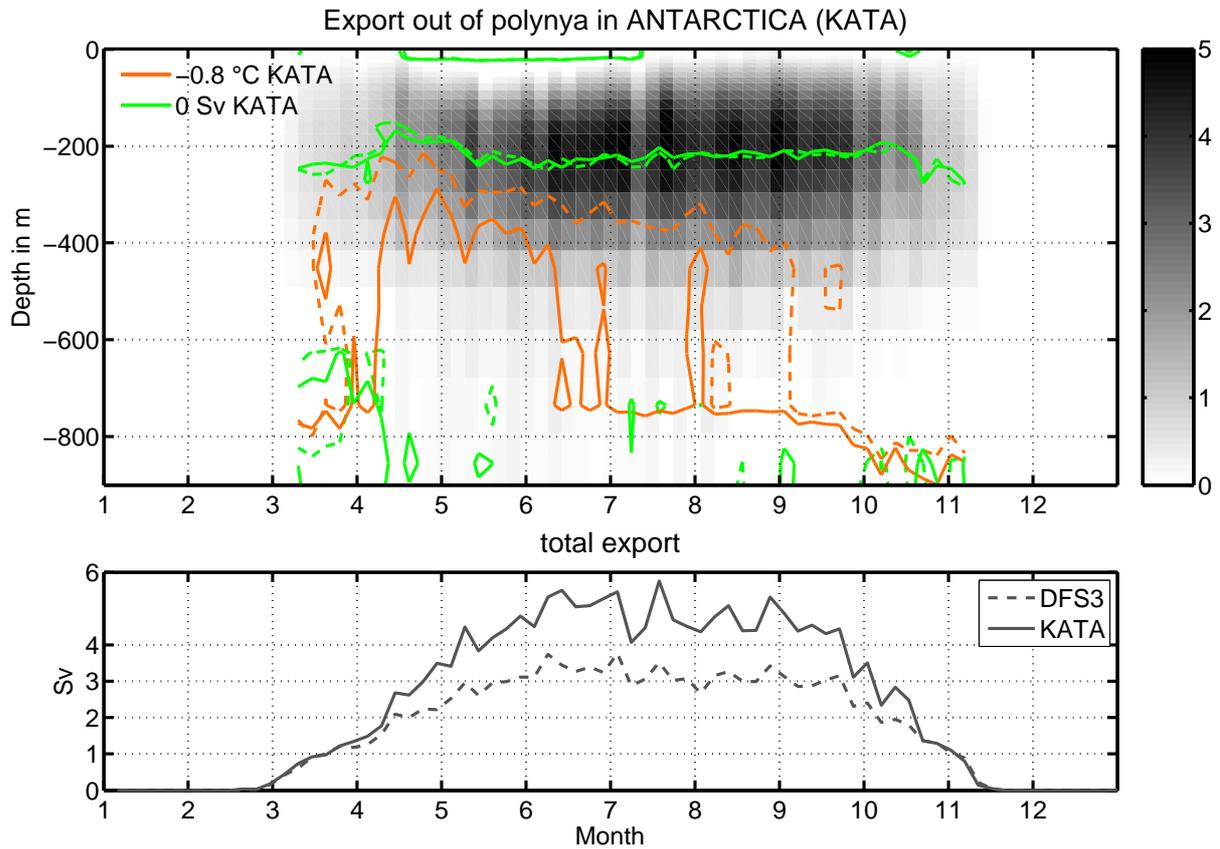


FIG. 6.13: upper plot : Mean (1990-2000) seasonal cycle of the overturning circulation in polynyas in the KATA simulation. Grey colours indicate the amplitude of the surface to bottom cumulative transport (CT) across the limit of all polynyas around Antarctica. The continuous increase of the CT from 0 at the surface to its maximum value at 200 m indicates an inflow of surface water in polynyas. The CT decreases back to 0 from 200 m to the bottom, indicating an outflow from polynyas in this depth range. The green lines shows, for KATA (full line) and DFS3 (dashed line), the depth where the flow reverses between inflow and outflow. Contours in orange colour (full line for KATA and dash line for DFS3) show the the isoline $-0.8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Lower plot : Mean (1990-2000) seasonal cycle of the total export out of polynya in KATA and DFS3. This export corresponds to the maximum value of the cumulative transport at the depth indicated by the green line in the upper plot (full line for KATA and dash line for DFS3).

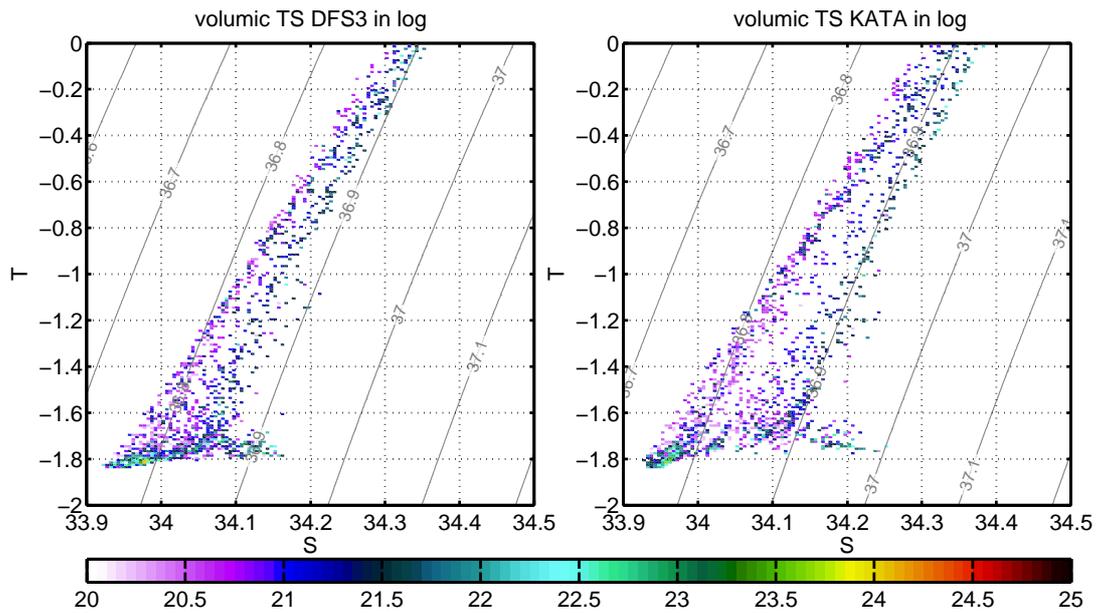


FIG. 6.14: T,S diagram in Cap Darnley polynya area (see Fig. 6.10) for DFS3 (right) and KATA (left) (temperature in $^{\circ}\text{C}$). This diagram is a volumetric diagram in m^3 and the scale is logarithmic. Gray line is density line in σ_2 .

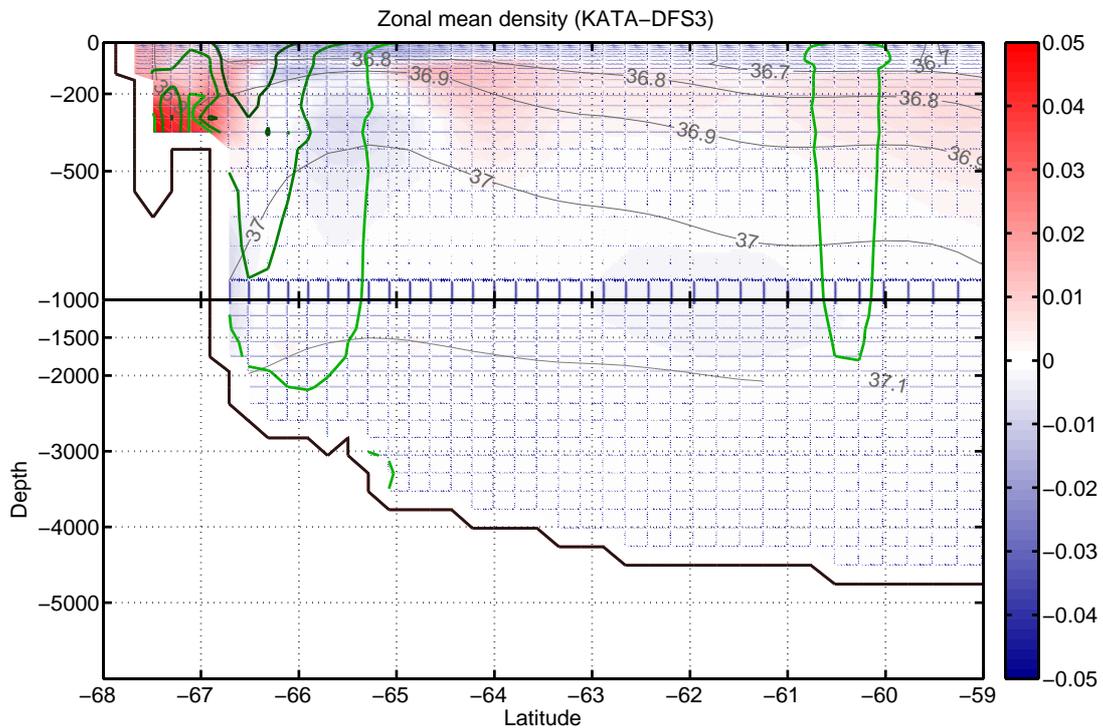


FIG. 6.15: Vertical section (at 66°E) in the KATA simulation of the along shore velocity (green contours of 1 cm/s in light green, 5 cm/s in green, and 10 cm/s in dark green), and of the potential density (σ_2) (grey contours). The red/blue colours indicate the density difference (σ_2) between the KATA and DFS3 simulations (denser waters in KATA when positive).

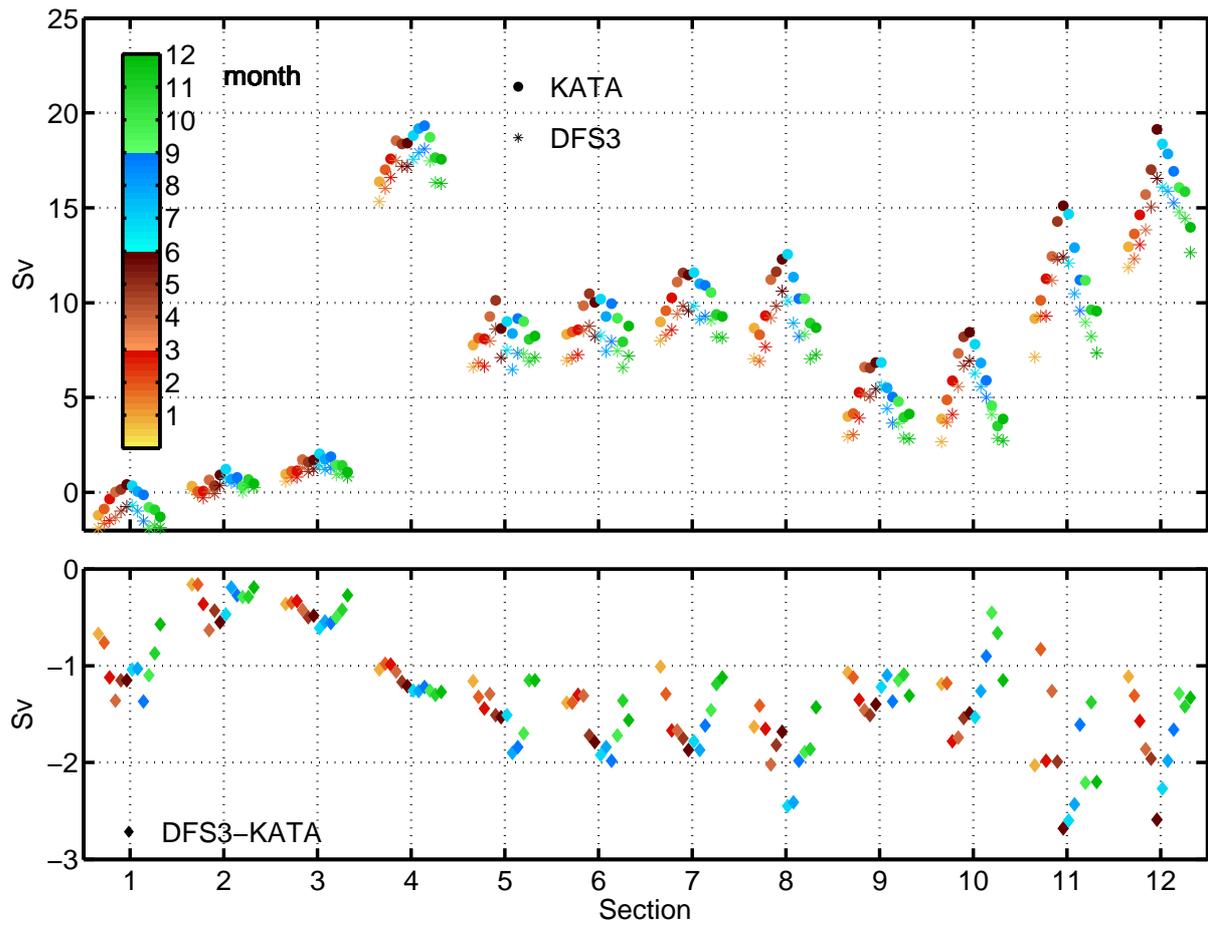


FIG. 6.16: Total transport in Sv across section define in Fig. 6.10 where bathymetry is lower than 3000 m. Section are define in x axis and transport in y axis, time is define by color in month. Upper part of the figure shows seasonal cycle of the transport. Bottom part of the figure shows transport difference between KATA and DFS3.

Troisième partie

Sensibilité de l'océan Austral et de la glace de mer aux forçages atmosphériques

Chapitre 7

Sensitivity of a model of Ross Sea polynyas to different atmospheric forcing sets

P. Mathiot⁽¹⁾, N. Jourdain⁽²⁾, B. Barnier⁽¹⁾, H. Gallée⁽²⁾, J.M. Molines⁽¹⁾, J. Le Sommer⁽¹⁾ and T. Penduff⁽¹⁾

⁽¹⁾LEGI Grenoble, Domaine Universitaire BP 53 38041 Grenoble Cedex 9 France

⁽²⁾LGGE, Grenoble, Domaine Universitaire BP 96 38041 Grenoble Cedex 9 France

Sommaire

7.1	Introduction	113
7.2	Surface forcing of the Ross Sea ocean model	114
7.2.1	DFS3 forcing	114
7.2.2	MAR forcing	115
7.2.3	Comparison of MAR and DFS3 forcings	115
7.3	Ross Sea ocean/sea-ice model and simulations	116
7.3.1	Ross Sea model	116
7.3.2	Simulations	117
7.4	Polynya properties	117
7.4.1	Detection of Polynyas	117
7.4.2	Polynya onset and duration	118
7.4.3	Polynyas Area, ice production, and heat fluxes	118
7.5	Shelf water properties in polynya	120
7.5.1	Mixed layer waters	120
7.5.2	High Salinity Shelf Waters	121
7.6	Conclusion	122
7.7	Tables	124
7.8	Figures	125

Les modifications apportées au modèle jusqu'alors, n'ont eu que peu d'impact sur la représentation de la glace de mer, ainsi que sur la formation d'AABW. Et cela même si la correction des vents catabatiques appliquée au stress du vent permet de représenter de façon beaucoup plus réaliste les polynies côtières. Elles sont plus étendues, et produisent un volume de glace plus important. Cette correction entraîne aussi des effets sur l'hydrographie. Les polynies provoquent une augmentation de l'overturning local et une augmentation de la densité des eaux de fond présente sur le plateau continental. Cependant, cette correction décrite précédemment, n'a pas l'effet espéré sur les SW et sur la formation des AABW. Nous allons donc maintenant nous concentrer sur l'effet d'un downscaling complet des réanalyses sur l'océan et la glace de mer avec la configuration ROSS.

Le chapitre ci-dessous est constitué de l'article en préparation sur l'effet du forçage atmosphérique sur la représentation des polynies et des eaux de plateau. Ce travail fait suite aux travaux de *Jourdain* (2007) sur le modèle MAR dans la configuration ROSS.

Résumé

Les simulations sont réalisées avec un modèle régional océan/ glace de mer de la mer de Ross à haute résolution (20 km). L'objectif est d'évaluer l'impact de deux forçages atmosphériques dérivés des réanalyses ERA40 sur la représentation de la polynie de Terra Nova Bay et de Ross Ice Shelf et sur la production de High Salinity Shelf Water (HSSW), une masse d'eau qui contribue de façon significative à la formation de Ross Sea Bottom Water (RSBW). L'un des forçages, nommé DFS3, utilise les vents, les températures de surface et l'humidité de surface fournis par ERA40 pour calculer les flux turbulents, et des produits satellites pour les flux radiatifs et les précipitations. Le second forçage, le forçage MAR, est produit par un downscaling des années 1992 et 1993 de ERA40. Le downscaling est réalisé avec un modèle atmosphérique régional, à 40 km de résolution, appliqué à la région de la mer de Ross. La comparaison des variables atmosphériques de MAR et DFS3 de l'année 1993 montre qu'une amélioration considérable dans la représentation des vents catabatiques sur la côte est obtenue avec le downscaling MAR. Cette amélioration est due à une meilleure représentation de l'orographie sur le continent. Les masses d'air simulées par le downscaling sont significativement plus froides et plus sèches que leurs homologues des réanalyses. On remarque aussi une réduction des précipitations et des radiations. La réponse des polynies à ces deux différents champs de forçage suggère que le downscaling apporte une amélioration notable dans la distribution géographique des polynies. MAR génère des polynies qui sont plus actives (durée de vie plus longue, production de glace plus élevée et export d'eau dense plus grand). La perte moyenne de chaleur sur les polynies est quasiment identique entre les simulations faites avec le forçage MAR et celles réalisées avec le forçage DFS3. La plus forte activité dans les polynies simulées par MAR semble être liée à un contenu de chaleur dans les eaux antarctiques de surface plus faible que dans la simulation forcée par DFS3, ce qui favorise la production de glace dans les polynies. Le rejet de sel durant la formation de glace domine largement l'évolution de la salinité dans les polynies. Les HSSW formées dans les polynies sont plus salées et plus denses quand on utilise le forçage MAR. Les RSBW sont définies dans les observations comme des eaux de densité $\sigma_2 > 37.18 \text{ kg.m}^{-3}$. L'export de HSSW avec une densité supérieure à ce seuil doit donc être significatif pour participer de façon réaliste à la production de RSBW. Le forçage DFS3, qui utilise les variables originales de ERA40, ne produit pas de telles eaux denses. Les HSSW simulées sont trop douces. Au contraire, les polynies de Terra Nova Bay et de Ross Ice Shelf simulées par le downscaling MAR sont plus réalistes, et l'export de HSSW qui en découle est de 0,4 Sv en moyenne annuelle.

Abstract

Numerical simulations are conducted with a high resolution (20 km), regional ocean/sea-ice model of the Ross Sea. The objective is to evaluate the impact of two different atmospheric forcing fields, both derived from the ERA40 reanalysis, on the representation of the polynyas of the Terra Nova Bay and of the Ross Ice Shelf, and on the production of High Salinity Shelf Water (HSSW), a water mass which significantly contributes to the formation of the Ross Sea Bottom Waters (RSBW). One forcing, the DFS3 forcing, uses ERA40 winds, surface air humidity and temperature to calculate the turbulent fluxes, and uses satellite products for radiation fluxes and precipitation. The other, the MAR forcing, is produced by a downscaling of the years 1992 and 1993 of ERA40. The downscaling is performed with a 40 km resolution, mesoscale atmospheric model, applied to the Ross Sea area. The comparison atmospheric variables of MAR and DFS3 during year 1993 shows that a major gain of the downscaling is obtained in the representation of the katabatic winds at the coast, due to a better representation of the continental orography surrounding the Ross Sea. Air masses produced by the downscaling are also found to be significantly colder and dryer than their ERA40 counterparts. A reduction of precipitation and of the radiation budget is also noticed in the downscaling. The response of the model polynyas to the different forcing fields suggests that the downscaling brings a noticeable improvement of the geographical distribution of polynyas. The MAR forcing also generates polynyas which are significantly more active, in the sense that the polynya season lasts longer, and that polynyas show greater ice production rates and a greater export of dense water. The averaged heat loss over the polynyas is remarkably similar in the model simulations driven by the MAR forcing or the DFS3 forcing, and the higher activity of the polynyas driven by the MAR forcing appears to be linked to a lesser heat content of the Antarctic surface waters in this simulation, which favours new ice formation in polynyas. Brine rejection during ice formation is found to largely dominate the evolution of the water salinity in the polynyas. HSSW formed in the polynyas are saltier and denser when the MAR forcing is used, a direct consequence of the higher activity of polynyas. RSBW are defined in the observations as waters of density $\sigma_2 > 37.18 \text{ kg.m}^{-3}$, so the export of HSSW with density beyond that threshold must be significant to realistically contribute to the formation of RSBW. The DFS3 forcing, which uses the original ERA40 variables does not produce such dense waters, the activity of the polynya it simulates being too weak. The HSSW it simulates are too fresh. On the contrary, TNBP and the RISP simulated by the MAR downscaling are more realistic, as they export a total 0.4 Sv in annual mean of that type of water.

7.1 Introduction

Polynyas are openings within the sea ice cover. Often driven by continental winds, their areas vary over a wide range (from 10 to 10^5 km^2). They play an important role both in atmospheric and oceanic systems. The atmospheric effect is a warming of the lower air layers which affects the mesoscale atmospheric dynamics. The oceanic effect is an intense cooling of the surface waters, and a brine rejection associated to the formation of new sea ice. Ocean vertical mixing and convection are consequently increased, and dense water formed will later influence the properties of intermediate and deep waters around Antarctica. A review of Polynya dynamics can be found in *Maqueda et al.* (2004).

Around the Antarctic, coastal polynyas are generally formed by the action of the katabatic wind on sea-ice around coastal features, islands, iceberg tongues, iceberg grounded on shallow bank, as described by *Massom et al.* (1998). In this study, we focus on coastal polynyas of the Ross Sea, like the Terra Nova Bay Polynya (TNBP) and the Ross Ice Shelf Polynya (RISP). The TNBP

is driven by the Drygalski ice tongue, which blocks the northward advection of sea ice, and strong katabatic winds blowing from the Transantarctic Mountains and driving new sea-ice off shore. The RISP is mainly driven by northward katabatic winds flowing down the Ross Ice Shelf. Katabatic winds are thus a key component of polynya dynamics in the Ross Sea. They are also a key component of the atmospheric forcing of the ocean circulation around the coast of Antarctica. These cold continental winds are largely influenced by small scale orography, such as the glacier valleys crossing the Transantarctic Mountains (*Bromwich, 1989*). Such topographic features are not well represented in the global atmospheric general circulation models (AGCM), and up to now Antarctica katabatic winds have been poorly represented in atmospheric reanalyses (*Broeke et al., 1997; Petrelli et al., 2008; Mathiot et al., 2007*). *Petrelli et al. (2008)* compared the surface winds produced by AGCMs with in-situ observations collected at the TNB Automatic Weather Station (AWS). They showed that winds simulated by a high resolution regional atmospheric model on Ross Sea (the MAR model, *Gallée et Schayes (1994)* compare well with observations, whereas winds produced by the global reanalysis ERA40 are significantly too weak.

Because the opening of most polynyas is a direct consequence of the wind effect on sea-ice, and because polynyas have a very strong influence on air-sea exchanges, the representation of their properties in operational and climate ocean models is certainly of importance.

The present study investigates the sensitivity of the TNB and RIS coastal polynyas in a model of the Ross Sea to different atmospheric forcing. Two sets of atmospheric forcing variables, described in Sec. 7.2, are used. One is issued from the ERA40 reanalysis, and the other is issued from a regional downscaling of ERA40 with a mesoscale atmospheric model. The regional ocean/sea-ice circulation model of the Ross Sea (Fig. 7.1) is based on the NEMO numerical Ocean GCM code (*Madec, 2008*). Its detailed implementation, its open boundary forcing and the simulation strategy are presented in Sec. 7.3. Sec. 7.4 compares the properties of the RISP and TNBP as simulated with the two forcing sets. Sec. 7.5 compares the water mass properties on the Ross Shelf and the production of Ross Shelf Bottom Water in the different simulations.

7.2 Surface forcing of the Ross Sea ocean model

Two different forcing sets, representing the atmospheric conditions of years 1992 and 1993 are used to drive the regional ocean/sea-ice circulation model of the Ross Sea, and their respective impact on the dynamics of polynya are compared. This first forcing set is the DFS3 forcing (*Brodeau et al., 2008*) used to drive eddy-permitting ocean/sea-ice global circulation hindcasts of the past decades (*DRAKKAR-Group, 2007*). The second set is provided by a regional downscaling of years 1992 and 1993 of ERA40 by the regional atmospheric model MAR (*Gallée et Schayes, 1994*).

7.2.1 DFS3 forcing

DFS3 combines elements of the CORE forcing data set of *Large et Yeager (2004)* with atmospheric state variables of ERA40 reanalysis. As described in details in *Brodeau et al. (2008)*, the atmospheric variables of DFS3 (required as input forcing variables by the NEMO OGCM code) are i) from CORE : precipitation (rain and snow), downward shortwave and longwave radiations, all derived from satellite products, and ii) from ERA40 : wind, air humidity and air temperature (the turbulent fluxes in NEMO are calculated using bulk formulas). The frequency of DFS3 is monthly for precipitation, daily for radiation and at 6 hourly for turbulent variables. The original spatial resolution of these data is 1.125° for ERA40 and 1.875° for CORE. For this

simulation, all atmospheric data are interpolated on the grid of the Ross Sea ocean model (20 km resolution). Note that a correction of the effect of the katabatic winds around Antarctica is applied in simulations using DFS3 forcing (*Mathiot et al.*, 2007). The correction, based on a comparison of ERA40 with previous results of atmospheric simulations around Antarctica carried out with MAR, significantly increases the strength of the wind at the coast, to correct for a drastic underestimation of the katabatic winds in ERA40. DFS3 covers the period 1958 to 2001, and is extended to 2007 using ECMWF operational analyses. In this study, this correction applied to the wind impacts all turbulent fluxes via the bulk formulae.

7.2.2 MAR forcing

The second forcing set is built from simulations carried out by *Jourdain* (2007) with a regional implementation of the MAR model. MAR is a regional mesoscale atmospheric model based on the 3-dimensional primitive equations in sigma coordinates (*Gallée et Schayes*, 1994; *Gallée*, 1995; *Gallée et al.*, 2005). Four hydrometeors are represented in the hydrologic cycle, with autoconversion, but also nucleation and sedimentation of crystals. The ice sheet is assumed to be entirely covered with snow, and a snow model (*Brun et al.*, 1992) allows snow metamorphism. The surface energy fluxes depend on the metamorphism. The radiative scheme (*Morcrette*, 2002) takes into account clouds with their optical thickness. The turbulent fluxes in the surface boundary layer are from recursive schemes based on Monin-Obukov theory. Blown snow is also represented in the turbulent scheme (*Gallée et al.*, 2001), so it plays a role on the hydrologic cycle and the atmosphere vertical stability. The orographic roughness length is deduced from the variance of the topography. This length has been tuned with automatic weather stations (AWS) so that katabatic outflows from valleys in the Transantarctic Mountains are represented as well as possible with regard to the resolution (*Jourdain et Gallée*). This is a key point in order to get a good representation of katabatic winds. The model domain is shown in Fig. 7.1, and includes the Transantarctic Mountains where katabatic winds blowing in the eastern Ross Sea have their origin. The grid is a cartesian grid on an oblique polar stereographic projection. The horizontal resolution is 40 km and the first vertical level is 10 m. Surface boundary conditions and lateral conditions at the open boundaries of the model domain are from ERA40. The regional model is run for a two year period, 1992 and 1993.

Surface variables of years 1992 and 1993 from that experiment are used to defined an atmospheric forcing for the Ross Sea ocean model, which we refer to as the "MAR forcing" hereafter. The time sampling is exactly the same as for DFS3. The variables of the MAR forcing are interpolated on the 20 km ocean model grid.

7.2.3 Comparison of MAR and DFS3 forcings

The MAR forcing is compared to DFS3 in the Ross Sea in Fig. 7.2, for year 1993. MAR produces surface air masses which are colder (by 2.3°C in annual mean and by about 8°C for some extreme events in winter) and dryer (a reduction of -18% of the water content in annual mean and by 50% in some extreme events in summer). MAR also shows more variability at high frequencies. The seasonal and intra-seasonal variability agrees well between dataset, even for precipitation. But the greatest impact of a dryer atmosphere in MAR is seen on the amount of snow and precipitation (2 times smaller in MAR) and in the total downward radiation flux which is lower by about 20 to 40 W.m⁻² in all seasons. The likely too low precipitation in MAR is attributed to the crude prescription of clouds and their water content at the specified boundaries of the

regional model (*Jourdain, 2007*). Improving the boundary condition produces moister air. Noticeable differences are seen in the wind pattern (Fig. 7.3). At Terra Nova Bay, the katabatic winds blowing from the Transantarctic mountains are much more strongly marked in MAR, especially their offshore component, which should favour the generation of strong coastal polynyas. Along the coast of the eastern Antarctic, the direction of the katabatic winds is uniformly marked off shore (i.e. northward) in DFS3, which should favour the creation of a rather uniform polynya along the coast. The orientation of the winds in MAR is different, not as strongly marked northward, but rather north-westward (i.e. along shore), which should favour the creation of localized polynyas near specific topographic features.

7.3 Ross Sea ocean/sea-ice model and simulations

7.3.1 Ross Sea model

The Ross Sea ocean/sea-ice model is based on the NEMO code (*Madec, 2008*). In the version 2.3 of NEMO used here, the ocean GCM is a free surface primitive equation numerical code, and the sea-ice code in the LIM2 code (*Fichefet et Maqueda, 1997*). The model domain is the same as for the atmospheric MAR model (Fig. 7.1), and as for MAR, the grid is a cartesian grid on a polar stereographic projection. The horizontal grid resolution is 20 km (i.e. twice finer than the MAR configuration used here). The vertical grid uses 46 vertical levels with an increase of resolution near the surface (3 meters at the surface and 250 m near the bottom). A partial step representation of the bottom topography which adjusts the level nearest to the bottom to the real ocean depth is used. Combined with the NEMO energy/enstrophy conserving scheme for momentum advection, the partial step topography has been shown to drastically improve the simulation of topographic flows (*Barnier et al., 2006; Penduff et al., 2007; LeSommer et al., 2008*). A parametrisation of the bottom boundary layer is used to improve spreading of dense water. It is an adaptation to NEMO of the parameterisation of *Beckmann et Döscher (1997)* which extends the effect of the parameterisation to momentum (*Hervieux, 2007*). We do not apply any restoring at the surface to observed or climatological temperature and salinity. Vertical mixing is parameterised according to a local turbulent kinetic energy closure. Ice shelf cavities are neither represented nor parameterised. Sea ice model (LIM2) used in NEMO is a three layer model (two of ice and one of snow) for thermodynamics. This model allows presence of leads in the pack ice (required for polynya representation). Vertical and lateral growth/decay rates of the ice are obtained from prognostic energy budget at both surface and bottom boundaries and in the leads. During ice formation, first ice floe have a minimum thickness of 30 cm (a too small value is disastrous because heat flux will be cut off soon in summer). For the momentum balance, sea ice is considered as a two dimensional continuum in dynamical interaction with atmosphere and ocean. The internal ice force is computed via a viscous plastic constitutive law as proposed by *Hibler (1979)*.

Radiation open boundary conditions, inherited from the work of *Treguier et al. (2001)* are used at the lateral limits of the domain for the oceanic variables. For the sea-ice variables (ice fraction and thickness), a thin relaxation zone adjacent to the boundary is used.

Initial and open boundary conditions of the Ross Sea model are provided by the 5 day outputs of a global ocean/sea-ice model simulation carried out with the global ORCA05 1/2° model configuration developed by the DRAKKAR project on the basis of NEMO, and run from 1958 to 2004 with the DFS3 atmospheric forcing (*DRAKKAR-Group, 2007*).

7.3.2 Simulations

The model is spun up for one year (year 1991) with, as initial conditions the ORCA05 solution for 1st January 1991, as open boundary forcing the ORCA05 5-day outputs for 1991, and as surface forcing the 1991 DFS3 forcing fields. From the end of spin-up, twin experiments are realised for years 1992 and 1993, with MAR and DFS3 forcing fields respectively. Ten additional years with MAR and DFS3 forcing fields, repeating year 1993 in a cycling way, are made until a quasi-equilibrium is reached on the Ross Shelf (Fig. 7.4). The last year of those 10 year experiments is used to draw the results of this study. Model outputs are saved every day (daily means). A rapid overview of the sea-ice component illustrates the ability of the model to produce realistic results (Fig. 7.5). In winter, sea-ice in the Ross Sea model is in good agreement with SSMI observations in both DFS3 and MAR simulations, although sea-ice extent is too large in the west and east part of domain in DFS3. In MAR, agreement with SSMI in the east part is good. In summer, model results show almost no sea-ice left in DFS3, whereas in MAR, the distribution of the remaining sea-ice is not properly located. The flaw showed by DFS3 in summer has been often seen in comparable simulations (*Timmermann et al.*, 2005; *DRAKKAR-Group*, 2007).

7.4 Polynya properties

7.4.1 Detection of Polynyas

This section compares the properties of the RIS and TNB polynyas in the MAR and DFS3 runs, but first one has to define a criterion that allows to identify polynyas in the model. Coastal polynyas are adjacent to the coast and thus occur in areas of limited depth. They also exhibit low ice-fraction and large rates of sea-ice production. The polynya criterion that we adopted here to decide if a grid point is within a Polynya is the following :

- the ice production is greater than 0.7 m per month, and
- the ocean depth is shallower than 1200 m

If a grid point is not in a Polynya, it can be in a region of Melting Ice (defined by a strictly negative ice production), of Marginal Ice (define by a positive ice production and an ice-fraction below 70%, (which also corresponds to open ocean polynya) or in the pack ice (defined by a positive ice production and an ice-fraction greater than 70%).

Fig. 7.6 shows the partition of all model grid points on these 4 types of ice, in the ice-fraction/ice-production frame, and in the geographical space. This is done for the situation of 18 July 1993 for both DFS3 and MAR simulations. Obviously, the criterion, which produces a clear separation of the types of ice, also produces a geographical distribution of the ice types which is dynamically consistent ; occurrence of polynyas is limited to the vicinity of the coast, the pack ice forms the largest category of ice in the center of the ice-covered area, and the marginal ice and melting ice are located on the outer edge of the ice-covered area, adjacent to the Antarctic Circumpolar Current. The separation between coastal polynyas and the ice pack and open ocean polynyas (marginal ice) is unambiguous in all simulations. As show in Fig. 7.6, this criterion allows to discriminate coastal polynyas from pack ice and open ocean polynyas.

The pack ice is more important in MAR than it is in DFS3 with also a higher sea ice production rate, the area of melting ice being consequently reduced but with a stronger melting rate (-30 cm/month in MAR against -0.15 cm/month in DFS3), and the marginal ice stretching more to the west. The distribution of the coastal polynyas is much more fragmented in MAR, consistent with a better spatial resolution and localisation of the katabatic winds. In DFS3, a long uniform and continuous polynya stretches along the coast of eastern Antarctica, consistent with uniform

offshore winds over the whole domain (Fig. 7.3). The coastal polynya at Terra Nova Bay is much better marked in MAR, consistent with a better representation of the direction of the katabatic winds in this area (Fig. 7.3). The RISP is similar in both runs, as are the wind patterns (Fig. 7.3).

An example on the coastal polynyas detected on 18 July 1993 in the MAR simulation is shown in Fig. 7.7. The RISP is the long polynya stretching along the Ross Ice Shelf at the southern limit on the domain, and the TNB polynya (afterward named TNBP) is located in the corner made by the Drygalski Ice Tongue between 76°S and 74°S. Note that sea-ice concentration gets below 40% in some locations (especially in the east part), suggesting the possible occurrence of very strong air-sea exchanges of heat.

7.4.2 Polynya onset and duration

The polynya season (i.e. the period during which the polynya criterion indicates existence of polynya) varies according to the forcing used. There is no polynya in summer (December and January) because most of the sea-ice melts in the Ross Sea in the simulations (Fig. 7.5). The polynya season lasts about 10 months with the MAR forcing, the RISP (respectively TNBP) being detectable from 7 February 1993 to 1st December 1993 (respectively from 18 February 1993 to 10 October 1993). It is shorter in DFS3 (almost 8 months), polynyas being first observed on 08 March 1993 (10 March 1993) and disappearing on 12 November 1993 (04 November 1993) when the sea-ice has melt in the Ross Sea. In the following, the RISP and the TNBP are compared over a common 6 month period from April 1st to September 30th, 1993.

7.4.3 Polynyas Area, ice production, and heat fluxes

We now compare the properties of the RIS and TNB Polynyas in the MAR and DFS3 simulations. This comparison uses the daily mean outputs of year 10 of the perpetual 1993 run (see Section 3.2), and is limited to the areas that define the RIS or the TNB Polynyas (based on the polynya criterion). These areas vary from day to day (Fig. 7.7 shows an example of this area on 18 July 1993), and area averaged values presented hereafter take these daily variations into account. Time-mean area-averaged properties of the Terra Nova Bay and of the Ross Ice Shelf Polynyas are summarized in Tables 7.1 and 7.2, respectively.

