



HAL
open science

Réponse des masses d'eau intermédiaires et modales de l'océan Austral au mode annulaire austral : les processus en jeu et rôle de la glace de mer

Gildas Mainsant

► To cite this version:

Gildas Mainsant. Réponse des masses d'eau intermédiaires et modales de l'océan Austral au mode annulaire austral : les processus en jeu et rôle de la glace de mer. Océanographie. Université de Grenoble, 2014. Français. NNT : 2014GRENU060 . tel-01551769

HAL Id: tel-01551769

<https://theses.hal.science/tel-01551769>

Submitted on 30 Jun 2017

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Océanographie physique & Modélisation numérique**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Gildas Mainsant

Thèse dirigée par **Hubert Gallée**
et codirigée par **Julien Le Sommer et Bernard Barnier**

préparée au sein des **Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement et Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels**
et de l'école doctorale **Terre Univers Environnement**

Réponse des masses d'eau intermédiaires et modales de l'océan austral au mode annulaire austral : Les processus en jeu & le rôle de la glace de mer

Thèse soutenue publiquement le ,
devant le jury composé de :

M., Eric Blayo

Directeur de recherche au LJK (Grenoble), Président

Mme, Rosemary Morrow

Directrice de recherche au LEGOS (Toulouse), Rapporteur

M., Hugues Goosse

Professeur, maître de recherche à l'UCL (Louvain-la-Neuve), Rapporteur

M., Jean-Baptiste Sallée

Chercheur au LOCEAN (Paris), Examineur

M., Frédéric Vivier

Chercheur au LOCEAN (Paris), Examineur

M., Hubert Gallée

Directeur de recherche au LGGE, Directeur de thèse

M., Julien Le Sommer

Chercheur au LGGE (Grenoble), Co-Directeur de thèse

M., Bernard Barnier

Directeur de recherche au LGGE, Co-Directeur de thèse



Remerciements

“J’ai le plaisir de t’annoncer que nous avons retenu ta candidature pour notre thèse. Je te fais donc formellement ici une proposition qu’il t’appartient d’accepter ou non, ta réponse est la bienvenue au plus vite :)” (Julien Le Sommer le 08.07.2010)

J’avais fini mon master depuis déjà 6 ans alternant différents jobs et périodes de chômage ; l’aventure qui s’ouvrait à moi m’exaltait et m’effrayait à la fois.

Merci à Julien pour la confiance qu’il m’a offerte ce 8 juillet 2010 et qu’il a conservé malgré mes longs atterroissements et mes entêtements ; *“Le mieux est l’ennemi du bien”* m’avait dit une fois mon père certainement pour tempérer mes ardeurs d’absolue et de désir de toute puissance comme dirait ma mère. Au travers de ce parcours de thèse je mesure mieux la pertinence de cette leçon de vie, même s’il m’est toujours difficile d’y souscrire pleinement ...

Merci à Bernard pour la transmission de sa précieuse connaissance de l’océan... et du monde de l’ovalie. Merci à Hubert pour les rares mais instructives discussions sur la physique de l’atmosphère. Merci à Jean-Michel pour ses digressions épistémologiques qui ont participé à la dédramatisation des moments difficiles jalonnant ma thèse. Merci à Manu pour sa bienveillance et sa chaleur humaine. Merci à Thierry pour avoir accepté mon aide à poser le premier plancher de ma vie de bricoleur. Merci à Josiane pour son humeur passionné et pétillant Un grand Merci à Jean-Marc pour sa grande disponibilité et son aide technico-scientifique dérivant souvent vers des échanges sur nos rêveries contemplatives et solitaires partagées entre les montagnes et les rivières. Merci à Jacques pour ses goûts vestimentaires. Merci à Pierre pour m’avoir offert la possibilité de faire une 4ème année de thèse dans les meilleures conditions possibles. Merci à Pierre-Antoine pour ces discussions politico-psychologiques le temps des quelques pauses cigarettes Merci à Sergey pour cette discussion sur la culture russe un soir d’octobre un peu avant minuit tout en dégustant une pizza au rez-de-chaussée de la tour Bergès.

Merci à Christine Bigot pour sa réactivité dans le traitement des mes dossiers administratifs.

Merci à mes différents compagnons de bureau : Caro (grande soeur kanake), Quam (complice de rédaction), Michel et Nico ; un clin d’oeil spécial à Nico pour son soutien précieux pendant la phase délicate d’écriture.

Merci à tous ceux qui ont partagé mon quotidien au labo et en dehors et qui ont su rendre ces 4 années de thèse très agréables : Merci à Mélanie, Clément, Aurélie, Nicolas, Albane, Angélique, Xavier, Lucile, Marion, Carolina, Raf (Giacometti !), Sandy, Guillem, Quam, Natacha, Pierre, Adeline, Christophe, Romain, Sammy, Florent, Guillaume, Nicolas, Lucie, Baptiste, Gaby, Rachel, Solenn, Zouky, Gwen, Cécile, Simon, Romain, Marine, Agnès,

Nacho, Marina, Pedro, Aurélie.

Merci à celles et ceux que j'ai rencontrés le temps d'une école d'été au Svalbard ; un clin d'oeil particulier à Alexander dont la simplicité et la sagesse a forcé mon admiration.

Merci à mes amis grenoblois Dimitri, Seb et Edith qui ont grandement participé à mon intégration dans l'ambiance iséroise. Merci à mes amis d'Ardèche et de Lyon chez qui j'ai pu faire le plein d'énergie le temps de week-ends festifs et "bullecoliques" : Merci à Flo, Yann, Alex, Doud, Sylvain, Clément, Emilie ... Merci à mes amis de longues dates dont la visite à Grenoble fut salutaire : Merci à Flo (le maître du Guier), David et Pika.

Merci à tous les collègues du foot

- *“Je ne sais pas si c'est mon truc la modélisation... toute la journée devant un ordinateur... comment je sais si le sujet va m'intéresser et si j'en suis capable”*
- *“Tu verras bien, l'enthousiasme peut aussi venir de l'énergie que l'on met dans les choses”*
- *“l'appétit vient en mangeant en somme ?”*
- *“Un truc comme ça”*

Avec un peu plus de recul je me dis que la volonté ne fait pas tout à l'affaire, mais elle peut avoir un rôle catalytique ; l'échange aussi ; merci frangin.

Bien à vous tous

Table des matières

Remerciements	1
1 Introduction	1
1.1 L'océan Austral : un maillon clé du système climatique	2
1.1.1 Les caractéristiques propres de l'océan Austral	3
1.1.2 Des changements récents dans l'océan Austral	8
1.2 Le Mode Annulaire Austral (SAM) : un mode de variabilité atmosphérique majeur en évolution	13
1.2.1 Le SAM : un mode majeur au dessus de l'océan austral	13
1.2.2 Un mode forcé par les changements climatiques	15
1.2.3 Manifestation atmosphérique de la tendance observée	15
1.3 La réponse du système océan-glace de mer au SAM : une connaissance en évolution	17
1.3.1 Que nous apprennent les observations ?	17
1.3.2 Que répondent les modèles ?	20
1.4 Objectifs et méthodologie	24
2 Une approche par modélisation océanique régionale forcée	27
2.1 Introduction	28
2.2 Modèles numériques et forçages	28
2.2.1 Le modèle couplé océan-glace de mer NEMO : formulation et condi- tions limites	28
2.2.2 Discrétisation et paramétrisations	34
2.2.3 Le forçage atmosphérique du modèle couplé	37
2.3 La configuration régionale PERIANT05	38
2.3.1 Grille de discrétisation	38
2.3.2 Les paramétrisations de l'océan intérieur et de la glace de mer	39
2.3.3 Les conditions limites atmosphériques	40
2.3.4 Les frontières ouvertes au nord du domaine	41
2.3.5 Les contraintes de rappel du modèle	42
2.3.6 Implémentation pratique et calcul HPC	43
2.4 Evaluation des simulations numériques	44
2.4.1 Construction de la simulation de référence REFsam	45
2.4.2 Critères de caractérisation de la CMO et des fronts de l'ACC	45
2.4.3 La position des fronts PF et SAF et leur variabilité	47
2.4.4 La couche de mélange océanique	50
2.4.5 Les masses d'eaux intermédiaires (AAIW) et modales (SAMW)	52

2.4.6	L'activité turbulente de surface	66
2.4.7	La glace de mer	68
2.4.8	La réponse instantanée de la surface au SAM	71
2.5	Conclusion	72
3	Signature du SAM sur les propriétés atmosphériques de surface	75
3.1	Introduction	76
3.2	Description des données atmosphériques de surface	76
3.3	Estimation qualitative des régressions au SAM	77
3.3.1	Choix de l'indice SAM	77
3.3.2	Mise en perspective de DFS3	81
3.4	Méthodologie des perturbations de forçage	91
3.4.1	Présentation de la méthode	91
3.4.2	Présentation des expériences de sensibilité au SAM	93
3.4.3	Incertitude de la réponse des variables atmosphériques au SAM	94
3.5	Conclusion	95
4	Réponse des masses d'eau intermédiaires et modales au mode annulaire austral	97
4.1	Introduction	98
4.2	Réponse de la stratification de l'océan austral	98
4.2.1	Les changements de structure grande échelle	98
4.2.2	Une réponse contrainte par la topographique	99
4.2.3	Un paradoxe : des jets océaniques stationnaires :	105
4.3	Impact du mode annulaire austral sur les masses d'eaux sous la couche de mélange	106
4.3.1	Les eaux intermédiaires antarctiques (AAIW)	106
4.3.2	Les eaux modales subantarctiques (SAMW)	115
4.4	Conclusion	126
5	L'impact du Mode Annulaire Austral en surface	129
5.1	Introduction	130
5.2	Impact du mode annulaire austral sur l'affleurement des masses d'eaux dans la couche de mélange	130
5.2.1	Les anomalies moyennées dans la couche de mélange	130
5.2.2	Affleurement des eaux intermédiaires antarctiques (AAIW)	133
5.2.3	Affleurement des eaux modales subantarctiques (SAMW)	133
5.3	Les processus en jeu	137
5.3.1	Les changements de la profondeur de la couche de mélange	137
5.3.2	Evolution de la contribution des processus aux changements des propriétés de la couche de mélange	138
5.3.3	Distribution spatiale des processus de contrôle	146
5.4	Conclusion	153
6	Le rôle de la glace de mer sur la réponse du cycle de l'eau	159
6.1	Introduction	160
6.2	La salinisation induite par le cycle de formation/fonte de la glace de mer en réponse au SAM	161

6.3	Géographie marine et glaciaire du pourtour Antarctique	162
6.4	La réponse de la concentration de la glace de mer au SAM	163
6.5	La saisonnalité de l'anomalie de salinisation produite par la glace de mer . .	164
6.5.1	Les anomalies de production de glace de mer	164
6.5.2	La construction de l'anomalie	165
6.5.3	La distribution spatiale de l'anomalie de production de glace de mer	169
6.5.4	La saisonnalité de la salinisation des couches de surface dans la SIZ	169
6.6	Processus impliqués dans les changements de glace de mer	172
6.6.1	Le rôle primordial du dipôle de la péninsule antarctique	173
6.6.2	Un cas singulier : l'ouverture d'une polynie en mer de Weddell sous les seuls effets du vent	174
6.7	Conclusion	176
7	Conclusion	179
7.1	Objectifs et travaux : Rappel	180
7.2	La SIZ : un modulateur clef du système climatique	180
7.2.1	L'importance du rôle joué par la glace de mer	180
7.2.2	Les limites de l'approche méthodologique employée	182
7.3	Perspectives : une meilleure compréhension des processus en jeu dans les régions de plateau	183
7.3.1	Les limites : la représentation du cycle de l'eau dans la SIZ	184
7.3.2	Le réchauffement des eaux de plateau : les mécanismes en jeu	184
	Annexes	187
	Bibliographie	205

Chapitre 1

Introduction

1.1 L’océan Austral : un maillon clé du système climatique

L’océan Austral couvre 22 % de la surface océanique globale au sud du front subtropical. Son extension circumpolaire en fait un lieu privilégié d’échanges entre les 3 grands bassins océaniques par l’entremise d’un intense courant d’ouest, le Courant Antarctique Circumpolaire (ACC). Au cœur de ce courant, des masses d’eau affleurent et se renouvellent au contact de l’atmosphère pendant l’automne et l’hiver austral ; elles gardent en partie l’empreinte de ces échanges lors de leur parcours global associé à la circulation méridienne globale. Au sud de l’ACC, l’upwelling de la zone de divergence Antarctique serait le lieu privilégié du retournement des eaux profondes provenant de l’Atlantique Nord ; des études récentes théoriques et numériques, comme celle de *Toggweiler and Samuels* (1998) ont confirmées cette hypothèse. Le travail de synthèse effectué par *Marshall and Speer* (2012) souligne l’importante singularité de l’océan Austral comme un engrenage essentiel de la redistribution de la chaleur et de l’eau douce dans la circulation océanique globale et a fortiori pour le système climatique global. En outre, comme réservoir naturel principal de chaleur, les océans ont participé au stockage de l’excès de chaleur associé au réchauffement climatique ; la contribution de l’océan Austral à ce stockage est estimée à 70% (*Solomon, 2007*). Une remarque similaire peut être faite concernant le stockage de CO_2 anthropique pour lequel l’océan austral participe à hauteur de 40% (*Sabine et al., 2004*).

Le trou de la couche d’ozone au dessus de la calotte antarctique et les gaz à effet de serre d’origine anthropique ont été pointés du doigt comme des facteurs responsables des changements atmosphériques observés depuis une trentaine d’années, en particulier l’intensification des vents d’ouest et leur déplacement vers le sud (*Hall and Visbeck, 2002*). Ces changements traduisent une augmentation du nombre de phases positives du mode annulaire austral (SAM), le mode de variabilité principal dans l’hémisphère sud. Un débat passionné s’est ouvert sur l’impact de ces changements atmosphériques sur la réponse de l’océan et en particulier les effets de ces changements sur la ventilation de l’océan intérieur (*Waugh et al., 2013*). Par l’intermédiaire de ce processus de ventilation par lequel certaines masses d’eau séjournant en surface subduisent vers l’intérieur de l’océan, les changements atmosphériques laissent une empreinte au cœur même des océans. Ces quelques remarques, justifient l’intérêt porté à l’étude des mécanismes régissant la variabilité de l’océan Austral et des tendances “récemment” observées.

Dans cette introduction générale, nous préciserons, dans une première partie certaines caractéristiques de l’océan Austral en séparant la circulation latérale dominée par l’ACC et la circulation méridienne de retournement en mettant l’accent sur les eaux intermédiaires (AAIW) et les eaux modales subantarctiques (SAMW). Nous discuterons également dans cette partie du rôle essentiel de la région englacée au sud de l’ACC. Ensuite, dans une deuxième partie nous résumerons les tendances récentes observées des propriétés de surface et de celles recoupant ces masses d’eau ainsi que des tendances observées de la couverture de glace. Puis, dans une troisième partie, après avoir présenté le mode annulaire austral, nous présenterons ses effets sur les couches superficielles de l’océan Austral tels qu’ils ont été compris via l’analyse d’observations et les résultats de modèles. Enfin, nous présenterons la problématique de cette thèse et le fil conducteur de l’approche méthodologique au cours des cinq chapitres qui suivront.

1.1.1 Les caractéristiques propres de l'océan Austral

L'absence de frontières méridiennes sur une ceinture de 10° autour de la latitude 60°S est une caractéristique géométrique majeure des courants (barotropes) pilotés par les vents géostrophiques d'ouest à cette latitude. Celui-ci peut donc s'établir sans gradient zonal de pression ; cette absence de gradient de pression empêche l'établissement d'un courant géostrophique méridien ; le courant circumpolaire antarctique (ACC) isole donc les masses d'eau plus au sud ainsi que les bords englacés du continent Antarctique des courants de bords ouest plus chauds et dirigés vers le sud. La singularité de l'océan Austral provient également de la topographie complexe (dorsales océaniques, hauts plateaux, passage de Drake) et la présence du plateau continental Antarctique qui façonnent significativement la circulation aussi bien zonale que méridienne de l'ACC.

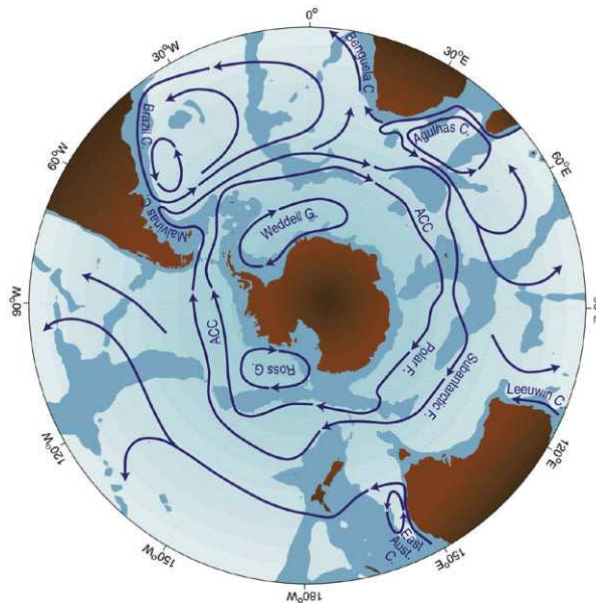


Figure 1.1 – Carte schématique des principaux courants dans l'océan austral au sud de 20°S . (source :R. Rintoul et al. (2001))

Le Courant Circumpolaire Antarctique (ACC)

La figure 1.1 est une projection stéréographique de la circulation latérale dans l'océan Austral. On distingue entre autre l'ACC délimité par ses fronts et la topographie complexe sous-jacente. L'une des premières estimation fiable du transport de l'ACC a été faite lors de la campagne en mer ISOS réalisée au niveau du passage de Drake. A la suite de cette campagne une intensité de $134 \pm 11,2 \text{ Sv}$ a été estimée par *Whitworth and Peterson* (1985). Plus récemment, *Renault et al.* (2011) a évalué un transport similaire également au niveau du passage de Drake. Entre ces deux périodes, la compréhension de la structure et de la variabilité de l'ACC avait nettement évoluée depuis les observations réalisées durant la campagne de mesure WOCE et depuis l'acquisition de données satellites. Même si une estimation quantitative du transport de l'ACC est toujours sujette à débat, on peut maintenant se faire une idée imparfaite de cette dernière ; suite aux observations effectuées sur

la section SR3 (140°E) du programme WOCE, *Rintoul et al.* (2002) a estimé une intensité de l'ACC de $147 \pm 6.1 Sv$ confirmant grossièrement les valeurs du transport mesuré lors de la campagne ISOS. En plus de l'estimation de l'intensité de l'ACC, *Cunningham et al.* (2003) a montré que le transport associé était caractérisé par une grande variabilité saisonnière et inter-annuelle.

La compréhension de la structure de l'ACC a évolué significativement ces dernières années. Historiquement, l'ACC est délimité par trois principaux fronts séparant des masses d'eaux aux caractéristiques hydrographiques différentes (*Orsi et al.*, 1995) : le front polaire au sud (PF), le front subantarctique (SAF) au cœur de l'ACC, là où la circulation latérale est la plus puissante et enfin le front subtropical (STF) qui marque la frontière nord de l'ACC et la bordure sud des gyres anticycloniques subtropicaux de chaque bassin.

Des travaux récents soutenus par des données altimétriques ont montré que la structure réelle de l'ACC est plus fine et plus complexe. Ainsi (*Sokolov and Rintoul*, 2007) met en évidence un réseau de nombreux jets océaniques circumpolaires. Ces jets suivent des méandres dont les mécanismes de contrôle peuvent être de plusieurs natures ; dans les régions de relative faible profondeur la topographie est un acteur majeur ; aux endroits plus profonds, les instabilités baroclines, l'activité tourbillonnaire sont autant de processus pouvant faire chevaucher ou mélanger des masses d'eau aux caractéristiques thermiques et halines différentes (*Hughes and Ash*, 2001; *Sokolov and Rintoul*, 2002). Dans chacune des zones inter-frontales, certaines masses d'eau viennent séjourner dans la couche de mélange océanique pendant l'automne et l'hiver austral. La couche de mélange module leurs propriétés hydrologiques et chimiques par l'entremise des échanges avec l'atmosphère et l'advection de masse d'eau de surface. Les jets sont, de surcroît, particulièrement robustes dans l'espace et le temps ; en effet, les fronts qui les séparent agissent comme une barrière imperméable séparant des masses d'eau aux propriétés hydrologiques caractéristiques de chaque zone inter-frontale (*Belkin and Gordon*, 1996). Une définition quantitative des fronts permettant leur positionnement sera donnée au chapitre 1.

La circulation méridienne de retournement antarctique (SOMOC)

La figure 1.2 présente une coupe schématique de la circulation méridienne des masses d'eau au sud de 30°S. Dans la Zone Antarctique (AZ) au sud du PF, les eaux profondes circumpolaires (UCDW et LCDW) provenant de la transformation soit des eaux de fond nord atlantique (NADW) soit des eaux de fonds nord pacifique (NPDW) viennent échanger leurs propriétés avec l'atmosphère et les eaux du plateau continental antarctique (ASW). Une partie de ces eaux de surface migrent vers le nord via le transport d'Ekman pour alimenter les AAIW et les SAMW plus au nord. Ces deux masses d'eau affluent pendant l'hiver austral modulant leurs propriétés hydrologiques et chimiques dans la couche de mélange hivernale puis replongent (jusqu'à 1500 mètres de fond pour les AAIW, au-dessus pour les SAMW) sous les gyres subtropicaux (*Sloyan and Rintoul*, 2001a). Une autre partie de ces eaux migrent vers le sud au niveau de la divergence antarctique puis plongent le long des talus continentaux principalement en mer de Weddell ([localisation, voir figure 6.2](#)) et dans une moindre mesure en mer de Ross, alimentant ainsi les eaux abyssales antarctiques (AABW). Ces dernières tapissent ainsi le fond de l'ensemble des bassins océaniques à l'échelle globale.

Après l'interaction de ces masses d'eau avec l'atmosphère, les propriétés hydrologiques

(température et salinité) et chimiques (CO_2 dissous entre autres) ainsi renouvelées constituent donc de bons indicateurs des conditions et des changements climatiques *Wong et al.* (1999); *Sabine et al.* (2004); *Tomczak and Leffanue* (2004).

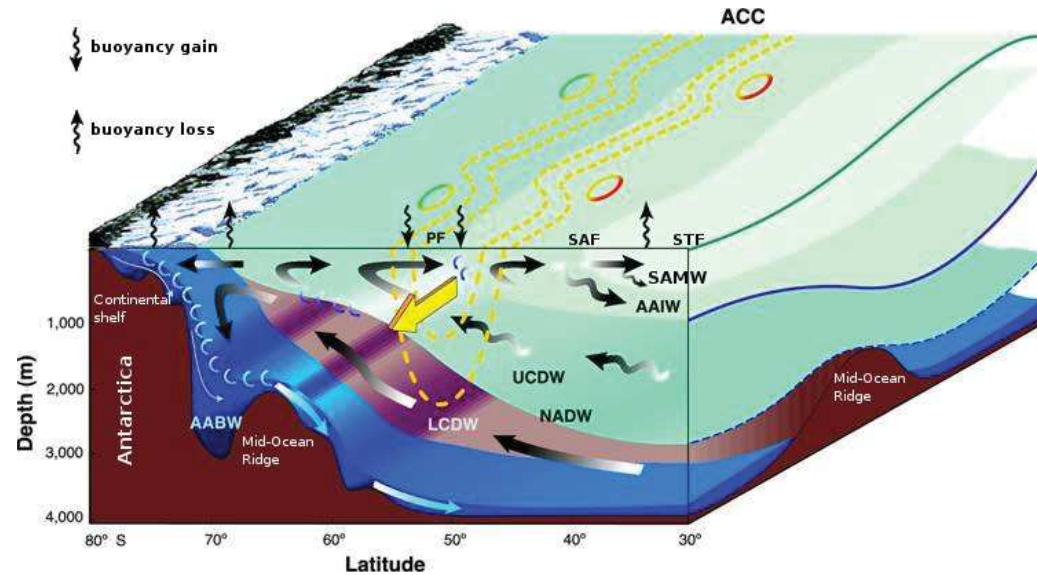


Figure 1.2 – vue schématique de la circulation méridienne de retournement dans l'océan Austral (adapté de *Brewster*). Les LCDW et UCDW prenant leurs sources dans les NADW remontent près de la surface au niveau de la divergence antarctique. Cet upwelling est maintenu d'une part par les flux de masses géostrophiques qui opèrent sous les obstacles topographiques jusqu'au cœur de l'ACC et d'autre part par les flux turbulents méso-échelles aux moyennes profondeurs. En arrivant près de la surface les flux air-mer de chaleur et d'eau douce induisent des changements de densité de ces masses d'eau. Une partie d'entre elles migrent vers le nord grâce au transport d'Ekman alimentant ainsi les AAIW et les SAMW ; une autre partie replonge alimentant les AABW.

C'est au demeurant dans cette zone reculée de l'océan Austral que certaines de ces masses d'eau viennent moduler avec la participation des flux de chaleur et d'eau douce atmosphériques l'état de la glace de mer et altérer la base des plates-formes glacières (ice shelves) au niveau des bordures du continent Antarctique .

Les propriétés et les mécanismes de formation des eaux intermédiaires (AAIW) et modales (SAMW)

Les SAMW : Les SAMW occupent une épaisse couche d'eau proche de la surface le long de l'ACC au nord du SAF (*McCartney, 1977*). Elles sont, en général, définies comme une classe d'eau dont les propriétés hydrographiques sont relativement homogènes. Le cœur des SAMW est caractérisé par un minimum de vorticité potentielle (*Hanawa and Talley, 2001*). Elles se forment lors du refroidissement et de l'approfondissement associé de la couche de mélange sur le flanc nord de l'ACC pendant l'hiver austral (*McCartney, 1977; Hanawa and Talley, 2001*). Ces eaux sont ensuite advectées d'ouest en est par l'ACC et vers les gyres subtropicaux adjacents plus au nord par transport d'Ekman. les SAMW se refroidissent s'adoucissent et se densifient en suivant leur zone d'affleurement vers l'est

au niveau de l'ACC. Ainsi les SAMW dans le sud-est de l'océan Pacifique sont plus froides et plus douces que celles produites dans l'océan Indien *Sloyan and Rintoul* (2001a). Le plateau de Campbell, au sud de la Nouvelle Zélande délimite ces deux variétés de SAMW (*Rintoul and Bullister*, 1999).

Les régions de formation des SAMW se situent à différents endroits dans l'ensemble de l'océan Austral (*Sloyan and Rintoul*, 2001a) et plus particulièrement dans la région sud-est de l'océan indien (*Ribbe*, 1999; *Koch-Larrouy et al.*, 2010). Plusieurs mécanismes contribuent à la formation des SAMW : les flux air-mer, le mélange induit par le vent et les échanges à travers les fronts de l'ACC. Certaines études ont montré que le mélange turbulent induit par les pertes de flottabilité et la tension de vent est essentiel pour créer les couches de mélange profondes où résident les SAMW (*Sloyan et al.*, 2010). *McCartney* (1977) a suggéré que les effets cumulés des flux air-mer de chaleur et d'eau douce pilotent le refroidissement et l'adoucissement des SAMW de l'océan Indien au passage de Drake. En outre, les processus pilotant la variabilité des SAMW font toujours l'objet de débats : Des études récentes ont montré que la variabilité inter-annuelle des SAMW est en grande partie pilotée par les variations de flux de flottabilité (*Naveira Garabato et al.* (2009), *Vivier et al.* (2010)). D'autres études ont montré, cependant, que le transport d'Ekman domine la variabilité temporelle des propriétés des SAMW et que les flux air-mer ne peuvent pas expliquer cette variabilité (*Speer et al.* (2000), *Sloyan and Rintoul* (2001a), *Rintoul and England* (2002)). Malgré le fort gradient de vorticité potentielle séparant les SAMW des autres masses d'eau, les processus latéraux sont susceptibles de moduler les propriétés des SAMW ; ainsi les échanges à travers le SAF, via ses méandres, les tourbillons qui y transitent (*Sokolov and Rintoul*, 2009), le transport d'Ekman contribuent à moduler l'évolution des SAMW en transportant des eaux douces et froides en provenance de la zone inter-frontale polaire (PFZ) située entre le PF et le SAF. Certains de ces mécanismes peuvent se compenser mutuellement ; ainsi *Sallée et al.* (2010) montre que le transport d'Ekman vers le nord est compensé par un transport tourbillonnaire vers le sud. Enfin, les mouvements verticaux des gyres océaniques participent également à la variabilité des propriétés des SAMW.