At the TNBP (Table 7.1) the mean characteristics of the heat forcing (air temperature and humidity, and ice fraction) are very similar in MAR and DFS3 simulation. The correction of the katabatic winds contributes to produce stronger turbulent fluxes in DFS3. Radiation heat fluxes almost balance the differences, and the net heat flux difference between MAR and DFS3 is only about $+10 \text{ W.m}^{-2}$ for MAR. Nevertheless, ice production is stronger in MAR, because of a lesser heat content of the Antarctic Surface Water (AASW) in this simulation. AASW are the only source of surface waters for polynyas, and colder and less stratified AASW significantly favours ice production and dense water formation during polynyas opening.

The TNBP in MAR covers 6630 km², a 44% greater area than in DFS3. This difference is not due to a weaker wind stress on sea-ice in DFS3, since the wind stress at the coast has been increased in this simulation to correct for the drastic underestimation of the katabatic winds in ERA40 (see Section 2.1). This difference is attributed to the more realistic wind pattern of the MAR forcing. Indeed, as we have shown in the discussion of Fig. 7.3, that near-shore winds in DFS3 tend to be parallel to the coast, pushing the ice against the coast, which opposes the formation of the polynya. On the contrary, the off shore component of the wind in MAR is stronger, due to the contribution of a katabatic flow from the Transantarctic Mountains, a situation more favourable to the opening of the polynya. The production of sea-ice is greater (1.68 against 1.55

m/month), the loss of freshwater (i.e. an increase in salinity) is also greater (-1.06 m/month against -0.94 m/month) due to greater brine rejection (1.23 m/month against 1.10 m/month). Brine rejection largely dominates the surface freshwater flux in both experiments, precipitation and evaporation being of secondary importance. The TNBP is also more active in MAR, with a Mixed Layer Depth (MLD) which is 200 m deeper in average (373 m against 185 m), and a greater export of dense shelf waters (30% greater than in DFS3), those dense shelf waters also being denser (Fig. 7.4 and Fig. 7.9).

At the RISP (Table 7.2), polynya averaged heat fluxes (turbulent and radiation) are almost similar in MAR and DFS3 (agreement is within a few W.m^{-2}), despite noticeable differences in the mean air temperature and humidity (MAR air is in average colder by 4.8°C and dryer by 0.08 g/kg), a similar wind speed (only 0.1 m.s^{-1} difference in the mean wind speed, thanks to the katabatic winds correction applied in DFS3, Sec. 6). The fact that the turbulent fluxes are similar in the two simulations despite a much colder air in MAR is explained by the greater ice fraction (i.e. smaller ice-free areas) in MAR; although the sensible ocean heat loss is locally more intense in this latter simulation in ice-free areas, the smaller size of the ice-free areas limits the ocean net heat loss due to the polynya. Standard deviations from the mean of the forcing variables are noticeably greater in MAR, especially for the turbulent fluxes (89 W.m^{-2} against 59 W.m^{-2}), but also for the radiation, which suggests that extreme forcing events could be more frequent or more intense than in DFS3. This issue is discussed later in the paper (see Fig. 7.8). Despite similarities in the net heat forcing and a very similar wind pattern (see Fig. 7.3), there are discrepancies in the sea-ice properties between the two simulations. As for TNBP, the lesser heat content of the AASW in MAR contributes to assist sea ice production in RISP. Sea-ice production and ice fraction are greater in MAR (Table 7.2). As for the TNBP, the process of brine rejection is the dominant contributor to the surface freshwater flux, and the freshwater loss due to this process is the greatest in the MAR simulation (-1.34 m/month against -1.14 m/month). The RISP is also more active in MAR, with a deeper MLD (by 40 m in average) and a greater export of denser shelf waters (by 0.3 Sv).

Stronger sea ice production in MAR might be also driven by the frequency or intensity of extreme heat fluxes events. This is investigated for both the RISP and the TNBP from the daily values of the polynya properties and forcing. Fig. 7.8 shows, for every day of the 6 months period when the polynyas are the most active (April 1 to September 30), the ice production in function of the mechanical forcing (i.e. the polynya average wind stress) and the heat forcing (i.e. the polynya averaged net heat flux). The number of days characterised by strong or extreme forcing events (wind stress $> 0.1 \text{ N.m}^{-2}$ and heat loss $> 275 \text{ W.m}^{-2}$) are almost identical in the two simulations in RISP, but are greater for the TNBP in DFS3 (due to effect of the katabatic wind correction on heat fluxes). However, in the RISP, due to stronger winds, the number of events with a heat flux greater than 400 W.m^{-2} is significantly greater in MAR (11 events between 01/04 and 30/09 against 5 events for the same period in DFS3), which explains in parts the greater sea-ice production and the subsequent changes in ocean properties (deeper mixed layer depth, greater export of dense water, etc.) in this simulation. Associated with a longer period of existence of the polynya (see section 4.2) and colder AASW, this explains why the RISP polynya in MAR is more active and produces more ice and denser shelf waters.

Comparison with the few available observations is difficult and may not be meaningful since the criterion used to define polynyas varies between studies. Using satellite observations, *Tamura et al.* (2008) estimate the ice production in the RISP to $400 \text{ km}^3/\text{year}$ with a criterion based on ice production (ice production greater than 4 m per year, or 35 cm/month). This corresponds to 60% of the MAR and 57% of the DFS3 estimates. In a review study, *Maqueda et al.* (2004) gives

an averaged area of the RISP (based on brightness temperatures) of about 25 000 km² (44 100 km² in MAR and 55 200 km² in DFS3). Regarding the surface of the TNB polynya, *Kurtz et Bromwich* (1985) give a mean value of about 1000 km² using thermal infrared satellite imagery. Model results give a significantly greater area for the TNBP, 6530 km² for the MAR simulation and 4590 km² for DFS3. Regarding sea ice production in TNB polynya, the same study finds a total sea ice production in TNB polynya of 50-80 km³. Our model results are in agreement with this data. MAR simulation finds a total sea ice production of about 93.8 km³ and about 60.7 km³ for DFS3.

Tamura et al. (2008) estimates the average sea ice thickness in the polynya to 10 cm, when it is 40 cm in MAR and DFS3 runs. This value in the model is strongly dependent of the "accretion parameter" which sets the minimum thickness of newly formed sea-ice. It is fixed to 30 cm in the present version of the LIM model. This parameter certainly needs to be changed to improve the simulation of polynyas in NEMO. Inaccuracy of sea ice thickness in polynya is a flaw of the LIM2 sea-ice model. LIM3 (*Vancoppenolle, 2007*), the new version of LIM sea ice model could improve this.

7.5 Shelf water properties in polynya

This section investigates the impact of polynyas on the production of dense shelf waters. During sea ice production, salt is rejected and the salinity of surface waters increases. This leads to convection in the polynya with a deepening of the mixed layer. Surface waters sink and mix with the deeper waters to form the dense bottom shelf waters which flow out the polynya area, and are replaced by new fresher surface waters.

7.5.1 Mixed layer waters

We have shown that polynyas are more active in the MAR simulation, which means greater mixed layer depth, greater production of sea-ice and greater loss of freshwater due to brine rejection (Tables 7.1 and 7.2). The averaged depth of the ocean mixed layer in the TNB and RIS Polynyas represents a significant fraction of the ocean depth of the Ross Sea Shelf, which is about 600m in average, and convection sometime reaches the bottom of the shelf. The properties of the mixed layer waters during the full annual cycle are shown in Fig. 7.9.

In the region of the TNB polynya, the mixed layer waters are generally saltier in MAR, especially during the polynya season. Because the polynya season starts earlier in MAR (mid-February), the greatest salinity difference ($\Delta S = +0.7$) is observed in mid-April, a month after the polynya season has begun in DFS3. Note that in DFS3, the salinity begins to seriously increase one month after the polynya season started. Saltiest waters are observed in both simulations near the end of the polynya season (in September), and have a salinity of 34.6 in MAR and 34.3 in DFS3. Note however that even in MAR, the highest salinity waters are still too fresh to be compared with the high salinity shelf waters (HSSW) observed by *Budillon et al.* (2003) ($S > 34.88$, corresponding to $\sigma_2 = 37.5 \text{ kg.m}^{-3}$ with $T = -1.8^\circ\text{C}$). In summer, the surface water (the mixed layer depth is shallow then) are only slightly fresher in DFS3 (33.1 compared to 33.2 in MAR), so the MAR simulation has the largest seasonal cycle in salinity. TNBP mixed layer waters are always colder in MAR. At the end summer, the warmest temperature is 0.4°C in this simulation, and 0.6°C in DFS3. During the polynya season, the mixed layer temperature progressively cools down. Temperatures close to the freezing temperature ($-1.8^\circ\text{C} < T < -1.4^\circ\text{C}$) are rapidly reached in MAR (in early March), but are reached late in June in DFS3. The temperature remains close to the freezing temperature during the whole winter in both simulations, the coldest temperatures

being reached at the end of the polynya season. The warming of the surface waters is much faster in DFS3, with temperatures close to -0.5°C at end of december when they are still -1.3°C in MAR. The density is mainly controlled by salinity in this region, so the seasonal cycle of σ_2 resemble closely that of salinity. Therefore, the mixed layer waters are denser in MAR (up to 0.6 kg.m^{-3} in mid-April), except in summer. HSSW denser than $\sigma_2 = 37.18 \text{ kg.m}^{-3}$, which allows the production of Ross Sea Bottom Waters with properties comparable to those observed by *Orsi et al.* (1999) are formed between June and October in MAR, but such waters do not exist in DFS3.

In the RISP, the discrepancies between the two simulations are less complex than just seen in TNBP. The seasonal cycle of salinity (and potential density) is more similar and differences appear to be limited to a bias that varies little with the season. Consistent with a more active polynya in the MAR simulation, mixed layer waters are systematically saltier (thus denser) and colder in MAR. The salinity difference is minimum at the end of the polynya season ($\Delta S = +0.1$) and maximum at the beginning of the polynya season ($\Delta S = +0.6$). If the mixed layer temperature is close to the freezing temperature in both simulations during the polynya season, the summer surface waters remain significantly colder in MAR (0°C against 1.2°C in DFS3).

7.5.2 High Salinity Shelf Waters

One of the most important oceanic effect of the RIS and TNB polynyas on the ocean circulation is to set the T,S (and density) properties of the HSSW formed in the Ross Sea. HSSW contributes to the RSBW after they leave the shelf and mix with the circumpolar waters. We use here the definition of *Orsi et al.* (1999), who defined the RSBW as bottom waters of density $\sigma_2 > 37.18 \text{ kg.m}^{-3}$. Therefore, we investigate the formation of the HSSW denser than $\sigma_2 = 37.18 \text{ kg.m}^{-3}$. Places where the mixed layer density (σ_2) is greater than 37.18 for at least one day during the year is shown in (Fig. 7.10). The number of days when this occurs is also indicated. This area is extremely small in the DFS3 simulation (Fig. 7.10) which illustrates the lack of realism of this simulation, where the densest HSSW generated are far from the minimum density required to generate realistic bottom waters. In the MAR simulation, the densest HSSW, the density of the mixed layer waters reaching more than 37.18 kg.m^{-3} , are produced in the TNBP and in the western part of the RISP more than 150 days over the year (Fig. 7.10). The mass balance in the TNB and the RIS polynyas have been calculated over the polynya season (see Tables 7.1 and 7.2). It indicates an export of ventilated water out of polynya of 0.32 Sv in the TNBP and 1.09 Sv in RISP in MAR. This export is balanced by an inflow of surface water and creates a local overturning cell in the polynya as described by *Mathiot et al.* (2007). This region also corresponds to the region where the densest bottom waters are found on the shelf (Fig. 7.11). HSSW dense enough to feed the formation of Ross Sea Bottom waters of realistic T,S properties ($\sigma_2 > 37.18 \text{ kg.m}^{-3}$) are only found in the simulation with the MAR forcing (Fig. 7.11), the maximum density of bottom water in DFS3 being only 37.10 kg.m^{-3} . Pathways of this dense water toward the open ocean (see Fig. 7.11) follow the 3 major topographic channels pointed out by the observations of *Budillon et al.* (2003). These authors also found an other pathway under the Ross ice shelf, which is not simulated here because ice shelf cavities are not represented in our model configuration.

The daily fluxes of HSSW across the 3 channels are shown in Fig. 7.12 for the MAR simulation. The total export for the 3 channels altogether is 0.4 Sv in annual mean (almost 30% of the total flux of water ventilated in the RISP and TNBP altogether). Section α , which collects the dense water formed in the TNBP, has the greatest contribution to the total export (about the half). It shows high frequency (daily time scale) variations, the amplitude of which are often of the order of 1 Sv and can reverse the flow. Maximum export occurs in summer, and then regularly

decreases to reach a minimum at the end of July when the activity of the polynya is maximum. The transport shows a two week reversal in August, before it gradually increases again to get back to its summer maximum. This result is consistent with the study of *Williams et al.* (2008). These authors found that on narrow shelf around the Adelie Depression the export across the sill was fitting well with the polynya activity and the bottom density on the depression. On Ross Shelf, export across shelf is delayed by about 6 month with polynya activity. The two other sections (β and γ), which collect the dense waters formed at the RISP, contribute each to nearly 1/4 of the total transport. The export of water exhibits a significant daily to monthly variations. The export through section β (γ) is interrupted from June to September (August to October) due to absence of water denser than $\sigma_2 = 37.18 \text{ kg.m}^{-3}$ during this period.

7.6 Conclusion

Atmospheric surface variables produced by a downscaling of ERA40 reanalysis with the regional mesoscale atmospheric model MAR (*Gallée et Schayes*, 1994), applied to the Ross sector of Antarctica, are shown to improve the forcing of an ocean/sea-ice circulation model of Ross Sea. The surface air variables of the MAR downscaling are compared to those of the DFS3 data set, a recent data set based on ERA40 (for the turbulent fluxes) and satellite products for radiation and precipitation. DFS3 gathers, for the period 1958-2007, the atmospheric surface variables required to drive a global ocean/sea-ice general circulation model. The MAR downscaling was performed at a resolution of 40 km for the years 1992 and 1993, and the comparison between MAR and DFS3 are performed on year 1993. Surface air masses produced by the downscaling are colder (about 2°C) and dryer (-18% of water contents). Precipitation and snow are reduced (by almost a factor of 2) and the radiation budget is reduced by almost 20 to 40 W.m^{-2} in all seasons. The improved representation of the Antarctic orography in MAR, especially the TransAntarctic mountains, gives a more accurate simulation of the amplitude and direction of the katabatic winds. The flaw of ERA40 to represent the katabatic winds was partially corrected in DFS3 via a scale factor applied to the wind amplitude, but flaws in the wind direction remained.

An open boundary ocean/sea-ice circulation model of the Ross Sea, based on the NEMO OGCM, is used at 20 km resolution to further assess the differences between the two data sets. Twin simulations of this model are performed. After a common 2-year spin-up, the model is run for 10 years, repeating in a cycling way, the 1993 MAR forcing for one simulation, and the 1993 DFS3 forcing for another.

The study is focused on the polynyas of the Terra Nova Bay (the TNBP) and of the Ross Ice Shelf (the RISP), features most sensitive to the katabatic winds. A criterion based on ice production and depth is defined that allows to clearly distinguish between the ice-pack and polynyas. This criterion is applied to the model results and allows to identify coastal areas with very low ice concentration in winter (less than 40%) with very strong air-sea exchanges. In relation with the colder air in MAR, the polynya season (i.e. the period when polynyas are found to exist according to the criterion) is longer by 2 months with the MAR forcing. The geographical distribution of coastal polynyas is globally more realistic with MAR, showing more localised features consistent with a better spatial resolution and localisation of the katabatic winds along the coast.

The coastal polynya at Terra Nova Bay is better defined with the MAR forcing due to a more accurate representation of the offshore component of the katabatic winds in this area, whereas along the Ross Ice Shelf, the structure of the RISP is very similar in the two simulations, consistent with the similarity seen in the wind patterns (strength and direction) of the two forcing sets. Although differences in the forcing variables were noticed between MAR and DFS3, the net heat loss averaged over the TNBP and the RISP are remarkably similar in the two simulations (thanks to the DFS3 katabatic wind correction). The comparison between observation based

estimates and model outputs of some polynyas properties (polynya area and total ice production) is generally in favour of the MAR solution, but not systematically.

Nevertheless, both the TNBP and the RISP show greater sea-ice production rates with the MAR forcing, suggesting more active polynyas than with DFS3. This greater activity of the polynyas in MAR is related to a more intense polynya overturning cell, i.e. a greater export of polynya ventilated water at depth balanced by a greater import of Antarctic Surface Waters in the surface layers (1.41 Sv with MAR and 0.99 Sv with DFS3). This, with the fact that the heat content of the AASW is lower in the MAR forcing simulation, is favouring deeper convection and faster ice growth, and explains the greater ice production rates in the polynyas in MAR compared to DFS3. Thus, the physical properties of the AASW outside the polynya region appear to play a crucial role in the activity of the coastal polynyas. For the RISP, another reason for the greater polynya activity is the extreme forcing events which are more numerous and more intense in the MAR downscaling.

The greater activity of the polynyas in MAR has important consequences on the properties of the shelf waters of the Ross Sea. The analysis of the model freshwater fluxes showed that brine rejection largely dominates the evolution of the salinity of mixed layer waters in the polynyas, precipitation and evaporation being clearly of secondary importance. The salinity of the polynya waters increases during the polynya season, and these water are exported out of the polynya as high salinity shelf waters. The HSSW obtained with the MAR forcing are significantly saltier and colder than those generated by DFS3, and their properties compare better with observations. To contribute to the formation of the Ross Sea Bottom Waters, a variety of AABW, HSSW must have a density $\sigma_2 > 37.18 \text{ kg.m}^{-3}$. The densest HSSW generated with DFS3 never reach that threshold. On the contrary, in the simulation driven with MAR, a significant volume of such waters (0.4 Sv) is exported toward the open ocean through three topographic channels. Besides a large amplitude high frequency variability (with peaks above 1 sv), this export shows a marked seasonal cycle, the maximum export occurring in summer (when the reservoir is full), the export decreasing then to reach a minimum at the end of July when the activity of the polynya is maximum.

To conclude, the results of the present study showed that the regional downscaling of the global ERA40 reanalysis is a way to improve the atmospheric forcing of ocean circulations models of the southern ocean. However, our results also pointed out important flaws in the downscaled atmospheric fields, like the underestimation of the precipitation due to the specified boundary condition in the MAR model, which impact the model solution. Further studies investigating this issue will have to focus on tuning the regional model, and to look at longer periods. Our next step, already on going, is using a full Antarctic application of MAR, an eddy permitting southern ocean model, and considers a 20 year period (1980-2000).

7.7 Tables

TNBP	MAR		DFS3	
	mean	std	mean	std
Q_{10} (g/kg)	0.45	0.18	0.41	0.17
T_{10} (K)	247.6	4,9	247,8	4,5
U_{10} (m/s)	8,0	3,1	8,7	4,4
Precipitation (m/month)	-0,21		-0,21	
Heat fluxes ($W.m^{-2}$)	-233	49	-242	64
<i>Turbulent</i>	-146	47	-174	59
<i>Radiation</i>	-87	22	-68	16
Evaporation (m/month)	0,04		0,05	
Salt rejection (m/month)	1,23		1,10	
Fresh water flux (m/month)	1,06		0,94	
Ice fraction %	67	7	66	9
Ice production (m/month)	1,68	0,35	1,55	0,46
Polynya area (km^2)	6630	2370	4590	2900
MLD (m)	373	131	185	93
<i>max</i>	651		466	
Polynya ventilated water (Sv)	0,32	0,12	0,18	0,12

TAB. 7.1: Mean of the value on TNBP over a common 6 month period from April 1st to September 30th, 1993. Fluxes are mean values between ice-ocean fluxes and atmosphere-ocean fluxes weighted by the ice fraction.

RISP	MAR		DFS3	
	mean	std	mean	std
Q_{10} (g/kg)	0,29	0,13	0,37	0,17
T_{10} (K)	241,6	5,7	246,4	4,6
U_{10} (m/s)	7,0	3,8	6,9	3,2
Precipitation (m/month)	-0,15		-0,17	
Heat fluxes ($W.m^{-2}$)	-266	80	-255	64
<i>Turbulent</i>	-181	80	-182	59
<i>Radiation</i>	-85	18	-73	14
Evaporation (m/month)	0,05		0,05	
Salt rejection (m/month)	1,34		1,14	
Fresh water flux (m/month)	1,23		1,14	
Ice fraction %	68	8	62	7
Ice production (m/month)	1,84	0,60	1,72	0,45
Polynya area (km^2)	44100	14500	55200	15300
MLD (m)	247	73	207	87
<i>max</i>	443		366	
Polynya ventilated water (Sv)	1,09	0,23	0,81	0,22

TAB. 7.2: Mean of the value on RISP over a common 6 month period from April 1st to September 30th, 1993. Fluxes are mean values between ice-ocean fluxes and atmosphere-ocean fluxes weighted by the ice fraction.

7.8 Figures

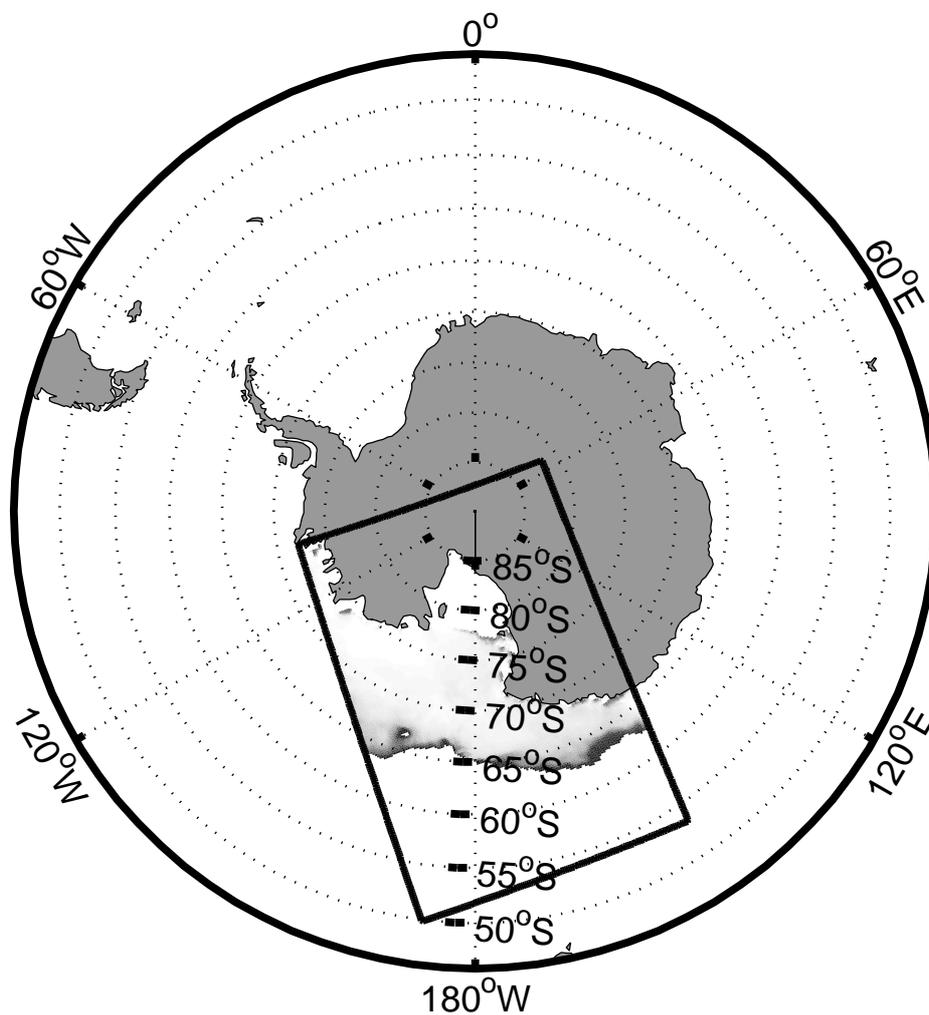


FIG. 7.1: Ross Sea model area. The model domain is the black rectangle. It is shared by the ocean model and the regional atmospheric model. Coloured area shows a snapshot of ice concentration in a simulation of the Ross Sea ocean model forced with the atmospheric variables provided by a MAR run on July, 18th 1993. The colour scale (from 0 to 1) is the same as in Fig. 7.5, and varies from dark gray for low concentration (< 0.1) to light gray for high concentration (> 0.9).

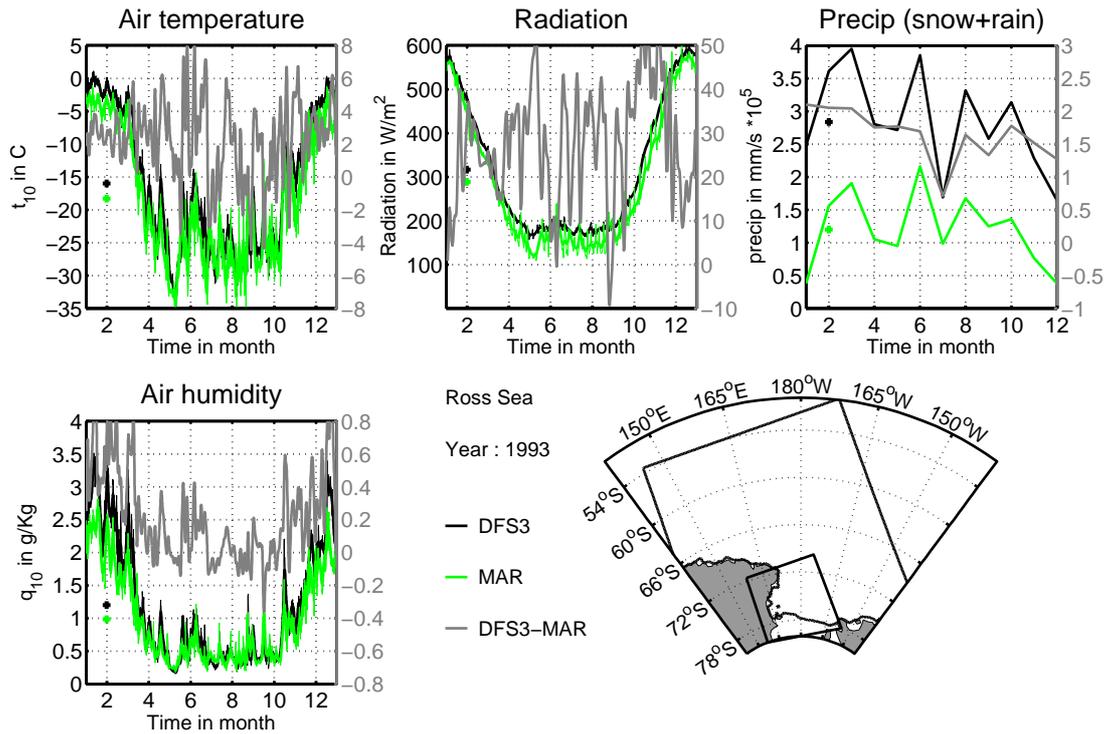
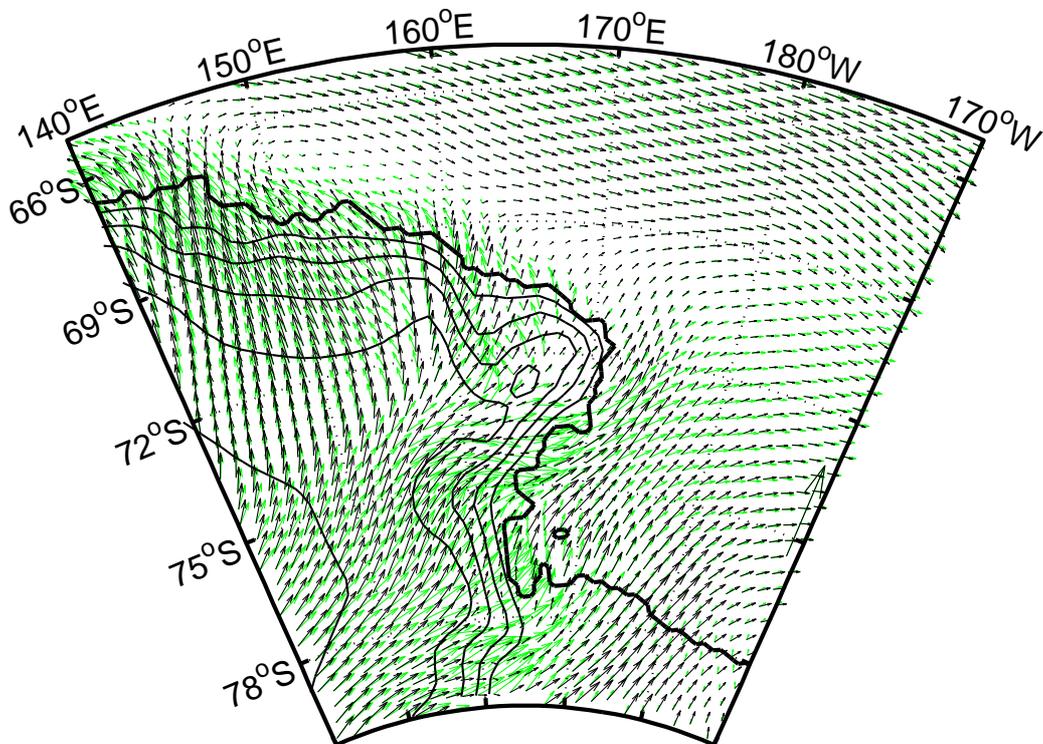


FIG. 7.2: Variations during year 1993 of the forcing fields, spatially averaged over the Ross Shelf (all ocean points of the small black box). In green MAR, and in black DFS3. The grey curve is the difference DFS3 minus MAR, with a different scale. The large black box is the domain of the regional model. The sampling is 6h for air humidity and temperature, 1day for the radiations, and 1 month for precipitation. The green cross and the black cross are the annual mean for MAR and DFS3 respectively.



Wind speed over July 1993

FIG. 7.3: 10m wind vector (July 1993 monthly mean) in the Ross Sea in MAR (green arrows) and after the katabatic winds correction is applied in DFS3 (black arrows). Strong increase on ocean is due to katabtic winds correction. Contour lines on the continent show the orography (500 m per contour). Arrow on the right shows a velocity scale of 30 m/s.

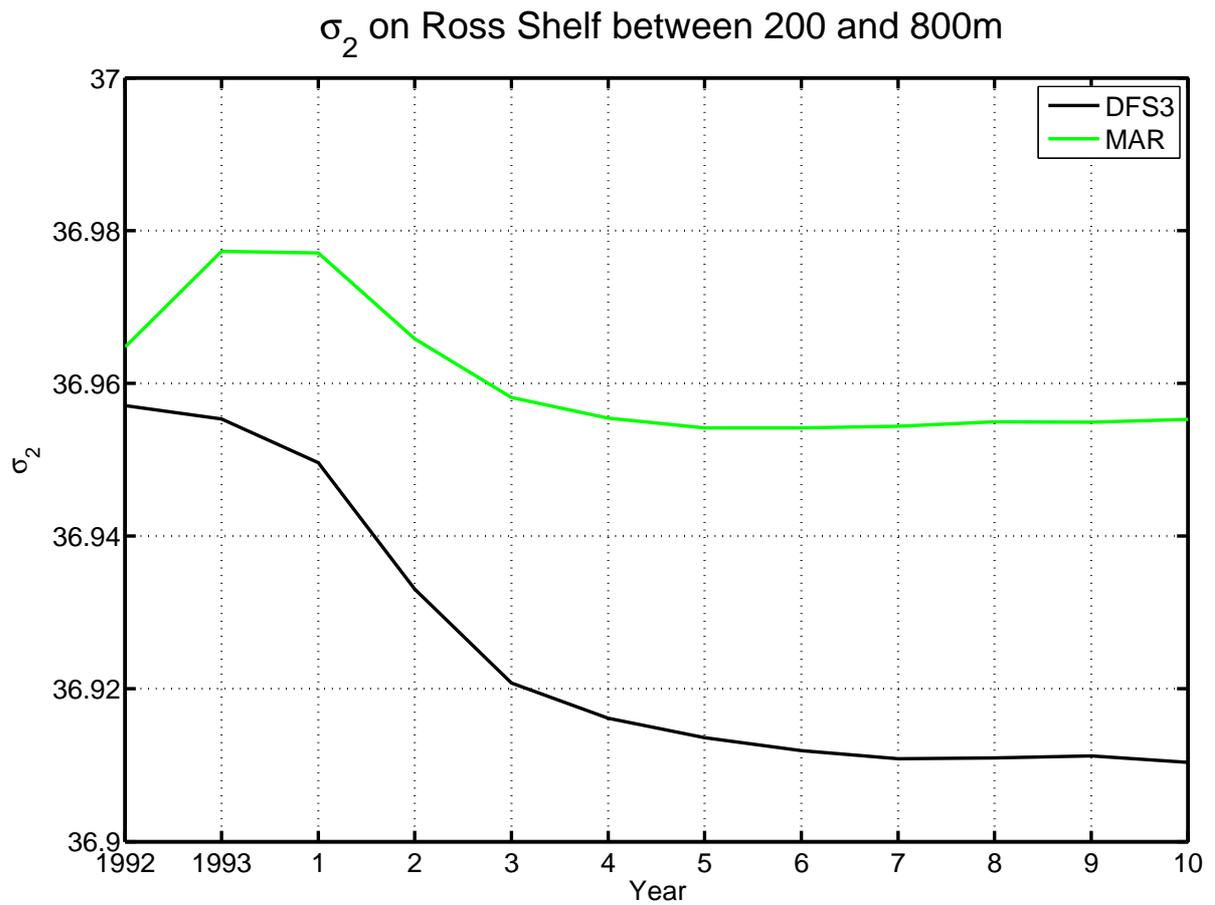


FIG. 7.4: Annual mean variations of the bottom density (mean value between 200 m and 800 m) in the Ross Shelf box (as in Fig. 7.2) during the whole spin up phase. Green line is MAR simulation and black line is DFS3. Year 1991 is common to both and is not plotted. We consider here that a quasi equilibrium is reached between years 9 and 10.

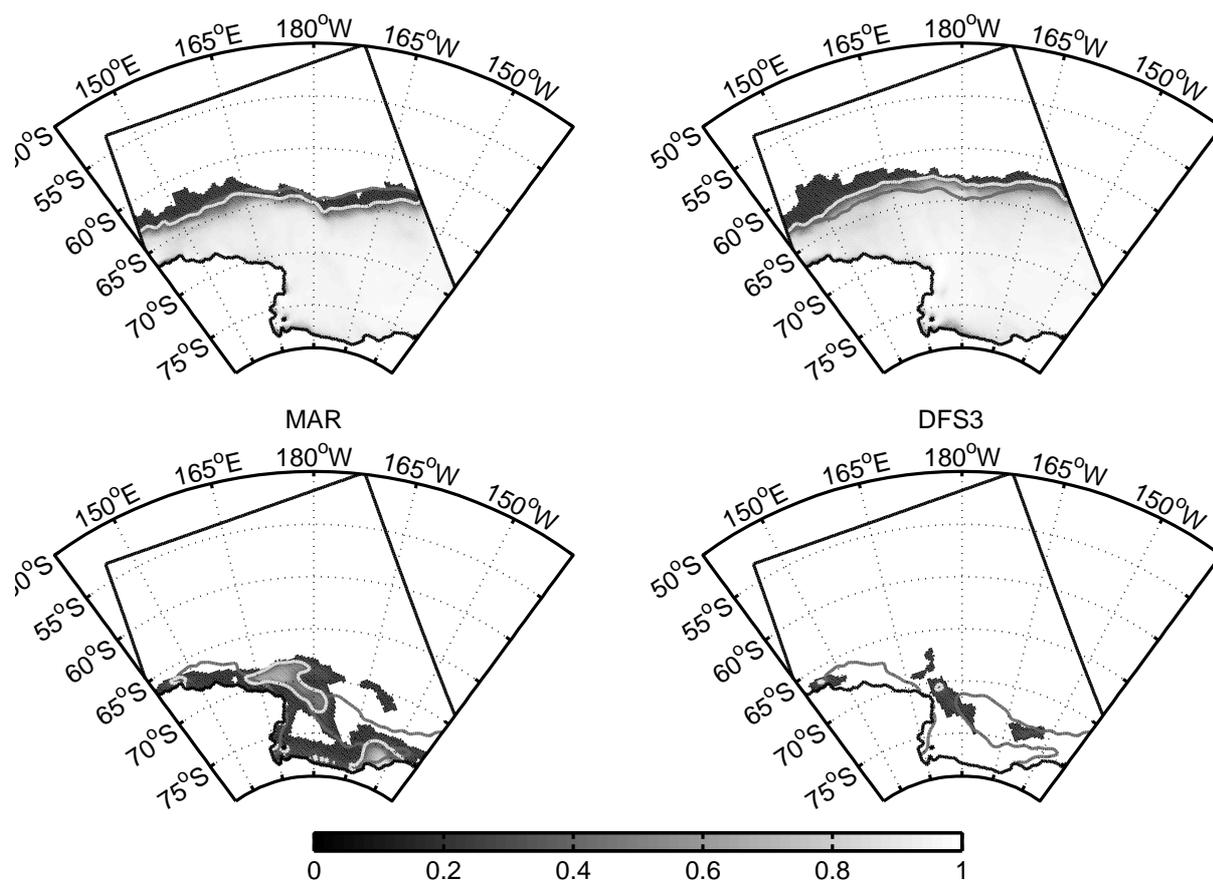


FIG. 7.5: Monthly mean sea-ice concentration in September 1993 (up) and in February 1993 (bottom) in MAR (left), DFS3 (right), the white line is the 15% line in model and grey line is the 15% line in SSMI data interpolated on the Ross Sea model grid. The black box is the model domain.

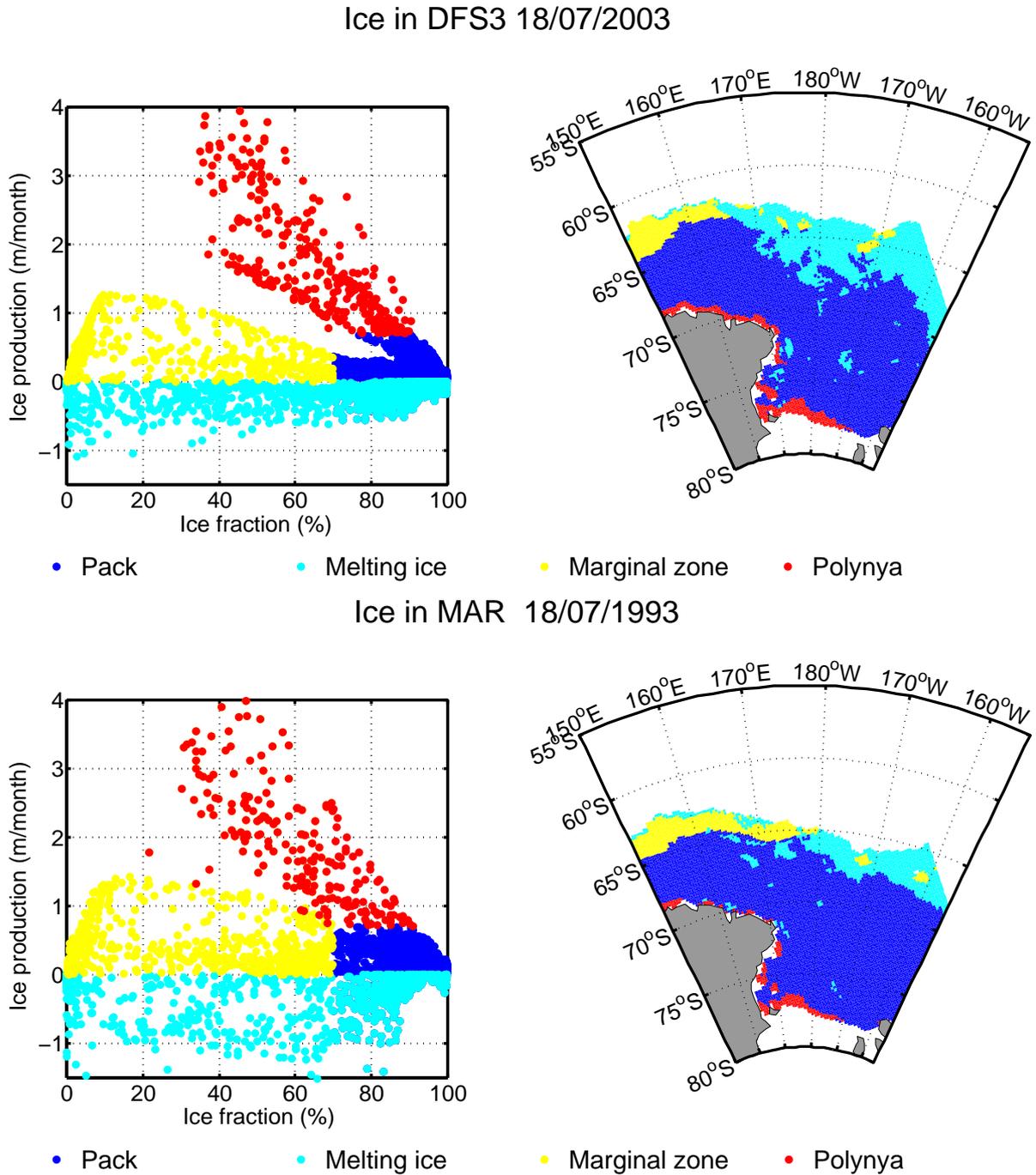


FIG. 7.6: Partition of the sea ice type at model grid points on 18 July 1993 in the simulation driven by (top) the DFS3 forcing, and (bottom) the MAR forcing. Left plots show the partition of all model grid points according to the value of the ice fraction and ice production at the point. The right plot shows the same partition in the geographical (longitude-latitude) space. Colours indicate the type of ice, as defined by the criterion used to identify coastal polynyas (see text).

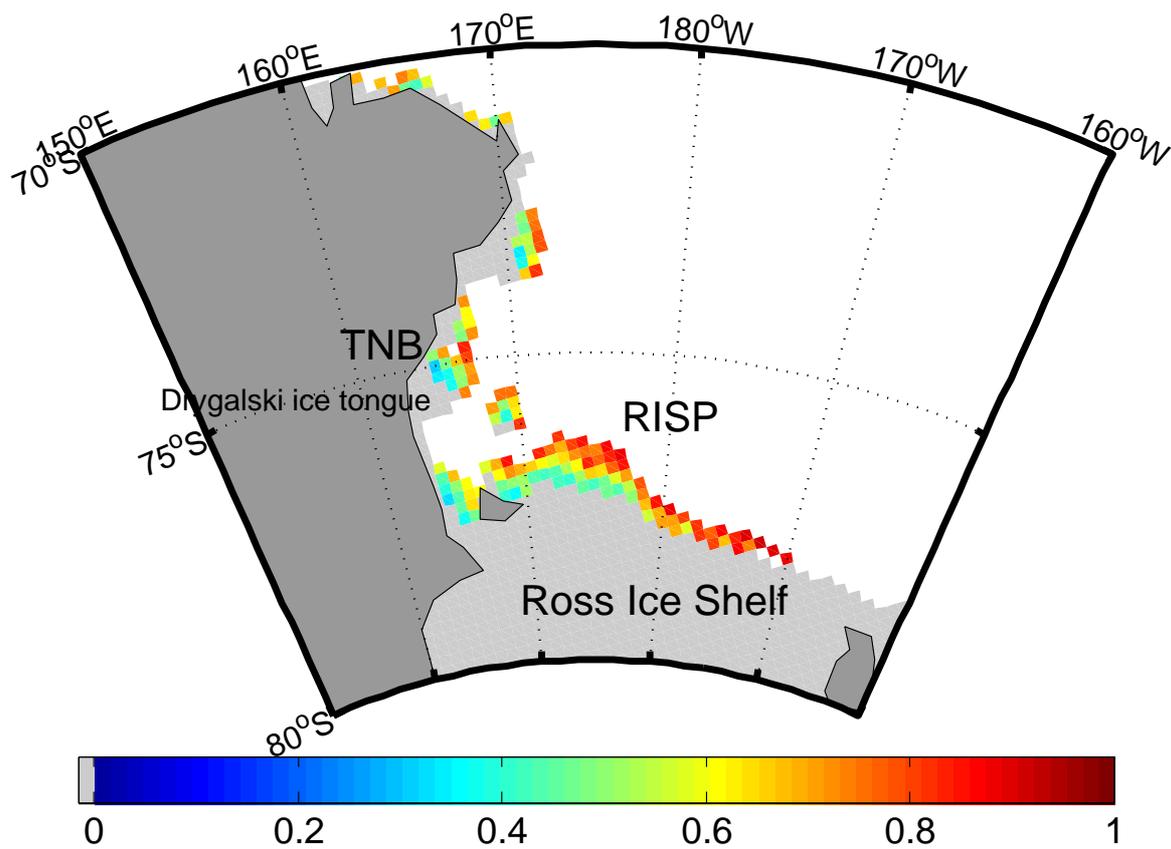


FIG. 7.7: Sea-ice concentration in coastal polynyas on July 18, 1993, in the simulation driven by the MAR forcing. Coloured points indicate areas matching the “coastal polynya criterion”. The RISP is the long polynya stretching from 162°E to 168°W along the southern limit of the ocean model (i.e. the edge of Ross Ice Shelf). In this figure, light grey areas show the ice shelves, and dark grey areas show continental surface. Terra Nova Bay (TNB) is the bay within the Drygalski glacier tongue near 75°S,165°E.

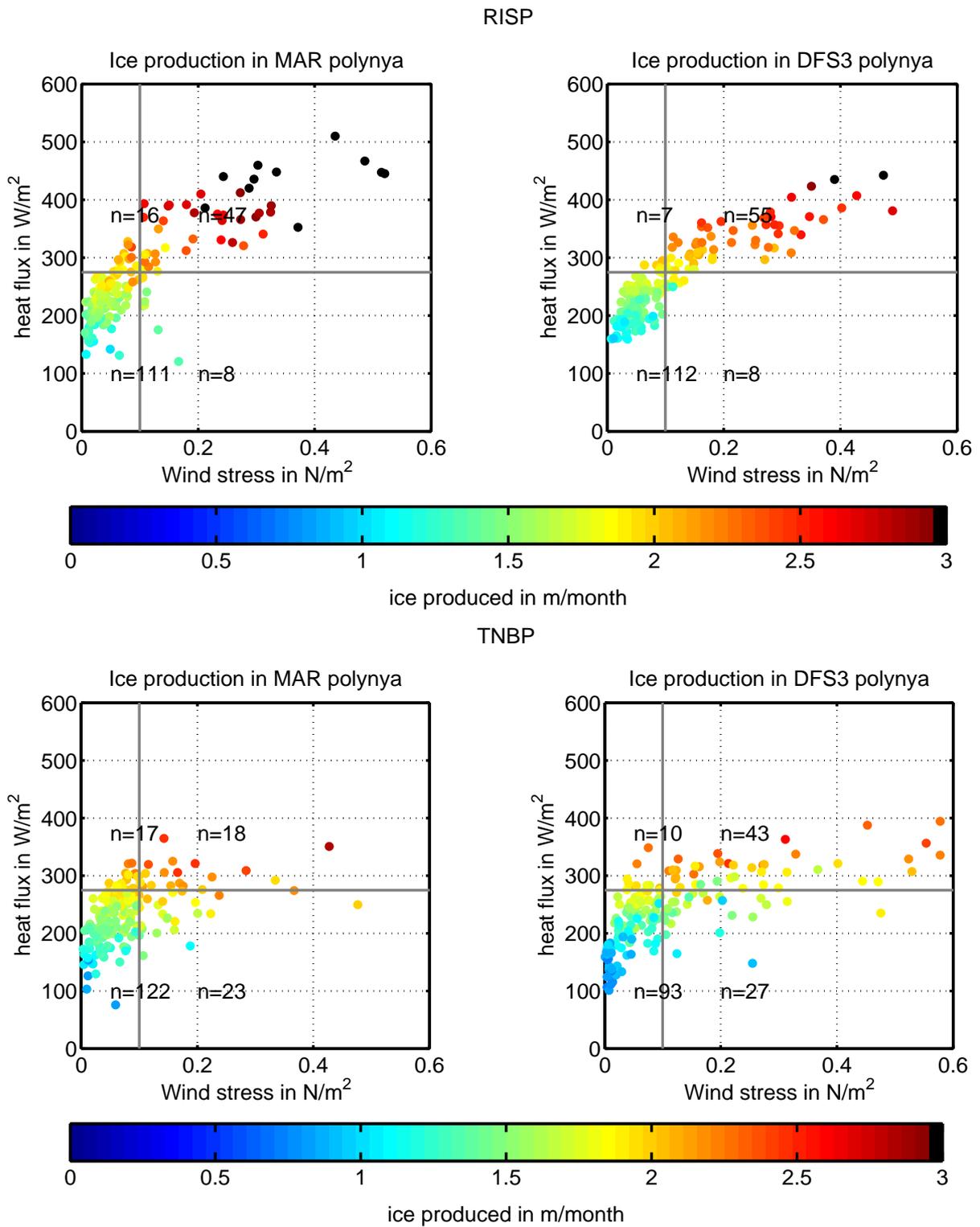


FIG. 7.8: Scatter plot of the thermal forcing (net heat flux) versus the mechanical forcing (amplitude of the wind stress) in the MAR and DFS3 simulations. Each dot correspond to a day of the 6 month period from April 1st to September 30 during the polynya season. Dots are coloured according to the value of the ice production (in m/month). Top figures are for the RISP and bottom figures for the TNBP.

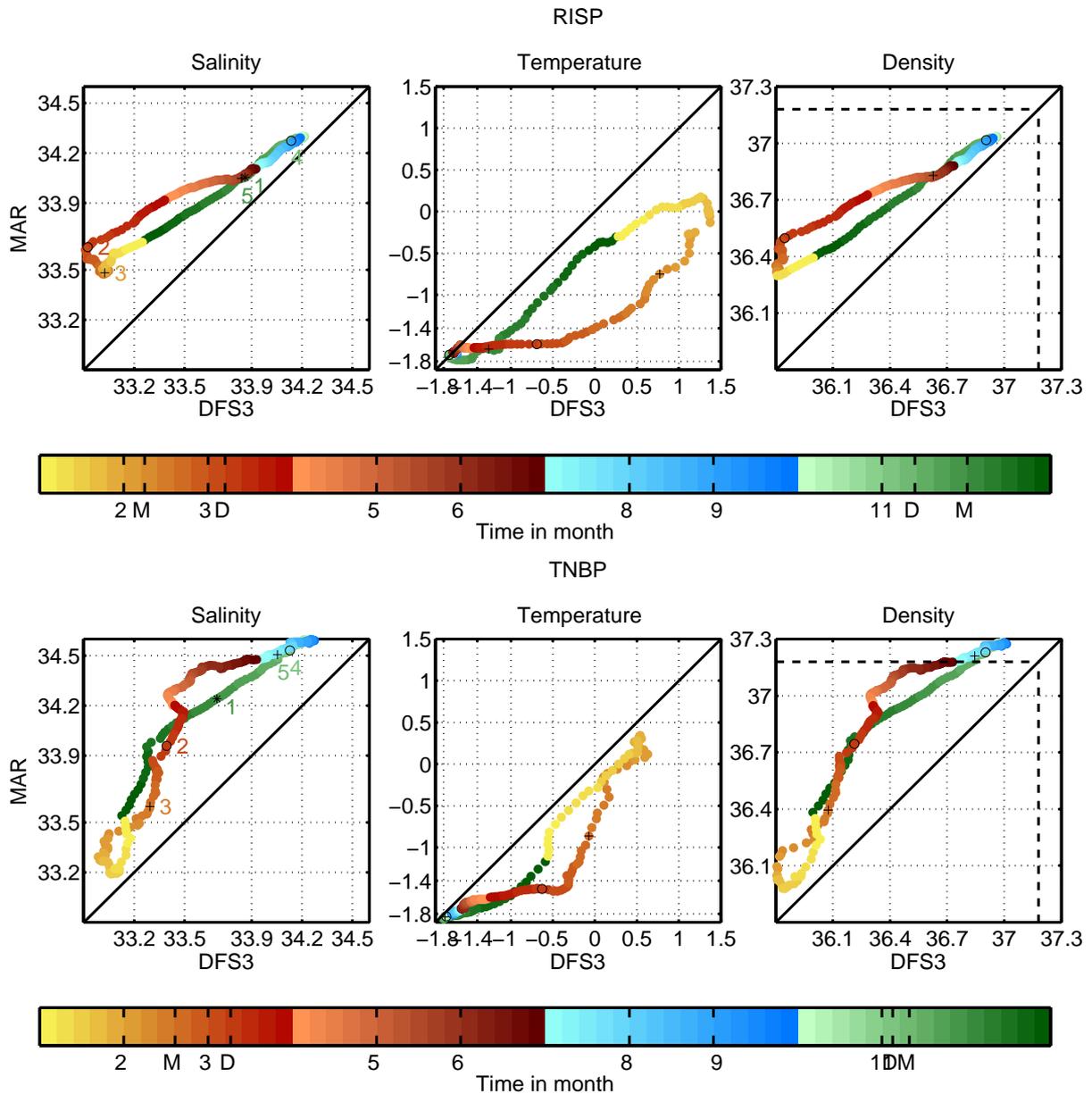


FIG. 7.9: Scatter plots of the mixed layer properties of MAR versus those of DFS3 for the full seasonal cycle. Are shown salinity, potential temperature in °C, and potential density σ_2 in kg.m^{-3}). Top figures are for RISP and bottom figures for TNBP. Dots are coloured according to time, the beginning of each month being indicated on the colour scale (month 1 is January 1st). Numbered arrows indicate : 1 the beginning of the summer period, 2 and 3 the beginning of the polynya season in MAR and DFS3, 4 and 5 the end of the the polynya season in DFS3 and MAR, respectively. The dashed line in the σ_2 plot shows the $\sigma_2 > 37.18$ kg.m^{-3} limit used by *Orsi et al.* (1999) to define the RSBW.

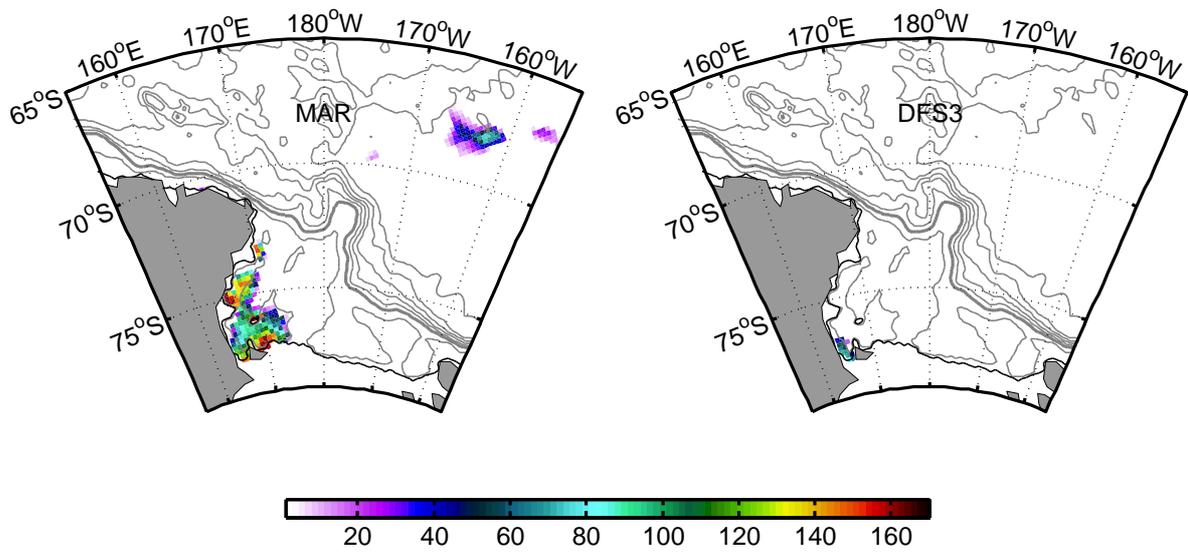


FIG. 7.10: Regions where the mixed layer density (σ_2) is greater than 37.18 kg.m^{-3} for at least one day during the year in (a) MAR and (b) DFS3 simulations. The colour scale indicates the number of days such events are observed at this location. Grey contour lines show the bathymetry (by step of 500 m), the thickest line defining the limit of the Ross Shelf at 1000 m depth.

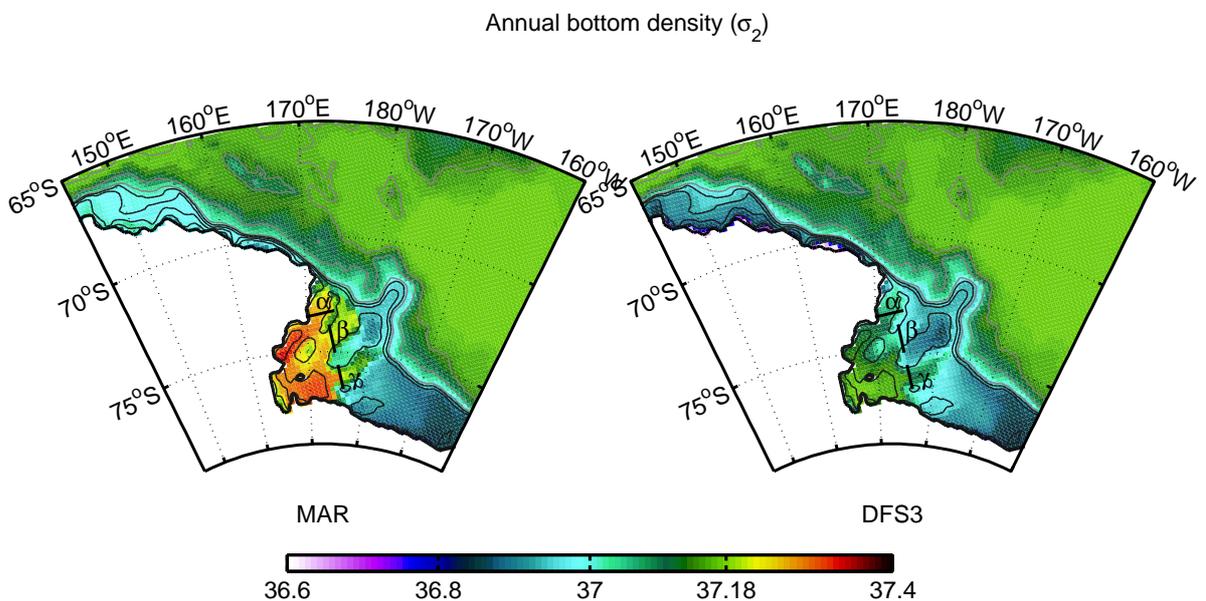


FIG. 7.11: Bottom density in the MAR (left) and in DFS3 (right) simulations in 1993 (end of MAR polyna season). Yellow to black area shows presence of RSBW in simulation. Thin black line show bathymetry between 800 and 0 m by step of 200 m, thin grey line show bathymetry by step of 1000 m. Dark thick lines are the sections show in figure 11.

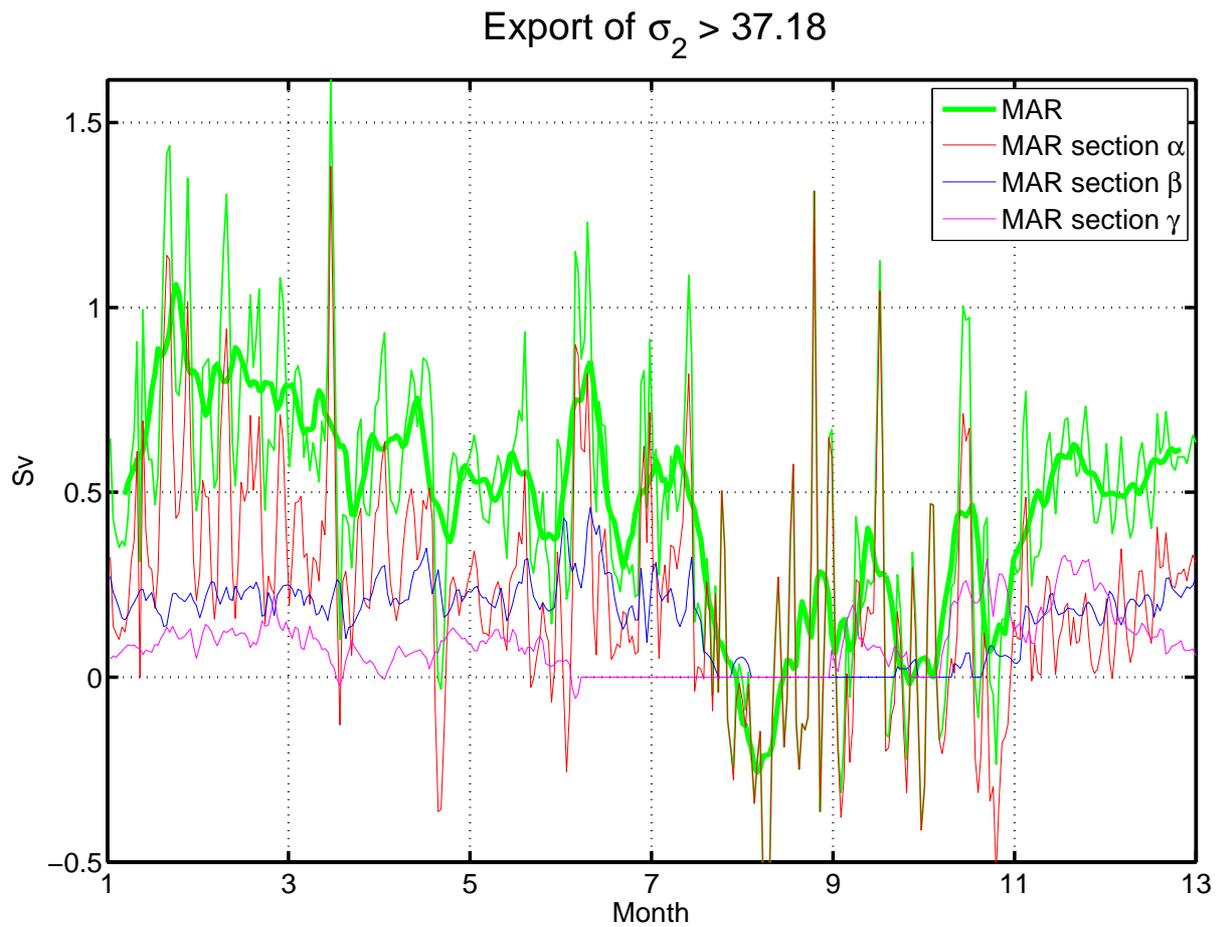


FIG. 7.12: Daily variations in MAR of the RSDW Export water across the three sections (a, b and g) crossing the topographic channels of the Ross sea shelf. The total transport gathering the contribution of each section is also shown. Thin lines are the daily time-series and the thick green line is 10 daily boxcar average.

Chapitre 8

Sensibilité aux forçages en configuration PERIANT

Sommaire

8.1	Comparaison des deux forçages utilisés	136
8.1.1	Le vent de surface	136
8.1.2	La température et l'humidité de surface	140
8.1.3	Les radiations et précipitations	141
8.1.4	Qualité du raccordement	142
8.1.5	En bref	143
8.2	Les expériences réalisées	145
8.3	Effets du forçage MAR	145
8.3.1	La glace de mer	146
8.3.2	La formation des eaux denses	150
8.3.3	Sensibilité de l'ACC	151
8.4	L'effet des variables turbulentes	152
8.4.1	La glace	152
8.4.2	La formation d'eau dense	153
8.4.3	Sur l'ACC	157
8.5	L'effet des radiations et des précipitations	158
8.5.1	Sur la glace	158
8.5.2	Sur les eaux denses	158
8.5.3	Sur la température de surface de l'ACC	158
8.6	L'effet du rappel en sel en surface	158
8.6.1	Impact sur la glace de mer	159
8.6.2	Sur les eaux denses	159
8.6.3	Remarque sur les analyses de Levitus en surface sous 60°S	160

Introduction

Après le travail réalisé sur la mer de Ross pour l'année 1993 (Sec. 7), nous allons nous intéresser de façon plus globale à l'Antarctique. Pour cela, nous utilisons la configuration PERIANT05, et nous réalisons de multiples tests sur un *downscaling* des réanalyses. Comme *downscaling*, nous prendrons les résultats du modèle atmosphérique MAR sur la région Antarctique. Il est disponible sur la période 1980-2000 et couvre la partie sud de l'océan Austral (de 65°S jusqu'au pôle). Les paramétrisations de surface de ce modèle sont adaptées à ces latitudes. Ce modèle possède aussi une orographie améliorée afin de prendre en compte les écoulements catabatiques à travers les montagnes Trans Antarctique. L'utilisation de ce *downscaling* devrait donc avoir des impacts positifs sur la glace de mer en été comme en hiver, ainsi que sur la formation d'eau de plateau. Cela a déjà été montré lors du chapitre précédent sur le domaine de la mer de Ross.

L'objectif de ce chapitre est de regarder les différences entre les forçages "réalistes" MAR et DFS3 avec la correction catabatique de la Sec. 6 disponibles sur l'Antarctique entre 1980 et 2000, ainsi que les effets des différentes variables sur la représentation de la glace de mer, de la densité de fond sur les plateaux. Un aperçu de l'effet de ces forçages sur la partie occupée par le courant circumpolaire sera aussi donné.

8.1 Comparaison des deux forçages utilisés

Comme le montre la Sec. 7 pour la mer de Ross, le forçage MAR est très différent de DFS3 en terme de variables turbulentes, de précipitations et radiations. La version du modèle MAR utilisée ici pour créer ces forçages ne contient ni de spécification des nuages aux frontières, ni de correction de l'humidité aux frontières, pour prendre en compte le contenu en eau des nuages. Les différences vont donc être encore plus fortes que pour le cas de la mer de Ross.

8.1.1 Le vent de surface

En terme de vent, ce qui différencie le forçage MAR du forçage DFS3, c'est la meilleure prise en compte des écoulements catabatiques (Sec. 7). Pour repérer ces écoulements sur le continent, la variable "direction constancy" (dc) est utilisée (Fig. 8.1). La dc permet de quantifier la persistance des écoulements. Elle est définie par le rapport entre la norme du vecteur vitesse moyen sur la moyenne de la norme de la vitesse du vent :

$$dc = \frac{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\vec{V}_i|} \quad (8.1)$$

Avec \bar{u} (\bar{v}) la vitesse zonale (méridienne) moyenne sur la période considérée, N le nombre de données au point considéré et \vec{V}_i la vitesse à l'instant i . Si $dc=1$, cela indique que le vent est uni directionnel, alors que si $dc=0$, cela indique que le vent moyen est nul, c'est-à-dire que le vent a tendance à souffler dans des directions opposées ou aléatoires durant la période considérée (Broeke et al., 1997).

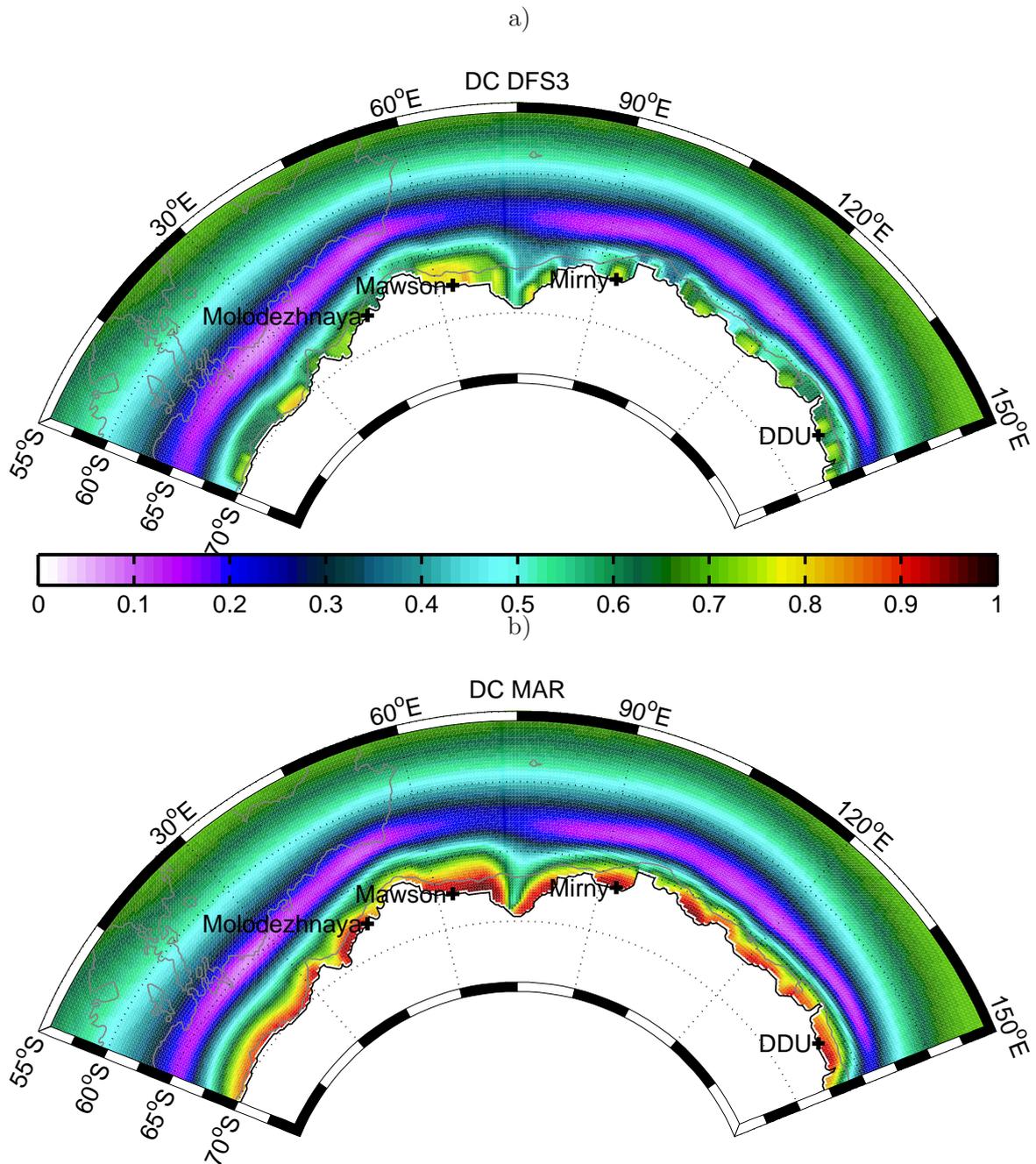


FIG. 8.1: dc annuelle sur la période 1980-2000 pour le vent de surface dans a) DFS3 et b) MAR (la palette de couleurs est identique pour les deux figures) ; sur le secteur 0°E - 150°E . Les croix noires correspondent aux mesures de dc répertoriées par Broeke et al. (1997) dans les stations côtières (Tab. 8.1). Une valeur proche de 1 indique un vent constant en direction.

Le calcul de cette variable dans MAR et DFS3 sur la période 1980-2000 a la même structure quel que soit le forçage (Fig. 8.1).

- **Entre 60°S et 65°S** , une zone où la dc est très faible existe. Cela correspond à la ceinture dépressionnaire autour de l'Antarctique, appelé aussi Antarctic Circumpolar Trough, qui correspond à une zone de transition entre les vents d'Ouest présents entre 60°S et 40°S et les vents d'Est présents à l'approche du continent (les *easterlies*). Cette bande est matérialisée

dans les deux forçages par une bande quasi continue de dc proche de 0.15. Cette zone présente quelques différences en Mer de Weddell (Fig. 8.2) et en Mer de Bellingshausen (non montré). En Mer de Weddell cette zone est bien moins marquée à l'approche de la péninsule dans MAR ($dc=0.2$) que dans DFS3 ($dc=0.15$). En mer de Bellingshausen, cette ceinture dépressionnaire se trouve plus au Nord dans MAR que dans DFS3 et n'atteint pas la côte.

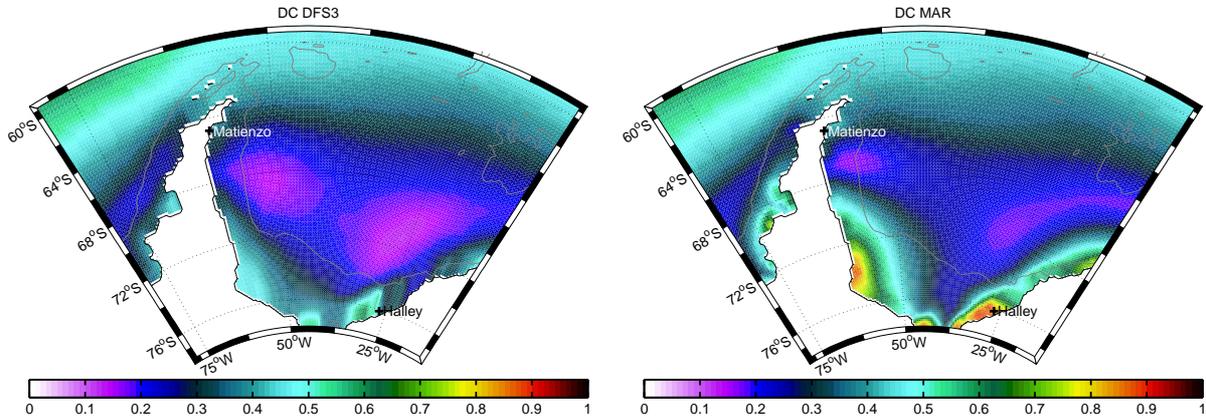


FIG. 8.2: A gauche : constance de direction (dc) annuelle sur la période 1980-2000 pour le forçage atmosphérique DFS3 ; A droite : constance de direction (dc) annuelle sur la période 1980-2000 pour le forçage atmosphérique MAR. Les croix noires correspondent aux mesures de dc répertoriées par Broeke *et al.* (1997) dans les stations côtières (Tab. 8.1). Les lignes grisées représentent les profondeurs 1000 m et 5000 m.