Les AAIW : Les AAIW se situent sous les SAMW le long de l'ACC au voisinage du PF. Elles sont caractérisées par un minimum local de salinité (*Hanawa and Talley*, 2001) du en partie à la fonte de glace de mer saisonnière (*Santoso and England*, 2004) . elles affleurent au niveau du front polaire pendant l'hiver austral puis subduisent jusqu'à 1500m de fond sous les gyres subtropicaux de chaque bassin océanique (*Sloyan and Rintoul*, 2001a). Les AAIW sont caractérisées par une densité potentielle comprise dans l'intervalle $\sigma_0 = 27.1 - 27.3 \text{ kg/m}^3$ (*Fine*, 1993).

Les processus responsables de la formation des AAIW font toujours l'objet de débats (*Sallée et al.*, 2008a; *Sloyan et al.*, 2010). En premier lieu *Sverdrup et al.* (1942) avait évoqué l'idée d'une création des AAIW tout le long du PF par subduction des eaux de surface le long des couches isopycnales. Plus tard, certains auteurs ont suggéré que seuls certains lieux de l'océan Austral sont le berceau de ces AAIW ; ainsi *McCartney* (1977) considère les AAIW comme un sous-produit des SAMW lors des épisodes hivernaux de convection profonde de la CMO dans le secteur sud-est du Pacifique. Ces eaux une fois formées s'étalent dans le Pacifique ou sont entraînées par l'ACC vers les autres bassins. L'alimentation des AAIW par les AASW via un transport isopycnal fut proposé par *Molinelli* (1981) non seulement dans le secteur sud-est Pacifique mais aussi à proximité de l'île

des Kerguelen (vers 80°E). *Sloyan and Rintoul* (2001a) mirent en avant le rôle des échanges diapycnaux inter-frontaux entre les AASW et les SAMW dans la formation des AAIW. Plusieurs auteurs suggèrent aussi que le secteur sud-ouest Atlantique est susceptible d'être un lieu de formation des AAIW (*Georgi* (1979), *Piola and Georgi* (1982), *Piola and Gordon* (1989), *Talley* (1996), *Hanawa and Talley* (2001)). La formation des AAIW semblent donc être cantonnée dans le Pacifique sud-est et dans l'Atlantique sud-ouest. Dans ces deux régions, les AAIW sont difficilement distinguables des variétés les plus froides et les plus douces des SAMW (*Hanawa and Talley*, 2001).

Les processus responsables de la variabilité des propriétés des AAIW fait également toujours l'objet de débats : L'importance du mélange dans la région sud-ouest de l'océan Atlantique est suggérée par *Talley* (1996). Le rôle des tourbillons dans ce processus de mélange est reconnu dans de nombreuses études (*Marshall*, 1997; *Sloyan et al.*, 2010). *Santoso and England* (2004) suggère que les flux d'eau de fonte de la glace de mer autour du continent antarctique et les flux air-mer de chaleur et d'eau douce contribuent grandement dans le processus de formation des AAIW. Enfin, d'autres études ont montré que la tension du vent sur la surface de l'océan, permettant un transport d'Ekman à travers les fronts de l'ACC, joue un rôle primordial dans la variabilité des AAIW (*Oke and England*, 2004). A des échelles de temps décennales, le rôle des flux air-mer semble devenir plus important (*Downes et al.*, 2010).

De nombreuses expériences numériques climatiques ou de sensibilité ont montré que les processus modulant la variabilité des AAIW étaient dépendants de l'échelle de temps à laquelle cette variabilité était estimée, de l'échelle saisonnières aux échelles pluri-annuelles (*Wong et al.*, 1999; *Gille*, 2002; *Saenko et al.*, 2003; *Santoso and England*, 2004).

La glace antarctique

La glace antarctique joue un rôle majeur dans les système climatique globale. D'une part, elle participe activement au bilan d'énergie de surface et au cycle de l'eau entre l'océan et l'atmosphère; d'autre part son état conditionne les rétroactions éventuelles positives et négatives entre l'atmosphère et l'océan. L'état moyen et la variabilité de l'océan sont donc fortement dépendants de l'état général de la couverture de glace. Dans la zone de glace saisonnière (SIZ), on distingue deux types de glace; Il y a d'une part la banquise qui résulte de la solidification de l'eau de mer due au refroidissement atmosphérique. Une grande partie de la production de glace de mer est réalisée sur les bordures du continent antarctique, dans les régions dites de polynies côtières. Dans ces régions, les vents catabatiques provenant de la calotte antarctique participent au refroidissement de la surface océanique et à l'export vers le nord de la glace de mer nouvellement créée; Il y a d'autre part les icebergs et les iceshelves (plateformes glaciaires) qui proviennent de la calotte antarctique et agissent donc comme une source d'eau douce pour l'océan austral.

En se formant, la glace de mer rejette du sel vers l'océan augmentant la salinité de surface océanique; une fois le pack de glace bien établi, il isole l'océan de l'atmosphère limitant les échanges entre ces deux ensembles. L'albédo élevé de la neige recouvrant potentiellement la glace flottante participe également à l'isolation thermique de l'océan avec l'atmosphère. Lors des épisodes de fonte de la glace flottante, celle-ci redistribue l'eau douce anciennement glacée à l'intérieure de la SIZ ou dans les régions de polynies côtières plus au nord dans la zone marginale de la glace de mer sur le pourtour de la SIZ. Nous verrons dans le chapitre 1 que la région marginale de la SIZ à la fin de l'hiver austral et au début du

printemps austral approche la zone d’affleurement des AAIW.

Le manque d’observation des flux de surface de l’océan Austral

Nous avons vu que les flux air-mer de quantité de mouvement, de chaleur et d’eau douce sont susceptibles de contribuer significativement voire principalement à la formation et la variabilité des AAIW et SAMW dans leurs régions d’affleurement hivernal. Malheureusement, que ce soit dans la SIZ ou dans le cœur de l’ACC, la compréhension des interactions océan-atmosphère fait face à un manque notoire d’observation des flux de surface. D’une part leur mesure nécessite un équipement complexe et d’autre part il est évident que l’hostilité du terrain ne se prête pas à la mesure de ces derniers. Toutefois une étude récente locale *Schulz et al.* (2012) a analysé les premiers enregistrements de flux air-mer effectués lors du déploiement du mouillage SOFS (Southern Ocean Flux Station); cette station a mesurée certaines variables atmosphériques dont les flux de chaleur et la friction du vent entre mars 2010 et mars 2011 au point 47°S-102°E. Une grande variabilité de l’intensité et de la direction des flux avec des épisodes extrêmes a été observée dans cette zone. Le bilan moyen net annuel de chaleur a été estimé à $-10W.m^{-2}$ avec un maximum en janvier ($139W.m^{-2}$) et un minimum en juillet ($-79W.m^{-2}$).

1.1.2 Des changements récents dans l’océan Austral

Les changements observés de la circulation

Un déplacement des fronts de l’ACC vers le sud a été observé ces dernières années. Ainsi, *Böning et al.* (2008) ont observé un décalage variant de 50km à 80 km vers le sud de la position de l’ACC, lors de ces 40 dernières années. De même, *Sokolov and Rintoul* (2009) ont observé grâce aux mesures altimétriques un déplacement vers le sud des fronts de l’ACC entre 1992 et 2006. Un redressement des isopycnes¹ au cœur de l’ACC a également pu être constaté ces dernières années. *Yang et al.* (2007), par l’entremise des réanalyses océaniques SODA, a montré un déplacement vers le sud du transport d’Ekman vers le nord associé à une augmentation du pompage d’Ekman. Cette augmentation aurait, selon lui, participé à l’augmentation du gradient méridien de densité et au raidissement de ces isopycnes. Cependant, il n’observe pas de changement significatif de l’intensité du transport de l’ACC. Ces études révèlent le lien complexe entre les gradients de densité et le courant géostrophique associé.

D’autres processus doivent pouvoir compenser le raidissement observé. Ainsi, *Hallberg and Gnanadesikan* (2006) montrent le rôle essentielle des tourbillons transitoires associée aux instabilités baroclines se produisant au cœur de l’ACC pour compenser le raidissement des isopycnes. *Böning et al.* (2008) ne montrent aucune modification des pentes des isopycnes affleurant au niveau de l’ACC suggérant un transport zonal constant cohérent avec les observations. Quelques années auparavant, *Cunningham et al.* (2003) n’avaient pas non plus observé de tendance particulière du transport barocline de l’ACC entre 1975 et 2000. Plus récemment, *Renault et al.* (2011) conforte également l’hypothèse de l’absence d’une tendance du transport de l’ACC entre 1975 et 2006. Ces résultats semblent montrer que l’intensité de la circulation méridienne de retournement dans l’océan austral a été insensible

1. En océanographie, les lignes joignant les points de même densité sont appelées isopycnes

aux changements atmosphériques et en particulier aux changements de la tension de vent ces trois dernières décennies.

Les changements observés des propriétés hydrographiques.

En plus des déplacements méridiens des fronts, *Böning et al.* (2008) met en évidence un déplacement vertical des surfaces isopycnales (“heave”) traversant l’ACC. Ces déplacements compliquent la compréhension des tendances observés des propriétés de subsurface de l’océan austral. En effet, les déplacements adiabatiques verticaux et latéraux des surfaces de densité provoqués par les changements de l’intensité et de la position des vents, peuvent induire des changements de salinité sur les surfaces isobariques sans modifier le bilan d’eau douce des masses d’eau. Afin d’éviter de confondre les effets dynamiques avec les modifications à l’intérieur des masses d’eau, nous distinguerons le plus clairement possible les études réalisées à pression constante et celles menées le long des surfaces neutres. Les travaux de *Bindoff and Mcdougall* (1994) fournissent un cadre théorique intéressant pour mieux comprendre les changements de propriétés des surfaces isopycnales.

Levitus et al. (2000) fut l’un des premiers à quantifier le réchauffement récent observé dans l’océan global et en particulier dans l’océan austral entre les années 50 et les années 90. il observa notamment un réchauffement sur les 300 premiers mètres de la surface océanique. Depuis, “*Il est maintenant bien établi à l’aune des observations et des résultats de modélisation que depuis 1950 l’océan austral s’est réchauffé de 0,2°C à des profondeurs intermédiaires entre 700 mètres et 1100 mètres entre 35°S et 65°S*” (XXX Antarctic Treaty Consultative Meeting, 30 avril au 11 mai 2007). Cette citation se réfère notamment aux travaux de *Gille* (2002) qui a montré grâce aux réseaux ARGO et PALACE une augmentation uniforme des températures de $0.008^\circ \pm 0.002^\circ C.an^{-1}$ à des profondeurs moyennes. Quelques années plus tard, par l’entremise du jeu de données composites WOD05 (*Boyer and Coauthors*, 2006), *Gille* (2008) montre un réchauffement des couches supérieures de l’océan austral (0-1000 mètres) en particulier dans la région de l’ACC. Une augmentation du cycle de l’eau dans l’hémisphère austral a accompagné ce réchauffement ces dernières décennies (*Durack and Wijffels*, 2010). Une augmentation du cycle de l’eau signifie dans ce contexte, une augmentation de la salinité dans les régions dominées par l’évaporation (au nord de $\sim 35^\circ S$) et un adoucissement dans les régions dominées par les précipitations (au sud de $\sim 35^\circ S$).

Banks and Bindoff (2003) et *Helm et al.* (2010) suggèrent que le réchauffement de la surface océanique et l’accélération du cycle de l’eau sont la signature des changements climatiques d’origine anthropique.

Au cœur de l’ACC : De récentes observations suggèrent que la température et la salinité des AAIW et des SAMW ont changé. *Johnson and Orsi* (1997) observe un adoucissement et un refroidissement ($-1^\circ C$ $-0,25$ PSU) entre la fin des années 70 et le début des années 90 des SAMW et AAIW dans le Pacifique sud-ouest. Dans le Pacifique sud-est, là où la salinité augmente avec la profondeur, le réchauffement observé en surface semble induire non seulement un réchauffement des surfaces isoneutrales mais aussi un réchauffement des surfaces isobariques. *Wong et al.* (1999) infère l’adoucissement observé des eaux intermédiaires ces dernières décennies de celui des eaux de surface aux hautes latitudes. Comme explication possible, il suggère que les flux air-mer d’eau douce pénétrant l’océan ont une tendance positive de $31 mm.an^{-1}$ entre $55^\circ S$ et $65^\circ S$. A partir de mesures