- **Entre 65°S et le continent**, une zone où le vent est relativement constant en direction près de la côte existe. Les vents présents dans cette partie de l'océan sont créés par le gradient de pression entre le continent Antarctique et l'Antarctic Circumpolar Trough. Ces vents sont aussi alimentés par les vents catabatiques. En effet, lorsqu'ils arrivent sur l'océan, ces vents sont déviés vers l'ouest et participent à l'alimentation des *Easterlies* (Davis et McNider, 1997). Les vents catabatiques étant plus prononcés dans MAR, il est donc normal que les vents d'Est présentent une dc plus forte dans MAR. D'ailleurs, sur cette zone, la dc de MAR est nettement plus importante que celle issue de DFS3 (+0.3 en moyenne sur la période 1980-2000). En comparant ces résultats avec ceux donnés par les stations de recherche côtières (Tab. 8.1), on s'aperçoit que MAR est plus réaliste que DFS3 (Fig. 8.1), excepté au Nord de la Péninsule, où les deux forçages se comportent de la même façon.

Station	Longitude	Latitude	dc OBS	dc DFS3	dc MAR
DDU	140°E	66.7°S	0.91	0.72	0.89
MIRNY	93°E	66.6°S	0.90	0.78	0.90
MAWSON	62.9°E	67.6°S	0.92	0.78	0.93
MOLODEZHNAJA	45.9°E	67.7°S	0.91	0.68	0.85
HALLEY	26.7°W	76°S	0.62	0.37	0.82
MATIENZO	59.5°W	64.8°S	0.73	0.33	0.40

TAB. 8.1: dc mesurée et modélisée (point le plus proche) dans les stations côtières de Dumont d'Urville (DDU), Mirny, Mawson, Molodezhnaya, Halley et Matienzo d'après Broeke *et al.* (1997).

Ces vents d'Est côtiers, en plus d'être plus constants en direction, présentent un cycle saisonnier très marqué dans les deux forçages. Pour le forçage MAR, le vent double entre l'été (4 m/s) et l'hiver (8 m/s) (Fig. 8.3). La différence entre les deux forçages présente aussi le même cycle saisonnier. En été, le vent MAR est plus fort de 1 m/s, alors qu'en hiver, les différences atteignent 3 m/s.

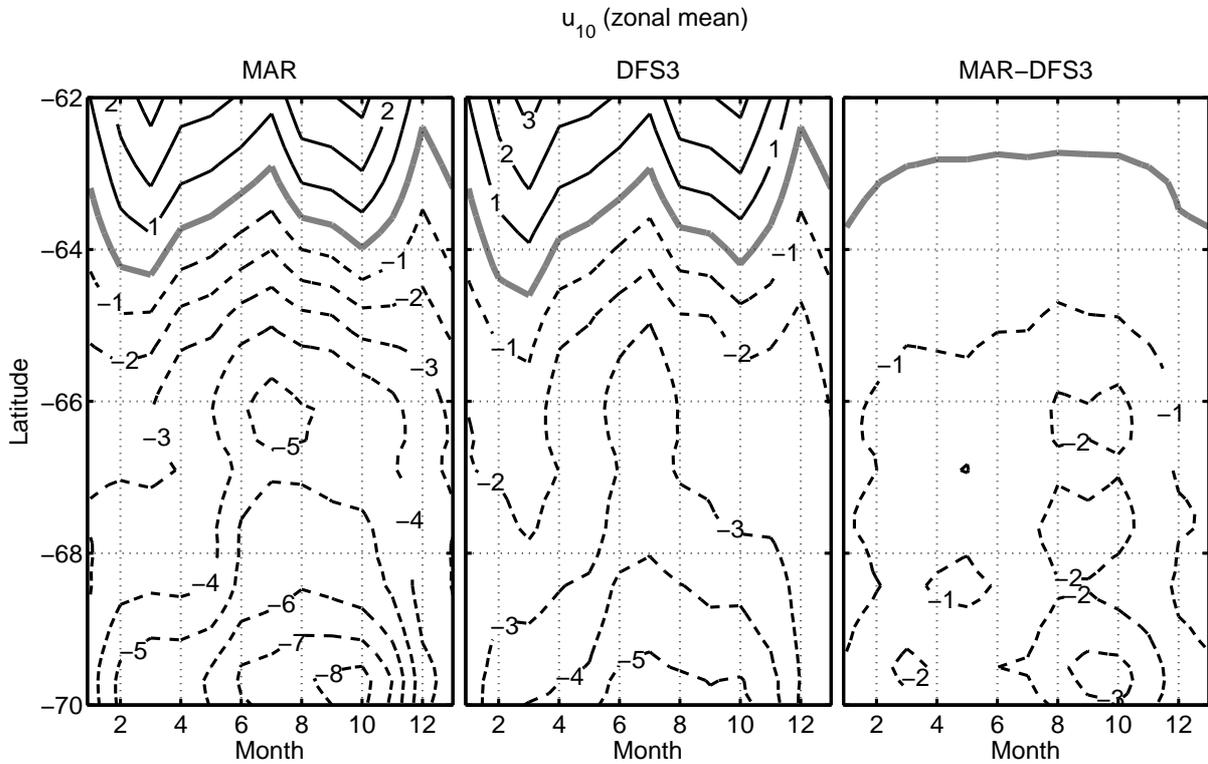


FIG. 8.3: Moyenne zonale ($0^{\circ}\text{E}->150^{\circ}\text{E}$) de la vitesse du vent zonal (u_{10}) dans MAR (gauche), DFS3 (milieu) et la différence MAR-DFS3 (droite). L'axe des abscisses est en mois afin de faire ressortir le cycle saisonnier. L'axe des ordonnées correspond à la latitude. Les lignes en trait plein correspondent à des valeurs positives alors que les lignes en trait pointillé correspondent à des valeurs négatives. L'intervalle entre deux contours est de 1 m/s. Le contour en gris correspond à 0 m/s.

Le long de la Péninsule Antarctique, en mer de Weddell, de grandes différences de dc entre MAR et DFS3 sont observées. Cela est lié à la présence d'un vent de barrière le long de la Péninsule (Fig. 8.4) qui est mieux représenté dans MAR. Ces vents de directions constantes remontent la Péninsule jusqu'à la station Matienzo (Fig. 8.2), au Nord de la Péninsule ($dc=0.73$, Broeke *et al.* (1997). Dans le forçage DFS3 et MAR présentent une dc comprise entre 0.5 (DFS3) et 0.8 (MAR) dans la Sud de la Péninsule Antarctique, et non jusqu'à la pointe Nord de la Péninsule comme dans les observations (Fig. 8.2 et Tab. 8.1). En février, par contre, ces vents de barrières sont très nettement visibles (Fig. 8.4).

Ces vents sont particulièrement importants pour le climat dans la région de la Péninsule (Schwerdtfeger, 1975).

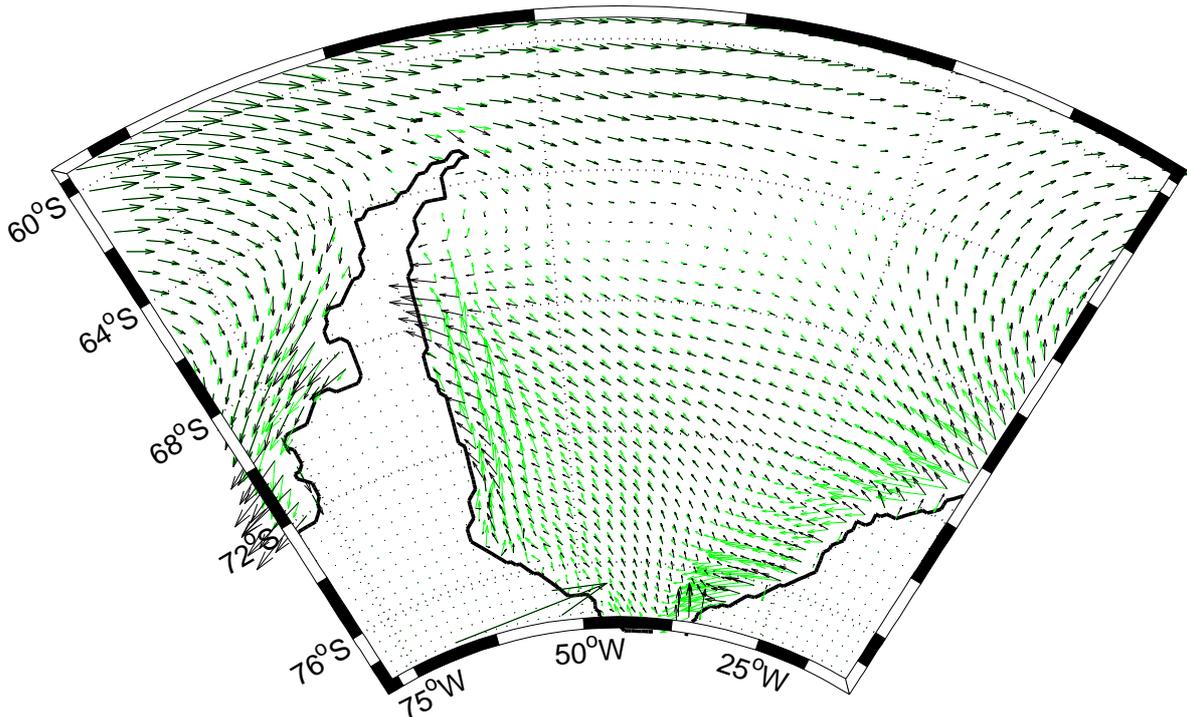


FIG. 8.4: Vent moyen en février sur la période 1990-2000 dans le secteur Est de Weddell. En vert les vecteurs vitesses MAR et en noir les vecteurs vitesses DFS3.

8.1.2 La température et l'humidité de surface

Les vents sont accompagnés le long de la côte Est de la Péninsule Antarctique par un air froid venant du continent (*Schwerdtfeger, 1975*). Pour les vents longeant la Péninsule vers le pôle, et le long de la côte Ouest, ils apportent un air relativement chaud venant des vents d'Ouest océaniques.

L'impact de ces vents est assez fort sur les températures le long de la Péninsule Antarctique : plus froid à l'Est qu'à l'Ouest de la Péninsule (*Schwerdtfeger, 1975*). Cet air froid venant de ces vents de barrières est en partie responsable de la présence de glace pluriannuelle en été le long du côté Est de la Péninsule. Ces vents étant plus marqués dans MAR, il est normal d'avoir une température beaucoup plus froide dans MAR que dans DFS3 à l'Est de la Péninsule (Fig. 8.5) en décembre comme en mai. On remarque, entre autres, que la température dans MAR est plus froide quelle que soit la saison (Fig. 8.6), et ce sur toute la zone couverte par le domaine MAR (Fig. 8.7), avec un maximum de différence en hiver en mai (-6°C en moyenne zonale), et un minimum d'écart en décembre (-2°C en moyenne zonale), période où la glace est en train de fondre. Cependant, dès que la glace se reforme, les différences augmentent à nouveau. En zone libre de glace (Fig. 8.7), les différences entre les deux forçages sont faibles, alors que pour le même mois en zone englacée, les différences peuvent atteindre -8°C au fond de la mer de Weddell dans MAR, là où la glace commence à se former. Les différences entre MAR et DFS3 pourraient provenir d'une différence de comportement en surface entre MAR et DFS3, différence qui serait faible lorsque la couche de surface est proche de la neutralité ou instable et forte lorsque la couche de surface est très stable (en zones englacées en période hivernale).

Les températures de MAR sur l'océan sont probablement trop froides. En effet, *Jourdain (2007)* remarque un très fort biais froid sur l'Ice Shelf de Ross (-14°C) par rapport aux observations

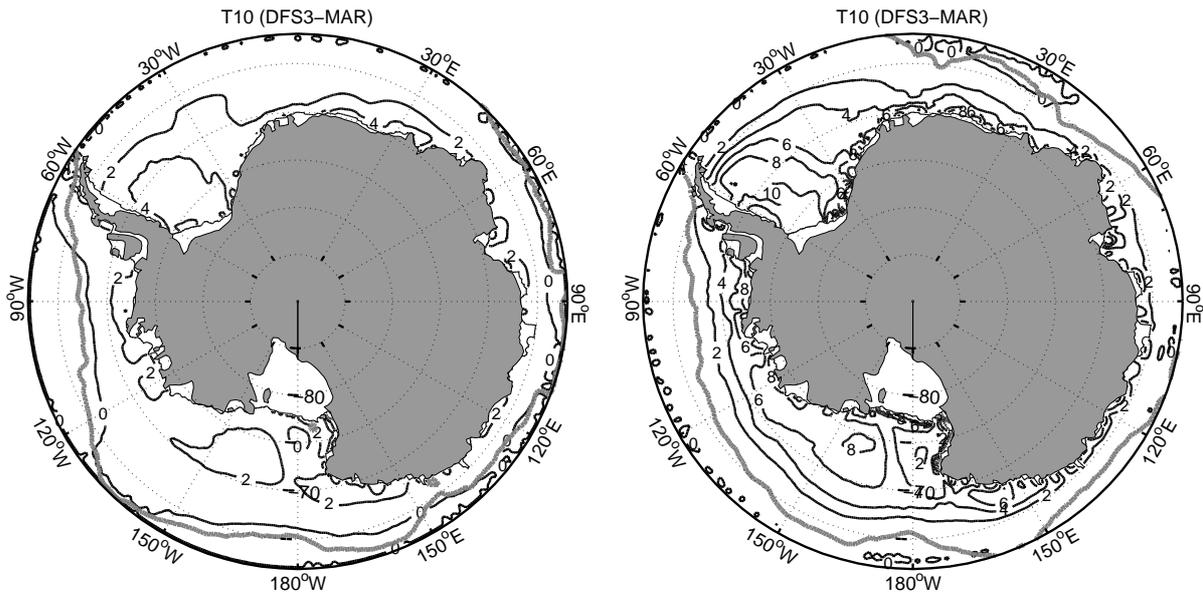


FIG. 8.5: Différence de température (en $^{\circ}\text{C}$) entre MAR et DFS3 en décembre (gauche) et en mai (droite). Le mois de décembre correspond, à l'écart minimal observé et le mois de mai correspond, à l'écart maximal observé. Le contour gris en gras correspond à l'étendue de glace SSMI, les contours noirs représentent la différence de température (DFS3-MAR) par intervalle de 2°C . Les lignes en trait plein représentent un forçage DFS3 plus chaud que MAR.

faites à l'AWS de Gill dans la simulation du secteur de la mer de Ross réalisée avec la même version du modèle MAR que celle utilisée dans ce chapitre.

En humidité, le même cycle de différence se retrouve. L'écart maximal se trouve, comme pour la température et la vitesse zonale, entre mars et septembre (en mai exactement) avec, dans MAR, une diminution proche de 50% au sud de 70°S (Fig. 8.6).

Ces différences très marquées en température et humidité, en plus d'être dues à une paramétrisation de surface différente (modèle de sol en particulier) entre MAR et DFS3, elles sont amplifiées par un défaut aux frontières du modèle MAR. En effet, les données prescrites aux frontières ne tiennent pas compte des nuages, ni du contenu en eau des nuages entrant. Cela a une influence forte sur les masses d'air et les radiations dans la partie océanique du domaine MAR. Ce défaut a été corrigé depuis, et de nouvelles simulations sont en cours.

8.1.3 Les radiations et précipitations

Les nuages n'étant pas prescrits aux frontières, ceux existants dans le modèle sont ceux que le modèle a réussi à créer. L'humidité spécifique au niveau des frontières n'étant pas corrigée pour tenir compte du contenu en eau des nuages entrant, le modèle ne peut pas créer une couverture nuageuse réaliste, ou au moins du même type que celle de ERA40 à cause du déficit en humidité. Cela n'a pas trop d'influence sur le continent car les masses d'air océaniques ont eu le temps de s'ajuster, (*Turner et Pendlebury, 2004*). Par contre, dans le domaine océanique, cela a des effets très importants sur les précipitations et les radiations reçues par la surface.

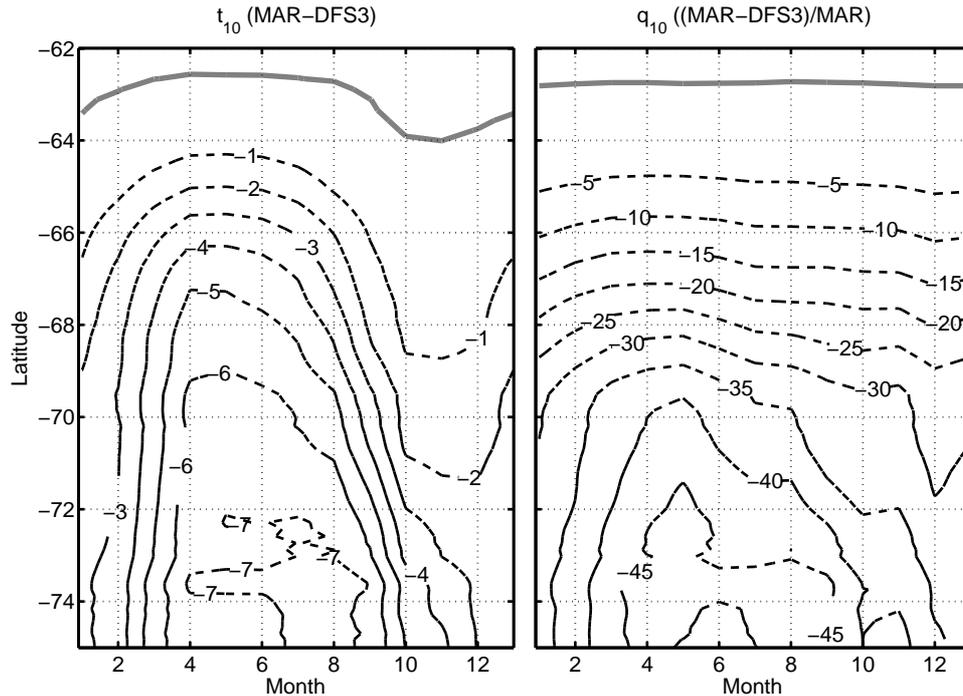


FIG. 8.6: Différences de moyenne zonale de la température de l'air par intervalle de 1°C entre MAR et DFS3 (gauche) et idem mais pour l'humidité de l'air par intervalle de 5% (droite). L'axe des abscisses est en mois afin de faire ressortir le cycle saisonnier. L'axe des ordonnées correspond à la latitude. Les contours en trait plein représentent des valeurs positives alors que ceux en pointillé représentent des valeurs négatives. Le contour gris au nord représente le 0 (gauche et droite).

Ce déficit de couverture nuageuse et d'humidité en zone océanique entraîne une baisse des précipitations (Fig. 8.8) et des radiations infrarouges descendantes. En contrepartie, il y a une augmentation du flux solaire incident. Si on regarde le bilan radiatif (Fig. 8.8), le flux radiatif descendant est plus fort en été ($+50\text{ W/m}^2$ en moyenne zonale) de 55°S à 80°S , et plus faible en hiver (-50 W/m^2 en moyenne zonale) entre -65°S et 80°S (Fig. 8.8). En moyenne annuelle, on observe un déficit de radiations dans MAR par rapport à DFS3 entre 80°S et 68°S avec une maximum de l'ordre de -25 W/m^2 à 75°S . Au dessus de 68°S , le forçage MAR présente un excès de radiations par rapport à DFS3, avec un maximum de l'ordre de 20 W/m^2 à 60°S . Ces effets, dûs au manque de nuages sont aussi amplifiés par le fait que les interactions entre les flocons de neige et les radiations ne sont pas prises en compte (Gallée et Gorodetskaya, 2008).

Une comparaison des précipitations MAR avec celles d'autres jeux de données nous montre une sous-estimation évidente (Fig. 8.9). Ce déficit de vapeur d'eau aux frontières ouvertes du modèle résulte d'une sous-estimation de la couverture nuageuse et des précipitations qui s'accompagnent d'une réduction du flux radiatif infrarouge descendant.

8.1.4 Qualité du raccordement

Les différentes moyennes zonales en vitesse du vent (Fig. 8.3), température et humidité (Fig. 8.6), ainsi qu'en précipitation et radiation (Fig. 8.8) montrent un raccord entre DFS3 et MAR plus ou moins transparent suivant les variables et les saisons considérées.

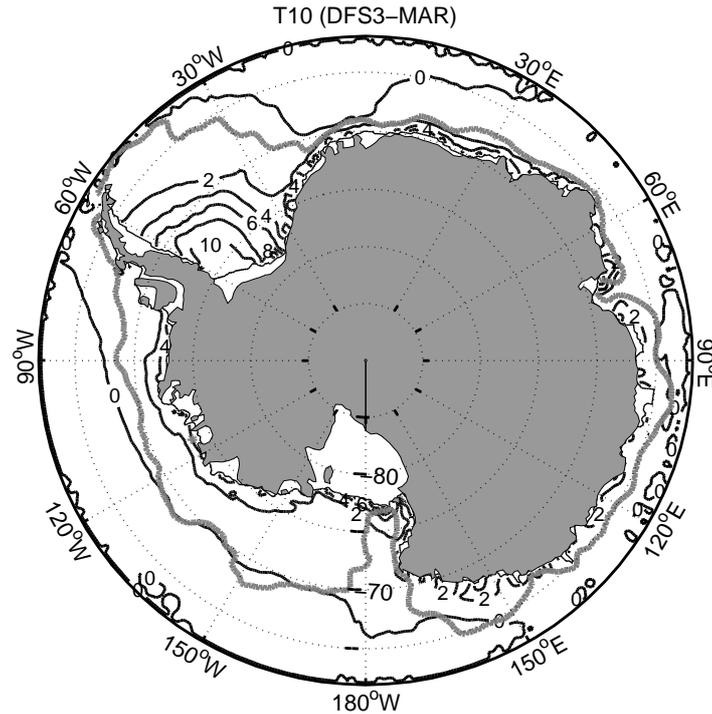


FIG. 8.7: Différence de température (en °C) entre MAR et DFS3 en février, lors du minimum d'étendue de glace. Le contour gris en gras correspond à l'étendue de glace SSM/I, les contours noirs représentent la différence de température (DFS3-MAR) par intervalle de 2°C. Les lignes en trait plein représentent un forçage DFS3 plus chaud que MAR.

Pour le vent (Fig. 8.3), un gradient Nord-Sud de la différence peu marqué est observé quelle que soit la période considérée. Cependant, pour l'humidité (Fig. 8.6), les précipitations et les radiations (Fig. 8.8), il existe un gradient Nord Sud très important dans la zone de raccordement, et ce, quelle que soit la période et l'étendue de la zone de transition considérée. Au niveau des températures, le gradient Nord Sud de la différence dépend de la saison, comme on l'a suggéré en Sec. 8.1.2. Le gradient de température dans la zone de transition est très marqué en hiver (période de mars à septembre), et quasi inexistant lors de la fonte de la banquise (période d'octobre à février). Plusieurs essais de jonction (non montrés) ont été réalisés, et c'est celui utilisé dans ce mémoire qui montre le meilleur compromis entre la qualité du raccord et la surface du domaine MAR conservée. Ce raccord permet, en outre, de préserver au mieux les valeurs MAR sur la côte Est de l'Antarctique.

8.1.5 En bref

En bref, le forçage MAR a :

- une meilleure représentation des vents côtiers (*easterlies* ou catabatiques) ;
- une température plus froide sur l'océan Austral, plus particulièrement dans les zones englacées quand la glace se forme ;
- une humidité spécifique très (trop) faible (-50% en hiver et -80% en été) ;
- des précipitations très (trop) faibles ;
- des radiations plus fortes (sans doute trop) en été (+50 W/m^2 surtout dû au flux solaire descendant) entre 55°S et 80°S, et plus faibles en hiver (-50 W/m^2 surtout dû au flux infrarouge descendant) entre 65°S et 80°S .

Même si le forçage MAR n'est pas plus réaliste que le forçage DFS3, il va nous permettre de voir la réponse du modèle à un downscaling des réanalyses sur la région Antarctique d'évaluer les possibilités offertes par ce modèle pour le projet DRAKKAR et indiquer les voies d'amélioration du modèle MAR. C'est ce qui est fait (pour la représentation de la glace de mer et sur la formation des SW) dans les deux sections suivantes.

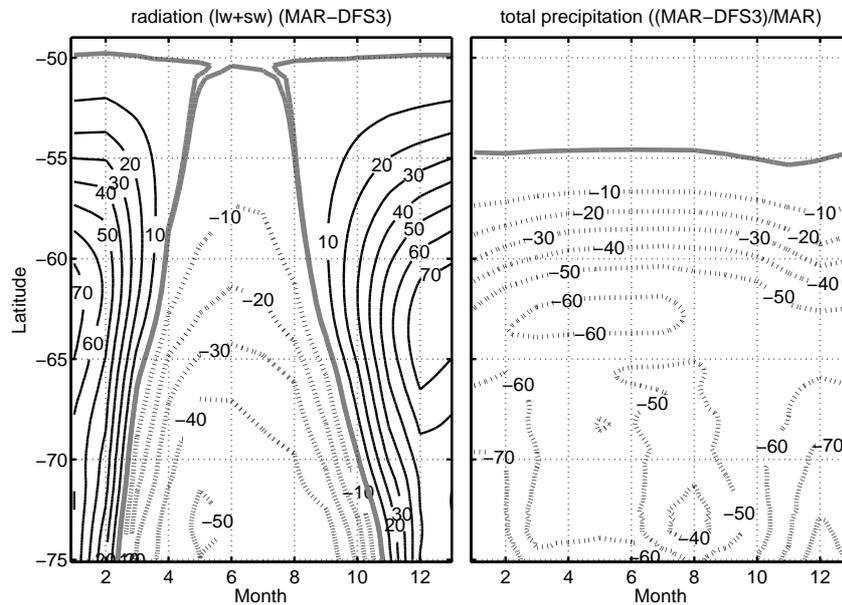


FIG. 8.8: Différences entre MAR et DFS3 de la moyenne zonale des radiations (en W/m^2) reçues par l'océan (à gauche), et les précipitations (en %) (à droite). L'axe des abscisses est en mois afin de faire ressortir le cycle saisonnier. L'axe des ordonnées correspond à la latitude. Les contours en trait plein représentent des valeurs positives alors que ceux en trait pointillé représentent des valeurs négatives. Les pas entre deux contours est de $10 W/m^2$ pour la figure de gauche et de 10% pour la figure de droite. Le contour gris au nord représente le 0 (gauche et droite).

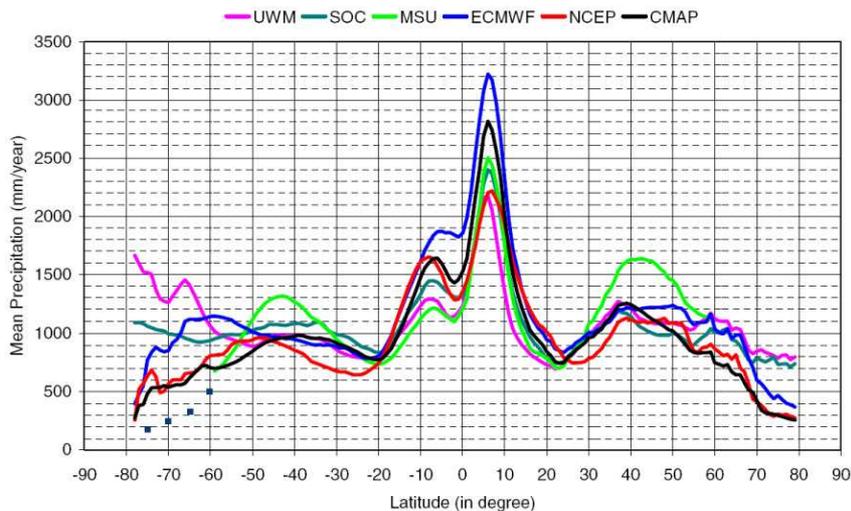


FIG. 8.9: Moyennes zonales climatologiques des précipitations issues de divers jeux de données sur l'océan (Beranger et al., 2006). Les points bleus nuit (à $75^\circ S$, $70^\circ S$, $65^\circ S$ et $60^\circ S$) représentent les précipitations du forçage MAR.

8.2 Les expériences réalisées

Afin de tester le forçage atmosphérique MAR, nous avons réalisé des simulations avec PER-IANT05, forcées par diverses combinaisons des variables DFS3 et MAR sur les années 1980-2000 ou 1980-1990. L'état initial en température, salinité et glace de mer de ces simulations au mois de Janvier 1980 provient des données extraites de la simulation globale interannuelle réalisée à la même résolution entre 1958 et 2000 (ORCA05-G70) .

Afin de regarder la réponse du modèle aux différents termes du forçage comme le vent, la température et la présence ou non de rappel en salinité de surface, plusieurs simulations ont été réalisées (Tab. 8.2) :

- une simulation de référence, notée **DFS3**, qui est forcée en surface par le forçage DFS3 avec la correction catabatique et un rappel en salinité de surface renforcé sous la glace (comme dans ORCA05-G70) ;
- une simulation identique à la précédente, mais en remplaçant le forçage DFS3 par le forçage MAR (simulation noté **MAR**) ;
- une simulation identique à DFS3, mais avec les variables turbulentes (w_{10} , t_{10} , q_{10}) MAR au lieu de celles issues de DFS3 (simulation appelée **TURB**) ;
- une simulation identique à DFS3, mais avec le vent MAR au lieu de celui issu de DFS3 (noté **WIND**) ;
- une simulation identique à DFS3, mais avec la température et l'humidité spécifique de l'air MAR au lieu de celle issu de DFS3 (simulation notée **T10Q10**) ;
- une simulation avec le forçage MAR mais avec un rappel en sel en surface nul (notée **MND**, MAR No Damping) ;
- une simulation avec le forçage DFS3 mais avec un rappel en sel en surface nul (notée **DND**, DFS3 No Damping) ;

Simulations	t_{10}	q_{10}	w_{10}	rad.	precip.	rappel en sel
DFS3	DFS3	DFS3	DFS3	DFS3	DFS3	oui
MAR	MAR	MAR	MAR	MAR	MAR	oui
TURB	MAR	MAR	MAR	DFS3	DFS3	oui
WIND	DFS3	DFS3	MAR	DFS3	DFS3	oui
TQ10	MAR	MAR	DFS3	DFS3	DFS3	oui
MND	MAR	MAR	MAR	MAR	MAR	non
DND	DFS3	DFS3	DFS3	DFS3	DFS3	non

TAB. 8.2: Résumé des différentes simulations réalisées ainsi que leurs noms et la partie du forçage (MAR ou DFS3) utilisée. Le forçage DFS3 utilisé ici comporte la correction de vents catabatiques décrites en Sec. 6.

8.3 Effets du forçage MAR

Dans cette section, nous nous intéresserons aux modifications apportées par le forçage MAR global. Les effets des différentes composantes du forçage seront détaillés dans les sections suivantes. Dans la suite du chapitre, la simulation DFS3 est prise comme référence, et s'ils ne sont pas précisés, les changements seront comparés à cette simulation.

8.3.1 La glace de mer

Les différences observées sur le forçage MAR dans le chapitre précédent ont tendance à modifier la représentation de la glace de mer. Sur des diagnostics globaux (étendue et volume) en septembre, une surestimation de +10% de l'étendue de glace de MAR et DFS3 par rapport à SSMI est observée. Le volume de glace est, quant à lui, augmenté de 25% dans MAR. En février, les différences entre les deux simulations sont encore plus importantes. DFS3 sous-estime de 60% de l'étendue de glace par rapport aux données SSMI et MAR la surestime de l'étendue de glace de 43% (Tab. 8.3). Ce qui confirme nos hypothèses que le problème de la fonte trop importante en été notée dans les simulations DRAKKAR est fortement liée au forçage atmosphérique plutôt qu'aux paramètres du modèle de glace ou aux ISH.

L'étendue de glace

La similarité de l'étendue de glace hivernale n'est pas surprenante car le vent au niveau du front de glace n'est pas (ou que très peu) modifié (Fig. 8.10). En revanche, en été, on voit une augmentation de l'étendue de glace le long de la Péninsule de Weddell (ce qui est positif car c'est un des défauts de la simulation DFS3), l'amplification du surplus présent dans DFS3 le long de Dronning Maud Land (0°E), la diminution du déficit de glace présent dans DFS3 en mer de Bellingshausen et comme pour le secteur précédent, une diminution du déficit de glace en mer de Ross. Cependant la glace produite en mer de Ross dans MAR a tendance à boucher l'ouverture qui se crée en mer de Ross durant l'été (Fig. 8.11).

Simulation	Février		Septembre	
	Volume (10^3 km^3)	Etendue (10^6 km^2)	Volume (10^3 km^3)	Etendue (10^6 km^2)
DFS3	0.38	1.08	14.95	20.16
MAR	2.72	4.30	18.74	20.31
SSMI	-	3.00	-	18.51

TAB. 8.3: Volume et étendue de glace pour le mois de février et de septembre dans les simulations MAR et DFS3. SSMI correspond aux observations.

Epaisseur de glace

Afin de quantifier l'apport du forçage MAR, sur l'épaisseur de glace de mer, j'ai, comme dans la Sec. 4.4, colocalisé (avec l'outil de colocalisation spatio-temporelle de *Juza et al.* (2008), toutes les données ASPeCt entre 1980-2000 (Fig. 8.12) avec les données modèles à 5 jours issues des deux simulations MAR et DFS3. Une présentation des résultats par secteur et par saison nous permet de dégager les améliorations et/ou détériorations importantes apportées par MAR (Fig. 8.13).

- **En été** : Amélioration plus ou moins grande de tous les secteurs (attention la mer de Bellingshausen est seulement échantillonnée jusqu'à 120°W) avec le forçage MAR.
- **En automne** : Avec le forçage MAR, amélioration très nette dans la partie W. Weddell et détérioration en Mer de Ross.
- **En hiver** : DFS3 s'accorde bien avec les observations dans tous les secteurs sauf en W. Weddell où l'épaisseur est un peu faible. MAR quant à lui, rend l'épaisseur en W. Weddell conforme aux observations, mais en contre partie, l'épaisseur de glace dans les secteurs E. Weddell, W. Pacific, Ross Sea et Amundsen est surestimé.
- **Au printemps** : L'épaisseur en mer de Ross est largement surestimée dans le forçage MAR (+60 cm) alors que dans DFS3, l'épaisseur est quasiment dans la barre d'erreur des $\pm 20\%$ estimé par *Worby et al.* (2008). Les autres secteurs MAR sont conformes aux observations.

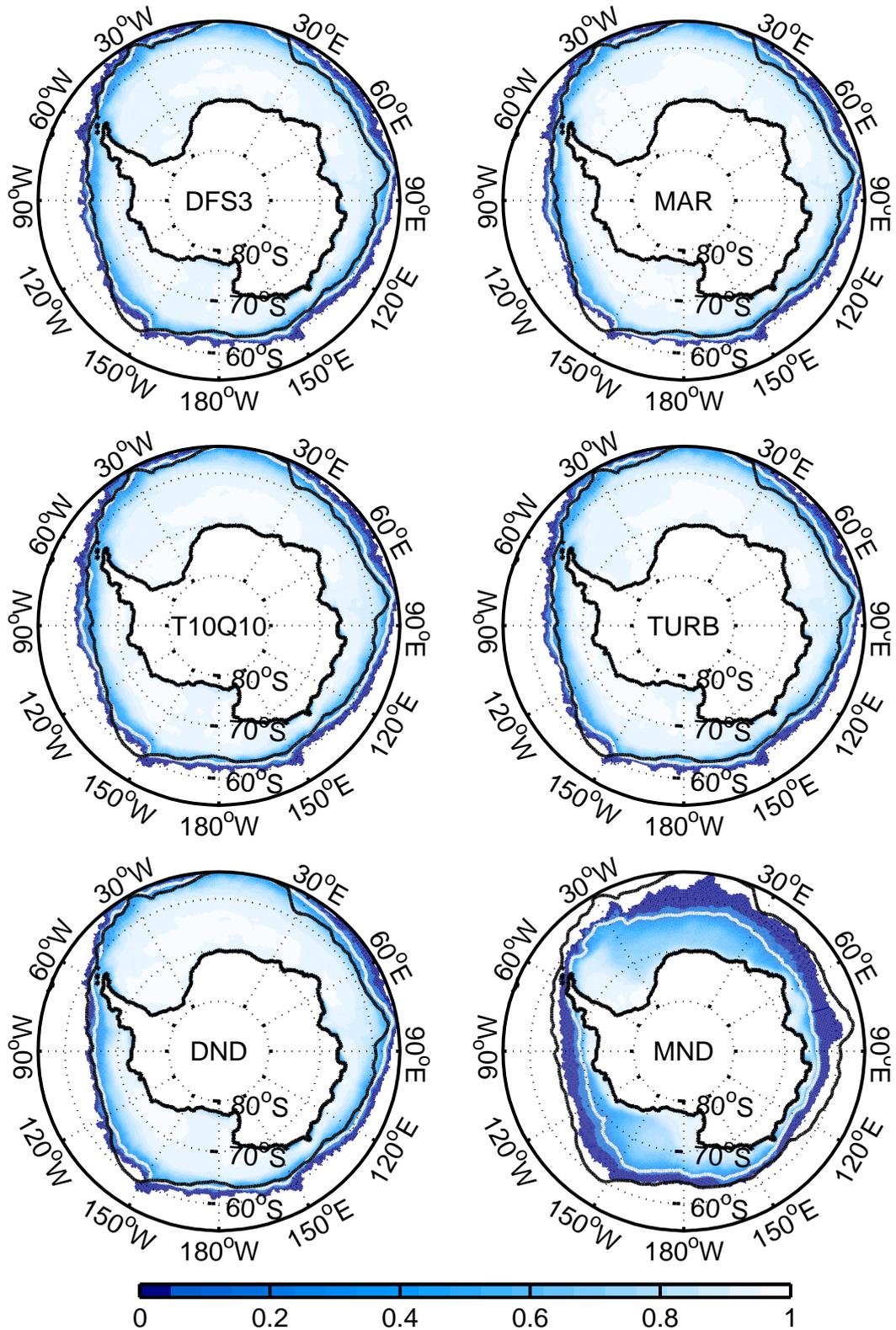


FIG. 8.10: Concentration de glace de mer durant le mois de septembre moyen de 1985-1989 pour les simulations DFS3, MAR, TURB, T10Q10, DND et MND. Les contours gris représentent la ligne 15 % dans les simulations et la ligne noire représente le contour 15% dans les observations.