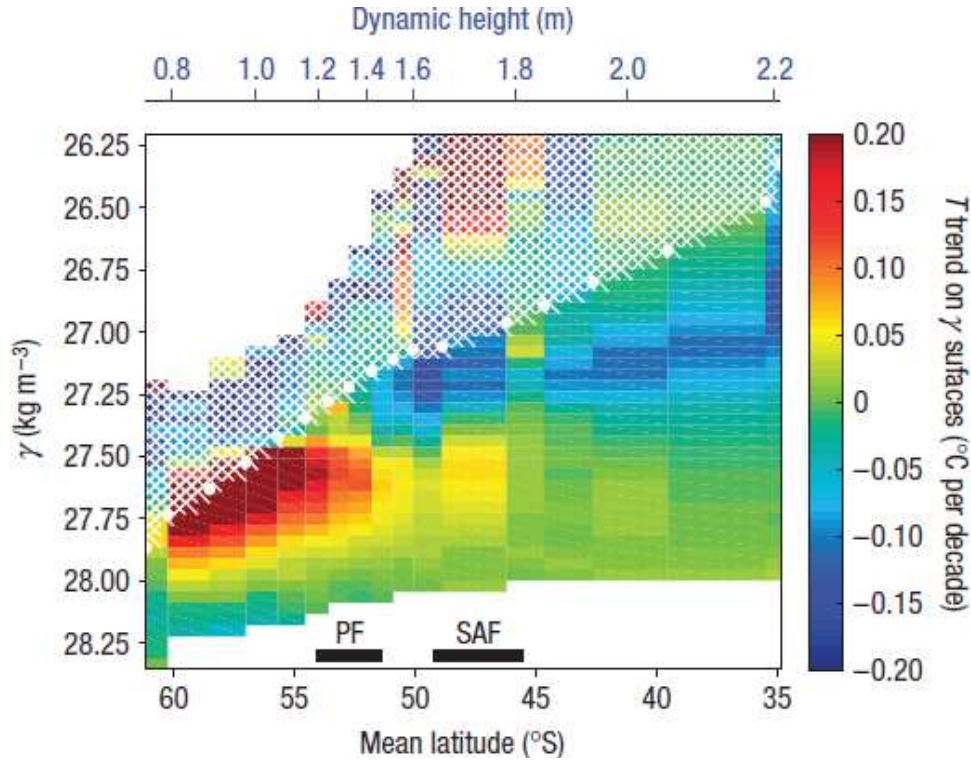


Figure 1.3 – Changements des propriétés des masses d’eau le long des surfaces isopycnales (source : Böning *et al.* (2008)). Tendance décennale moyenne de la température potentielle depuis 1960’S ($^{\circ}\text{C}/\text{decade}$) sur les surfaces de densité neutre, moyennée dans des boîtes de 0,09 mètre (indiqué en haut de l’image), et reprojétée sur les cercles de latitude en utilisant les latitudes moyennes des contours de hauteur dynamique. Les points blancs indiquent la densité moyenne à 200 mètres de profondeur, illustrant l’extension verticale de la couche de surface. Les barres noires indiquent les latitudes moyennes du PF et du SAF.

in-situ faites entre les années 50 et les années 90 dans l’ensemble de l’océan Indien, Aoki *et al.* (2005), a montré un adoucissement de -0.02 PSU et un refroidissement de -0.2°C le long des surfaces neutres autour de $27.0\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$, coïncidant avec les AAIW et les SAMW, au nord du SAF. Il attribue ces changements non seulement à l’effet de ”pure warming“ de la surface océanique discuté par Bindoff and McDougall (1994) mais aussi à une augmentation du cycle de l’eau. Via une analyse à pression constante, Böning *et al.* (2008) grâce à une combinaison des données du réseaux ARGO et de mesures hydrographiques historiques montrent les tendances au réchauffement et à l’adoucissement des 1000 premiers mètres de l’océan au cœur des masses d’eau traversant l’ACC. Via une analyse à densité constante, ils observent que les masses d’eau ventilant la thermocline au nord de l’ACC (AAIW et SAMW) ont une tendance au refroidissement (figure 1.3) et à l’adoucissement. Grâce à une combinaison de mesures de campagne en mer et de mesures des profileurs ARGO, Helm *et al.* (2010) montrent, à l’échelle globale un adoucissement à proximité du cœur du minimum de salinité caractéristique des AAIW à une profondeur intermédiaire (~ 700 mètres) entre 1970 et 2005. Ils attribuent ces changements aux tendances des flux air-mer d’eau douce pénétrant l’océan. Ainsi ces changements de salinité impliquent une

diminution de 3 ± 2 % de ces flux aux moyennes et basses latitudes et une augmentation de 16 ± 6 % de ces flux au dessus de l'océan austral depuis 1970.

Cette observation suggère, comme précédemment, une accélération du cycle de l'eau terrestre. *Durack and Wijffels* (2010), dans la gamme de densité neutre 26.25 kg.m^{-3} et 27.25 kg.m^{-3} incluant les SAMW et les AAIW, observent une tendance à l'adoucissement de ces masses d'eau entre 20°S et 50°S (figure 1.4). Dans la région singulière du passage de Drake, *Naveira Garabato et al.* (2009) ont observé un adoucissement des AAIW de l'ordre de $\sim 0.05 \text{ PSU}$ entre 1969 et 2005. Ils suggèrent, comme explication, en plus de l'augmentation des précipitations, le retrait de la zone marginale de glace de mer à l'ouest de la péninsule antarctique. Ils attribuent ces deux évolutions à la tendance positive du SAM depuis les années 70.

Plus récemment, *Meijers et al.* (2011a) en considérant en même temps les changements diabatiques (échanges de chaleur et d'eau douce) ainsi que les changements adiabatiques (déplacement des fronts) montrent un réchauffement et un adoucissement intégrés sur l'ensemble de l'ACC depuis les premières mesures altimétriques. En distinguant les changements diabatiques des changements adiabatiques, ils observent un refroidissement et un adoucissement pour les premiers et un réchauffement et un léger adoucissement pour les seconds.

Malgré tout, le consensus n'est pas total quant aux tendances observées au cœur des AAIW. En effet, *Schmidtko and Johnson* (2011) suggèrent que le minimum de salinité s'est réchauffé et s'est rapproché de la surface en perdant de la densité depuis les années 20. Contrairement à *Helm et al.* (2010), *Schmidtko and Johnson* (2011) n'observent que peu de changement de la salinité des AAIW bien qu'ils remarquent des tendances régionales.

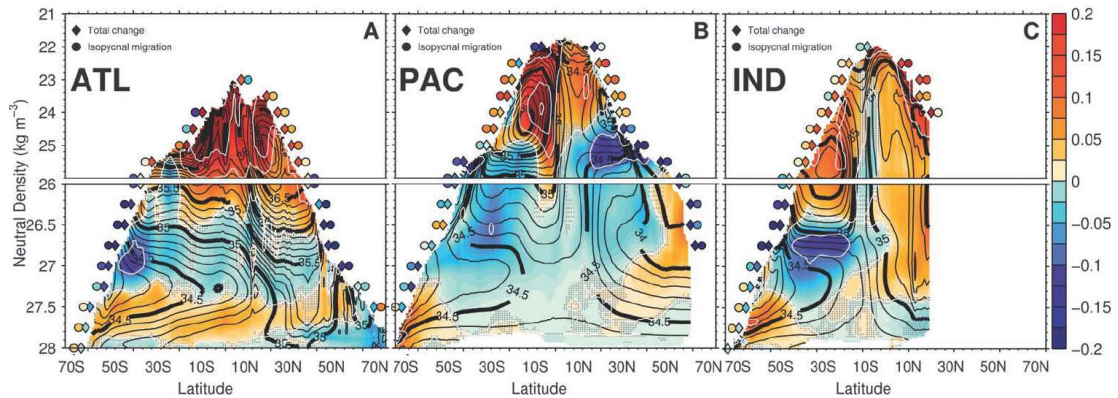


Figure 1.4 – Moyenne zonale des tendances linéaires de salinité en $\text{PSS} \cdot (50 \text{ ans})^{-1}$ (source : (*Durack and Wijffels*, 2010)) analysée sur les couches isopycnales pour (A) l'océan Atlantique, (B) l'océan Pacifique et (C) l'océan Indien. Les contours blancs représentent les changements de salinité tous les 0.1 PSS. Les valeurs pour les surfaces isopycnales plus légères que les zones d'affleurement hivernal ont été blanchies. La salinité moyenne climatologique est indiquée par les isocontours noirs espacés tous les 0.1 PSS. Les symboles colorés le long de la zone d'affleurement hivernal représentent la moyenne zonale des tendances linéaires de salinité dues d'une part au changement total (diamants) et d'autre part au déplacement méridional des isopycnes (cercles). Les régions où la tendance linéaire résolue n'est pas significative à 90 % sont pointillées en gris.

Au cœur de la SIZ : Dans les régions reculées de la SIZ, peu de données sont disponibles pour pouvoir observer des éventuels changements. De plus, à ces très hautes latitudes, les échanges d'eau douce peuvent évoluer en profondeur par l'entremise des ice-shelves qui peuvent intervenir comme une source d'eau douce à des profondeurs supérieures à 250 mètres (*Jacobs, 2006*). La fonte des icebergs et de la base des ice-shelves est concentrée principalement le long de la marge continentale antarctique (*Silva et al., 2006*). Malgré le manque de données, l'observation, lors de ces dernières décennies, d'un réchauffement et d'un adoucissement dans une grande partie de la SIZ semble être partagée par de nombreux auteurs (*Jacobs et al., 2002; Aoki et al., 2003; Boyer et al., 2005; Silva et al., 2006; Jullion et al., 2013*).

Ainsi, *Boyer et al. (2005)* montrent un fort adoucissement au sud de 70°S (i.e. dans le secteur Pacifique et en mer de Weddell) sur toute la colonne d'eau. En mer de Weddell et mer de Ross, *Silva et al. (2006)* ont estimé que le flux d'eau douce de fonte des icebergs sur la période 1983-2003 a augmenté de $15.10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{mois}^{-1}$. A cela, *Jullion et al. (2013)* montre une tendance décennale de la fonte de la glace de mer et des ice-shelves qu'il attribue à une augmentation du flux de chaleur provenant des eaux plus chaudes de l'ACC vers les régions de plateau de l'Antarctique de l'ouest. Un réchauffement a également été observé d'une part à des profondeurs de ~ 300 mètres en mer de Ross (*Jacobs et al., 2002*), et d'autre part à des profondeurs de $\sim 200 - 900$ mètres dans tout l'océan Indien (*Aoki et al., 2003*). Ces résultats sont cohérents avec l'hypothèse d'une migration des fronts de l'ACC vers le sud. L'augmentation de la fonte de la banquise, des icebergs, la diminution de la production de glace de mer et l'augmentation des précipitations dans la SIZ semblent intuitivement confirmer la tendance à un adoucissement des couches de surface dans la SIZ.

Enfin, les eaux de fond abyssales dans le secteur sud-est de l'océan indien semblent également marquées par un réchauffement et un adoucissement (*Purkey and Johnson, 2010; Jullion et al., 2013*) lors des deux dernières décennies.

Les changements observés et modélisés de la couverture de glace.

La figure 1.5 montre la distribution régionale des tendances observées de la couverture de glace de mer. A la différence de la glace arctique qui subit une contraction marquée de sa couverture, les tendances observées de la glace de mer sur le pourtour antarctique sont beaucoup moins claires (*Zwally et al., 2002*). Le rapport d'évaluation de 2007 de l'IPCC (*Solomon, 2007*), s'appuyant sur les travaux de *Comiso et al. (2003)* a statué sur une légère augmentation de $0,5\% \pm 0,8\%$ /décennie de l'extension de glace de mer sur la période 1978-2005. Ces 30 dernières années, les nombreuses analyses faites sur les observations australes attestent de l'extension moyenne totale de la couverture de la glace saisonnière.

Même si la glace de mer montre une très légère et incertaine augmentation moyenne de son extension méridienne, elle révèle de grandes disparités régionales. Ainsi, *Zwally et al. (2002)* montrent une augmentation de 1% /dec de l'extension de glace de mer (SIE) avec de grandes disparités régionales. En effet, ils observent des tendances positives dans le secteur centre pacifique, en mer de Weddell et en mer de Ross et des tendances négatives dans le secteur Amundsen/Bellingshausen et dans le secteur indien. *Turner et al. (2009)* observent les mêmes tendances depuis 1970 et principalement durant l'automne. Ils mettent également en évidence la présence d'un dipôle de tendances entre les mer de Ross et le

couple Amundsen/Bellingshausen. Enfin, *Parkinson and Cavalieri* (2012) montrent, part l'entremise de données satellites, également une tendance positive, entre 1978 et 2010, de la SIE avec les mêmes disparités régionales.

Si les données satellites permettent une certaine estimation de l'extension de glace de mer, elles ne donnent pas accès à son épaisseur. Il s'agit là pourtant d'une quantité clef dans la fermeture du cycle de l'eau à l'échelle régionale et à l'échelle globale. Ainsi, la variabilité spatio-temporelle de la quantité de glace océanique reste à ce jour encore une inconnue; Pour pouvoir émettre des hypothèses sur la caractérisation du cycle de l'eau dans l'océan austral, on peut avoir recours à des modèles couplés océan-glace de mer : *Fichefet et al.* (2003) montrent, entre 1978 et 1998, une augmentation de la couverture de glace ($11400 \pm 2300 \text{ km}^2 \cdot \text{an}^{-1}$) mais pas de modification de l'épaisseur moyenne annuelle. *Zhang* (2007), via un modèle couplé océan-glace de mer, a montré une augmentation du volume total de glace de mer et de l'extension de la couverture de glace de mer (0,2 % observé en plus).

Très récemment, par l'entremise du modèle couplé NEMO-LIM2 en assimilant des données de glace de mer, *Massonnet et al.* (2013) ont estimé des tendances de volume de glace sur les 3 dernières décennies; il en ressort une augmentation du volume de glace totale de $5,6\% \pm 5,3\%$ par décennie avec des disparités régionales. Ainsi en mer de Ross il estime une augmentation de $2,4\% \pm 2\%$ et en mer de Weddell une augmentation de $3,3\% \pm 5,7\%$ alors qu'une diminution en mer Admunsen/Bellingshausen de $-0,7\% \pm 0,9\%$ est calculée. La relative augmentation observée et modélisée est intuitivement en contradiction avec l'augmentation des températures de surface de l'océan et de l'atmosphère. Intuitivement, l'augmentation des températures de l'air entraînerait une augmentation du rayonnement infra-rouge et du flux de chaleur sensible vers l'océan. Il s'en suivrait une augmentation de la fonte de glace de mer et une diminution de la formation de glace de mer. Dans ces deux-cas un apport d'eau douce associé à l'anomalie de fonte ainsi qu'un déficit de rejet de sel issue des poches de saumure concourraient à augmenter la stratification de surface de l'océan austral. Cette anomalie de stratification endiguerait en partie l'apport de chaleur provenant des masses d'eau inférieures, nécessaire à la fonte basale de la glace de mer. Ainsi, l'excès de chaleur issue de l'atmosphère serait contrecarré par un défaut de chaleur provenant de l'océan intérieur, entraînant une augmentation de la masse totale de glace de mer dans l'océan Austral.

1.2 Le Mode Annulaire Austral (SAM) : un mode de variabilité atmosphérique majeur en évolution

1.2.1 Le SAM : un mode majeur au dessus de l'océan austral

De nombreux modes de variabilité coexistent dans l'atmosphère; chaque mode évolue selon des échelles de temps et une distribution spatiale propre. *Kidson* (1999) et *Carleton* (2003) listent les différents modes atmosphériques dont la variabilité explique significativement la variabilité totale de l'atmosphère australe (Figure 1.6). Des interactions dynamiques et thermodynamiques complexes existent entre ces modes (*Carleton*, 2003). Parmi ces différents modes, le mode de variabilité principal à l'échelle de l'océan entier sur une gamme étendue d'échelles de temps est le mode annulaire austral (SAM) (*Thompson and Wallace*, 2000; *Thompson et al.*, 2000). Le SAM est aussi nommé l'Oscillation Antarctique (AAO) et plus anciennement le Mode des Hautes Latitudes (HLM). Il évolue aussi bien à

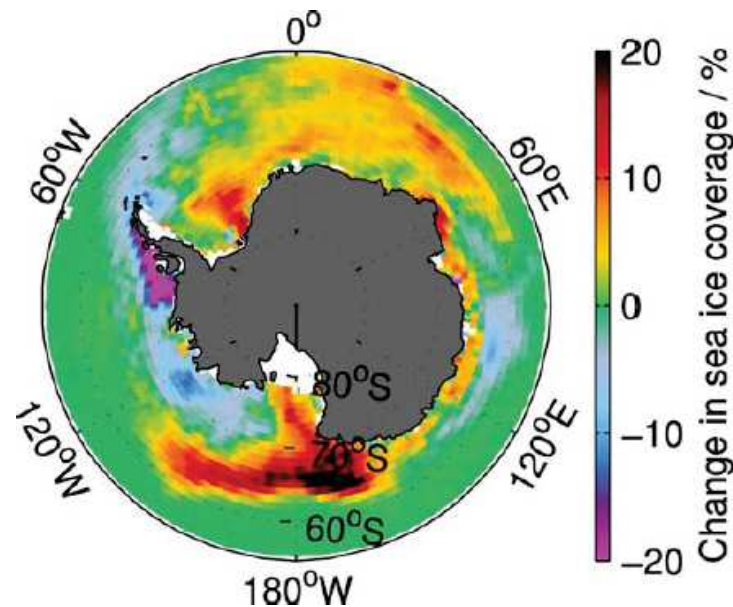


Figure 1.5 – tendance de la couverture de glace de mer issue des observations passives micro-onde de Nimbus-7/SMMR et DMSP/SSM/I (cavaliéri 1996, NSIDC) (source : *Close and Goosse* (2013))

l'échelle journalière (*Baldwin, 2001*), à l'échelle saisonnière (*Thompson and Wallace, 2000*), à l'échelle inter-annuelle (*Kuroda and Kodera, 1998*) et à l'échelle décennale (*Marshall, 2003*). Quantitativement, le SAM explique $\sim 28\%$ de la variance de la variabilité totale atmosphérique au sud de 20°S (*Thompson and Wallace, 2000*). Ce mode est essentiellement à symétrie zonale et quasiment barotrope sur toute la troposphère. Il manifeste ainsi sa présence sur toute la colonne d'air de la surface atmosphérique à la base de la stratosphère ; il imprime sa signature aussi bien sur la pression de surface (SLP) (*Rogers and van Loon* (1982) ; *Miller et al.* (2006) ; *Cai and Cowan* (2007)), que sur les hauteurs géopotentielle plus élevées à 700hPa (*Mo, 2000*), à 500hPa (*Kidson, 1988*), à 300hPa (*Karoly, 1990*) et plus généralement dans la couche 100-1000hPa (*Yoden et al., 1987*). Il est entre autre caractérisé par les anomalies de hauteurs géopotentielle aux moyennes et aux hautes latitudes ; le noeud de ce mode se situe à $\sim 55^\circ\text{S}$. Les phases positives du SAM caractérisent une anomalie de basse pression au sud de ce noeud et une anomalies de haute pression au nord. Il traduit un déplacement des masses atmosphériques entre les moyennes et hautes latitudes et vice versa.

Dans le chapitre 2, nous comparerons deux estimations différentes de l'indice associé au SAM. Nous étudierons d'une part l'indice NCEP (figure 1.7), estimé comme le mode principal d'une analyse EOF de l'anomalie de hauteur dynamique à 700hPa (*Mo, 2000*) et d'autre part l'indice BAS, estimé comme la différence normalisée entre les moyennes zonales de SLP à 40°S et 65°S (*Gong and Wang, 1999*).

Enfin le SAM influence également la position du courant jet subtropical, la position des vents, les positions de trajectoires des tempêtes australes et la température de l'air.

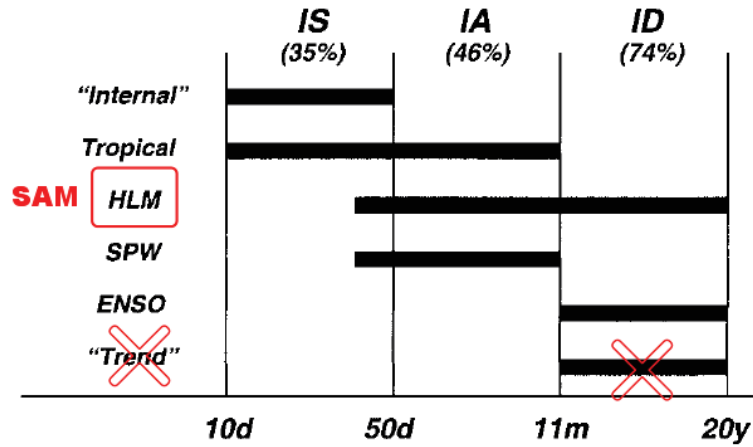


Figure 1.6 – Différents modes de variabilité atmosphérique dans l’hémisphère sud et leurs échelles de temps caractéristiques (figure adaptée de *Kidson* (1999)). Les échelles de temps représentées sont décomposées selon les échelles intra-saisonnière (IS), inter-annuelle (IA) et intra-décennale (ID). Les pourcentages indiquent la proportion de la variance dans chaque bande représentée par la composante principale d’une décomposition EOF. SPW correspond au South Pacific Wave train appelé aussi PSA (Pacific-South American), ENSO signifie El Nino-Southern Oscillation.

1.2.2 Un mode forcé par les changements climatiques

Les observations (*Marshall*, 2003) et les modèles (*Sen Gupta and England*, 2006) ont montré que les phases positives de ce mode sont devenues plus fréquentes depuis le milieu des années 60’s (*Thompson et al.*, 2000; *Kushner et al.*, 2001; *Thompson and Solomon*, 2002)

Depuis le début des années 80’s, la réduction saisonnière de l’épaisseur de la couche d’ozone stratosphérique au dessus de l’Antarctique a été pointée du doigt (*Thompson et al.*, 2000; *Thompson and Solomon*, 2002; *Gillett and Thompson*, 2003; *Marshall et al.*, 2004; *Cai*, 2006; *Son et al.*, 2009; *Thompson et al.*, 2011) comme une responsable des tendances observées du SAM aux périodes de l’année où le vortex polaire est le plus contracté. En outre, l’augmentation de la concentration des gaz à effet de serre aussi bien pendant la saison chaude que la saison froide est également supposée jouer un rôle dans cette tendance (*Fyfe et al.*, 1999; *W. J. Cai*, 2003; *Lenton et al.*, 2009). Malgré l’observation récente du "remblayage" estival de la couche d’ozone et malgré les incertitudes sur les mécanismes reliant la variabilité du SAM et de ses hypothétiques modulateurs, les prévisions climatiques suggèrent la poursuite de cette tendance positive du SAM (*Son et al.*, 2009; *Sigmond et al.*, 2011).

1.2.3 Manifestation atmosphérique de la tendance observée

Les changements de la dynamique atmosphérique

Au dessus de l’océan austral entre 40°S et 60°S, les vents d’ouest dominent. Ils résultent d’un ajustement géostrophique entre les régions de haute pression situées dans une ceinture zonale aux moyennes latitudes (30°S -35°S) et les régions de basses pressions aux hautes latitudes (60°S-65°S). Sur les bords du continent antarctique, on observe la domination

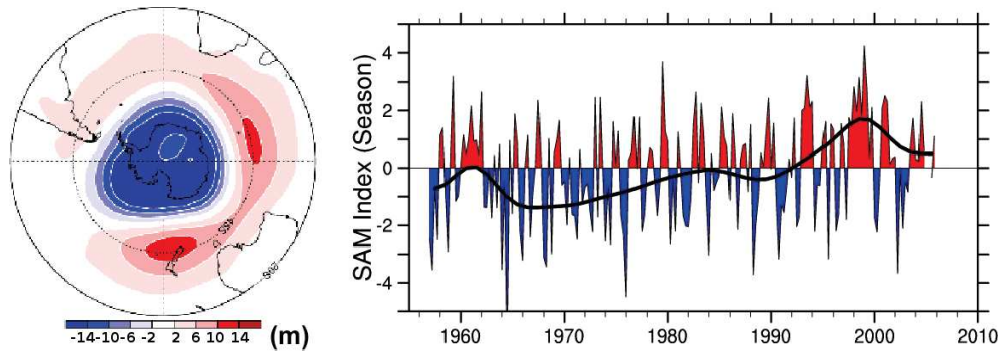


Figure 1.7 – La carte de gauche représente le mode principal d’une analyse EOF des moyennes mensuelles de l’anomalie de hauteur dynamique estimée à 700hPa pendant la période 1979-2000. La série temporelle de droite représente l’indice SAM associé. Il est construit en projetant les anomalies de hauteur dynamique à 700hPa sur le mode principal de l’EOF précédente. la série temporelle est normalisée par l’écart type de l’indice mensuel estimé sur la période 1979-2000. (Mo, 2000)

d’un vent d’est (Gill, 1982). cette circulation de vent d’est peut être renforcé par l’apport continental des vents catabatiques très froids et très puissants.

Lors d’une phase positive du SAM, le courant-jet troposphérique des moyennes latitudes se déplace vers le sud, renforçant ainsi les vents d’ouest vers 60°S et affaiblissant ces vents plus au nord, vers 40°S (Sen Gupta and England, 2006). Quantitativement, une augmentation de 15% à 20% de l’intensité des vents d’ouest (en moyenne annuelle) au niveaux des basses couches de l’atmosphère (0-2km) a été observé (Orr et al., 2004).

L’activité turbulente initiée par les changements du cisaillement vertical et horizontal du vent pourrait entretenir l’anomalie de circulation moyenne par des effets compensatoires de conversion d’énergie potentielle en énergie cinétique. Lorenz and Hartmann (2001), via les observations, et Limpasuvan and Hartmann (2000), via la modélisation, ont mis en évidence la rétroaction positive des flux de moment de l’activité tourbillonnaire sur les vents zonaux. Ces tourbillons maintiennent les tendances positives de l’intensité des vents zonaux. Des expériences numériques couplées océan-atmosphère globales vont dans le même sens mettant en évidence le maintien de la tendance du SAM par la dynamique propre de l’atmosphère (Codron, 2005).

Les changements de température de l’air et de flux d’eau douce

Le refroidissement de la stratosphère associé à l’amincissement de la couche d’ozone s’est accompagné d’une augmentation significative des températures de la troposphère australe de 0,5° à 0,7°C par décennie depuis 30 ans (Turner et al., 2006). La station Faraday/Vemadsky a mesuré remarquablement la plus grande tendance décennale (0,55°C/décennie) enregistrée sur Terre depuis 50 ans. A l’échelle du globe le réchauffement climatique est estimé à ”seulement“ 0,11°C/décennie soulignant l’importance de la région australe dans une étude d’impact climatique global.

Ce réchauffement atmosphérique au dessus de l’antarctique a pu être associé à la tendance positive observé du SAM (Kwok and Comiso, 2002). Toutefois Orr et al. (2004) fait remarquer que les prémices du réchauffement observé précèdent ceux de la tendance observée du SAM. Ils mettent malgré tout en évidence le lien entre la tendance du SAM

et le réchauffement de la température de l'air de surface (SAT) au dessus de la mer de Bellingshausen. Des travaux récents ont également suggéré l'hypothèse d'une corrélation entre les phases du SAM avec des changements de précipitations mesurées sur la pointe sud des continents de chaque bassin océanique (Amérique du sud : *Haylock et al.* (2006) ; Afrique du sud : *Reason and Rouault* (2005) ; Sud australien : *Meneghini et al.* (2007) et *Cai and Cowan* (2006)). Le déplacement vers le sud des trajectoires de tempête pourrait expliquer la diminution des précipitations pendant l'hiver austral dans ces zones de moyennes latitudes. *Gillett et al.* (2006) met en évidence, grâce à une étude de régression, l'influence du SAM non seulement sur les précipitations mais aussi la température de l'air au moyennes latitudes sur les 4 continents. Plus généralement, *Boer et al.* (2001) trouve que l'advection d'humidité associée d'une part aux faibles vents méridiens et d'autre part aux anomalies du transport tourbillonnaire entraîne une diminution des précipitations aux moyennes latitudes et une augmentation de ces dernières aux hautes latitudes pendant une phase positive du SAM. L'augmentation des vents d'ouest semble également avoir eu pour effet de d'isoler les masses d'air au dessus du continent antarctique et se faisant les refroidir. Certaines régions font toutefois figures d'exception ; ainsi *Thompson and Solomon* (2002) ont observé un réchauffement autour de la péninsule antarctique, et *Bromwich et al.* (2013) ont observé un réchauffement dans l'intérieur du continent au niveau de la mer d'Amundsen. La station polaire Byrd (120°W-80°S) a mesuré entre 1958 et 2010 une augmentation des températures de l'air de 2.4 ± 1.2 °C (*Bromwich et al.*, 2013). Ces tendances pourraient avoir une importance capitale dans l'apport douce douce continentale dans le secteur ouest de l'océan austral.