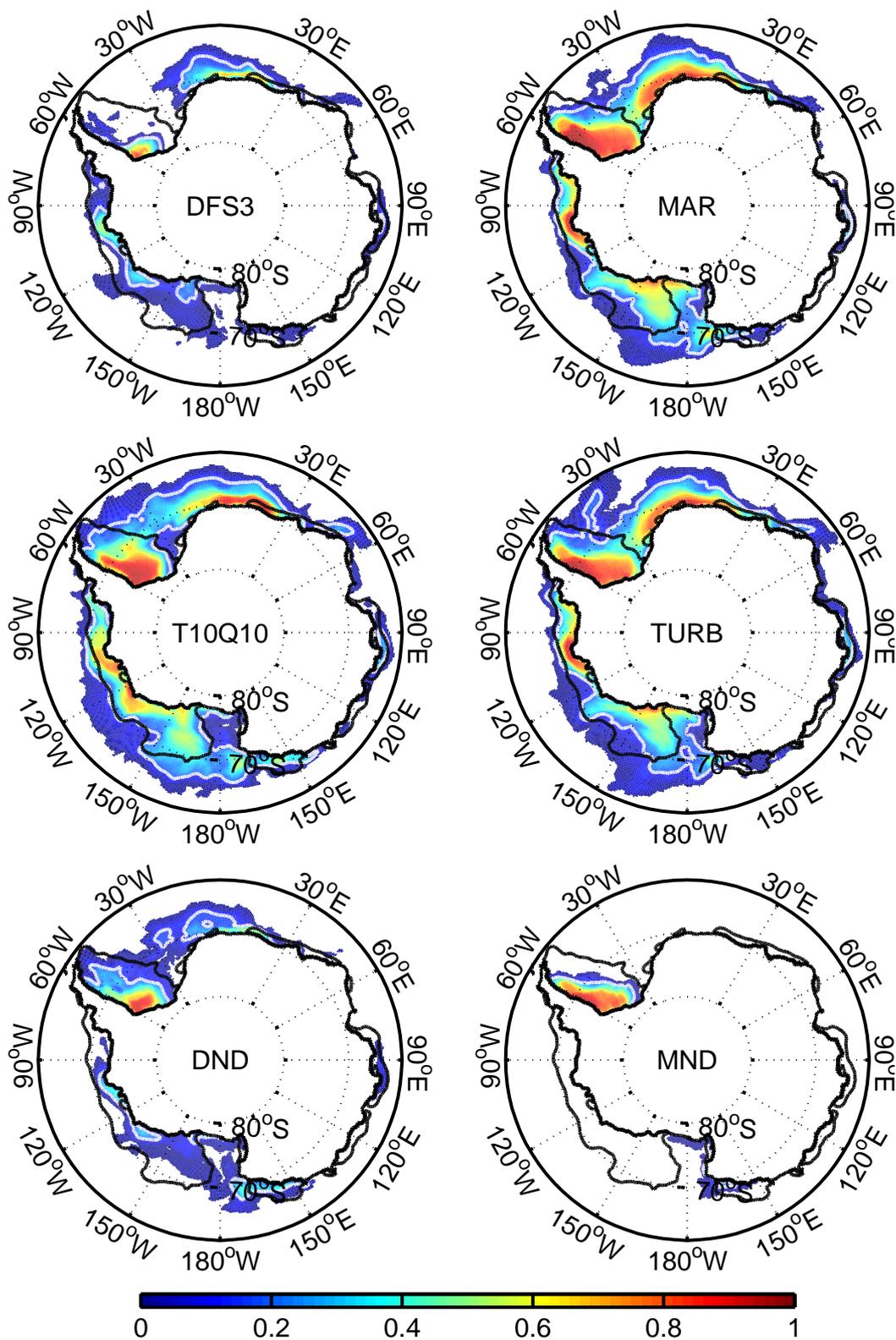


FIG. 8.11: Concentration de glace de mer estivale durant le mois de février moyen de 1985-1989 pour les simulations DFS3, MAR, TURB, T10Q10, DND et MND. Les contours gris représentent la ligne 15 % dans les simulations et la ligne noire représente le contour 15% dans les observations.

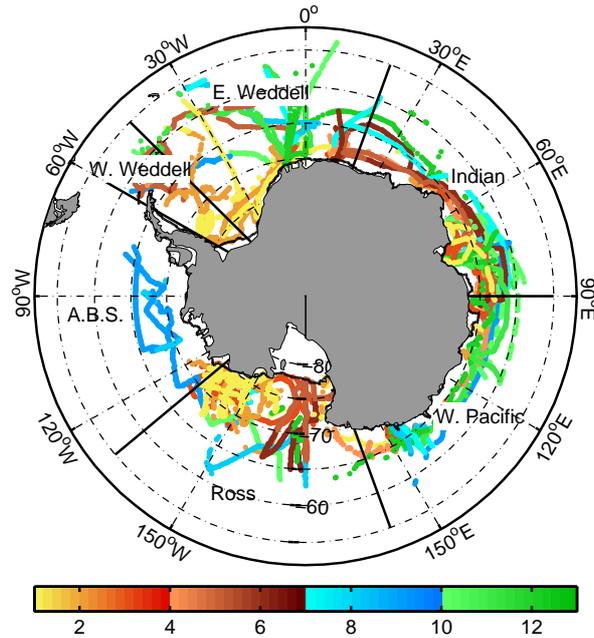


FIG. 8.12: Carte de la localisation des données ASPeCt sur la période 1981-2000.

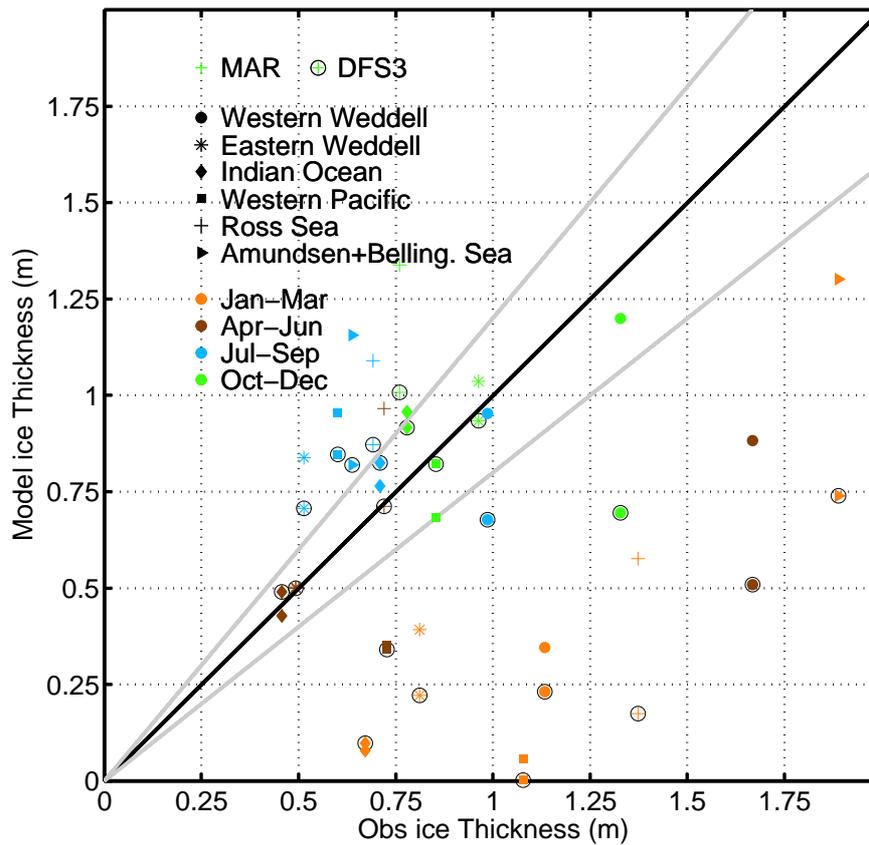


FIG. 8.13: Colocalisation par saison et par région de l'épaisseur de glace avec les données ASPeCt sur la période 1981-2000. Les lignes grises représentent la barre d'erreur sur les observations ($\pm 20\%$).

Cependant dans DFS3 le secteur W. Weddell est encore sous estimé (- 50 cm)

En bref, le forçage MAR améliore l'épaisseur des zones mal représentées dans DFS3 comme la partie W. Weddell (quelle que soit la saison). Par contre le forçage MAR surestime l'épaisseur de glace dans les autres secteurs en hiver, et plus particulièrement en mer de Ross et en mer de Bellingshausen.

A la vue des résultats de la colocalisation avec ASPeCt et de la bonne correspondance de l'étendue globale entre DFS3 et SSMI en septembre, je pense que le volume de glace en Antarctique dans DFS3, me paraît être une estimation correcte du volume de glace total en hiver.

8.3.2 La formation des eaux denses

Après la glace de mer, nous nous intéressons à la formation d'eau dense ($\sigma_2 > 37.16 \text{ kg.m}^{-3}$) dans MAR sur le plateau continental de Ross, de Weddell et de la côte Est. Le critère en densité pour la détermination des eaux denses choisi, comme le suggère *Hellmer* (2004) et *Orsi et al.* (1999), est la limite $\sigma_2 > 37.16 \text{ kg.m}^{-3}$. Nous choisirons donc ce critère pour la suite du chapitre.

Comme nous l'avons déjà dit, les eaux denses présentes dans les conditions initiales ont tendance à disparaître. En effet, les simulations DRAKKAR sont initialisées par les champs de masses de température et de salinité issus de la climatologie Levitus (*Levitus et al.*, 1998). Cette climatologie présente des zones de production d'AABW sur les plateaux (Fig. 8.14) en accord avec la littérature : Plateau de Weddell (*Carmack*, 1977), de Ross (*Carmack*, 1977), la dépression du glacier de Mertz vers Dumont d'Urville (*Rintoul*, 1998) et dans la dépression Amery vers l'ISH du même nom (*Orsi et al.*, 1999). Mais d'autres sources plus petites et plus intermittentes pourraient cependant exister. La compilation de sections faites par *Baines et Condie* (1998) montre que toute la côte Est est susceptible d'être source d'AABW de façon plus ponctuelle. En effet, toutes les sections observées le long de la côte Est font état d'une descente d'eau dense ultérieure à leurs réalisations.

Dans la simulation DRAKKAR ORCA05-G70, les eaux de plateaux, présentes au démarrage des simulations ORCA, disparaissent au niveau du plateau de la côte Est (dépression du glacier de Mertz et dépression Amery) et s'allègent au niveau des plateaux de Ross et de Weddell (Fig. 8.14). Les SW ne communiquant pas avec les bassins profonds, il n'y a plus d'alimentation en AABW des plaines abyssales. N'étant plus alimentées en eaux dense, les AABW sont vouées à disparaître.

La production d'eau dense étant liée à la production de glace, surtout dans les polynies, elle dépend fortement du forçage atmosphérique. Nous allons donc regarder les changements apportés par la simulation MAR.

La comparaison de densité des eaux de fond nous donne un bon aperçu de la densité des eaux formées et nous renseigne sur une possible alimentation en eaux dense des plaines abyssales. Sur la période 1985-1989, une augmentation de la densité dans la dépression du plateau de Ross, ainsi que sur le plateau de Weddell, le long de la Péninsule Antarctique est observée dans la simulation MAR (Fig. 8.15). La dépression du glacier du Mertz atteint aussi la limite des SW dans MAR, alors que dans DFS3 cette source d'eau de plateau est absente.

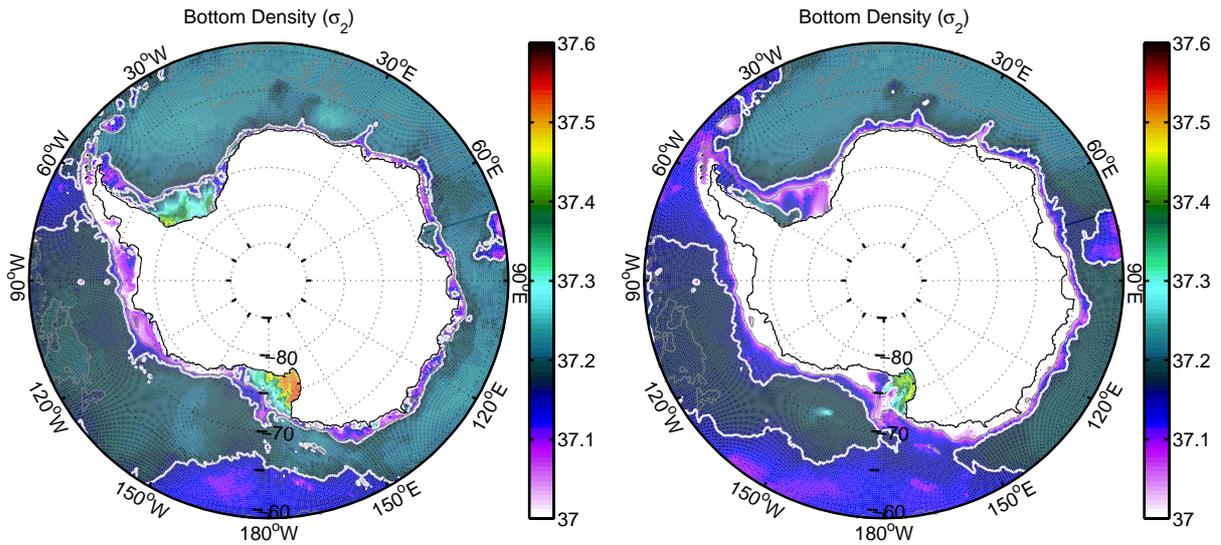


FIG. 8.14: A droite : Moyenne annuelle de la densité de fond observée dans la climatologie Levitus. A gauche : Moyenne annuelle de la densité de fond observée dans la simulation PERIANT05 réalisée avec le forçage DFS3 et initialisée avec l'année 1980 de ORCA05-G70.

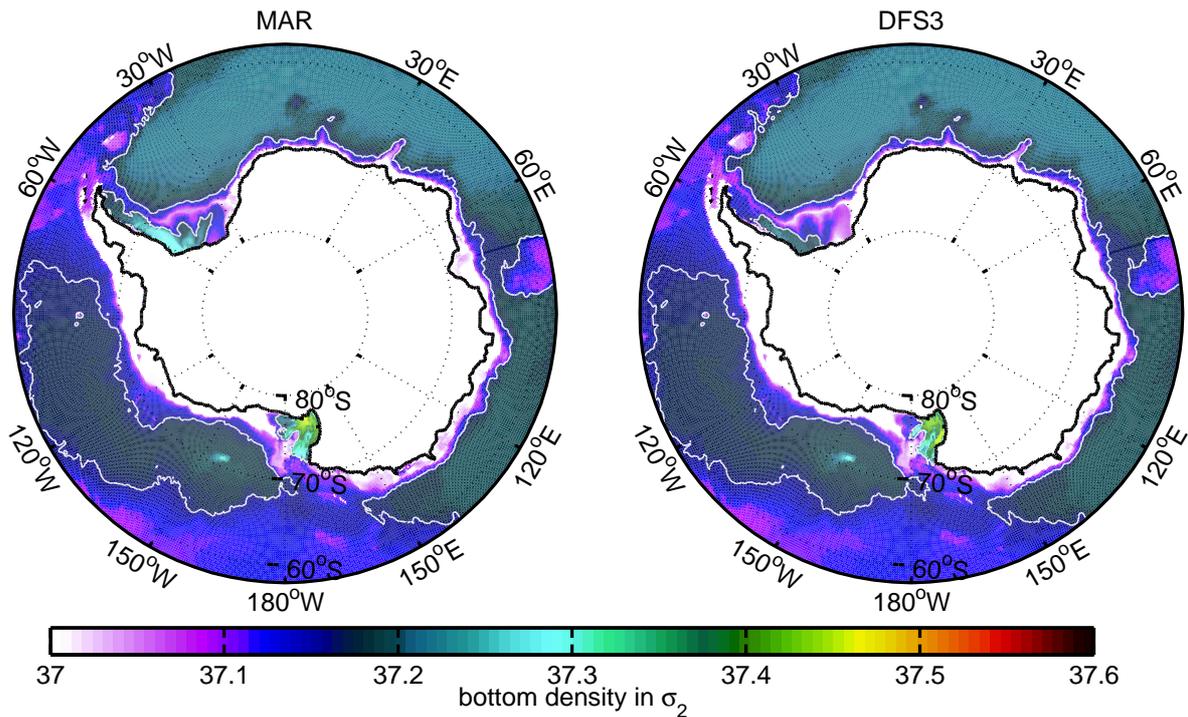


FIG. 8.15: Densité de fond entre avril et septembre en σ_2 dans les simulations MAR (gauche) et DFS3 (droite) 1985-1989.

8.3.3 Sensibilité de l'ACC

Le transport moyen estimé lors des sections réalisées au passage de Drake lors de la campagne WOCE par *Cunningham et al.* (2003), est de 136.7 ± 7.8 Sv. Les simulations effectuées au cours de cette thèse montre un transport moyen de l'ordre de 129 Sv (Fig. 8.16). Toutes les différences observées dans les simulation PERIANT05 réalisées sont dues au forçage atmosphérique. Entre

toutes les simulations réalisées, le transport au niveau du passage de Drake montre des différences de l'ordre de 5%. En ce qui concerne l'écart entre la simulation réalisée entre le forçage MAR et celle utilisant le forçage DFS3, une augmentation du transport de 2 Sv dans DFS3 est remarquée, soit 1.5% du transport (Fig. 8.16).

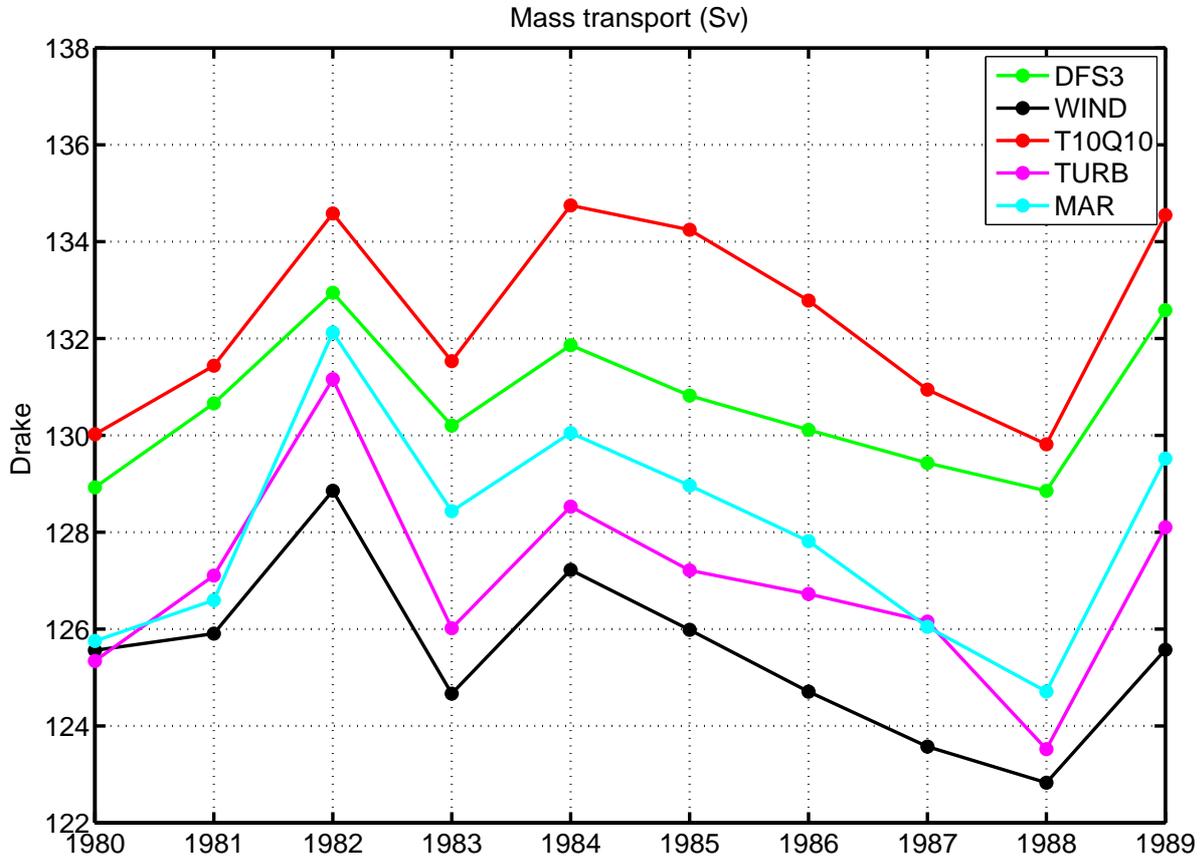


FIG. 8.16: Transport de masse annuel pendant la période 1980-1989 au niveau du passage de Drake en Sv.

8.4 L'effet des variables turbulentes

Après avoir regardé l'impact du forçage MAR dans sa globalité, nous allons nous intéresser à l'effet de chaque composante du forçage (vent, température et humidité de l'air) sur la glace de mer et la densité des eaux denses formées. Ceci va nous permettre d'expliquer les différences remarquées entre les simulations DFS3 et MAR.

8.4.1 La glace

La température et l'humidité de l'air

Parmi les différentes composantes regardées, c'est la modification de la température et de l'humidité qui a le plus d'effet sur la glace de mer.

En hiver, les différences entre DFS3 et T10Q10 (simulations identiques sauf pour l'usage de t_{10} et de q_{10} du forçage MAR) sont du même ordre de grandeur que entre DFS3 et MAR. Le

changement de température et humidité entraîne en hiver une augmentation du volume de glace formé de 25% sans modification particulière de l'étendue de glace de mer (Tab. 8.4).

En été, les différences observées entre DFS3 et T10Q10 sont encore plus importantes que celles observées entre DFS3 et MAR. La simulation T10Q10 multiplie par 4.6 l'étendue de glace présente dans DFS3. Cela a pour conséquence une surestimation de 67% de l'étendue de glace par comparaison à celle observée dans les données SSMI sur la même période. Au niveau du volume de glace, T10Q10 contient 7.8 fois plus de glace en février que la simulation DFS3 (Tab. 8.4). En répartition spatiale, la simulation T10Q10 corrige le déficit de glace présent en mer de Weddell le long de la Péninsule, en mer de Bellingshausen, et en mer de Ross. Cependant, cette simulation a tendance à amplifier le surplus de glace présent dans DFS3 le long de Dronning Maud Land (0°E) (Fig. 8.11).

Le vent

L'effet du vent MAR peut être évalué en comparant la simulation WIND avec la simulation DFS3. La simulation WIND n'a que très peu d'impact sur le volume de glace de mer, ainsi que sur l'étendue. En hiver, la simulation WIND surestime l'étendue de glace de 10%. Concernant le volume de glace présent, la simulation WIND en contient autant que la simulation DFS3. Il en est de même entre T10Q10 et TURB (Tab. 8.4). En été, la simulation WIND a tendance à diminuer le volume de glace présent (-23%). Ces résultats sur l'influence des vents MAR sur la glace sont également constatés dans la comparaison des simulations T10Q10 et TURB, qui ne diffèrent que par l'usage du vent DFS3 (T10Q10) ou MAR (dans TURB). Ceci donne un caractère robuste à ces résultats. En terme d'étendue de glace, la simulation WIND en simule une plus élevée (par rapport à DFS3) alors que la simulation TURB en modélise une plus faible de 13% (par rapport à T10Q10) (Tab. 8.4), ce qui ne confirme pas la robustesse de cette sensibilité.

Au niveau de la localisation de la glace en été, le vent MAR a tendance à faire monter la glace plus au Nord le long de la Péninsule Antarctique dans la simulation TURB (par rapport à T10Q10) (Fig. 8.11). En mer de Weddell, le vent MAR permet le recollement à la côte du pont de glace présent entre Dronning Maud Land et la Péninsule Antarctique. En mer de Ross, le vent MAR a tendance à refermer l'ouverture de glace qui se crée, ce qui n'est pas conforme aux observations SSMI (Fig. 8.11).

Simulation	Février		Septembre	
	Volume (10^3 km^3)	Etendue (10^6 km^2)	Volume (10^3 km^3)	Etendue (10^6 km^2)
DFS3	0.38	1.08	14.95	20.16
T10Q10	2.96	5.02	18.59	20.50
WIND	0.29	1.20	14.71	20.18
TURB	2.62	4.37	18.04	20.51
MAR	2.72	4.30	18.74	20.31
SSMI	-	3.00	-	18.51

TAB. 8.4: Volume et étendue de glace pour le mois de février et de septembre dans les simulations DFS3, T10Q10, WIND, TURB et MAR. SSMI correspond aux observations.

8.4.2 La formation d'eau dense

Le changement du forçage atmosphérique de surface n'a pas seulement un effet sur la glace de mer. Les caractéristiques des eaux denses formées sur les plateaux sont aussi modifiées.

Le vent

Le passage des vents DFS3 aux vents MAR (comparaison des simulations DFS3 et WIND ou T10Q10 et TURB) entraîne un effet sur la production de sel dans les polynies. Le rejet de sel dans les polynies est plus important dans la simulation TURB (vent MAR) pour beaucoup de polynies de la côte Est (la polynie du Cap Hudson, la polynie du glacier du Mertz, la polynie de Davis Bay, celle de Shackelton ice shelf, celle de West ice shelf et celle du cap Darnley) (Fig. 8.17). Cependant dans T10Q10 (vent DFS3), le vent DFS3 (contenant la correction des vents catabatique) représente moins bien le caractère local des polynies cotières comme on l'a déjà vu dans la Sec. 7. En mer de Weddell, la polynie de Halley bay est plus grande dans T10Q10 et la polynie de Ronne ice shelf se prolonge vers le Nord de la péninsule dans T10Q10. En mer de Ross, les polynies au dessus de la dépression de Ross, à savoir la partie Ouest de RISP et TNB, sont plus actives dans la simulation DFS3. Au niveau de la côte Est, chacune de ces polynies se prolonge plus vers l'Ouest dans les simulations avec le vent DFS3 (Fig. 8.17). Tous ces défauts, sont dus au lissage spatial du coefficient appliqué lors de la correction des vents catabatiques.

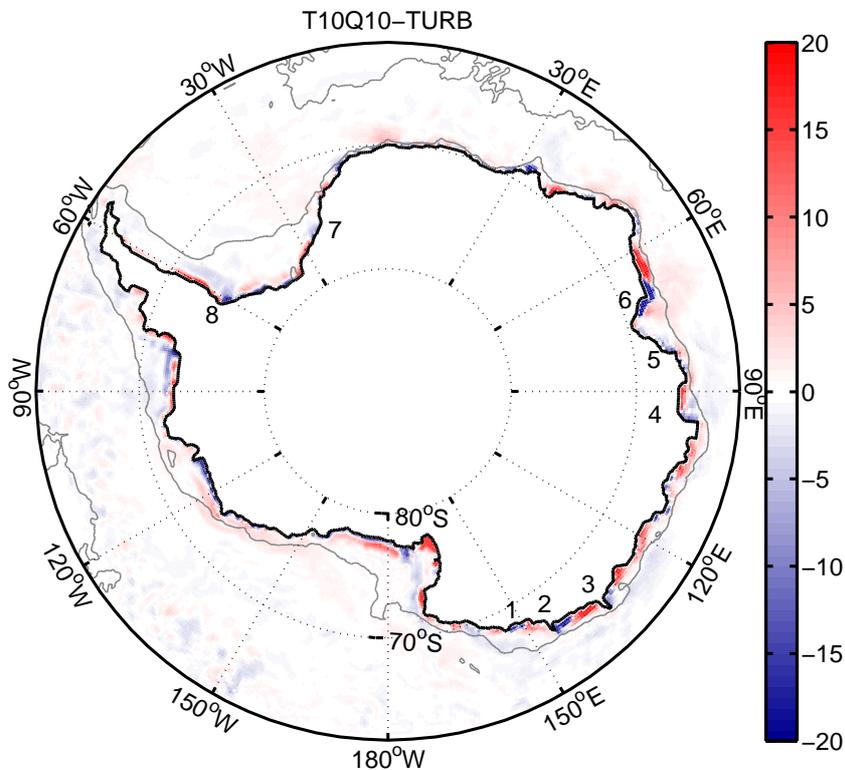


FIG. 8.17: Moyenne d'avril à septembre de 1985-1989 de la différence de flux d'eau douce (glace/océan) entre les simulations T10Q10 et TURB en mm/jour. Une valeur négative indique un phénomène de *brine rejection* plus intense dans TURB que dans T10Q10 (effet du vent MAR). Les chiffres correspondent aux différentes polynies : 1 Cap Hudson, 2 Mertz Glacier Polynya, 3 Davis Bay, 4 Shakelton Ice Shelf, 5 West Ice Shelf, 6 Cap Darnley, 7 Halley et 8 Ronne Ice Shelf.

Les polynies plus étendues dans DFS3 que dans MAR entraînent une augmentation généralisée de la densité de fond sur les plateaux. En regardant les comparaisons entre DFS3 et WIND et entre T10Q10 et TURB (Fig. 8.18 et Fig. 8.20), on remarque que quelle que soit la comparaison utilisée pour regarder l'effet du vent, les résultats sont similaires, ce qui représente un signe de robustesse dans la sensibilité du modèle. Une augmentation plus forte de la différence est toutefois notable dans la comparaison avec la température MAR (T10Q10) (Fig. 8.18 et Fig. 8.20) car des flux de

chaleur sont augmentés dans les polynies avec la température MAR (T10Q10). Cependant, dans la dépression du glacier de Mertz et vers cap Darnley, les simulations réalisées avec les vents MAR (WIND et TURB) simulent une densité de fond plus élevée que les simulations DFS3 et T10Q10.

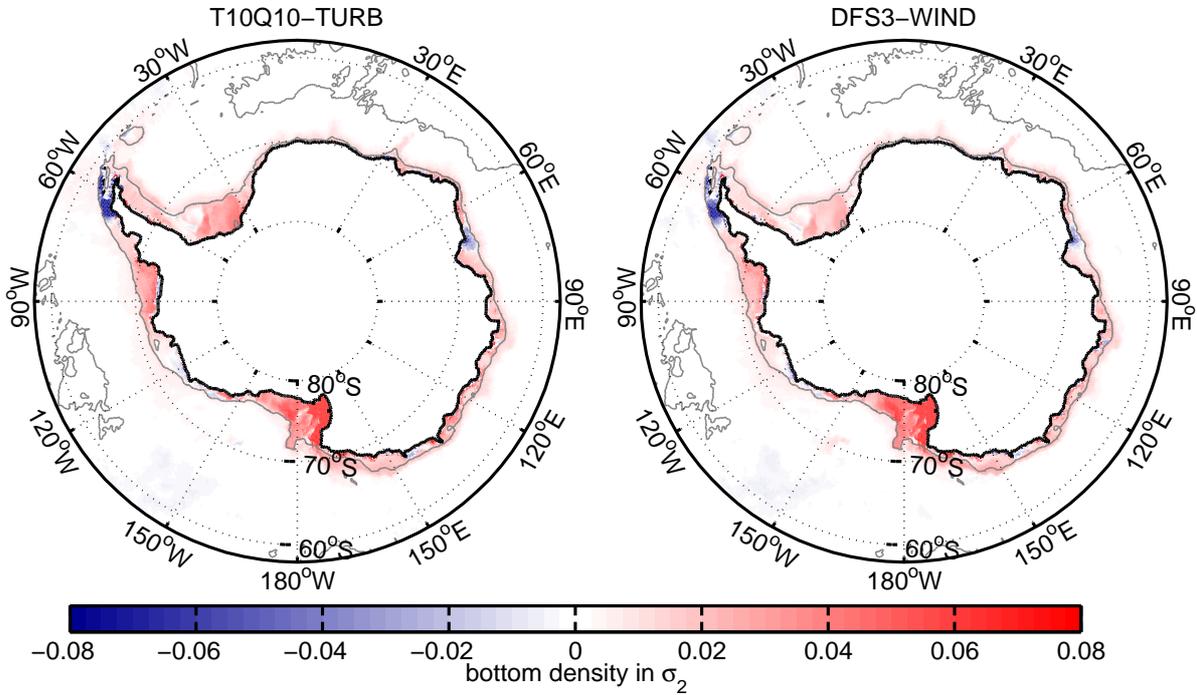


FIG. 8.18: Moyenne annuelle 1985-1989 de la différence de densité de fond en σ_2 entre les simulations DFS3 et WIND (effet du vent) et entre les simulations T10Q10 et TURB (effet du vent).

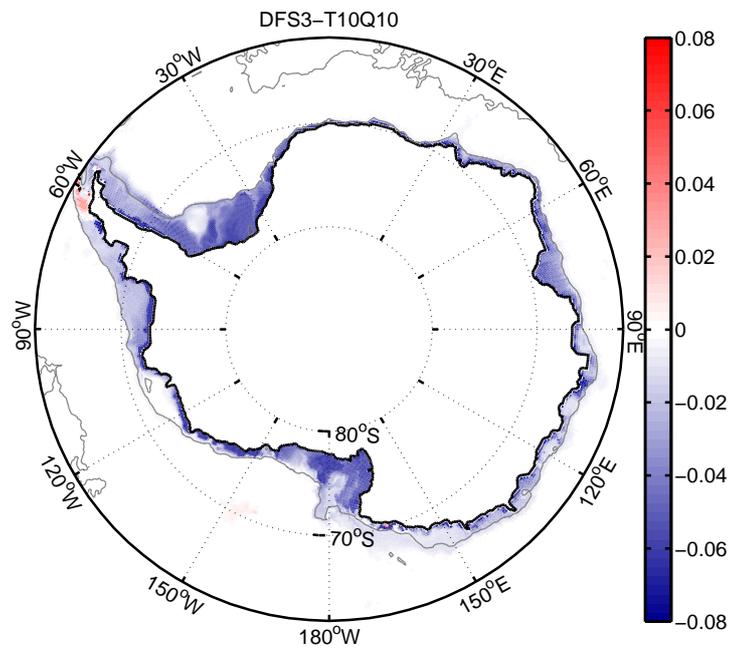
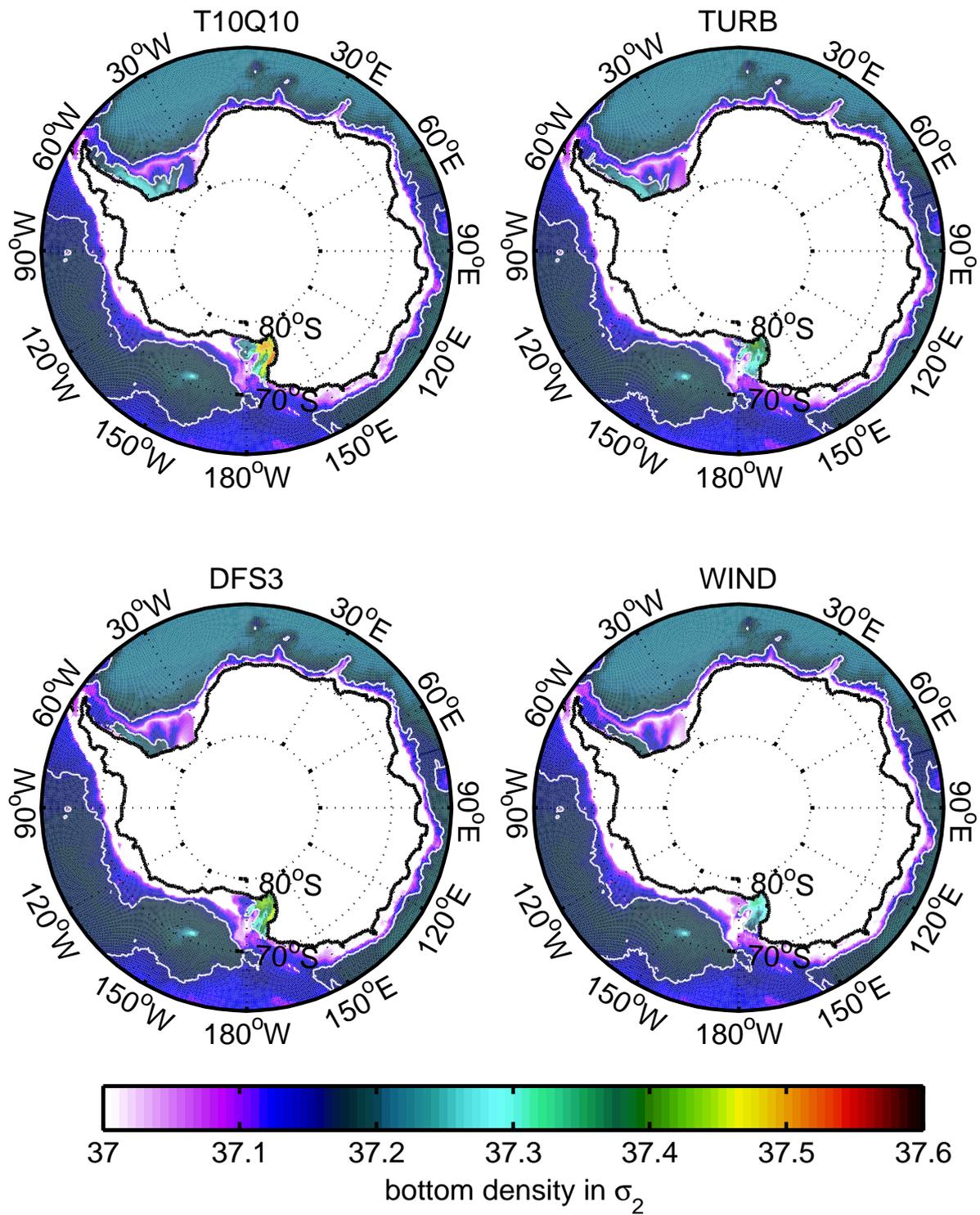


FIG. 8.19: Moyenne annuelle 1985-1989 de la différence de densité de fond en σ_2 entre les simulations DFS3 et T10Q10.

FIG. 8.20: Densité de fond en σ_2 dans les simulations d'avril à septembre 1985-1989.

La température et l'humidité de l'air

Comme pour la glace, le changement des caractéristiques thermiques (t_{10} et q_{10}) de l'air dans le forçage (simulation T10Q10) provoque des modifications bien plus importantes que le changement des caractéristiques dynamiques (simulation WIND). Une augmentation de la densité des eaux de plateau (plus de 0.04 kg.m^{-3}) est constaté en mer de Weddell, de Ross, mais aussi sur toute la côte Est, et plus particulièrement au niveau des polynies côtières (plus de 0.08 kg.m^{-3}). (Fig. 8.19 et Fig. 8.20).

8.4.3 Sur l'ACC

Température de surface

Dans la région de l'ACC, le changement de forçage au niveau des variables turbulentes, n'a que très peu d'impact sur la température de surface hors de la zone de changement après 10 ans de simulations (Fig. 8.21). La comparaison de DFS3 avec TURB montre seulement SST plus chaude dans DFS3 sous le cercle polaire et dans les gyres comme celui de Weddell. A plus long terme, une diminution de la SST dans TURB est envisageable dans la région de l'ACC. Cette diminution débiterait à la sortie du gyre de Weddell, au niveau de la Péninsule Antarctique pour se propager dans tout l'ACC (Fig. 8.21). Un phénomène un peu similaire devrait se passer au niveau du gyre de la mer de Ross.

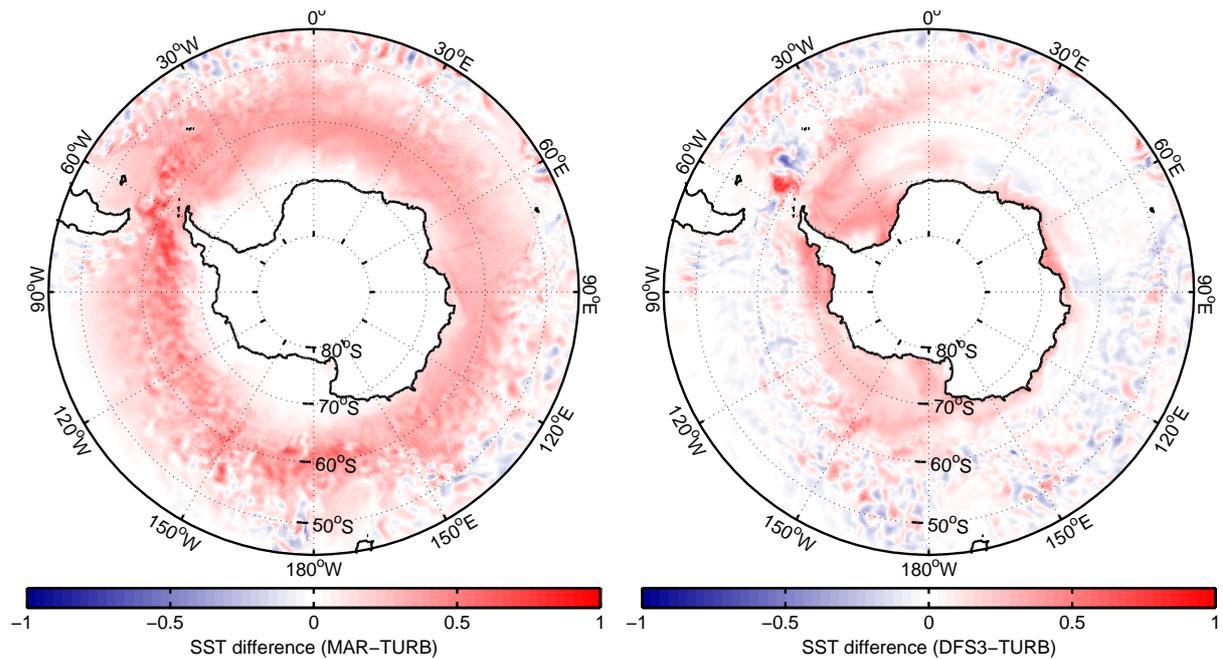


FIG. 8.21: Différences annuelles de SST (en °C) entre MAR et TURB pour illustrer les effets des radiations (gauche) et entre DFS3 et TURB pour illustrer les effets des variables turbulentes (droite) pendant la période 1985-1989.

Transport au passage de Drake

Pour ce qui est du transport de l'ACC au niveau du passage de Drake, nous noterons une sensibilité assez faible (moins de 6%) au forçage en surface dans nos simulations (Fig. 8.16). La simulation T10Q10 (température et humidité de l'air venant du forçage MAR) met en évidence une augmentation de l'ACC par rapport à DFS3 de 2 Sv. La simulation WIND (vent

MAR) montre une diminution du transport atteignant 6 Sv. La comparaison entre TURB et T10Q10 confirme le résultat obtenu en comparant WIND et DFS3 (Fig. 8.16). Ces différences peuvent atteindre 8 Sv entre la simulation WIND et T10Q10 (Fig. 8.16).

La simulation ayant le transport le plus proche de la valeur proposée par *Cunningham et al.* (2003) est la simulation T10Q10. Les autres simulations ont tendance à avoir un transport plus faible. Le vent MAR, quant à lui, diminue le transport (-5 Sv entre DFS3 et WIND, ainsi qu'entre T10Q10 et TURB). L'ACoC au passage de Drake étant très faible (Fig. 6.16), cette diminution ne vient pas de son augmentation locale. Une étude similaire menée sur le courant côtier (non montré) présente sur l'ACoC des différences inverses à celles observés sur l'ACC, à savoir la simulation T10Q10 présente le transport le plus faible et la simulation WIND le plus fort en passant respectivement par DFS3, MAR, et TURB. Ce résultat laisserait supposé que l'ACoC ait peut être un effet non négligeable sur l'ACC.

8.5 L'effet des radiations et des précipitations

8.5.1 Sur la glace

Le refroidissement apporté par les radiations MAR (Fig. 8.8) sous 68°S provoque une augmentation de 4% du volume de glace présent en février comme en septembre (Tab. 8.4). Cependant, l'étendue hivernale comme estivale ne varie que très peu (moins de 1%). Les cartes de répartition spatiale estivale de la glace de mer présentées dans la (Fig. 8.11) montrent une augmentation de la concentration de glace en mer de Ross et une disparition de la langue de glace présente en mer de Weddell dans TURB et non dans MAR.

8.5.2 Sur les eaux denses

On trouve une augmentation de la densité des eaux de plateau, due à la diminution des radiations infrarouges en hiver sur toute la côte Est, sur le plateau de Weddell et de Ross (Fig. 8.20). Cette augmentation est associée à l'augmentation du volume de glace présent en hiver,

8.5.3 Sur la température de surface de l'ACC

Dans la région de l'ACC, le changement des radiations et des précipitations (entre DFS3 et MAR) entraîne un réchauffement considérable de la surface de l'océan (Fig. 8.21). On observe une augmentation de 0.5°C de la SST en moyenne annuelle sur l'année entre MAR et TURB (seules les radiations et les précipitations sont différentes dans ces deux simulations) (Fig. 8.21).

Les radiations MAR ont un effet très faible sur le transport au passage de Drake. Une petite augmentation de l'ordre de 1 Sv (moins de 1% du transport total) est constatée sur la période 1980-1989 (Fig. 8.16).

8.6 L'effet du rappel en sel en surface

Un rappel en salinité de surface (SSS) est appliqué sans les simulations DRAKKAR, car sinon la SSS dérive très fortement (le bilan entre l'évaporation et les précipitations n'est pas fermé). Cette condition en surface permet de limiter artificiellement l'impact des erreurs dans le forçage

et de certains biais des modèles. Ce rappel en salinité de surface étant un artifice numérique dont nous aimerions nous affranchir, il est intéressant d'étudier la réponse du modèle en son absence. Afin de réaliser cela, deux simulations supplémentaires ont été effectuées : la simulation MND (MAR sans rappel en sel), et la simulation DND (DFS3 sans rappel en sel). Comme pour les autres simulations, nous étudierons l'impact du rappel en sel sur la glace de mer et sur les eaux denses.

8.6.1 Impact sur la glace de mer

Le rappel de SSS jouant sur la salinité de surface, il a un effet sur la stabilité des eaux de surface et donc indirectement sur le flux de chaleur océanique venant des CDW. Une comparaison de l'étendue de glace et du volume de glace présents en septembre dans DFS3 et DND montre que le rappel en sel a un rôle mineur dans les simulations avec le forçage DFS3 (Tab. 8.5). En été, l'absence de rappel en sel (DND) (Tab. 8.5) va dans le bon sens, sans pour autant résoudre le déficit de glace. Dans les simulations forcées par MAR, la présence ou non d'un rappel en SSS change de façon considérable l'étendue de glace. En hiver (septembre), l'étendue de glace diminue de 50% et le volume de 75% dans MND par rapport à MAR. En été (février), le constat est similaire avec une diminution de l'étendue de 85% en étendue comme en volume (Tab. 8.5).

Simulation	Février		Septembre	
	Volume (km^3)	Etendue ($10^6 km^2$)	Volume (km^3)	Etendue ($10^6 km^2$)
DFS3	377	1.08	14954	20.16
DND	436	1.44	14806	20.19
MAR	2722	4.30	18737	20.31
MND	381	0.53	4467	10.60
SSMI	-	3.00	-	18.51

TAB. 8.5: Volume et étendue de glace pour le mois de février et de septembre dans les simulations DFS3, DND, MAR et MND. SSMI correspond aux observations.

En hiver, la diminution de l'étendue de glace vient du retrait du front de glace de 5° de latitude par rapport aux données SSMI en mer de Weddell, en mer de Bellingshausen et en mer de Ross dans la simulation MND (Fig. 8.10). En été, la même simulation ne présente de la glace que le long de la Péninsule, alors que MAR simule de la glace le long de la Péninsule, mais aussi le long de Dronning Maud Land et en mer de Bellingshausen (Fig. 8.11). Ces différences importantes entre les deux simulations proviennent d'une remontée de chaleur issue du mélange des CDW avec les eaux de surface sur tout le pourtour de l'Antarctique. Une moyenne annuelle de la différence de la profondeur de la couche de mélange océanique (MLD) entre MAR et MND montre en effet un approfondissement de MLD de l'ordre de 2000 m en Mer de Weddell et de Ross (Fig. 8.22). Cette convection est à l'origine d'une remontée de chaleur, et provoque cette diminution importante de l'épaisseur de glace dans MND. Dans la simulation DND, très peu de différences sont observées en hiver (Fig. 8.10).

8.6.2 Sur les eaux denses

Le rappel en SSS a une influence considérable sur la densité des eaux de plateau formées en Antarctique. La simulation réalisée sans rappel en sel en surface avec le forçage DFS3 (DND) provoque une diminution et/ou disparition des eaux de plateau formées en mer de Weddell et en mer de Ross (Fig. 8.23). Associé à cette diminution, la densité des eaux de plateau simulées dans la dépression du glacier de Mertz augmente mais sans pour autant atteindre la valeur seuil de

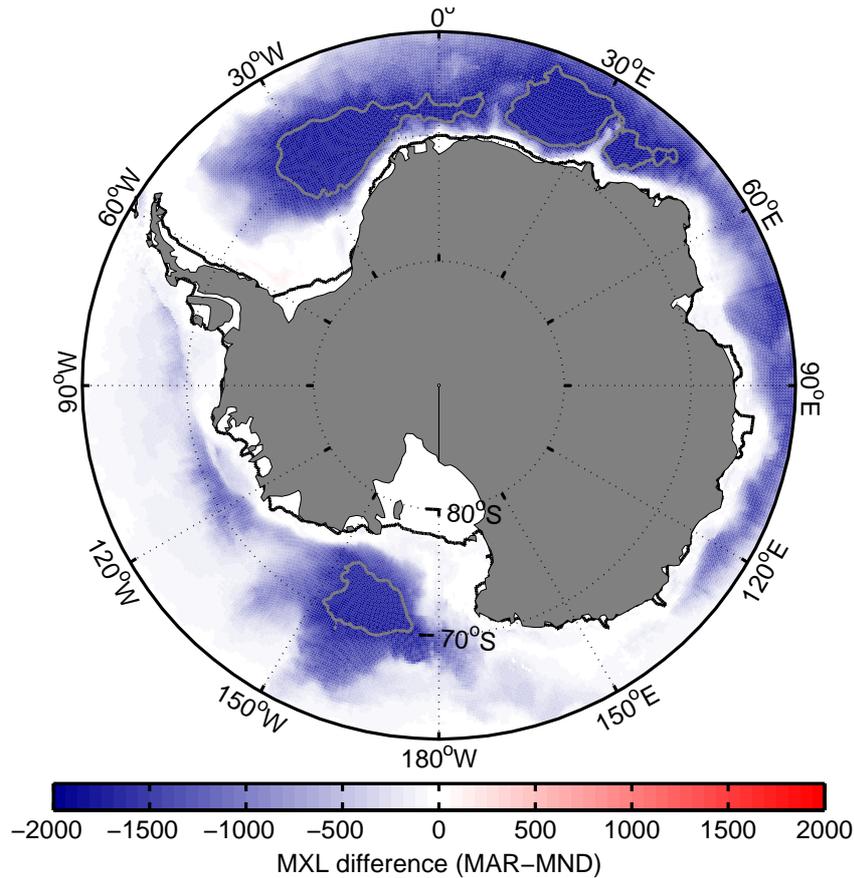


FIG. 8.22: Différence en m de la profondeur de la couche de mélange entre MAR et DFS3 sur la période d'avril à septembre entre 1985 et 1989. Le contour gris représente la ligne de différence -2000 m.

37.16 kg.m^{-3} . L'absence de rappel en sel sur les plateaux avec le forçage MAR ne permet donc pas de créer une alimentation en eaux denses dans les bassins profonds. La simulation forcée avec MAR sans rappel en sel en surface (MND) présente un comportement différent. Des eaux beaucoup plus denses sont créées sur les plateaux ($+0.3 \text{ kg.m}^{-3}$, Fig. 8.23). La formation d'eau dense est telle, qu'il y a apparition de SW quelle que soit la région côtière concernée. Des densités très élevées sont rencontrées ($\sigma_2 > 37.4 \text{ kg.m}^{-3}$) dans les zones de production d'AABW comme la dépression du glacier de Mertz, la dépression Amery, le plateau de Ross et de Weddell. Ceci est accompagné d'une augmentation de densité dans les bassins profonds. Cette augmentation est telle qu'elle devient supérieure à la densité représentée par Levitus. La cause de l'accroissement de densité dans les grands bassins est une augmentation de la couche de mélange de plus de 2000 m et la création de convection profonde irréaliste en mer de Weddell et mer de Ross (Fig. 8.22).

8.6.3 Remarque sur les analyses de Levitus en surface sous 60°S

Le rappel en salinité de surface, a tendance à limiter la production d'eau dense, et cela de façon très peu réaliste en hiver. En effet, la densité de surface calculée à partir de la salinité de surface fournie par Levitus et une température de surface de -1.8°C (point de congélation de l'eau de mer) entre juillet et septembre n'atteint la valeur seuil de 37.16 kg.m^{-3} sur aucune zone de plateau. Cela signifie que si on impose la SSS issue de Levitus en surface du modèle, on formera des eaux denses seulement sur le plateau de Weddell et sur le plateau de Ross en automne (avril

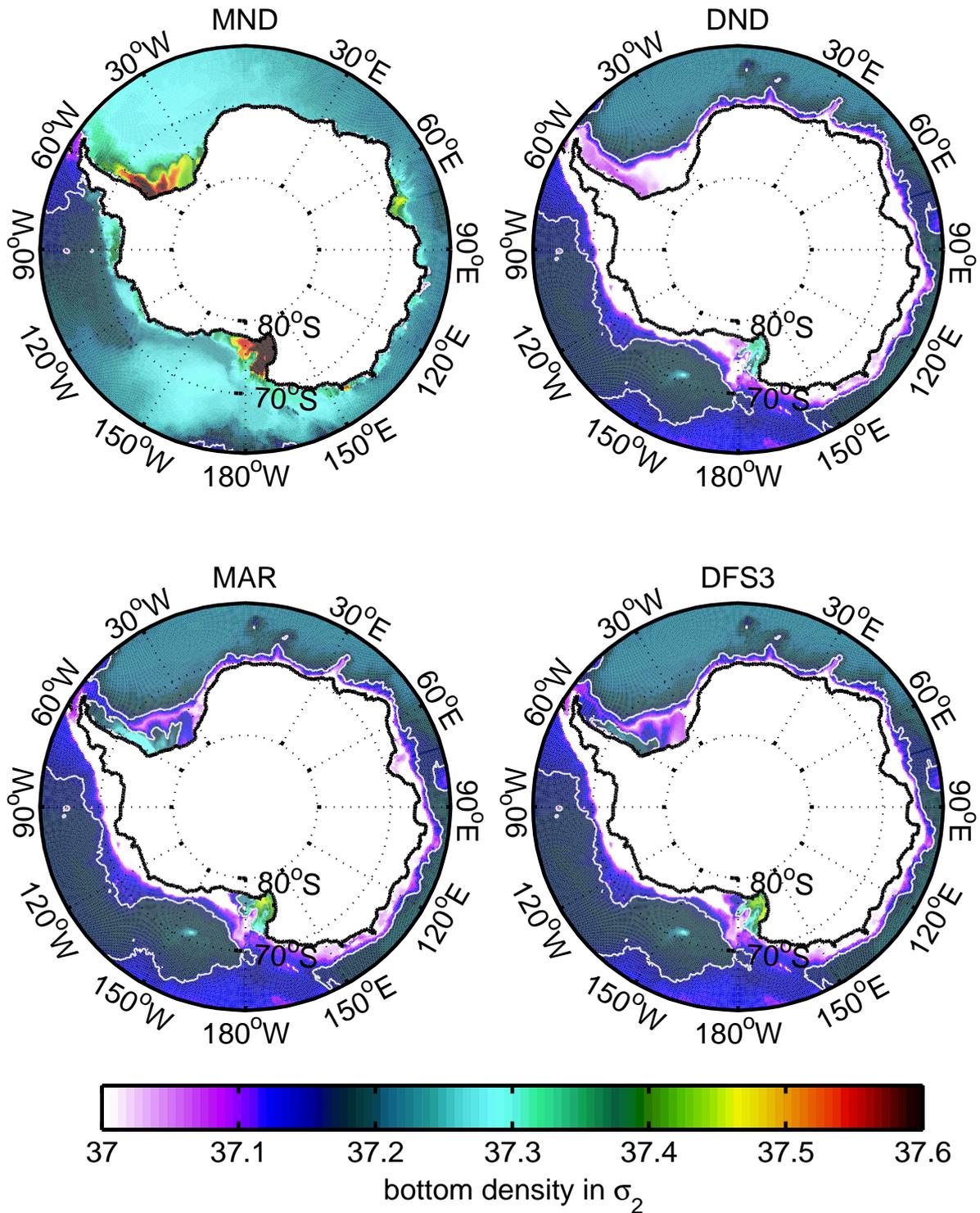


FIG. 8.23: Densité de fond en σ_2 dans les simulations MND, DND, MAR, DFS3 d'avril à septembre 1985-1989. Le contour blanc représente la ligne de densité $\sigma_2 = 37.16 \text{ kg.m}^{-3}$.

mai juin) (Fig. 8.24), durant l'hiver (juillet août septembre) (Fig. 8.25), aucune eau de densité suffisante ne pourra être formée en surface sur les plateaux de Weddell, de Ross, la dépression Adélie et le Bassin Amery. Or, ces zones sont connues pour produire des eaux de plateau durant l'hiver Austral. Ce manque de réalisme sur les plateaux et dans les polynies provient (i) de la

résolution de la climatologie qui ne représente pas les polynies (la résolution des données n'est pas assez élevée) et (ii) du manque de données océaniques dans ces régions en hiver. En effet, si on regarde la carte de répartition des données ASPeCt, peu de mesures d'épaisseur de glace sont effectuées en automne et aucune en hiver sur les deux plateaux principaux (celui de Ross et de Weddell). Toutes ces sections correspondent au nombre de navires qui ont évolué dans ces régions en hiver, mais cela ne veut pas dire qu'ils aient tous fait des mesures CTD sous la glace. Les quelques zones côtières les mieux représentées dans ASPeCt (et donc potentiellement dans la climatologie de Levitus) sont donc des zones côtières proches des bases de recherche scientifique de l'Antarctique de l'Est comme Mirny (Rus.) et Davis (Aus.). Quand aux sections WOCE, elles sont, en majeure partie, réalisées durant l'été Austral, et pour celles réalisées en automne ou hiver, elles ne vont pas sur les plateaux antarctiques.

A la vue de cela, je pense qu'il est très probable que les valeurs de salinité en surface dans Levitus sur les zones de plateau en Antarctique soient inexactes.

Pour une bonne représentation des processus côtiers en Antarctique, je suggère de supprimer le rappel en sel dans les zones cotières, mais cela doit s'accompagner d'un forçage plus adapté (plus froid) comme le forçage MAR (même si la version présentée ici n'est pas vraiment plus satisfaisante que celle de DFS3) ou d'une augmentation du flux de chaleur dans les polynies via l'application de la correction catabatique sur le vent et sur les flux turbulents et non sur le stress avec le forçage utilisé dans la simulation T10Q10.

Conclusion

En conclusion, les deux forçages utilisés dans cette section présentent des différences assez fortes en terme de variables turbulentes, mais aussi en terme de précipitation et de radiation. Le cycle saisonnier de la différences de variables turbulentes est d'ailleurs très marqué. En température, l'écart en moyenne zonale entre MAR et DFS3 passe de -2°C en décembre à -7°C en août. En humidité, la différence pour les mêmes mois varie de -30% à -45% . En terme de vitesse zonale, on retrouve le même cycle saisonnier de différence pour les vents d'Est présent le long de la côte ($+1\text{ m/s}$ en décembre dans MAR contre $+3\text{ m/s}$ en août). La représentation spatiale des vents catabatiques ainsi que des vents de barrière le long de la Péninsule Antarctique est plus réaliste dans MAR, ce qui est très important pour le climat sur la mer de Weddell.

Au niveau des précipitations et des radiations, la non prise en compte du contenu en eau des nuages aux frontières ouvertes entraîne une sous-estimation des précipitations (-250 mm/an) par rapport au données CMAP. Pour ce qui est des radiations, on observe un déficit net de 20 W/m^2 sous 68°S et excès de 20 W/m^2 plus au Nord.

Ces différences provoquent une réponse du modèle bien différente en terme de glace de mer estivale comme hivernale, et aussi au niveau de la formation d'eau dense.

Au niveau de la glace de mer, la partie du forçage qui a le plus d'effet est la partie thermique du forçage (température et humidité de l'air). En effet, le passage de DFS3 à MAR pour ces variables dans les simulations Q10T10 et TURB entraîne une augmentation du volume de glace en septembre de $+25\%$, et en février le volume de glace restant dans DFS3 est multiplié par 7. Ce changement ne modifie que très peu l'étendue hivernale, mais en été, on passe d'une sous-estimation de l'étendue de 60% dans DFS3 à une surestimation de 50% dans T10Q10. Le vent a un rôle secondaire. Il permet le bon (ou le mauvais) positionnement de la glace. En mer de Ross, le forçage MAR a tendance à boucher l'étendue d'eau libre qui s'ouvre au large du Ross Ice Shelf. En mer de weddell, il ramène le surplus de glace sur les côtes. Le rappel en SSS a lui

aussi un rôle plus ou moins important suivant le forçage. Pour le forçage MAR (trop froid et sec), la suppression du rappel en surface provoque une convection profonde hors des plateaux continentaux qui fait remonter de la chaleur et a tendance à faire fondre la glace de mer. Cela se traduit par une sous estimation de l'étendue de glace en septembre comme en février. Dans DFS3 le rappel en sel n'a que très peu d'impact sur la glace de mer estivale comme hivernale.

Le forçage a aussi une importance primordiale pour la formation des eaux de plateau. Comme pour la glace de mer, les variables qui ont le plus d'effet sont t_{10} et q_{10} . Le passage de DFS3 à MAR en température et humidité entraîne une augmentation de la densité de l'ordre de +0.08 sur les plateaux de Ross et Weddell et de +0.04 sur la côte Est. Pour ce qui est du vent, on constate que la correction des vents catabatiques dans DFS3 produit des eaux plus denses que MAR globalement sur tous les plateaux, mais que localement (dépression du glacier du Mertz et Cap Darnley), la simulation réalisée avec le vent MAR produit des eaux plus denses que la simulation DFS3. Cela vient du fait que le forçage MAR produit des vents qui représentent mieux le caractère local des polynies, à la différence de la correction catabatique. Par contre, quelle que soit la combinaison choisie entre MAR et DFS3, nous n'avons pas d'alimentation en eaux denses des bassins profonds. Le rappel en sel a, comme pour la glace un effet important sur les simulations réalisées avec le forçage MAR. Le forçage MAR non contrôlé par le rappel en SSS (MND) entraîne une augmentation conséquente de la densité des eaux de plateaux (+0.3 $kg.m^{-3}$).

La salinité de surface dans la climatologie de Levitus ne paraît pas très réaliste en hiver (pas de formation d'eau dense possible), et en automne, de l'eau dense n'est possible qu'en mer de Weddell et de Ross. La résolution de Levitus ne permettant pas la représentation des polynies, il me paraît raisonnable pour les prochaines expériences de ne pas faire de rappel en sel sur les zones de plateau, et de l'accompagner soit par un forçage plus froid, soit par une implémentation de la correction du stress des vents catabatique sur le vent et non sur le stress afin d'augmenter la production d'eau dense dans les polynies par son impact sur les flux de chaleur turbulents.

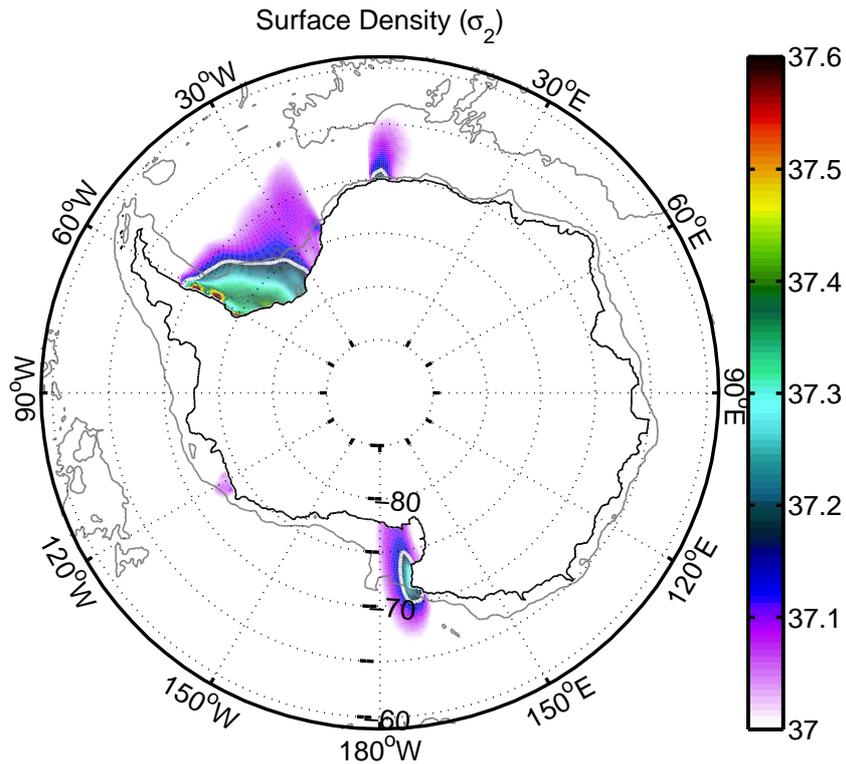


FIG. 8.24: Densité de surface entre Avril et Juin calculée à partir de la salinité donnée par Levitus et une température constante de -1.8° . Le contour blanc représente la ligne de densité $\sigma_2 = 37.16 \text{ kg.m}^{-3}$.

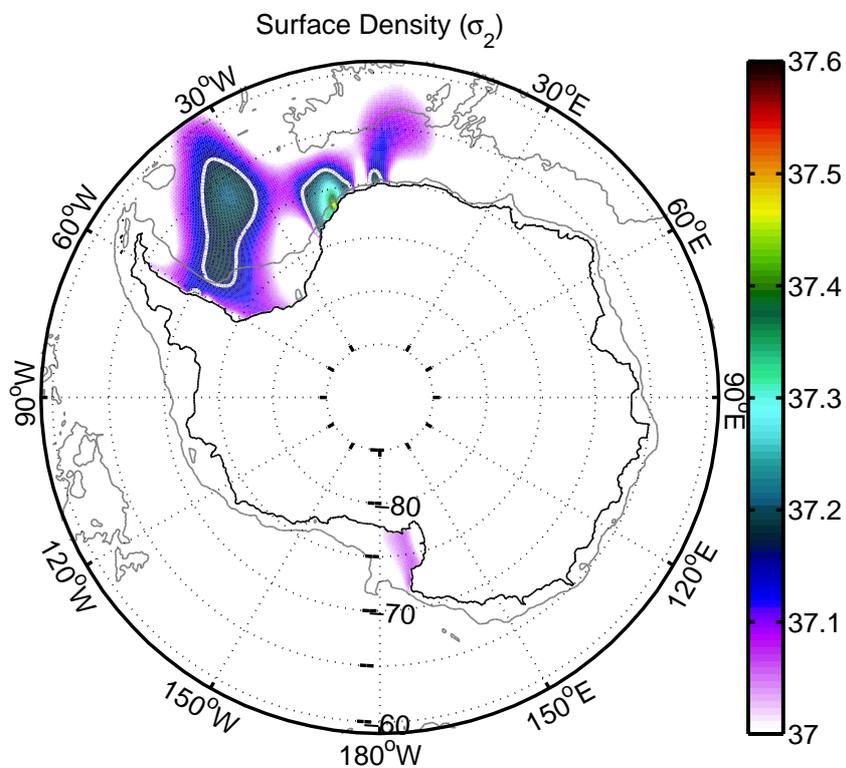


FIG. 8.25: Densité de surface entre Juillet et Septembre calculée à partir de la salinité donnée par Levitus et une température constante de -1.8° . Le contour blanc représente la ligne de densité $\sigma_2 = 37.16 \text{ kg.m}^{-3}$.

Conclusion générale et perspectives

Conclusion générale

Ces études numériques sur la partie côtière de l'Antarctique ont été motivées par deux questions de modélisation importantes posées par les simulations réalisées sur la période 1958-2007 avec la hiérarchie de modèles DRAKKAR, utilisant le code océan/glace de mer NEMO et les forçages atmosphériques provenant des réanalyses globales (ERA40 et NCEP) :

- pourquoi les modèles sous-estiment tant la couverture de glace de mer en été ?
- pourquoi les modèles ne forment-ils pas d'eau antarctique de fond (AABW) ?

Principaux résultats

Pour tenter de répondre à ces questions et d'améliorer les solutions de ces simulations, nous avons, au cours de cette thèse, commencé par tester **les paramètres du modèle de glace** afin de vérifier si les problèmes rencontrés n'étaient pas dus à un mauvais réglage du modèle. Les résultats de ces différents tests sur trois paramètres importants, permettant d'ajuster la dynamique (angvg, P*) et la thermodynamique de la glace (hicrit), montrent une sensibilité très forte. Les résultats de ces tests ont permis de trouver un triplet de paramètre permettant de limiter le problème, sans le résoudre pour autant.

Ce travail sur le modèle de glace effectué, nous avons cherché à améliorer les flux d'eau douce au niveau des *ice shelves* (ISH). En effet, dans la version originale du modèle, la fonte basale des ISH n'est pas prise en compte. Nous avons donc implémenté la **paramétrisation des ice shelves** proposée par *Beckmann et Goosse* (2003). Évaluée dans la configuration PERIANT05 limitée à l'océan Austral, cette paramétrisation donne des flux de fonte basale en accord avec la littérature autant en terme de flux total (29.4 mSv) qu'en terme de flux individuel par ISH. Cet apport d'eau douce augmente l'épaisseur de glace sur tout l'océan Austral (sauf en mer de Bellingshausen) et plus particulièrement en zone côtière (+ 5 cm). Cela est accompagné par un refroidissement (-0.1°C) et un adoucissement (-0.02 PSU) des couches de surface ($z < 1000$ m), avec notamment une augmentation significative de la couche de mélange et donc de la ventilation sur les plateaux (+100 m), un réchauffement ($+0.02^{\circ}\text{C}$) et une salinisation ($+0.003$ PSU) des couches profondes ($z > 1000$ m). Même si les effets de cette paramétrisation vont dans le bon sens au niveau de la répartition de la glace, nous avons constaté que cela n'a que très peu d'impact sur l'étendue estivale de la banquise dans les simulations qui reste trop faible, et sur la formation d'eau dense sur les plateaux.

La répartition, la formation de glace ainsi que la production d'eau dense étant intimement liées aux forçages atmosphériques, la majeure partie du travail a porté sur les variables atmosphériques utilisées pour forcer les modèles. Nous avons d'abord formulé une **correction de la tension de vent créé par les vents catabatiques** dans le but de mieux prendre en compte ces vents dans les réanalyses ERA40 durant la période 1958-2001. Les vents catabatiques sont en effet connus pour être des acteurs importants, dans l'ouverture des polynies côtières, et par conséquent dans la formation d'eau dense. Cette correction a été construite à partir d'une comparaison entre les données issues des réanalyses globales (ERA40) et celles produites avec un Modèle Atmosphérique Régional (MAR) adapté à la région de l'Antarctique. La particularité de ce dernier est de mieux représenter les vents catabatiques que les réanalyses. Cette compa-

raison nous a permis de faire ressortir un coefficient d'échelle entre les vents MAR et les vents ERA40 sur une zone d'océan directement adjacente à la côte antarctique et cela pour chaque composante de la tension de vent. Ce coefficient provoque une augmentation du vent là où c'est nécessaire (c'est-à-dire là où les vents ERA40 présentent leurs plus grandes différences avec les vents MAR). Cette zone est étendue aux 150 premiers kilomètres d'océan afin d'éviter la formation de trop fort gradient de vent en surface. L'application de ce facteur d'échelle sur les côtes de l'Antarctique, d'abord dans une configuration régionale, puis dans une configuration globale, nous a permis de montrer que la correction apportait bien les effets escomptés, à savoir une production de *shelf water* plus denses ($+0.05 \text{ kg.m}^{-3}$). Cependant ceci n'est pas suffisant pour alimenter les bassins profonds. Cette étude a aussi mis à jour des résultats originaux comme la faible modification de la quantité totale de glace formée en Antarctique ($+139 \text{ km}^3$) alors que la production de glace dans les polynies est trois fois plus importante ($+425 \text{ km}^3$). Cette différence entre production totale en Antarctique et dans les polynies est due à une production de glace moindre juste à la périphérie des polynies. Cette étude a aussi permis de mettre à jour la présence d'un cycle saisonnier très marqué dans le courant côtier Antarctique ($+5 \text{ Sv}$ entre l'été et l'hiver). La correction catabatique augmente d'ailleurs ce cycle saisonnier de 1 Sv . Malgré ces modifications du comportement de la glace de mer et de l'hydrographie en zone côtière, cette correction est sans influence sur la couverture de glace estivale. Elle est néanmoins utilisée dans les simulations DRAKKAR actuelles.

Suite à ces études, aucune amélioration notable sur la couverture de glace comme sur les eaux dense n'a été enregistrée. Nous avons donc décidé de travailler de façon plus complète sur le forçage atmosphérique de surface (vent, température, humidité, précipitations et radiations). Pour cela, un downscaling des réanalyses ERA40 réalisé sur la région de la mer de Ross et sur l'Antarctique a été développé à partir des résultats du Modèle Atmosphérique Régional (MAR) à 40 km de résolution. La comparaison de ce forçage par rapport au forçage DFS3 issu des réanalyses, couramment utilisé dans DRAKKAR (DFS3 est une combinaison des variables turbulentes de ERA40 et des flux radiatifs descendant et des précipitations issus de produits de l'observation spatiale), est d'abord effectué, sur le domaine de du secteur de la Mer de Ross (ROSS), puis sur le domaine péri-Antarctique (PERIANT).