1.3 La réponse du système océan-glace de mer au SAM : une connaissance en évolution

En réponse aux changements de l'état atmosphérique de surface et aux changements de flux d'eau douce continentaux, l'océan austral a vu ses propriétés évolués. A l'aune des observations, des résultats de modèles basse résolution et de modèles haute résolution, nous tenterons de résumer les connaissances acquises jusqu'à présent au sujet de la réponse océanique à la tendance positive du SAM. Nous réduirons autant que possible les études faites sur cette réponse aux régions parcourues par les masses d'eau d'intérêt (AAIW et SAMW) et à la couverture de glace de mer. Gardons en tête également que les échelles de temps de ventilation des masses d'eau est relativement long à la fois pour les SAMW et les AAIW. *Johnson and Orsi* (1997) remarque que le long de l'isoneutre $26.8kg.m^{-3}$ (avoisinant les SAMW) les changements au niveau de 48°S induit par les changements atmosphériques sont âgés de 5 ans et les changements au niveau de 20°S le sont de 20 ans. Le processus d'intégration des changements observés le long de l'isoneutre $27.4kg.m^{-3}$ (avoisinant les AAIW) est plus long ; il s'échelonne de 25 ans à 40 ans.

1.3.1 Que nous apprennent les observations ?

Le manque d'observation ne nous permet pas d'associer avec certitude une tendance éventuelle du transport de l'ACC à la tendance observée du SAM. Toutefois, certaines études ont montré une corrélation des phases du SAM aux anomalies observées dans le transport de l'ACC. Ainsi, le SAM semble moduler le transport de l'ACC non seulement

aux échelles journalière, hebdomadaire et mensuelles (*Aoki (2002); Hughes et al. (2003)*) mais aussi à l'échelle interannuelle *Meredith et al. (2004)*. Cependant aucune tendance long-terme sur le transport de masse par l'ACC associé à une tendance du SAM n'a été mise en évidence jusqu'à présent. *Meredith and Hogg (2006)* ont suggéré en s'appuyant sur des données altimétriques que l'intensification de la tension de vent augmente l'activité tourbillonnaire au cœur de l'ACC. Celle-ci fait cascader l'énergie supplémentaire apportée par le renforcement du SAM vers les processus méso-échelles sans renforcer le courant latéral moyen.

La réponse de l'ACC au SAM suit également une distribution spatiale hétérogène; grâce à une combinaison de profils hydrographiques anciens, de profils ARGO plus récents et de données altimétriques du niveau de la mer, *Sallée et al. (2008b)* a pu identifier la distribution spatio-temporelle des principaux fronts de l'ACC sur la période 1993-2005. Ils remarquent que ces derniers sont fortement contraints par la topographie dans les régions de hauts-fonds (dorsales océaniques, plateaux) et plus sensibles à l'activité méso-échelle et au forçage atmosphérique dans les régions de grande profondeur. Dans ces régions, le SAM participe à la modulation du mouvement des fronts de l'ACC notamment par le transport d'Ekman qu'il induit. La position méridienne des fronts varie grossièrement entre 40°S et 60°S le long de leur trajectoire circumpolaire; compte tenu de la symétrie zonale du SAM, l'anomalie du transport d'Ekman qu'il induit sera différente le long du parcours de ces fronts. *Sallée et al. (2008b)* distinguent ainsi trois régions de l'ACC. En réponse à une phase positive du SAM, les fronts de l'océan indien se déplacent vers le sud, ceux du Pacifique central se déplacent vers le nord et enfin les fronts s'intensifient entre ces deux régions sans subir de déplacement significatif.

Les changements de circulation de l'ACC en réponse au SAM induisent également des variations des propriétés hydrographiques dans cette région. Ainsi, *Gille (2008)* montre que le réchauffement observé de l'océan austral est cohérent avec la migration vers le sud de l'ACC et est possiblement piloté par le déplacement des vents d'ouest eux-même dépendants de la tendance positive du SAM. Comme nous l'avons vu plus haut, les phases positives du SAM sont associées à une intensification des vents d'ouest, en particulier dans la zone antarctique (AZ) au sud du PF et dans la zone inter-frontale délimitée par le PF et le SAF (PFZ). Dans ces régions, où affleurent les AAIW pendant l'hiver austral, les anomalies de transport d'Ekman vers le nord associées aux phases positives du SAM, induisent donc un refroidissement de la SST (*Lovenduski and Gruber, 2005*). Au contraire, dans la zone subtropicale (STZ) au nord du STF, les phases positives du SAM sont associées à une anomalie de vent d'est. L'anomalie de transport d'Ekman vers le sud induite par cette perturbation, entraîne un réchauffement de la SST dans la STZ. Entre la PFZ et la STZ, dans la zone subantarctique (SAZ), là où affleurent les SAMW pendant l'hiver austral, c'est le lieu de rencontre de ces deux anomalies; il est donc difficile de conclure quant à une réponse claire de la température des eaux de surface dans cette zone. Les changements sont attribués à une combinaison des flux turbulents de chaleur, du transport d'Ekman à travers les fronts de l'ACC des AASW (Antarctic Surface Waters) et du flux d'eau douce (évaporation - précipitation) à la surface dans la zone subantarctique dans le Pacifique sud-est et au niveau du passage de Drake. Les AAIW semblent plutôt être contrôlées par les flux turbulents de chaleur et le cycle de production de glace de mer de Bellingshausen. En plus des variations des propriétés, *Karstensen and Quadfasel (2002)* mettent en évidence l'augmentation de la ventilation de la thermocline dans les régions de formation des AAIW et SAMW induisant une augmentation du taux de subduction de

1.3. LA RÉPONSE DU SYSTÈME OCÉAN-GLACE DE MER AU SAM : UNE CONNAISSANCE EN É

ces masses d'eau.

Le SAM module également la profondeur de couche de mélange océanique au niveau de l'ACC. *Lovenduski and Gruber (2005)* ont montré un approfondissement de la couche de mélange au nord du PF. La réponse de la couche de mélange au SAM semble également être différente d'une région à l'autre. La figure 1.8 illustre l'hétérogénéité spatiale de la réponse de la profondeur de la couche de mélange à une phase positive du SAM. La réponse de la profondeur de couche de mélange observée pendant une phase positive du SAM a de fortes disparités régionales. *Sallée et al. (2010)* montre que ces disparités régionales sont cohérentes avec la réponse totale des flux air-mer de chaleur.

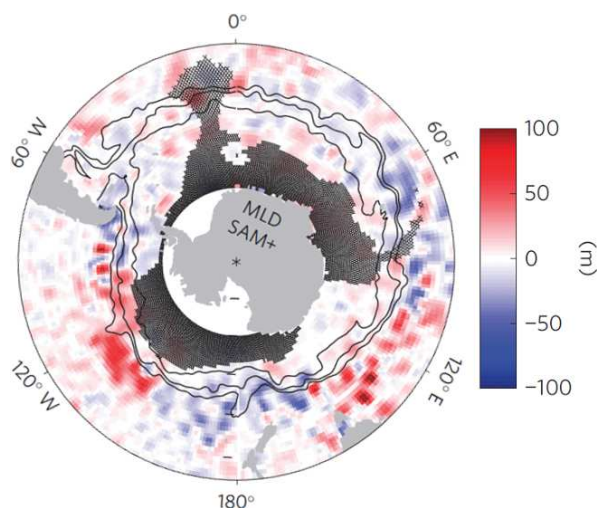


Figure 1.8 – Composite de la réponse de la profondeur de la couche de mélange pendant une phase positive du SAM diagnostiqué à partir des données Argo sur la période 2002-2009. Les régions hachurées indiquent les zones peu couvertes par les balises Argo. Les lignes noires illustrent les positions moyennes des fronts de l'ACC (source : *Sallée et al. (2010)*).

Le SAM module également la distribution de la couverture de glace de mer antarctique. Par le biais de mesures satellites, *Liu et al. (2004)* a montré l'impact du SAM sur l'extension de la glace de mer. Ils montrent qu'une phase positive du SAM induit une augmentation de la couverture de glace de mer dans le secteur est de la mer de Ross et dans le secteur d'Amundsen et une diminution dans le secteur de la mer de Bellingshausen et au nord de la mer de Weddell. Dans la zone ouest de la péninsule antarctique, *Martinson et al. (2008)*, observe sur la période 1993-2004, un réchauffement des eaux de plateaux associé à la combinaison du renforcement de l'upwelling des UCDW, eaux relativement plus chaudes, et au rapprochement du front sud de l'ACC (SACCF) vers le plateau continental, cohérent avec une phase positive du SAM. Cela entraîne une augmentation de la fonte basale de la glace de mer dans la zone. *Stammerjohn et al. (2008)* explique ces disparités régionales par des changements de la saisonnalité du retrait et de l'avancée de glace de mer. Sur la période 1979-2004, ils montrent que le retrait est initié plus tôt (31 ± 10 jours) et l'avancée plus tard (54 ± 9 jours) dans la région ouest de la péninsule antarctique et en mer de Bellingshausen. Au contraire, dans le secteur ouest de la mer de Ross, le retrait est initié plus tard (29 ± 6 jours) et l'avancée plus tôt (31 ± 6 jours). Ils associent ces changements aux variations décennales du SAM et de l'ENSO. Par l'entremise de données satellites, *Holland and*

Kwok (2012) observent une tendance significative de la dérive de glace de mer antarctique. Ils attribuent les changements observés de concentration de glace de mer à la réponse mécanique du vent dans le secteur ouest antarctique et à la réponse thermodynamique du vent dans les autres régions. Malgré tout, les tendances de la couverture de glace de mer expliquées par la variabilité du SAM sont plus faibles que les tendances totales observées *Liu et al.* (2004). D'autres modes grande échelle comme ENSO qui covarient avec la distribution de la couverture de glace expliquent seulement une petite part de la tendance observée. Des processus grandes échelles moins bien compris ou des processus régionaux (comme la zone de dépression centrée en mer d'Amundsen : *Amundsen Sea Low* noté ASL) pourraient expliquer la tendance observée de la couverture de glace (*Liu et al.*, 2004; *Hosking et al.*, 2013).

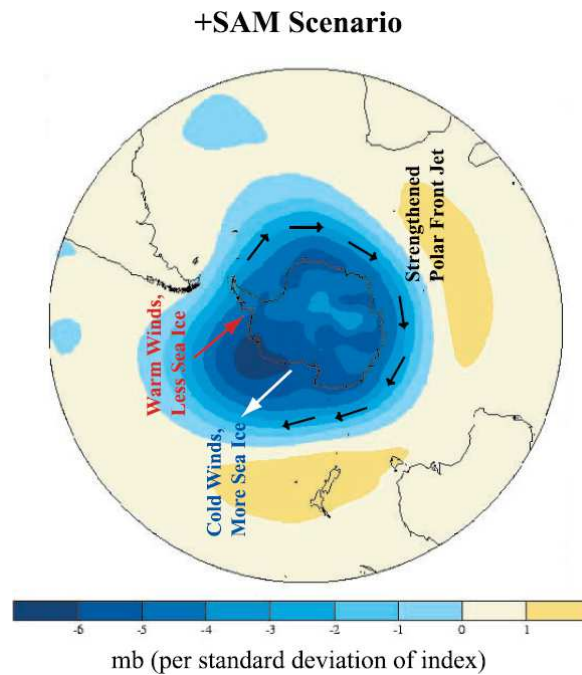


Figure 1.9 – vue schématique de la réponse de la couverture de glace à une phase positive du SAM. En couleur, régression de la SLP sur l'indice SAM. Les flèches illustrent les anomalies de vent pendant une phase positive du SAM. (source : *Stammerjohn et al.* (2008)).

1.3.2 Que répondent les modèles ?

La figure 1.10 illustre la synthèse effectuée par *Thompson et al.* (2011) sur les changements dans l'océan et dans l'atmosphère en réponse à une phase positive du SAM. Elle montre en particulier les changements qui sont susceptibles de s'opérer dans les régions de formation des AAIW et SAMW. A ce titre, certaines études ont montré que des changements dans la formation des masses et en particulier des AAIW de l'océan austral peuvent modifier la circulation thermohaline provoquant ainsi des effets à l'échelle globale (*Saenko et al.* (2003)). Nous distinguerons, dans ce qui suit, les réponses des modèles basse résolution et celles des modèles haute résolution. La distinction entre ces deux catégories de modèles tient en leur capacité respective à représenter les structures turbulentes de méso-échelle ;

1.3. LA RÉPONSE DU SYSTÈME OCÉAN-GLACE DE MER AU SAM : UNE CONNAISSANCE EN É

ainsi, contrairement aux modèles haute résolution, les modèles basse résolution ne sont pas capables de résoudre explicitement ces structures ; à la place et dans la plupart des cas, une paramétrisation du type GM (*Gent and McWilliams, 1990*) est implémentée pour pallier à ce manque. Entre ces deux types de modèle, les modèles dits *eddy-permitting* ne résolvent que partiellement ces structures. Il est important de distinguer ces deux types de modèle car les structures tourbillonnaires océaniques méso-échelles peuvent moduler significativement la circulation méridienne et le transport de l'ACC.

Les modèles basses résolutions captent la réponse instantanée au SAM

L'analyse de modèles réalistes couplés océan-atmosphère et de modèles océaniques forcées a montré que les variations de la circulation océanique, des propriétés de l'océan et de la glace de mer sont en grande partie pilotées par les variations du SAM au sud de 30°S (*Hall and Visbeck, 2002*).