L'étude réalisée sur le modèle de **ROSS** (une configuration régionale de la mer de ROSS, de résolution 20 km que j'ai développée pour cette thèse) a été réalisée sur une année type (1993). La comparaison des deux forçages sur l'année 1993 montre une température de surface plus froide de 2°C et des vents de surface mieux représentés et plus forts, surtout en zones côtières dans MAR. Les conséquences sur la glace de mer en été, comme en hiver est que la couverture de glace est plus réaliste. De plus, l'utilisation des variables atmosphériques issues du downscaling MAR (pour forcer le modèle) permet de mieux représenter les polynies côtières, la détermination des polynies étant faites avec un critère basé sur la production de glace (production de glace supérieure à 0.7 m/mois) et de bathymétrie ($z < 1200 \text{ m}$). En se concentrant sur la polynie de Terra Nova Bay et de Ross Ice Shelf, on a pu montrer que la partie des polynies présentes au dessus de la dépression de Ross était plus active (production de glace de 1.68 m/mois dans MAR contre 1.55 m/mois dans DFS3 pour la polynia de Terra Nova Bay). La production de High Salinity Shelf Water (HSSW) ($\sigma_2 \geq 37.18 \text{ kg.m}^{-3}$) associée à ces deux polynies est importante avec un export total hors de la dépression de l'ordre de 0.4 Sv en moyenne, avec des pics à 1 Sv en début d'année et un minimum en août à -0.2 Sv , soit un import d'eau dense dans la dépression, dans MAR, alors que cet export (et import) est nul dans DFS3. Cette étude montrant des nettes améliorations entre le forçage classique DFS3 (incluant la correction des vents catabatiques) et le nouveau forçage MAR, une étude à plus grande échelle (Antarctique) a été entreprise.

Afin de réaliser cette étude sur l'Antarctique, nous avons utilisé **le downscaling des réanalyses ERA40 produit par le modèle MAR dans sa configuration Antarctique** sur la période 1980-2000 (soit 21 ans). Ce nouveau forçage montre un déficit certain au niveau des précipitations totales. Ce déficit de précipitations est accompagné par une humidité très (trop) faible par rapport à DFS3, ainsi qu'à une température hivernale beaucoup plus basse que dans les réanalyses. En vue de tester l'effet de chacune des composantes de ce nouveau forçage atmosphérique sur la couverture de glace de mer et sur les eaux denses, plusieurs expériences, chacune isolant un élément du forçage (vent, température et humidité, radiations et précipitations), ont été réalisées.

La glace de mer montre une réponse en volume très importante en hiver comme en été au changement des données de température et d'humidité DFS3 à celles issues de MAR. En terme d'étendue, il n'y a pas d'effets significatifs en hiver. En revanche, en été, l'utilisation des températures MAR surestime l'étendue de glace par rapport aux observations SSMI (+50%), alors que les simulations réalisées avec DFS3 la sous estime (-60%). Ces résultats démontrent que parmi l'ensemble des paramètres étudiés, c'est la composante turbulente des forçages atmosphériques qui produit les effets les plus forts sur la glace de mer et sur les propriétés des masses d'eau. Tous les résultats précédents obtenus avec la configuration au $1/2^\circ$ du modèle PERIANT développée pour cette thèse sont issus de simulations réalisées avec un rappel en sel en surface afin d'éviter une dérive en salinité trop importante. Le rappel en sel n'ayant pas de sens "physique", deux simulations, une première avec le forçage DFS3 et une seconde avec le forçage MAR ont été effectuées. Cette dernière simulation montre que le rappel en sel en surface a un impact très fort sur la simulation MAR. En effet, sa suppression entraîne une convection profonde (plus de 2000 m) dans les bassins profonds comme celui de Weddell, de Enderby et Australien qui fait remonter une eau chaude provenant de CDW en surface, faisant fondre de façon irréaliste la glace en été, et l'amincissant fortement en hiver. La colocalisation avec les observations des campagnes ASPeCt des simulations forcées par MAR et DFS3 nous permet de dire que l'épaisseur de glace créée par MAR est surestimée en hiver par rapport aux données ASPeCt. Cependant, en été, l'épaisseur de glace est améliorée dans tous les secteurs représentés.

En terme de densité au fond, le forçage MAR augmente l'étendue occupée par les *Shelf Waters* (SW) sur les plateaux de Ross, de Weddell, ainsi que dans la dépression du glacier du Mertz. Les simulations réalisées avec la correction catabatique montrent au contraire une augmentation de la densité au fond par rapport aux simulations réalisées avec le vent MAR utilisé seul ($+0.05 \text{ kg.m}^{-3}$), à cause d'une représentation des vents catabatiques dans la correction plus étendue que dans le modèle MAR.

Les simulations réalisées sans rappel en sel en surface montrent une diminution de l'étendue des SW dans DFS3, voir une disparition en mer de Weddell. Cependant, dans la simulation MAR sans rappel en sel, la densité sur les plateaux, ainsi qu'au fond des bassins, est augmentée de façon très importante.

A retenir

Même si cette thèse n'a pas répondu complètement aux deux principales questions de modélisation posées par le projet DRAKKAR, elle a permis d'entrevoir des solutions. On peut retenir de ce travail plusieurs avancées plus ou moins significatives :

- le modèle de glace n'est pas le principal responsable du défaut de couverture de glace en été ;
- la paramétrisation des flux de chaleur et d'eau douce issus des *ice shelves* est réaliste ;
- la correction des vents catabatiques augmente la densité des eaux de fond, mais n'est pas suffisante pour représenter correctement les zones de formation d'eau dense telles que la dépression du glacier de Mertz ;

- l'utilisation d'un downscaling à 40 km des réanalyses globales comme forçage atmosphérique dans un modèle régional de la mer de Ross montre des améliorations significatives sur la représentation de la couverture de glace, le comportement dynamique des polynies côtières, et sur la formation d'eau dense dans la dépression du plateau de Ross ;
- l'utilisation d'un downscaling à 40 km par le modèle MAR des réanalyses globales à l'échelle de l'Antarctique au sud de 65°S pour forcer en surface un modèle péri-Antarctique montre des effets (trop) importants sur la couverture et l'épaisseur de glace de mer et sur la densité des eaux de plateau formées ;
- l'utilisation de rappel en sel en surface dans les simulations péri-Antarctique permet de garder des eaux plus denses en mer de Weddell et de Ross dans la simulation forçée par les réanalyses (DFS3) ;
- l'utilisation de rappel en sel dans la simulation péri-Antarctique forçée par MAR permet par contre de limiter la production excessive d'eau dense qui se déroule dans la simulation avec le forçage MAR sans rappel en sel au niveau des plateaux et des plaines abyssales .

Quelques outils

Cette thèse fut l'occasion de développer et/ou d'améliorer certains outils utiles pour la communauté et le(s) éventuel(s) successeur(s) :

- une boîte à outils fortran pour diagnostiquer les propriétés des polynies (cette boîte à outils pour les polynies peut être facilement convertie en boîte à outils pour le suivi des tourbillons, ou de tout autre structure ayant un critère bien défini, comme la production de glace pour les polynies ou la vorticité pour les tourbillons) ;
- l'utilisation de grille stéréographique pour interpoler les données du modèle MAR pour la version ROSS ou Antarctique a demandé le développement d'une version bilinéaire de l'outil SOSIE¹ permettant une interpolation des grilles stéréographiques ;
- le côté régional de cette thèse a permis le développement des 3 configurations régionales sur l'Antarctique (ROSS, PERIANT05, PERIANT025) ;
- la colocalisation des données d'épaisseur de glace a permis de développer une version de l'outil de *Juza et al.* (2008) adaptée aux données discrètes de surface comme l'épaisseur de glace.

Les perspectives

Dans les années qui viennent, il pourrait être intéressant de mieux représenter certains phénomènes et d'améliorer certaines corrections d  j appliquées.

- **Le trait de côte** : le trait de côte ayant une importance capitale pour la formation des polynies, et la résolution des modèles augmentant (0.125   avec la configuration PERIANT8 en développement dans l'équipe MEOM), une étude, à partir des jeux de données haute résolution, du trait de côte est indispensable afin de tirer profit au maximum de la résolution dans les régions côtières en ajoutant la multitude de caps, péninsules, glaciers flottants, permettant

¹<http://www-meom.hmg.inpg.fr/Web/Outils/SOSIE/sosie.html>

une représentation plus fine des polynies. Un autre aspect lié à cette problématique est la représentation des bancs d'icebergs échoués qui jouent aussi un rôle important dans la circulation de la glace de mer comme dans la formation des polynies (Fig. 1.14) et (*Massom et al.*, 1998, 2001).

- **Les apports d'eau douce** : jusqu'alors, les *runoffs* en Antarctique sont traités de façon identique à ceux des régions tempérées. Or, dans cette région du globe, la fonte en surface est quasi inexistante. La majorité des apports continentaux se passe au niveau des *Ice Shelves* et des Icebergs. La différence majeure entre les deux est que l'apport d'eau douce s'effectue en surface pour les *runoffs* continentaux, alors que pour les ISH, l'apport d'eau douce est réparti entre 0 et 200 m pour la fonte de la partie frontale des ISH et en dessous de la base des ISH pour la fonte basale. Une autre source d'eau douce propre à l'Antarctique est la fonte des Icebergs qui sont relâchés régulièrement au niveau des ISH. La fonte de ces icebergs relâche de l'eau douce (entre 0 et 200 m en moyenne) plus au large que la fonte des ISH, et cela jusque dans l'ACC. La représentation du flux d'eau douce produit par la partie frontale de l'ISH peut être faite par une paramétrisation du type de celle proposée par *Beckmann et Goosse* (2003) sur la partie frontale des ISH. La fonte des icebergs pourrait être dans un premier temps imposée à partir des cartes de flux de fonte modélisé par *Silva et al.* (2006), puis dans un second temps paramétrisé ou représenté explicitement en s'inspirant du modèle de *Silva et al.* (2006). En ce qui concerne la fonte à la base des ISH, la paramétrisation de *Beckmann et Goosse* (2003) est une première approche réaliste, mais l'étape suivante serait d'implémenter une représentation de la circulation sous les ISH. Cette étape, hormis les problèmes techniques qu'elle peut poser, va demander une augmentation de la résolution verticale entre 200 et 400 m dans le but de mieux représenter la couche limite à la base de ISH. En effet, en gardant la même résolution verticale, l'épaisseur du premier niveau sous l'ISH est de 40 m, ce qui est très grossier pour représenter la couche limite à la base des ISH. Ces améliorations me paraissent d'autant plus importantes que les études menées sont régionales, comme par exemple avec le modèle régional du secteur de Ross.
- **Les forçages atmosphériques** : son amélioration est nécessaire, même si la correction du *stress* des vents catabatiques et le forçage MAR améliorent sensiblement la représentation de la glace de mer en été et la production d'eau dense. Ces améliorations sont encore largement insuffisantes. Une première étape serait d'appliquer la correction du *stress* des vents catabatiques sur le vent, plutôt que sur de la tension de vent. Ainsi, la correction agirait aussi sur le flux de chaleur sensible et sur le flux de chaleur latente, ce qui aurait pour impact d'augmenter la production de glace dans les polynies et d'augmenter la production d'eau dense. En ce qui concerne le downscaling de MAR, la version utilisée durant cette thèse a montré des défauts en terme de température hivernale et d'humidité de l'air, de radiations et de précipitations. L'utilisation de la nouvelle version à 40 km et/ou 20 km devrait améliorer nettement la représentation des eaux de plateau et de la glace estivale.
- **La représentation de la glace de mer** : le modèle de glace utilisé jusqu'alors (LIM 2) présente des défauts importants comme l'utilisation de la rhéologie visco-plastique (non réaliste) à la place d'une rhéologie élasto-fragile (*Weiss et al.*, 2007), l'épaisseur de la nouvelle glace fixée (paramètre hiccrit, Sec. 4.2) et la salinité de la glace traitée de façon basique. Ces défauts peuvent avoir un impact important sur la dynamique de la glace de mer comme sur la dynamique des polynies. Une partie de ces défauts a été amélioré dans LIM 3 via la création de catégorie d'épaisseur de glace et via la prise en compte de l'âge de la glace dans la détermination de la salinité de la glace. La création de catégorie de glace peut avoir un effet important dans les zones de faible épaisseur de glace comme les polynies car la glace fine sera

représentée explicitement. La prise en compte de l'âge de la glace peut, de son côté, avoir un impact important sur le cycle saisonnier des eaux de surface et de plateau car le rejet de sel lors de la formation de glace est repartis sur une période plus longue.

La modification de la rhéologie "visco plastique" de la glace de mer dans LIM2 par une rhéologie "élasto fragile" est actuellement entreprise par L. Girard et J. Weiss au LGGE en collaboration avec l'équipe MEOM pour la validation numérique de ces modifications.

- **A plus long terme** : il me paraît utile de regarder la réponse des polynies à la fréquence du forçage (turbulent comme radiatif). Il serait aussi très intéressant de reprendre l'outil de couplage océan/atmosphère/glace de mer développé par *Jourdain* (2007) et de l'adapter à l'Antarctique en entier. Cependant, deux problèmes importants sont à résoudre : la parallélisation du code MAR, ainsi que la compatibilité de la grille MAR avec celle de NEMO. L'effet des marées devrait aussi être regardé dans la région Antarctique. En effet, les marées jouent un rôle important dans le mélange vertical et donc le transfert de chaleur, la consommation et la formation de masse d'eau. *Bessières et al.* (2007) montre que les marées augmentent de façon réaliste la circulation d'*overturning* des eaux antarctiques de fond, ainsi que le transport au passage de Drake. Les marées sont aussi un facteur important pour les mouvements et la déformation de la glace de mer (*Wadhams*, 2000; *Robertson et al.*, 2003). Elles affectent donc le climat et la circulation thermohaline globale.

Annexes

Annexe A

Acronymes

AABW	AntArctic Bottom Water
AASW	AntArctic Surface Water
ACC	Antarctic Circumpolar Current
ACoC	Antarctic Coastal Current
ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
ALBW	Adélie Land Bottom Water
ASPeCt	Antarctic Sea ice Processes and Climate
AWI	Alfred Wegner Institute
CDW	Circumpolar Deep Water
CTD	Conductivity Temperature Depth
DFS3	DRAKKAR Forcing Set 3
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
FWF	Fresh Water Flux
GPS	Global Positioning System
HSSW	Hight Salinity Shelf Water
ISH	Ice SHelf
ISP	Ice Shelf Parametrisation
ISW	Ice Shelf Water
KW	Katabatic Winds
LCDW	Lower Circumpolar Deep Water
MAR	Modèle Atmosphérique Régional
MCDW	Modified Circumpolar Deep Water
MGP	Mertz Glacier Polynya
NADW	North Atlantic Deep Water
SW	Shelf Water
UCDW	Upper Circumpolar Deep Water
TNBP	Terra Nova Bay Polynya
RISP	Ross Ice Shelf Polynya
RSBW	Ross Sea Bottom Water
PF	Polar Front
SAF	Sub Antarctic Front

SIPEX	Sea Ice Physics Ecosystem eXperiment
STF	Sub Tropical Front
SSMI	Special Sensor Microwave Imager
WOCE	World Ocean Experiment
WSBW	Weddell Sea Bottom Water
WW	Winter Water

Bibliographie

- Adolphs, U., et G. Wendler, A pilot study on the interactions between katabatic winds and polynyas at the adelic coast, eastern antarctica, *Antarctic Science*, 7, 307–314, 1995. 28, 83
- Arakawa, A., et V. Lamb, Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model, *MCP*, 17, 173–265, 1997. 35
- Arrigo, K. R., et G. L. van Dijken, Phytoplankton dynamics within 37 antarctic coastal polynya systems, *J. Geophys. Res.*, p. 3271, 2003. 26, 27, 186
- Assmann, K., H. Hellmer, et A. Beckmann, Seasonal variation in circulation and water mass distribution on the ross sea continental shelf, *Antarctic Science*, 15, 3–11, 2003. 73
- Baines, P., et S. Condie, Observations and modelling of antarctic downslope flow : a review, *Antarctic Research Series*, 75, 29–49, 1998. 90, 150
- Barnier, B., G. Madec, T. Penduff, J. M. Molines, A. M. Treguier, J. L. Sommer, A. Beckmann, A. Biastoch, C. Böning, J. Dengg, C. Derval, E. Durand, S. Gulev, E. Remy, C. Talandier, S. Theetten, M. Maltrud, J. McClean, et B. D. Cuevas, Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy permitting resolution, *Ocean Dynamics*, 56, 543–567, 2006. 35, 39, 41, 88, 116
- Baumgartner, A., et E. Reichel, *The World Water Balance*, Elsevier, 1975. 47
- Beckmann, A., et R. Döscher, A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models, *Journal of Physical Oceanography*, 27, 581–591, 1997. 35, 116
- Beckmann, A., et H. Goosse, A parametrization of ice shelf-ocean interaction for climate models, *Ocean Modelling*, 5, 157–170, 2003. 29, 30, 36, 70, 72, 77, 78, 80, 167, 171, 186
- Beckmann, A., R. Timmermann, A. Pereira, et C. Mohn, The effect of flow at maud rise on the sea-ice cover-numerical experiments, *Ocean Dynamics*, 52, 11–25, 2001. 42
- Beranger, K., B. Barnier, S. Gulev, et M. Crepon, Comparing 20 years of precipitation estimates from different sources over the world ocean, *Ocean dynamics*, 56, 104–138, 2006. 144, 192
- Bessières, L., M. Gurvan, L. Florent, et C. L. Provost, Improved tidally driven mixing in a numerical model of the ocean general circulation, *Ocean Modelling*, *submitted*, 2007. 172
- Biastoch, A., C. Böning, J. Getzlaff, J.-M. Molines, et G. Madec, Causes of interannual - decadal variability in the meridional overturning circulation of the mid-latitude north atlantic ocean., *Journal of Climate*, *in press*, 2008a. 88
- Biastoch, A., J. Lutjeharms, C. Böning, et M. Scheinert, Meso-scale perturbations control inter-ocean exchange south of africa, *Nature Geoscience*, *under review*, 2008b. 88

- Bindoff, N., M. Rosenberg, et M. Warner, On the circulation and water masses over the antarctic continental slope and rise between 80 and 150°e, *Deep sea research* 2, 47, 2299–2326, 2000. 14, 89, 92
- Blanke, B., et P. Delecluse, Variability of the tropical atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics, *Journal of Physical Oceanography*, 23, 1363–1388, 1993. 35
- Bourdalé-Badie, R., et A. Treguier, A climatology of runoff for the global ocean-ice model orca025, *Mercator-Ocean Technical note*, 2006. 47
- Brodeau, L., Contribution à l'amélioration de la fonction de forçage des modèles de circulation générale océanique, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 2007. 46, 47, 51, 52
- Brodeau, L., B. Barnier, T. Penduff, A.-M. Treguier, et S. Gulev, An era40 based atmospheric forcing for global ocean circulation models, *Ocean Modelling*, Submitted, 2008. 40, 47, 88, 114
- Broeke, M. R. V. D., V. D. Wal, et M. Wild, Representation of antarctic katabatic winds in a high-resolution gcm and note on their climate sensitivity, *Journal of Climate*, 10, 3111–3130, 1997. 48, 52, 82, 84, 85, 114, 136, 137, 138, 139, 191, 196
- Bromwich, D., Satellite analysis of antarctic katabatic wind behaviour, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 70, 738–749, 1989. 114
- Bromwich, D., et D. Kurtz, Katabatic wind forcing of the terra nova bay polynya, *Journal of geophysical research*, 89, 3561–3572, 1984. 83
- Brun, E., P. David, M. Suddul, et G. Brunot, A numerical model to simulate snow cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *Journal of glaciology*, 38, 13–22, 1992. 48, 115
- Budillon, G., M. Pacciaroni, S. Cozzi, P. Rivaro, G. Catalano, C. Ianni, et C. Cantoni, An optimum multiparameter mixing analysis of the shelf waters in the ross sea, *Antarctic Science*, 15, 105–118, 2003. 10, 13, 73, 120, 121
- Cailleau, S., Validation de méthodes de contrainte aux frontières d'un modèle océanique : application à un modèle hauturier de l'atlantique nord et à un modèle régional du golfe de gascogne., Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 2004. 36
- Cailleau, S., V. Fedorenko, B. Barnier, E. Blayo, et L. Debreu, Comparison of different numerical methods used to handle the open boundary of a regional ocean circulation model of the Bay of Biscay, *Ocean Model.*, 25, 1–16, 2008. 36
- Carmack, E., Water characteristics of the southern ocean south of the polar front, *Voyage of Discovery*, pp. 15–37, 1977. 4, 13, 150
- Cavalieri, D., et S. Martin, A passive microwave study of polynyas along the antarctic wilkes land coast, *Antarctic Research Series : Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*, 43, 227–252, 1985. 26
- Cavalieri, D., C. Parkinson, P. Gloersen, et H. Zwally, Arctic and antarctic sea ice concentrations from multichannel passive-microwave satellite data sets : October 1978 to december 1996, *Tech. rep.*, User's Guide. NASA Technical Memorandum 104647, 1997. 88

- Comiso, J., et A. Gordon, Cosmonaut polynya in the southern ocean : Structure and variability, *Journal of Geophysical Research*, *101*, 18.297–18.313, 1996. 25
- Cunningham, S., S. Alderson, B. King, et M. Brandon, Transport and variability of the antarctic circumpolar current in drake passage, *Journal of Geophysical Research*, *108*, 2003. 13, 88, 151, 158
- Davis, A., et R. McNider, The development of antarctic katabatic winds and implications for the coastal ocean, *Journal of atmospheric sciences*, *54*, 1248–1261, 1997. 29, 86, 138
- Deacon, G., The hydrology of the southern ocean, *Discovery Rep.*, *15*, 3–122, 1937. 12
- Deacon, G., *The Antarctic circumpolar ocean*, 1984. 29
- Doronin, Y., et D. Kheisin, *Sea Ice*, Amerind, 1977. 38
- DRAKKAR-Group, eddy-permitting ocean circulation hindcasts of past decades, *CLIVAR Exchanges*, *12*, 8–10, 2007. 3, 39, 58, 87, 114, 116, 117
- Drewry, D., *Antarctica : Glaciological and geophysical folio.*, University of Cambridge, 1983. 10, 29
- Duynkerke, P., Application of the e-e turbulence closure model to neutral and stable atmospheric boundary layer., *Journal of Atmospheric Sciences*, *45*, 865–880, 1988. 85
- Fahrbach, E., E. Augstein, et D. Olbers, Impact of shelf and sea ice on water mass modifications and large-scale oceanic circulation in the weddell sea, *Antarctic Science : Global Concerns*, pp. 167–187, 1994. 24
- Fetterer, F., et K. Knowles, Sea ice index monitors polar ice extent., *Eos Trans. AGU*, *16*, 2004. 88
- Fichefet, T., et M. M. Maqueda, Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics, *J. Geophys. Res.*, *102*, 12.609–12.646, 1997. 36, 87, 116
- Gallée, H., Air-sea interactions over terra nova bay during winter : Simulation with a coupled atmosphere-polynya model, *J. Geophys. Res.*, *102*, D12, 13,835–13,849, 1997. 29
- Gallée, H., et G. Schayes, Development of a three-dimensional meso- γ primitive equation model : Katabatic winds simulation in the area of terra nova bay, antarctica, *Monthly Weather Review*, *122*, 671–685, 1994. 48, 84, 85, 114, 115, 122
- Gallée, H., G. Guyomarc'h, et E. Brun, Impact of snow drift on the antarctic ice sheet surface mass balance : Possible sensitivity to snow-surface properties, *Boundary-Layer Meteorology*, *99*, 1–19, 2001. 48, 49, 115
- Gallée, H., Simulation of the mesocyclonic activity in the ross sea, antarctica., *Monthly Weather Review*, *123*, 2050–2069, 1995. 115
- Gallée, H., et I. Gorodetskaya, Validation of a limited area model over dome c, antarctic plateau, during winter, *Climate Dynamics*, *In press*, 2008. 142
- Gallée, H., et G. Schayes, Dynamical aspects of katabatic winds evolution in the antarctic coastal zone., *Boundary-Layer Meteorology*, *59*, 141–161, 1992. 85

- Gallée, H., V. Peyraud, et I. Goodwin, Simulation of the net snow accumulation along the Wilkes land transect, Antarctica, with a regional climate model., *Annals of glaciology*, 41, 1–5, 2005. 48, 115
- Gill, A., Circulation and bottom water production in Weddell Sea, *Deep Sea research*, 20, 111–140, 1973. 14, 90
- Gill, E., Atmosphere-ocean dynamics, *International Geophysics Series*, 30, 1982. 14, 29
- Gloersen, P., W. Campbell, D. Cavalieri, J. Comiso, C. Parkinson, et H. Zwally, *Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978–1987 : Satellite passive-microwave observations and analysis*, NASA, 1992. 21, 22
- Goosse, H., J. Campin, E. Deleersnijder, T. Fichefet, P. Mathieu, M. M. Maqueda, et B. Tartville, Description of the CLIO model version 3.0., *Tech. rep.*, Institut d’Astronomie et de Géophysique G. Lemaître, Louvain-la-Neuve, <http://www.astr.ucl.ac.be/tools/clio.html>, 2000. 39
- Hellmer, H., On the problem of parametrizing ice shelf - ocean interaction in global climate models, *FRISP Report*, 16, 2005. 75
- Hellmer, H. H., Impact of Antarctic ice shelf basal melting on sea ice and deep ocean properties, *Geophys. Res. Lett.*, 31, 2004. 30, 70, 72, 73, 74, 77, 80, 150, 195
- Hervieux, G., Etude numérique des interactions courant-topographie : application au gyre sub-polaire, aux seuils de Gibraltar et des mers nordiques., Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 2007. 35, 40, 42, 53, 116
- Hibler, W., A dynamic thermodynamic sea ice model, *Journal of Physical Oceanography*, 31, 1979. 39, 116
- Holland, D., et A. Jenkins, Thermodynamic ice-ocean interactions at the base of an ice shelf, *Journal of Physical Oceanography*, 29, 1787–1800, 1999. 70
- Huffman, G., R. Adler, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, R. Joyce, A. M. Nab, B. Rudolph, U. Schneider, et P. Xie, The global precipitation climatology project (gpcp) combined precipitation dataset, *Bulletin of American Meteorological Society*, 78, 5–20, 1997. 47
- IOC, Centenary edition of the GEBCO digital atlas, published on CD-ROM on behalf of the inter-governmental oceanographic, *Tech. rep.*, Commission and International Hydrographic Organisation as part of the General Bathymetric Chart of the Ocean, British Oceanographic Data Centre, Liverpool, U.K., 2003. 40
- Iudicone, D., G. Madec, B. Blanke, et S. Speich, The role of southern ocean surface forcings and mixing in the global conveyor, *Journal of Physical Oceanography*, 38, 1377–1400, 2008a. 52
- Iudicone, D., G. Madec, B. Blanke, et S. Speich, The global conveyor belt from a southern ocean perspective, *Journal of Physical Oceanography*, 38, 1401–1425, 2008b. 52
- Jackett, D., et T. MacDougall, Minimal adjustment of hydrostatic data to achieve static stability, *Journal of Atmospheric Oceanic Technology*, 12, 381–389, 1995. 34
- Jacobs, S., H. Hellmer, C. Doake, A. Jenkins, et R. Frolich, Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica, *Journal of Glaciology*, 38, 375–387, 1992. 47

- Jacobs, S. S., et J. C. Comiso, Sea ice oceanic processes on the ross sea continental shelf, *J. Geophys. Res.*, *94*, C12, 18,195–18,211, 1989. 73
- Jacobs, S. S., et H. H. Hellmer, Antarctic ice sheet melting in the southeast pacific, *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 957–960, 1996. 29, 70, 72, 73, 74, 80, 195
- Johnson, M., et A. Smith, Seabed topography under the southern and western ronne ice shelf, *Antarctic Science*, *9*, 201–208, 1997. 29
- Jourdain, N., Simulations climatiques couplées atmosphère océan glace de mer en antarctique., Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 2007. 41, 49, 52, 112, 115, 116, 140, 172
- Jourdain, N., et H. Gallée, Influence of the représentation of glacier valleys across the transantarctic mountains in an atmospheric regional model, *in preparation*. 115
- Juza, M., T. Penduff., et B. Barnier, Regional accuracy of global argo-based monthly mixed layer property estimates : depth, temperature and salinity, in *EGU General Assembly*, 2008. 65, 146, 170
- Kim, S.-J., et A. Stossel, On the representation of the southern ocean water masses in an ocean climate model., *Journal of Geophysical Research*, *103*, 24,891–24,906., 1998. 86
- Kurtz, D., et D. Bromwich, A recurring, atmospherically forced polynya in terra nova bay, *Antarctic Research Series*, *43*, 177–201, 1985. 120
- Lachkar, Z., Rôle des tourbillons de méso-échelle océaniques dans les flux air-mer de co2 anthropique à l'échelle globale, Ph.D. thesis, Université Paris VI, 2007. 88
- Large, W., et S. Yeager, Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea ice models, *Tech. rep.*, NCAR technical note, 2004. 46, 47, 88, 114
- LeSommer, J., T. Penduff, S. Theetten, G. Madec, et B. Barnier, How momentum advection schemes influence current-topography interactions at eddy permitting resolution, *Ocean Modelling*, *in press*, *17*, 2008. 35, 116
- Levitus, S., T. Boyer, M. Conkright, T. O'Brien, J. Antonov, C. Stephens, L. Stathoplos, D. Johnson, et R. Gelfeld, World ocean database 1998, *NOAA Atlas NESDID 18*, US Government Printing Office, Whashington, DC, 1998. 40, 150
- Liu, H., K. Jezek, B. Li, et Z. Zhao, Radarsdat antarctic mapping project digital elevation model, *Tech. rep.*, NSIDC, Boulder, 2001. 48
- Lythe, M., et D. Vaughan, Bedmap : a new ice thickness and subglacial topographic model of antarctica., *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, *106*, 11,335–11,351, 2001. 40
- Madec, G., Nemo, the ocean engine., *Tech. rep.*, IPSL Université P. et M. Curie, B102 T15-E5, 4 place Jussieu, Paris cedex 5, 2008. 34, 35, 84, 87, 114, 116
- Maqueda, M. M., A. Willmott, et N. Biggs, Polynya dynamics : A review of observations and modeling, *Review of Geophysics*, *42*, 2004. 83, 113, 119
- Marsland, S. J., et J. Wolff, On the sensitivity of southern ocean sea ice to the surface freshwater flux : A model study, *JGR*, *106*, 2001. 25, 42, 53, 67
- Marsland, S. J., N. L. Bindoff, G. D. Williams, et W. F. Budd, Modeling water mass formation in the mertz glacier polynya and adelie depression, east antarctica, *JGR*, *109*, 2004. 90

- Martinson, D., P. Killworth, et A. Gordon, A convective model for the weddell polynya, *Journal of Physical Oceanography*, 11, 466–488, 1981. 25, 61
- Massom, R. A., P. Harris, K. Michael, et M. Potter, The distribution and formative processes of latent-heat polynyas in east antarctica, *Annals of Glaciology*, 27, 420–426, 1998. 4, 25, 26, 28, 83, 89, 113, 171, 186
- Massom, R. A., K. Lythe, A. Worby, M. Paget, et I. Allison, Effects of regional fast ice and iceberg distributions on the behaviour of the mertz glacier polynya, eas antarctica, *Annals of Glaciology*, 33, 2001. 26, 171
- Mathiot, P., B. Barnier, H. Gallée, J. Molines, et T. Penduff, Correction of katabatic winds in era40 and its effect on polynya and shelf water in antarctica., *Geophysical Research Abstracts*, 9, 2007. 114, 115, 121
- Morcrette, J., Assesment of ecmwf model cloudiness and surface radiation fields at the arm sgp site., *Monthly Weather Review*, 130, 257–277, 2002. 115
- NSIDC, Nsidc news, 2008. 74
- Orsi, A., G. Johnson, et J. Bullister, Circulation, mixing, and production of antarctic bottom water, *Progress in Oceanography*, 43, 55–109, 1999. 4, 13, 121, 132, 150, 190
- Orsi, A., W. Smethie, et J. Bullister, On the total input of antarctic waters to the deep ocean : a preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurments, *J. Geophys. Res.*, 107, 2002. 13
- Parich, T. R., Surface winds over the antarctic continent : A review, *Review of Geophysics*, 26, 169–180, 1988. 27, 28, 83, 186
- Penduff, T., J. LeSommer, B. Barnier, A.-M. Treguier, J. Molines, et G. Madec, Influence of numerical schemes on current-topography interactions in $1/4^\circ$ global ocean simulations, *Ocean Modelling*, 3, 451–535, 2007. 35, 116
- Petrelli, P., N. Bindoff, et A. Bergamasco, The sea ice dynamics of terra nova bay and ross ice shelf polynyas during a spring and winter simulation., *Journal of Geophysical Research*, *In Press*, 2008. 48, 52, 82, 84, 95, 114, 188
- Rintoul, S., On the origin and influence of adelic land bottom water, *Antarctic Research Series*, 75, 1998. 4, 13, 15, 150, 185
- Rintoul, S., Rapid freshning of antarctic bottom water formed in the indian and pacific oceans, *Geophys. Res. Lett.*, 34, 2007. 14
- Robertson, R., A. Beckmann, et H. Hellmer, M_2 tidal dynamics in the ross sea., *Antarctic Science*, 15, 41–46, 2003. 172
- Roeske, F., A global heat and freshwater forcing dataset for ocean models, *Ocean Modelling*, 11, 235–297, 2006. 86
- Schwerdtfeger, W., Effect of antarctic peninsula on the temperature regime of the weddell sea, *Monthly Weather Review*, 103, 45–51, 1975. 29, 139, 140
- Silva, T. A. M., G. Bigg, et K. W. Nicholls, Contribution of giant icebergs to the southern ocean freshwater flux, *Geophys. Res. Lett.*, 11, 2006. 30, 53, 70, 171, 195
- Simmons, A. J., et J. K. Gibson, The era 40 project plan, *Tech. rep.*, ERA 40 project report series, 2000. 47

- Smedsurd, L., A. Jenkins, D. Holland, et O. Nost, Modeling ocean processes below fimbulisen, antarctica, *Journal of Geophysical Research*, 111, 2006. 73, 74, 195
- Smith, W., et D. Sandwell, Global sea-floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings., *Science*, 277, 1956–1962, 1997. 40
- Steele, M., Sea ice melting and floe geometry in a simple ice-ocean model, *J. Geophys. Res.*, 97, 17,729–17,738, 1992. 39
- Stewart, R., *Introduction physical oceanography*, Texas A&M University, 2005. 13
- Stull, R., *An introduction to Boundary Layer Meteorologie*, Kluwer Academic Publisher, 1988. 46
- Tamura, T., I. Ohshima, et S. Nihashi, Mapping of sea ice production for antarctic coastal polynyas, *Geophys. Res. Lett.*, 35, 2008. 13, 23, 26, 119, 120
- Timmermann, R., P. Lemke, et C. Kottmeier, Formation and maintenance of a polynya in weddell sea, *Journal of Physical Oceanography*, 29, 1999. 25
- Timmermann, R., A. Worby, H. Goosse, et T. Fichefet, Utilizing the aspect sea ice thickness data set to evaluate a global coupled sea ice-ocean model, *J. Geophys. Res.*, 109, C7, 2004. 88, 89
- Timmermann, R., H. Goosse, G. Madec, T. Fichefet, C. Etche, et V. Dulière, On the representation of high latitude processes in the orca-lim global sea ice-ocean model, *Ocean Modelling*, 8, 175–201, 2005. 39, 117
- Treguier, A., B. Barnier, A. de Miranda, J.-M. Molines, N. Grima, M. Imbard, G. Madec, C. Messenger, et S. Michel, An eddy permitting model of the atlantic circulation : evaluating open boundary conditions., *Journal of Geophysical Research*, 106, 22,115–11,129, 2001. 116
- Turner, J., et S. Pendlebury, *The International Antarctic Weather Forecasting Handbook*, 2004. 141
- Uppala, S., et coauthors, The era-40 re-analysis., *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, 131, 2962–3012, 2005. 84
- Vancoppenolle, M., Modelling the mass balance and salinity of arctic and antarctic sea ice,, Ph.D. thesis, Université Catholique de Louvain, 2007. 120
- Wadhams, P., *Ice in the Ocean*, Gordon and Breach Science Publishers, 2000. 20, 42, 172
- Wang, C., et A. Beckmann, Investigation of the impact of antarctic ice shelf melting in a global ice-ocean model (orca2-lim), *Annals of Glaciology*, 46, 78–82, 2007. 36, 70, 75, 77, 78
- Weiss, J., E. Schulson, et H. Stern, Sea ice rheology from in-situ, satellite and laboratory observations : Fracture and friction, *Earth Planete Science Letter*, 255, 2007. 42, 171
- Whitworth, T., A. Orsi, S. Kim, W. Nowlin, et R. Locarnini, Water masses and mixing near the antarctic slope front., *Antarctic Research Series : Ocean, Ice, and Atmosphere : interactions at the continental margin*, 75, 1–27, 1998. 12
- Willebrand, J., B. Barnier, C. Böning, C. Dieterich, P. Killworth, C. Provost, Y. Jia, J. Molines, et A. New, Circulation characteristics in three eddy permitting models of the north atlantic, *Progress in Oceanography*, 48, 123–161, 2001. 35