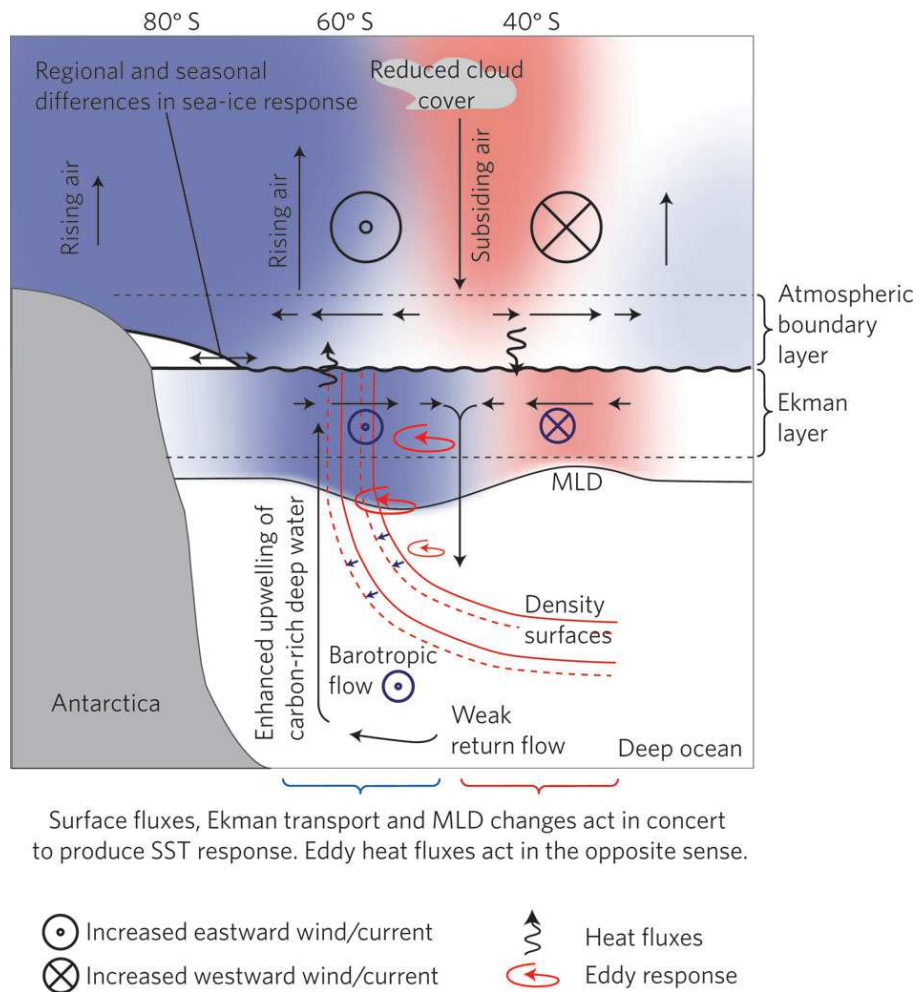
De nombreuses études climatiques ont montré une augmentation du transport de l'ACC associée aux tendances positives du SAM (*Gnanadesikan and Hallberg (2000) ; Hall and Visbeck (2002) ; Fyfe and Saenko (2006) ; Fyfe et al. (2007a)*). L'augmentation de ce transport semble en grande partie être imputée aux changements simulés de la circulation méridienne de retournement. Ainsi, par l'entremise d'un modèle couplé océan-atmosphère, *Hall and Visbeck (2002)* ont montré que le transport d'Ekman induit par le SAM, génère une anomalie d'upwelling sur la bordure du continent antarctique et une anomalie de downwelling autour de 45°S. L'anomalie de circulation océanique méridienne augmente la pente des isopycnes dans l'océan austral et par ajustement géostrophique augmente l'intensité du transport de l'ACC.

Qu'ils les associent ou non aux changements de la circulation, les simulateurs observent des variations dans les propriétés hydrographiques en réponse au SAM. Notons toutefois que les changements observés sont dépendant de la manière dont on les regarde. En effet les diagnostics effectués à niveaux constants ou à densité constante donnent des résultats différents. Ainsi, en réponse au SAM, un refroidissement au sud de ~45°S-50°S et un réchauffement au nord est observé dans la couche de mélange océanique (*Hall and Visbeck (2002) ; Sen Gupta and England (2006) ; Oke and England (2004)*). D'autres études montrent un réchauffement des eaux de surface et de subsurface atteignant même les zones sud de l'ACC (*Fyfe et al., 2007b*). Plusieurs processus peuvent expliquer les changements observés. Le réchauffement au nord de 45°S peut être attribué aux anomalies de transport d'Ekman vers le sud advectant des eaux chaudes en provenance des régions subtropicales (*Watterson, 2000*). En jouant sur les valeurs du paramètre de diffusivité turbulente de leur modèle, *Fyfe et al. (2007b)* montrent que les anomalies positives de flux diffusif de chaleur vers le sud associés aux changements de l'activité méso-échelle tourbillonnaire semblent également participer au réchauffement de surface et subsurface dans les régions sud de l'ACC. L'intensification et le déplacement des vents vers le sud sont essentiels pour expliquer la structure méridienne du réchauffement observé. Les anomalies du rotationnel de la tension de vent engendrent des anomalies de pompage d'Ekman. Ces anomalies modifient significativement la profondeur des masses d'eau induisant des variations de température et de salinité (*Bindoff and McDougall, 1994*). Ainsi, *Fyfe et al. (2007b)* et *Oke and England (2004)* expliquent en particulier le réchauffement de subsurface à 45°S associé à une augmentation du downwelling des surfaces chaudes océaniques et le refroidissement plus au sud associé à l'augmentation de l'upwelling des eaux de subsurface plus froides.

En considérant plus particulièrement les AAIW et SAMW, certains changements de leurs propriétés ont pu être analysés. Le taux de formation des AAIW augmente alors que celui des SAMW ne semble pas répondre significativement au SAM (*Oke and England, 2004*). En outre, *Oke and England (2004)* montrent que l'anomalie de transport d'Ekman vers le nord des eaux froides et peu salées semblent participer substantiellement au refroidissement et à l'adoucissement observé dans les AAIW et SAMW. *Rintoul and England (2002)* attribuent également la majeure partie de la variabilité inter-annuelle des propriétés des régions de formation des SAMW au transport d'Ekman de chaleur et d'eau douce. Au contraire *Banks and Bindoff (2003)* et *Murray et al. (2007)* expliquent ces changements principalement par les flux air-mer de chaleur et d'eau douce. *Santoso and England (2004)* explique l'adoucissement et le refroidissement de surface dans la zone de formation des AAIW par une combinaison des flux air-mer de chaleur et des flux de sel à la base de la glace de mer sur des échelles de temps de l'ordre de $\sim 3 - 5$ ans. Les processus pilotant la variabilité des masses d'eau semblent également être différents d'une période à l'autre. Dans une étude de prévision climatique, *Downes et al. (2010)* montrent que la formation des SAMW dans l'océan indien est pilotée principalement par le transport d'Ekman de chaleur et d'eau douce, alors que dans les autres bassins les flux air-mer de chaleur et d'eau douce les contrôlent. Ils montrent en outre une augmentation de la flottabilité dans les régions de formation des AAIW et SAMW qui expliquerait en partie le ralentissement de la circulation méridienne de retournement dans l'océan austral prévue à la fin de ce siècle.

Les modèles basse résolution montrent également une tendance de la distribution de la couverture de glace de mer en réponse aux phases du SAM. A l'échelle circumpolaire, *Hall and Visbeck (2002)* montrent que l'anomalie de circulation océanique méridienne (présentée ci-dessus) advecte également la glace de mer plus au nord résultant en une augmentation de la couverture de glace de mer de la SIZ. Toutefois la réponse de la glace de mer diffère d'une région à l'autre de la SIZ. Ainsi, *Holland et al. (2005)* et *Holland and Raphael (2006)*, par l'entremise de plusieurs expériences numériques dont les résultats figurent dans le rapport d'évaluation IPCC en 2004, mettent l'accent sur la distribution dipolaire des anomalies de glace de mer autour de la mer de Bellingshausen ; ce dipôle est associé à une anomalie négative de SLP centrée sur le système Amundsen/Bellingshausen étant lui-même lié au SAM et ENSO. *Lefebvre et al. (2004)* suggère aussi que la réponse de la glace de mer au SAM est associée à la composante non annulaire de la variabilité du SAM, c'est à dire à l'anomalie de pression significative dans la mer d'Amundsen, qui est négative pendant une phase positive du SAM et positive pendant une phase négative du SAM. Cette singularité crée une composante méridienne dans le champ de la tension de vent essentiellement zonal de telle sorte que pendant une phase positive du SAM de l'air chaud est transporté dans le secteur ouest de la mer de Weddell et dans la région de la péninsule antarctique, alors que de l'air froid venant de la calotte antarctique atteint les mers d'Amundsen et de Ross. Les vents chauds contribuent à l'anomalie de concentration de glace de mer dans le secteur ouest de la mer de Weddell et dans la région de la péninsule antarctique et inversement dans les mers d'Amundsen et de Ross. L'augmentation de la divergence horizontale du transport de glace de mer en mer de Ross participe également à la formation de nouvelle glace et à son transport vers le nord (*Lefebvre and Goosse, 2005*).

1.3. LA RÉPONSE DU SYSTÈME OCÉAN-GLACE DE MER AU SAM : UNE CONNAISSANCE EN É



Surface fluxes, Ekman transport and MLD changes act in concert to produce SST response. Eddy heat fluxes act in the opposite sense.

- ⊙ Increased eastward wind/current
- ⊗ Increased westward wind/current
- ↑ Heat fluxes
- ↻ Eddy response

Figure 1.10 – Vue schématique de la réponse de l’océan à une phase positive du SAM (source : *Thompson et al. (2011)*). Les flèches droites indiquent les mouvements méridiens et verticaux dans l’atmosphère et dans l’océan. Les couleurs chaudes indiquent une augmentation des températures ou du contenu thermique et les couleurs froides indiquent au contraire une diminution de ces quantités. “MLD” correspond à la profondeur de la couche de mélange océanique. Ces résultats montrent la réponse climatique au SAM à des échelles de temps inférieure à la saison à l’exception de la réponse tourbillonnaire qui prend ~2-3 ans pour s’installer.

Les modèles de climat hautes résolution captent la réponse long-terme

En comparant la réponse des modèles basse résolution avec celle de modèles à plus haute résolution (“eddy-permitting”) *Hallberg and Gnanadesikan (2006)*, montrent que l’activité tourbillonnaire altère la circulation méridienne de retournement de l’océan austral en transformant non seulement les eaux dense de fond mais également les eaux légères de surface qui viennent ventiler la région des AAIW. Cette compensation tourbillonnaire limite les effets de l’anomalie de transport d’Ekman méridien induit par le SAM qui à elle seule aurait accéléré l’intensité de l’ACC. L’énergie potentielle disponible (APE) arrivant à saturation à cause du raidissement des isopycnes, cascade vers les petites échelles

tourbillonnaires sous forme d'énergie cinétique turbulente aux échelles inter-annuelles et supérieures. En outre, ils montrent que la cellule supérieure de la SOMOC comprenant les SAMW et les AAIW se déplacent de quelques centaines de kilomètres vers le sud en réponse à la tendance positive du SAM. De la même manière, en comparant un modèle climatique basse résolution avec un modèle plus haute résolution *Farneti and Delworth (2010)* et *Dufour et al. (2012)* mettent en évidence la capacité des tourbillons méso-échelles à compenser la dérive d'Ekman, réponse élémentaire de l'océan aux forçages mécaniques du vent. Ce faisant, ils n'observent qu'une faible augmentation de l'ACC, de la pente des isopycnes et de la circulation méridienne de retournement. Au contraire, *Meredith et al. (2011)* montre que la présence d'un champ tourbillonnaire ne compense pas entièrement le raidissement des isopycnes et ne limitent donc pas l'augmentation de la circulation thermohaline.

Comme pour les modèles basse résolution, la réponse instantanée de la température de l'océan au SAM est un refroidissement au sud de 45°S et un réchauffement au nord, prouvant que l'activité tourbillonnaire se met en place lentement et influence la réponse long-terme de l'océan au SAM. L'anomalie tourbillonnaire se met en place ~2-3 ans après une phase positive du SAM (*Screen et al., 2009*).

1.4 Objectifs et méthodologie

Nous venons de voir que de nombreux auteurs s'accordent sur les tendances climatiques récentes des propriétés des AAIW et SAMW. Ils observent majoritairement un refroidissement et un adoucissement des surfaces de densité associées à ces masses d'eau ; Toutefois le consensus n'est pas total ; en effet *Schmidtke and Johnson (2011)* suggère au contraire que les AAIW se sont réchauffées ces dernières décennies. L'intensification récente du SAM explique, en partie, les changements observés.

Plusieurs processus dynamiques et thermodynamiques modulent les propriétés des masses d'eau considérées. Ainsi, le transport d'Ekman de chaleur et d'eau douce, les flux air-mer de chaleur et d'eau douce dans la zone d'affleurement, la variabilité de la profondeur de la CMO, le mélange latéral turbulent "cross-frontal", le mélange turbulent isopycne sont autant de processus capables de moduler les propriétés des AAIW et SAMW dans les régions de formation et d'affleurement de ces masses d'eau.

Toutefois, il n'existe pas de consensus sur la contribution respective de chacun de ces processus à la variabilité de ces masses d'eau.

Tout du moins, l'on s'accorde à dire que les propriétés des SAMW et des AAIW sont très fortement conditionnées par les flux air-mer de chaleur et d'eau douce pendant leur séjour dans la couche de mélange hivernale. L'atmosphère répond également à la tendance positive du SAM. En particulier l'augmentation du cycle de l'eau dans l'océan Austral associée à la tendance positive du SAM peut moduler la circulation méridienne de l'océan Austral et augmenter les taux de formation et de renouvellement des AAIW et SAMW. Au contraire une augmentation de la température de la couche de mélange dans la région de l'ACC pourrait à long-terme augmenter la stratification de surface et par la même diminuer le transport associé à la cellule de retournement méridienne (*Downes et al., 2010*).

Qui plus est, la tendance du SAM n'explique qu'une faible partie de la tendance observée de la couverture de glace de mer. De nombreux modes synoptiques ou régionaux participent également à la variabilité de la couverture de glace.

De nombreuses questions restent ainsi ouvertes sur les effets respectif des tendances observées sur les différentes composantes atmosphériques, sur les processus océaniques qu'elles stimulent et sur la propagation des changements océaniques observés d'une région à l'autre. En particulier, les effets des changements de couverture de glace de mer et des taux de production/fonte de cette dernière sur le bilan d'eau douce à l'intérieur et à l'extérieur de la SIZ et notamment dans les zones d'affleurement des AAIW et SAMW sont encore mal connus.