- Williams, G., N. Bindoff, S. Marsland, et S. Rintoul, Formation and export of dense shelf water from the adélie depression, east antarctica, *J. Geophys. Res.*, *in press*, 2008. 14, 122, 185
- Worby, A., et I. Allison, Ocean-atmosphere energy exchange over thin variable concentration, *Antarctic Science*, *15*, 184–190, 1991. 24
- Worby, A., C. Geiger, M. Paget, M. V. Woert, S. Ackley, et T. DeLiberty, The thickness distribution of antarctic sea ice, *J. Geophys. Res.*, *113*, 2008. 20, 21, 23, 65, 66, 88, 146, 186, 187
- World-Meteorological-Organization, *Sea ice nomenclature : Terminology, Codes and Illustrated Glossary*, WMO/OMN/BMO 259, TP 145, Geneva, 1970. 24
- Xie, P., et P. Arkin, Global precipitation : A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimate, and numerical model outputs, *Bulletin of American Meteorologie Society*, *78*, 2539–2558, 1997. 47
- Zhang, Y., W. Rossow, A. Lacis, V. Oinas, et M. Mishchenko, Calculation of radiative fluxes from surface to top of atmosphere based on isccp and other data sets, *J. Geophys. Res.*, *109*, 2004. 47

Table des figures

1	Schéma de la circulation thermohaline (source GIEC 2001).	3
2	Représentation estivale (février) de la glace de mer. Comparaison entre les données satellitaires SSMI et les données issues de la simulation numérique du projet DRAKKAR (ORCA05-G70) sur la période 1985-1989. Le contour gris représente la ligne de concentration de glace 15% dans les observations. Le contour noir représente la ligne 15% de concentration de glace dans ORCA05-G70. La couleur représente la concentration de glace dans la simulation.	6
3	Représentation de la densité au fond dans la simulation ORCA05-G70. Les contours noirs représentent la limite en densité des eaux de fond Antarctique ($\sigma_2 = 37.16 \text{ kg.m}^{-3}$). Les contours gris représentent la profondeur 1000 m (zone de plateau continental) et 5000 m (zone de plaine abyssale).	6
1.1	Carte de l'Antarctique, basée sur la carte de l'Australian Antarctic Division ¹ , représentant la localisation des principaux lieux cités dans ce mémoire.	11
1.2	Schéma de la circulation méridienne pour le cas de la dépression Adélie. Ce schéma peut être généralisé à toutes les zones connues de formation d'AABW (<i>Williams et al.</i> , 2008).	14
1.3	Schéma de la circulation zonale dans la région Antarctique basé sur les travaux de <i>Rintoul</i> (1998).	15
1.4	CTD (gauche) et son armature (droite) utilisées lors de la campagne SIPEX.	16
1.5	ADCP (gauche) et son armature (droite) utilisés lors de la campagne SIPEX.	17
1.6	ARGO float (gauche) et rosette (droite) utilisés lors de la campagne SIPEX.	18
1.7	<i>Grease ice</i> à deux échelles différentes.	19
1.8	<i>Pancake</i> au premier stade de formation (gauche), <i>pancake</i> englobant déjà plusieurs <i>pancake</i> de taille inférieure (centre), <i>pancake</i> large de plusieurs dizaines de mètres de longueur et de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur (droite).	19
1.9	A gauche, profil d'épaisseur de glace en été en 1996 et 1995 dans la mer de Laptev (Arctique) (source A.W.I.), et à droite, une crête de compression observée en Antarctique de l'Est.	20
1.10	Cycle moyen de l'étendue de glace en Antarctique (fraction de glace supérieure 15%) entre 1978 et 2004 (données SSMI).	21
1.11	Climatologie de couverture de glace sur la période 1978-2004 (données SSMI) avec à gauche, l'étendue maximale (septembre) et à droite, l'étendue minimale (février). Le contour en gris clair représente l'étendue de la glace (ligne de concentration de glace 15%). Les couleurs représentent la concentration de glace.	22

1.12	Carte de moyenne annuelle d'épaisseur de glace en mètres (incluant les ridges) sur une grille de 2.5° en latitude et longitude construite d'après les données ASPeCt (<i>Worby et al.</i> , 2008). Les données ne sont pas moyennées par la fraction de glace.	23
1.13	Bouée ancrée dans la glace lors de la campagne SIPEX.	24
1.14	Petite polynie qui s'est ouverte derrière une zone de haut fond où se sont échoués des icebergs. La formation de glace est matérialisée par les traînées blanches de <i>grease ice</i> et les forts échanges océan/atmosphère matérialisés par la brume de surface.	25
1.15	Polynies (moins de 50% de glace) repérées d'après les données SSMI. La couleur indique le pourcentage de jours pendant lesquels la polynie est ouverte entre le 1/06 et 31/10 sur le période 1997-2001 (<i>Arrigo et van Dijken</i> , 2003). Les numéros correspondent aux différentes polynies observées : 1 Ross Sea ; 2 Sulzberger Bay ; 3 Hull Bay ; 4 Wrigley Gulf ; 5 Amundsen Sea ; 6 Pine Island Bay ; 7 Eltanin Bay ; 8 Latady Island ; 9 Marguerite Bay ; 10 Larsen Ice Shelf ; 11 Ronne Ice Shelf ; 12 Halley Bay ; 13 Lyddan Island ; 14 Maudheim ; 15 Jelbart Ice Shelf ; 16 W. Lazarev Sea ; 17 E. Lazarev Sea ; 18 Breid Bay ; 19 Lutzoh-Holm Bay ; 20 Amundsen Bay ; 21 Cape Borle ; 22 Utstikkar Bay ; 23 Cape Darnley ; 24 Mackenzie Bay ; 25 Prydz Bay ; 26 West Ice Shelf ; 27 Davis Sea ; 28 Shackleton Ice Shelf ; 29 Vincennes Bay ; 30 Cape Poinsett ; 31 Henry Bay ; 32 Paulding Bay ; 33 Porpoise Bay ; 34 Davis Bay ; 35 Dumont d'Urville ; 36 Mertz Polynya ; 37 Ninnis Glacier.	27
1.16	Lignes de courant des vents de surface en Antarctique (<i>Parich</i> , 1988) avec pour la partie Est de l'Antarctique, les polynies côtières récurrentes observées par <i>Massom et al.</i> (1998).	28
1.17	Schéma de la circulation sous les <i>ice shelves</i> (<i>Beckmann et Goose</i> , 2003).	30
2.1	Illustration du domaine d'application des différentes configurations utilisées au cours de cette thèse. La totalité de la carte correspond à la partie sud du domaine ORCA (configuration globale). Le cercle noir limité à 30°S correspond à la configuration PERIANT. Le rectangle en rouge correspond au domaine du modèle atmosphérique MAR utilisé pour produire les forçages atmosphériques autour de l'Antarctique. Le rectangle vert correspond au domaine de la configuration ROSS. La zone colorée montre l'étendue de glace de mer en septembre dans la configuration ORCA05.	40
3.1	Schéma de construction du champ de forçage atmosphérique MAR pour les variables turbulentes. La zone au Nord de la latitude 62.4°S correspond à la zone exclusivement composée de DFS3, la zone de jonction est située entre la latitude 62.4°S et 67.0°S et la zone avec exclusivement les caractéristiques du forçage MAR correspond aux latitudes au delà de 67.0°S . En gris clair, le trait de côte dans PERIANT et en gris foncé, la limite nord du forçage MAR.	50
4.1	Concentration de glace moyenne en septembre 1958 (gauche) et en février 1958 (droite) dans l'hémisphère sud, après 10 répétitions de l'année 1958 dans la simulation ORCA025-G50. Les contours en noirs et en gris représentent la ligne 15%, respectivement dans le modèle (ORCA025-G50) et dans les observations (SSMI). Les coefficients de glace utilisés ici sont $\text{angvg}=-15^\circ$, $\text{hicrit}=60$ cm et $\text{P}^*=15000$ $N.m^{-2}$	58
4.2	Différence de concentration de glace entre ANG00 et ANG10. Les isolignes de concentration de glace représentent la ligne 15% dans chaque simulation ainsi que dans SSMI.	60
4.3	Différence d'épaisseur de glace entre ANG00 et ANG10, ainsi que la limite des 60 cm dans chaque simulation.	60

4.4	Différence de concentration de glace entre HCRI30 et HCRI90. Les isolignes de concentration de glace représentent la ligne 15% dans chaque simulation ainsi que dans SSMI.	62
4.5	Différence d'épaisseur de glace entre HCRI30 et HCRI90, ainsi que la limite des 60 cm dans chaque simulation.	62
4.6	Différence de concentration de glace entre P150 et P100. Les isolignes de concentration de glace représentent la ligne 15% dans chaque simulation ainsi que dans SSMI.	64
4.7	Différence d'épaisseur de glace entre P150 et P100, ainsi que la limite des 60 cm dans chaque simulation.	64
4.8	Climatologie de fraction de glace pour ORCA05-G70 sur la période 1979-2003 avec les isolignes 15% dans SSMI, ORCA025, ORCA05 et ORCA2.	65
4.9	Scatter plot annuel des données d'épaisseur de glace ASPeCt (<i>Worby et al.</i> , 2008) avec les données colocalisées des simulations ORCA025 G70, ORCA05 G70 et ORCA2 G70 sur la période 1981 2004 par secteur. Les secteurs utilisés sont ceux représentés dans la Fig. 4.8.	66
5.1	Localisation des <i>ice shelves</i> inclus dans le modèle, ainsi que le flux d'eau douce moyen simulé entre 1990 et 2000 en mSv par bin de 0.5°. Les numéros correspondent aux différents <i>ice shelves</i> : 1 Ross ; 2 Getz ; 3 Pine ; 4 Abbot ; 5 George VI ; 6 Wilkins ; 7 Larsen ; 8 Ronne ; 9 Riiser ; 10 Fimbul ; 11 Amery ; 12 West ; 13 Shakelton ; 14 Voyeykov ; 15 Dibble ; 16 Mertz. La couleur correspond au flux d'eau douce.	71
5.2	comparaison du flux de chaleur océan-ice shelf (Q_{oi}^{net}) et du flux d'eau douce total ($\frac{\partial m^{net}}{\partial t}$) (modélisés ou mesurés) créés par les <i>ice shelves</i> autour de l'Antarctique.	72
5.3	Cycle saisonnier du flux d'eau douce et de chaleur total. En gris, le flux de chaleur, en noir, le flux d'eau douce. Les carrés correspondent à la valeur moyenne.	74
5.4	A gauche : cycle annuel du flux d'eau douce et de chaleur total. En gris, le flux de chaleur, en noir, le flux d'eau douce. A droite : cycle annuel de la température le long de l'ISH. En gris, la température ISH et en noir, la température DFS3.	75
5.5	Différence (ISH-DFS3) de salinité en moyenne zonale (30°W ->100°W) annuelle. Les valeurs négatives (positives) indiquent un adoucissement (salinisation) des eaux due à la paramétrisation des ISH.	76
5.6	Différence (ISH-DFS3) de température (°C) en moyenne zonale (30°W ->100°W) annuelle. Les valeurs négatives (positives) indiquent un refroidissement (réchauffement) des eaux due à la paramétrisation des ISH.	76
5.7	Différence de couche de mélange en mètres entre ISH et DFS3 entre juillet et septembre. En gris, les contours de la bathymétries de 1000 à 5000 m par intervalles de 1000 m.	78
5.8	Différence (ISH-DFS3) annuelle de salinité (à gauche) et de température en °C (à droite) à 1000 m.	78
5.9	Différence d'épaisseur de glace ainsi que d'étendue pour le mois de février et de septembre entre ISP et la simulation de contrôle (DFS3). En noir la ligne 15% de SSMI pour la période 1990-2000 et en rose et vert la ligne 15% dans les simulations. En magenta, l'étendue de glace dans la simulation ISP et en vert, l'étendue de glace dans DFS3 . Les contours gris représentent les lignes de différence 5 cm, 10 cm et 15 cm.	79

- 6.1 Wind stress amplitude at Terra Nova Bay estimated with the observations of the Automatic Weather Station (thin line), by the MAR model (dashed line) and by ERA40 reanalysis (bold line). Figure extract from *Petrelli et al. (2008)*. 95
- 6.2 Differences in the mean (1980-1989) wind stress between MAR and ERA40. Left plot : Meridional component. Northward stress being positive, and red (blue) colours indicate that the northward component of the stress is stronger (weaker) in MAR. Right plot : Zonal component. Westward stress being negative, and blue (red) colours indicate that the westward component of the stress is stronger (weaker) in MAR. The numbers along the coast indicate areas where katabatic winds (i.e. meridional wind stress component) is stronger in MAR. They correspond to the following locations : (1) Mirny, (2) Casey, (3) Dumont dUrville, (4) Victoria Land (North), (5) Ross Ice Shelf, (6) Bellingshausen Sea, (7) Peninsula (south), (8) Novolazarevskaya, (9) Mawson (contours by 0.05 N.m^{-2}). 96
- 6.3 Mean (1980-1989) seasonal variations of the meridional wind stress component (τ_y) at the first ocean point along the coast of Antarctica. The abscissa shows an unrolling (clockwise direction) of the coastline of Antarctica, starting at 78°E . The ordinate shows the time in month. Top plot : results from the MAR downscaling. Bottom plot : results from ERA40. Numbers 1 to 9 locate the patches of greater offshore winds in MAR outlined in Fig. 6.2 (1 : Mirny, 2 : Casey, 3 : Dumont d'Urville, 4 : Victoria Land (North), 5 : Ross Ice Shelf, 6 : Bellingshausen Sea, 7 : Peninsula, 8 : Novolazarevskaya, 9 : Mawson). 97
- 6.4 Scatter plot of the MAR wind stress versus the ERA40 wind stress, along the coast of Antarctica (excepted the area of the Ross Ice Shelf). Values for every points along the coastline for every month of the mean (1980-1989) seasonal cycle are reported. Left plot : Meridional wind stress. Right plot : Zonal wind stress. Blue line is the diagonal line. The red line is least square fit. Points in the grey quadrants are points where wind component has an opposite direction in MAR and ERA. 98
- 6.5 Mask used for correction of katabatic winds along zonal direction (left) and along meridional direction (right). Red spot is location of hight correction : wind stress is multiply by 6 along zonal or meridional direction. White spot is location where no correction is apply. Magenta area is location where wind stress is multiply by a scale factor lower than 1 (diminish wind stress). 98
- 6.6 Same as Fig. 6.4, but for the MAR wind stress versus the ERA40 wind stress after application of the katabatic correction. 99
- 6.7 Sea ice concentration in February mean and September mean (1990 and 2000) in KATA. The grey line and the black line outline the limit of the 15% sea-ice concentration in the SSMI observations and the KATA simulation, respectively. 99
- 6.8 Scatter plot of the of sea ice thickness, by sectors and seasons, extracted from the ASPeCt data set versus the co-localised (in space and time) model data. Colours identify seasons and the shapes of markers identify sectors. 100
- 6.9 Comparison of the temperature ($^\circ\text{C}$) profiles of the KATA simulation with the observations collected during summer 1996 by the Broke East hydrographic campaign. Model temperature have been co-localised in space and time with the observations. The upper figure shows the temperature difference (KATA-OBS) between simulation and observations along every leg of the cruise. Red points : the simulation is too warm. Blue points : the simulation is too cold. The colour scale is different for the surface (0-100 m) and subsurface (100-2000 m). The bottom figure shows the location of every CTD cast where model and observations are co-localised. 101

- 6.10 Polynya area selected during July 1990-2000 by the polynya criteria : ice production greater than 0.7 m per month and an ocean depth lower than 1200 m. Colors indicate sea ice fraction only in polynya. Black lines are sections used in Fig. 6.15, black box, is the box used for TS figure in Cap Darnley polynya area in figure 14, and gray line in the black box is the section plot in Fig. 6.12. Gray contour is used to define the depth 3000m used as “North” limit of all section for Fig. 6.16. 102
- 6.11 Difference in sea-ice production between KATA and DFS3 simulations. Units are m/month. Areas adjacent to the coast where the absolute value of the difference is greater than 1 correspond to polynyas. Red/bleu colours indicate a greater/smaller ice production KATA (i.e. when the katabatic correction is used). Note that when ice production in KATA is greater (or smaller) in a polynya, it is systematically smaller (or greater) in the open sea. The Ross Ice Shelf and the Ronne Ice Shelf, are the only important polynyas where ice production is greater without the correction (i.e. in DFS3). 103
- 6.12 Differences in sea-ice thickness between KATA and DFS3 (in meters). In blue (red) : areas where sea-ice is thicker (thinner) in DFS3 simulation. 104
- 6.13 upper plot : Mean (1990-2000) seasonal cycle of the overturning circulation in polynyas in the KATA simulation. Grey colours indicate the amplitude of the surface to bottom cumulative transport (CT) across the limit of all polynyas around Antarctica. The continuous increase of the CT from 0 at the surface to its maximum value at 200 m indicates an inflow of surface water in polynyas. The CT decreases back to 0 from 200 m to the bottom, indicating an outflow from polynyas in this depth range. The green lines shows, for KATA (full line) and DFS3 (dashed line), the depth where the flow reverses between inflow and outflow. Contours in orange colour (full line for KATA and dash line for DFS3) show the the isoline $-0.8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Lower plot : Mean (1990-2000) seasonal cycle of the total export out of polynya in KATA and DFS3. This export corresponds to the maximum value of the cumulative transport at the depth indicated by the green line in the upper plot (full line for KATA and dash line for DFS3). 105
- 6.14 T,S diagram in Cap Darnley polynya area (see Fig. 6.10) for DFS3 (right) and KATA (left) (temperature in $^{\circ}\text{C}$). This diagram is a volumetric diagram in m^3 and the scale is logarithmic. Gray line is density line in σ_2 106
- 6.15 Vertical section (at 66°E) in the KATA simulation of the along shore velocity (green contours of 1 cm/s in light green, 5 cm/s in green, and 10 cm/s in dark green), and of the potential density (σ_2) (grey contours). The red/blue colours indicate the density difference (σ_2) between the KATA and DFS3 simulations (denser waters in KATA when positive). 106
- 6.16 Total transport in Sv across section define in Fig. 6.10 where bathymetry is lower than 3000 m. Section are define in x axis and transport in y axis, time is define by color in month. Upper part of the figure shows seasonal cycle of the transport. Bottom part of the figure shows transport difference between KATA and DFS3. 107
- 7.1 Ross Sea model area. The model domain is the black rectangle. It is shared by the ocean model and the regional atmospheric model. Coloured area shows a snapshot of ice concentration in a simulation of the Ross Sea ocean model forced with the atmospheric variables provided by a MAR run on July, 18th 1993. The colour scale (from 0 to 1) is the same as in Fig. 7.5, and varies from dark gray for low concentration (<0.1) to light gray for high concentration (> 0.9). 125

- 7.2 Variations during year 1993 of the forcing fields, spatially averaged over the Ross Shelf (all ocean points of the small black box). In green MAR, and in black DFS3. The grey curve is the difference DFS3 minus MAR, with a different scale. The large black box is the domain of the regional model. The sampling is 6h for air humidity and temperature, 1day for the radiations, and 1 month for precipitation. The green cross and the black cross are the annual mean for MAR and DFS3 respectively. 126
- 7.3 10m wind vector (July 1993 monthly mean) in the Ross Sea in MAR (green arrows) and after the katabatic winds correction is applied in DFS3 (black arrows). Strong increase on ocean is due to katabtic winds correction. Contour lines on the continent show the orography (500 m per contour). Arrow on the right shows a velocity scale of 30 m/s. . . 126
- 7.4 Annual mean variations of the bottom density (mean value between 200 m and 800 m) in the Ross Shelf box (as in Fig. 7.2) during the whole spin up phase. Green line is MAR simulation and black line is DFS3. Year 1991 is common to both and is not plotted. We consider here that a quasi equilibrium is reached between years 9 and 10. 127
- 7.5 Monthly mean sea-ice concentration in September 1993 (up) and in February 1993 (bottom) in MAR (left), DFS3 (right), the white line is the 15% line in model and grey line is the 15% line in SSMI data interpolated on the Ross Sea model grid. The black box is the model domain. 128
- 7.6 Partition of the sea ice type at model grid points on 18 July 1993 in the simulation driven by (top) the DFS3 forcing, and (bottom) the MAR forcing. Left plots show the partition of all model grid points according to the value of the ice fraction and ice production at the point. The right plot shows the same partition in the geographical (longitude-latitude) space. Colours indicate the type of ice, as defined by the criterion used to identify coastal polynyas (see text). 129
- 7.7 Sea-ice concentration in coastal polynyas on July 18, 1993, in the simulation driven by the MAR forcing. Coloured points indicate areas matching the “coastal polynya criterion”. The RISP is the long polynya stretching from 162°E to 168°W along the southern limit of the ocean model (i.e. the edge of Ross Ice Shelf). In this figure, light grey areas show the ice shelves, and dark grey areas show continental surface. Terra Nova Bay (TNB) is the bay within the Drygalski glacier tongue near 75°S,165°E. 130
- 7.8 Scatter plot of the thermal forcing (net heat flux) versus the mechanical forcing (amplitude of the wind stress) in the MAR and DFS3 simulations. Each dot correspond to a day of the 6 month period from April 1st to September 30 during the polynya season. Dots are coloured according to the value of the ice production (in m/month). Top figures are for the RISP and bottom figures for the TNBP. 131
- 7.9 Scatter plots of the mixed layer properties of MAR versus those of DFS3 for the full seasonal cycle. Are shown salinity, potential temperature in °C, and potential density σ_2 in kg.m^{-3}). Top figures are for RISP and bottom figures for TNBP. Dots are coloured according to time, the beginning of each month being indicated on the colour scale (month 1 is January 1st). Numbered arrows indicate : 1 the beginning of the summer period, 2 and 3 the beginning of the polynya season in MAR and DFS3, 4 and 5 the end of the the polynya season in DFS3 and MAR, respectively. The dashed line in the σ_2 plot shows the $\sigma_2 > 37.18 \text{ kg.m}^{-3}$ limit used by *Orsi et al.* (1999) to define the RSBW. 132

7.10	Regions where the mixed layer density (σ_2) is greater than 37.18 kg.m^{-3} for at least one day during the year in (a) MAR and (b) DFS3 simulations. The colour scale indicates the number of days such events are observed at this location. Grey contour lines show the bathymetry (by step of 500 m), the thickest line defining the limit of the Ross Shelf at 1000 m depth.	133
7.11	Bottom density in the MAR (left) and in DFS3 (right) simulations in 1993 (end of MAR polyna season). Yellow to black area shows presence of RSBW in simulation. Thin black line show bathymetry between 800 and 0 m by step of 200 m, thin grey line show bathymetry by step of 1000 m. Dark thick lines are the sections show in figure 11.	133
7.12	Daily variations in MAR of the RSDW Export water across the three sections (a, b and g) crossing the topographic channels of the Ross sea shelf. The total transport gathering the contribution of each section is also shown. Thin lines are the daily time-series and the thick green line is 10 daily boxcar average.	134
8.1	dc annuelle sur la période 1980-2000 pour le vent de surface dans a) DFS3 et b) MAR (la palette de couleurs est identique pour les deux figures); sur le secteur $0^\circ\text{E}->150^\circ\text{E}$. Les croix noires correspondent aux mesures de dc répertoriées par <i>Broeke et al.</i> (1997) dans les stations côtières (Tab. 8.1). Une valeur proche de 1 indique un vent constant en direction.	137
8.2	A gauche : constance de direction (dc) annuelle sur la période 1980-2000 pour le forçage atmosphérique DFS3; A droite : constance de direction (dc) annuelle sur la période 1980-2000 pour le forçage atmosphérique MAR. Les croix noires correspondent aux mesures de dc répertoriées par <i>Broeke et al.</i> (1997) dans les stations côtières (Tab. 8.1). Les lignes grisées représentent les profondeurs 1000 m et 5000 m.	138
8.3	Moyenne zonale ($0^\circ\text{E}->150^\circ\text{E}$) de la vitesse du vent zonal (u_{10}) dans MAR (gauche), DFS3 (milieu) et la différence MAR-DFS3 (droite). L'axe des abscisses est en mois afin de faire ressortir le cycle saisonnier. L'axe des ordonnées correspond à la latitude. Les lignes en trait plein correspondent à des valeurs positives alors que les lignes en trait pointillé correspondent à des valeurs négatives. L'intervalle entre deux contours est de 1 m/s. Le contour en gris correspond à 0 m/s.	139
8.4	Vent moyen en février sur la période 1990-2000 dans le secteur Est de Weddell. En vert les vecteurs vitesses MAR et en noir les vecteurs vitesses DFS3.	140
8.5	Différence de température (en $^\circ\text{C}$) entre MAR et DFS3 en décembre (gauche) et en mai (droite). Le mois de décembre correspond, à l'écart minimal observé et le mois de mai correspond, à l'écart maximal observé. Le contour gris en gras correspond à l'étendue de glace SSMI, les contours noirs représentent la différence de température (DFS3-MAR) par intervalle de 2°C . Les lignes en trait plein représentent un forçage DFS3 plus chaud que MAR.	141
8.6	Différences de moyenne zonale de la température de l'air par intervalle de 1°C entre MAR et DFS3 (gauche) et idem mais pour l'humidité de l'air par intervalle de 5% (droite). L'axe des abscisses est en mois afin de faire ressortir le cycle saisonnier. L'axe des ordonnées correspond à la latitude. Les contours en trait plein représentent des valeurs positives alors que ceux en pointillé représentent des valeurs négatives. Le contour gris au nord représente le 0 (gauche et droite).	142

8.7	Différence de température (en °C) entre MAR et DFS3 en février, lors du minimum d'étendue de glace. Le contour gris en gras correspond à l'étendue de glace SSMI, les contours noirs représentent la différence de température (DFS3-MAR) par intervalle de 2°C. Les lignes en trait plein représentent un forçage DFS3 plus chaud que MAR.	143
8.8	Différences entre MAR et DFS3 de la moyenne zonale des radiations (en W/m ²) reçues par l'océan (à gauche), et les précipitations (en %) (à droite). L'axe des abscisses est en mois afin de faire ressortir le cycle saisonnier. L'axe des ordonnées correspond à la latitude. Les contours en trait plein représentent des valeurs positives alors que ceux en trait pointillé représentent des valeurs négatives. Les pas entre deux contours est de 10 W/m ² pour la figure de gauche et de 10% pour la figure de droite. Le contour gris au nord représente le 0 (gauche et droite).	144
8.9	Moyennes zonales climatologiques des précipitations issues de divers jeux de données sur l'océan (<i>Beranger et al.</i> , 2006). Les points bleus nuit (à 75°S, 70°S, 65°S et 60°S) représentent les précipitations du forçage MAR.	144
8.10	Concentration de glace de mer durant le mois de septembre moyen de 1985-1989 pour les simulations DFS3, MAR, TURB, T10Q10, DND et MND. Les contours gris représentent la ligne 15 % dans les simulations et la ligne noire représente le contour 15% dans les observations.	147
8.11	Concentration de glace de mer estivale durant le mois de février moyen de 1985-1989 pour les simulations DFS3, MAR, TURB, T10Q10, DND et MND. Les contours gris représentent la ligne 15 % dans les simulations et la ligne noire représente le contour 15% dans les observations.	148
8.12	Carte de la localisation des données ASPeCt sur la période 1981-2000.	149
8.13	Colocalisation par saison et par région de l'épaisseur de glace avec les données ASPeCt sur la période 1981 2000. Les lignes grises représentent la barre d'erreur sur les observations ($\pm 20\%$).	149
8.14	A droite : Moyenne annuelle de la densité de fond observée dans la climatologie Levitus. A gauche : Moyenne annuelle de la densité de fond observée dans la simulation PERIANT05 réalisée avec le forçage DFS3 et initialisée avec l'année 1980 de ORCA05-G70.	151
8.15	Densité de fond entre avril et septembre en σ_2 dans les simulations MAR (gauche) et DFS3 (droite) 1985-1989.	151
8.16	Transport de masse annuel pendant la période 1980-1989 au niveau du passage de Drake en Sv.	152
8.17	Moyenne d'avril à septembre de 1985-1989 de la différence de flux d'eau douce (glace/océan) entre les simulations T10Q10 et TURB en mm/jour. Une valeur négative indique un phénomène de <i>brine rejection</i> plus intense dans TURB que dans T10Q10 (effet du vent MAR). Les chiffres correspondent aux différentes polynies : 1 Cap Hudson, 2 Metrz Glacier Polynya, 3 Davis Bay, 4 Shakelton Ice Shelf, 5 West Ice Shelf, 6 Cap Darnley, 7 Halley et 8 Ronne Ice Shelf.	154
8.18	Moyenne annuelle 1985-1989 de la différence de densité de fond en σ_2 entre les simulations DFS3 et WIND (effet du vent) et entre les simulations T10Q10 et TURB (effet du vent).	155
8.19	Moyenne annuelle 1985-1989 de la différence de densité de fond en σ_2 entre les simulations DFS3 et T10Q10.	155
8.20	Densité de fond en σ_2 dans les simulations d'avril à septembre 1985-1989.	156

8.21	Différences annuelles de SST (en °C) entre MAR et TURB pour illustrer les effets des radiations (gauche) et entre DFS3 et TURB pour illustrer les effets des variables turbulentes (droite) pendant la période 1985-1989.	157
8.22	Différence en m de la profondeur de la couche de mélange entre MAR et DFS3 sur la période d'avril à septembre entre 1985 et 1989. Le contour gris représente la ligne de différence -2000 m.	160
8.23	Densité de fond en σ_2 dans les simulations MND, DND, MAR, DFS3 d'avril à septembre 1985-1989. Le contour blanc représente la ligne de densité $\sigma_2 = 37.16 \text{ kg.m}^{-3}$	161
8.24	Densité de surface entre Avril et Juin calculée a partir de la salinité données par Levitus et une température constante de -1.8° . Le contour blanc représente la ligne de densité $\sigma_2 = 37.16 \text{ kg.m}^{-3}$	164
8.25	Densité de surface entre Juillet et Septembre calculée a partir de la salinité données par Levitus et une température constante de -1.8° . Le contour blanc représente la ligne de densité $\sigma_2 = 37.16 \text{ kg.m}^{-3}$	164

Liste des tableaux

1.1	Différents acteurs du flux d'eau douce en Antarctique (sous 63°S) et en Mer de Weddell. La fonte d'iceberg est estimée par <i>Silva et al.</i> (2006), la fonte des <i>ice shelves</i> , par <i>Hellmer</i> (2004) et le terme P-E par les données ECMWF.	30
2.1	Tableau récapitulatif du coup de calcul pour un an de simulation pour chaque configuration. (Pour obtenir le temps CPU, il suffit de multiplier le temps elapsé par le nombre CPU).	42
3.1	Tableau récapitulatif du forçage DFS3 utilisé au cours de cette thèse.	48
3.2	Tableau récapitulatif des périodes et fréquences disponibles avec les données MAR.	49
3.3	Tableau de construction du forçage MAR pour les précipitations et les radiations. La notation MAR-DFS3 indique que l'on a pris les variables fusionnées lors de la première étape.	51
4.1	Volume et étendue de glace de mer pour le mois de février et de septembre pour les trois simulations réalisées, avec leurs paramètres de glace respectifs.	59
4.2	Volume et étendue de glace de mer pour le mois de février et de septembre, avec les paramètres du modèle respectif aux différentes simulations.	61
4.3	Volume et étendue de glace pour le mois de février et de septembre, avec les paramètres du modèle respectifs aux différentes simulations.	63
4.4	Volume et étendue de glace de mer pour le mois de février et de septembre (moyenne sur la période 1978-2004) dans la série de simulations G70.	65
5.1	Table représentant la localisation, ainsi que les flux de chaleur et d'eau douce par <i>ice shelf</i> . Les chiffres, en couleur, sont ceux des études réalisées par <i>Hellmer</i> (2004), <i>Jacobs et Hellmer</i> (1996) et <i>Smedsurd et al.</i> (2006). Les chiffres étoilés (*) signifient que les flux sont surestimés par la simulation de <i>Hellmer</i> (2004).	73
5.2	Volume et étendue de glace pour le mois de février et de septembre.	79
6.1	Global, winter-mean characteristics of coastal polynyas in the KATA and the DFS3 simulations. The winter-mean covers a period of 6 months from April to September. Global here means averaged over the period 1990-2000, and averaged around the whole Antarctica (and only over the areas where the polynya criterion is verified for polynyas properties).	94

7.1	Mean of the value on TNBP over a common 6 month period from April 1st to September 30th, 1993. Fluxes are mean values between ice-ocean fluxes and atmosphere-ocean fluxes weighted by the ice fraction.	124
7.2	Mean of the value on RISP over a common 6 month period from April 1st to September 30th, 1993. Fluxes are mean values between ice-ocean fluxes and atmosphere-ocean fluxes weighted by the ice fraction.	124
8.1	dc mesurée et modélisée (point le plus proche) dans les stations côtières de Dumont d'Urville (DDU), Mirny, Mawson, Molodezhnaya, Halley et Matienzo d'après <i>Broeke et al.</i> (1997).	138
8.2	Résumé des différentes simulations réalisées ainsi que leurs noms et la partie du forçage (MAR ou DFS3) utilisée. Le forçage DFS3 utilisé ici comporte la correction de vents catabtiques décrites en Sec. 6.	145
8.3	Volume et étendue de glace pour le mois de février et de septembre dans les simulations MAR et DFS3. SSMI correspond aux observations.	146
8.4	Volume et étendue de glace pour le mois de février et de septembre dans les simulations DFS3, T10Q10, WIND, TURB et MAR. SSMI correspond aux observations.	153
8.5	Volume et étendue de glace pour le mois de février et de septembre dans les simulations DFS3, DND, MAR et MND. SSMI correspond aux observations.	159

Thèse de Doctorat

Titre :

Influence du forçage atmosphérique sur la représentation de la glace de mer et des eaux de plateau en Antarctique dans une étude de modélisation numérique.

Auteur :

Pierre Mathiot

Etablissement :

Université Joseph Fourier - Grenoble I

RÉSUMÉ

La représentation dans un modèle numérique de la circulation générale océanique de la formation des eaux denses de plateau et des interactions entre la glace de mer, l'océan et l'atmosphère en Antarctique est indispensable pour une simulation réaliste des masses d'eau profonde et de la circulation thermohaline de l'océan global. Dans ce travail, j'ai cherché à améliorer la modélisation des phénomènes importants pour la formation et la modification des eaux denses présentes sur le plateau continental antarctique (glace de mer, ice shelves, forçage atmosphérique) dans le code d'océan/glace de mer NEMO. J'ai montré, avec des simulations régionales réalistes, que les réglages fins proposés pour le modèle de glace, l'implémentation de la paramétrisation des ice shelves, ainsi qu'une meilleure représentation des vents catabatiques ont chacun des impacts positifs sur les propriétés de la glace de mer, des polynies et des eaux de plateau. Cependant, les défauts initiaux ne sont pas totalement corrigés. Afin de rectifier les problèmes restants, des simulations sont effectuées avec un forçage atmosphérique adapté au continent Antarctique par un downscaling des réanalyses atmosphériques globales ERA40 réalisé par un modèle atmosphérique de mésoéchelle. Ces simulations montrent que des améliorations bien plus importantes que celles réalisées précédemment peuvent être obtenues en changeant la température, l'humidité et le vent de surface, autant en terme de glace de mer que de densité de masses d'eau présentes sur le plateau continental. Malgré ces perfectionnements, des efforts importants restent à faire au niveau du forçage atmosphérique, du modèle de glace et des ice shelves.

ABSTRACT

The representation in numerical models of dense shelf water formation and interaction between sea ice, ocean, and atmosphere are essential for realistic simulation of bottom water mass and thermohaline circulation. The purpose of this work is to improve the representation of basic processes controlling the formation and modification of shelf dense water in Antarctic like sea ice, ice shelves and forcing fields in NEMO ocean/sea-ice model. Series of realistic simulations show that fine tuning for the sea ice model, ice shelf parametrization, and katabatic winds correction have a positive impact on simulated sea ice, polynya and shelf water properties. However, these improvements are not able to correct all initial flaws. Other simulations are carried out, to test the effect of a different atmospheric forcing obtained from a regional downscaling of global reanalysis ERA40 in Antarctic area, performed with a regional mesoscale atmospheric model. This work shows that turbulent atmospheric variables (temperature, humidity and wind) have a strong positive impacts on sea ice and shelf water properties. This impact is greater than the tuning, parametrization and correction performed previously. Nevertheless, great effort are yet necessary to produce the regional forcing fields that sea-ice and ice shelves require.

MOTS CLÉS, KEY WORDS

Océanographie physique, Modélisation numérique, Forçage atmosphérique, Polynies, Eaux de plateau, Antarctique, Vents catabatiques, Plateforme de glace.

Physical oceanography, Numerical modeling, Atmospheric forcing, Polynyas, Antarctic, Katabatic winds, Ice Shelves.