L'objectif de cette thèse est la description de la distribution spatiale des processus dominant la variabilité des AAIW et SAMW et la compréhension des liens éventuels existant entre ces différents processus. Dans cette étude nous nous intéresserons à la réponse des propriétés hydrographiques des AAIW et SAMW à la tendance positive observée du SAM. Plus précisément, nous tenterons de répondre aux questions suivantes :

- 1) Dans quelle mesure le SAM module significativement les différentes variables atmosphériques ?
- 2) Quelle est la contribution respective des effets atmosphériques de nature mécanique, thermodynamique et des précipitations sur la réponse de l'océan dans la couche de mélange et dans le cœur des AAIW et SAMW sous cette couche de mélange ?
- 3) Dans quelle mesure les changements dans la couche de mélange expliquent les changements des masses d'eau considérées ?
- 4) Les masses d'eau sus-citées changent elles de classe de densité en réponse au SAM ?
- 5) Quels processus océaniques sont mis en jeu par les différentes perturbations atmosphériques ?
- 6) Si elle existe, quelle est la distribution spatiale des processus océaniques dominants modulant les propriétés de surface en particulier dans les zones d'affleurement des AAIW et SAMW ?
- 7) Comment les changements de couverture de glace de mer affectent les eaux de surface de la SIZ et comment ces eaux peuvent moduler a posteriori les propriétés de surface plus au nord dans les régions de formation des AAIW et SAMW ?

La stratégie adoptée est la réalisation d'un jeu de simulations numériques de sensibilité aux perturbations des variables atmosphériques dues au SAM. Cette stratégie est proche de celle employée par *Lefebvre and Goosse* (2005). Pour cela, nous adoptons une approche de modélisation numérique régionale couplée océan-glace de mer et forcée par un jeu de données atmosphériques de surface. L'importance que revêt la résolution des processus tourbillonnaires de méso-échelle d'une part et la contrainte associée au fort coût de calcul inhérent à l'utilisation de modèles "eddy resolving" d'autre part ont conditionné le choix d'un système de modélisation intermédiaire dit "eddy permitting" permettant au modèle de simuler les effets turbulents sans pour autant les résoudre dans leur intégralité.

Pour structurer les réponses aux questions posées dans le cadre de cette stratégie de

modélisation, nous avons organisé le manuscrit en cinq chapitres. Les deux premiers chapitres sont consacrés à la description et à l'évaluation du cadre méthodologique de la thèse. Les trois chapitres suivants détaillent les résultats observés en réponse au SAM à l'intérieur des masses d'eau, à leur séjour dans la couche de mélange pendant l'hiver austral et enfin au rôle essentiel que semble jouer la glace de mer dans le cycle de l'eau de surface affectant les zones d'affleurement des masses d'eau d'intérêt.

- Le **chapitre 2** présente les modèles utilisés et la configuration régionale adoptée. Ce chapitre se conclue par par une évaluation de la capacité des simulations à représenter certains facteurs clés pour comprendre la variabilité des AAIW et SAMW.
- Le **chapitre 3** présente une comparaison du forçage utilisé dans nos simulations avec d'autres produits de forçage issus de réanalyses. Ce chapitre montre également dans quelle mesure le jeu de forçage choisi représente les effets du SAM sur chacune des variables atmosphériques. Une estimation statistique de la sensibilité de chacune des variables atmosphériques au SAM est conduite afin de choisir celles d'entre elles dont la réponse au SAM est significative. Une fois ce choix effectué, une description de l'ensemble des expériences de sensibilité au SAM conclura ce chapitre. Nous nommerons les perturbations des variables atmosphériques à la tendance positive du SAM : les *composantes du forçage SAM*
- Le **chapitre 4** présente une description de la réponse des AAIW et SAMW situées sous la couche de mélange océanique aux différentes *composantes du forçage SAM*. Nous décrirons la distribution spatiale des changements en température, salinité et profondeur de ces masses d'eau.
- Le **chapitre 5** présente une description de la réponse des propriétés de la CMO aux différentes *composantes du forçage SAM*. Il présente les changements observés de température, salinité et densité dans la couche de mélange et en particulier dans les zones d'affleurement hivernal des AAIW et SAMW. Chacune des *composantes du forçage SAM* module différemment les processus responsables des changements des propriétés observées dans la couche de mélange. Par l'entremise d'une analyse de ces processus intégrés dans la couche de mélange océanique, nous tenterons de mettre en évidence ceux qui semblent dominer les changements observés et en particulier la salinisation observée dans la majeure partie du domaine.
- Le **chapitre 6** présente les effets respectifs des différentes *composantes du forçage SAM* sur la distribution de la couverture de glace de mer. Les changements de glace de mer semblent contribuer substantiellement à la salinisation observée dans la couche de mélange.

Chapitre 2

Une approche par modélisation océanique régionale forcée

Sommaire

1.1 L'océan Austral : un maillon clé du système climatique	2
1.1.1 Les caractéristiques propres de l'océan Austral	3
Le Courant Circumpolaire Antarctique (ACC)	3
La circulation méridienne de retournement antarctique (SOMOC)	4
Les propriétés et les mécanismes de formation des eaux intermédiaires (AAIW) et modales (SAMW)	5
La glace antarctique	7
Le manque d'observation des flux de surface de l'océan Austral .	8
1.1.2 Des changements récents dans l'océan Austral	8
Les changements observés de la circulation	8
Les changements observés des propriétés hydrographiques.	9
Les changements observés et modélisés de la couverture de glace.	12
1.2 Le Mode Annulaire Austral (SAM) : un mode de variabilité atmosphérique majeur en évolution	13
1.2.1 Le SAM : un mode majeur au dessus de l'océan austral	13
1.2.2 Un mode forcé par les changements climatiques	15
1.2.3 Manifestation atmosphérique de la tendance observée	15
Les changements de la dynamique atmosphérique	15
Les changements de température de l'air et de flux d'eau douce .	16
1.3 La réponse du système océan-glace de mer au SAM : une connaissance en évolution	17
1.3.1 Que nous apprennent les observations?	17
1.3.2 Que répondent les modèles?	20
Les modèles basses résolutions captent la réponse instantanée au SAM	21
Les modèles de climat hautes résolution captent la réponse long-terme	23
1.4 Objectifs et méthodologie	24

2.1 Introduction

L'objet de ce chapitre est, d'une part de fournir une description générale des moyens de modélisation numérique employés et d'autre part d'évaluer leur capacité à représenter les grandeurs physiques utiles pour répondre à la problématique de la thèse. Rappelons que nous avons choisi une approche de modélisation numérique régionale couplée océan-glace de mer et forcée par différents scénarios atmosphériques perturbés (Ces différents scénarios seront présentés dans le chapitre 2).

Dans une première partie nous présenterons le système de modélisation NEMO, puis une deuxième partie détaillera la configuration régionale péri-antarctique "eddy-permitting" (1/2 degré) utilisée. Comme nous venons de le voir dans l'introduction générale de cette thèse, la caractérisation des masses d'eau peut être faite par l'appréciation de certaines grandeurs physiques de l'océan. Une appréciation de la capacité du modèle à représenter la couche de mélange océanique (CMO), les fronts de l'ACC, la vorticité potentielle, la salinité, la distribution des surfaces isopycnales et la couverture de glace de mer sera présentée dans la troisième et dernière partie de ce chapitre. Dans cette partie, une description partielle des processus pilotant la variabilité dans la zone d'affleurement des AAIW et SAMW compl tera la caractérisation des masses d'eau représentées par le modèle.

2.2 Modèles numériques et forçages

2.2.1 Le modèle couplé océan-glace de mer NEMO : formulation et conditions limites

NEMO (Nucleus for European Models of the Oceans, *Madec* (2012)) est un système de modélisation couplant entre autre le modèle d'océan OPA (Océan PARall lis , *Madec* (1998)) avec le modèle de glace de mer LIM2 (Louvain-la-Neuve sea ice model, *Fichefet* (1997)) . Ce "simulateur" de l'océan est utilisé dans un contexte de recherche fondamentale (notamment DRAKKAR). Ce dernier fut un des cadres de mon environnement de travail durant la thèse. Ce qui suit est une présentation générale de chacune des deux composantes du système de modélisation océan-glace de mer.

Le modèle océan OPA

Simuler l'évolution des propriétés physiques de l'océan implique de résoudre un système d'équations de mécanique des fluides formalisant la conservation de certaines propriétés. Ces propriétés sont :

- la quantité de mouvement $\partial \vec{q} = \rho_s \vec{U} \partial V$, d'un volume élémentaire ∂V d'eau de mer se déplaçant à la vitesse \vec{U} .
- la quantité de chaleur , ou énergie interne $\partial e = \rho_s C_{pw} \theta \partial V$, d'un volume élémentaire ∂V d'eau de mer à une température θ ; C_{pw} est la chaleur spécifique de l'eau de mer.
- la masse de sel $\partial m = \rho_s S \partial V$, contenue dans un volume élémentaire ∂V d'eau de mer de salinité S (donnée en g/kg ou PSU).

Dans ce cadre, les variables prognostiques choisies sont la température potentielle θ , la salinité S et les composantes horizontales du vecteur vitesse \vec{U} ;

Compte tenu, d'une part, du fort coût de calcul demandé par la résolution de ces équations et, d'autre part, des caractéristiques propres aux écoulements océaniques, certaines hypothèses sont avancées pour simplifier le calcul :

Le système d'équation et ses approximations

— *approximation d'incompressibilité*

Le champ de vitesse de l'océan est alors non divergent.

— *approximation de Boussinesq*

Les variations de densité de l'eau de mer étant faibles, elles sont négligées excepté dans l'estimation des termes de flottabilité.

— *approximation de couche mince*

La profondeur de l'océan étant très faible par rapport au rayon terrestre, elle est négligée dans la coordonnée radiale du système de coordonnées sphériques.

— *approximation de sphéricité de la Terre*

Les surfaces géopotentielles sont supposées sphériques.

— *approximation hydrostatique*

La configuration de l'océan ayant un rapport d'aspect très faible, les termes d'advection, de Coriolis et d'accélération dans la composante verticale de l'équation de conservation de la quantité de mouvement sont négligés. La composante verticale de la vitesse ω est alors "seulement" diagnostiquée à partir de l'équation de la nullité de la divergence du champ de vitesse.

Le modèle OPA met ainsi en jeu le système d'équations dites primitives suivant :

— L'équation de la conservation de la quantité de mouvement, adaptée au cas d'un fluide géophysique stratifié :

$$\frac{\partial \vec{U}}{\partial t} = - (\vec{U} \cdot \vec{\nabla}) \vec{U} - \frac{\vec{\nabla} P}{\rho_s} + \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times \vec{U} + \vec{D}\vec{U} + \vec{F}\vec{U} \quad (2.1)$$

— L'équation de la conservation de la masse, dite de continuité :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{U}) = 0 \quad (2.2)$$

— L'équation de conservation de la chaleur :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\theta \vec{U}) + D^\theta + F^\theta \quad (2.3)$$

— L'équation de conservation de la salinité :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (S \vec{U}) + D^S + F^S \quad (2.4)$$

— L'équation d'état de l'eau de mer :

$$\rho = \rho(\theta, S, p) \quad (2.5)$$

L'équation 2.5 est une relation non-linéaire empirique formulée par *Jackett and McDougall* (1997).

avec :

- $\frac{D}{Dt}$ est la dérivée particulaire.
- $\vec{\nabla}$ est l'opérateur de dérivation vectorielle.
- t est le temps.
- \vec{U} est le vecteur vitesse.
- P est la pression.
- \vec{g} est l'accélération gravitationnelle
- $\vec{\Omega}$ est le vecteur vitesse de rotation terrestre.
- ρ_s est la densité in-situ de l'eau de mer .
- ρ_{s0} est la densité in-situ de référence de l'eau de mer ($1020kg.m^{-3}$).
- Si X est une variable prognostique (\vec{U}, θ, S), alors :
 - D^X est le terme de paramétrisation des processus physiques d'échelles sous-maille, donc non résolus par le modèle, pilotant l'évolution de la quantité X.
 - F^X est le terme de forçage pilotant l'évolution de la quantité X.

Pour plus de précision sur l'implémentation effective de ces hypothèses de calcul, le lecteur pourra consulter le "NEMO Book" (*Madec* (2012),p.12-13).

Les conditions limites L'océan est un système fini dont les "bords" à travers lesquels un échange d'information peut s'effectuer sont de différente nature ; selon leur nature ils permettent ou non des flux de quantité de mouvement, de chaleur ,de sel et d'eau douce qui conditionnent l'état des variables prognostiques du modèle.

L'interface océan-continent Les bords solides matérialisés par les fonds marins sont perméables aux flux de chaleur géothermiques et aux flux de sel. En outre, il existe des transferts de matière et de chaleur associés aux éruptions volcaniques sous-marines. Le flux de chaleur géothermique est un acteur important de la circulation abyssale et est estimé à $86.4 \cdot 10^{-3} W.m^{-2}$ (*Emile-Geay and Madec* (2009)). Dans un modèle comparable à celui utilisé ici, ces auteurs ont montré que ce flux participe à une augmentation de 10% du transport de chaleur vers le pôle sud dans l'océan austral et augmente de 15% l'intensité du transport des AABW. . Malgré tout, on applique ici une condition de Neumann empêchant, d'une part, un flux de sel et de chaleur à travers le fond marin et annulant, d'autre part, la vitesse normale à cette frontière. Seule la friction est paramétrisée soit via le calcul d'un flux diffusif vertical associé aux vitesses horizontales dans les plaines abyssales, soit via des condition dites de glissement de plusieurs types (glissement libre (free-slip), aucun glissement (no-slip), glissement partiel) sur les bords séparant l'océan et les continents.

L'interface océan-hydrosphère continentale l'apport d'eau des fleuves (ou issu de la fonte des iceshelves), le "runoff", relativement beaucoup plus douce que l'eau de mer, modifie de manière significative la salinité des océans ; à l'échelle globale les apports continentaux d'eau douce représentent 10% de l'apport associé aux précipitations (*Gartner et Reichel* 1975). Dans le cadre Drakkar , la climatologie composite mensuelle de Dai et

Trenberth 2002 est utilisée pour tous les apports continentaux excepté l'Antarctique. Le cas du runoff antarctique sera décrit dans la section caractérisant la configuration régionale (Figure 2.3).

L'interface océan-atmosphère La surface de l'océan a une hauteur variable conditionnée par le flux d'eau douce et l'équation de conservation de la masse. Cette condition de "surface libre" a été formulée par *Roulet and Madec* (2000). η , la dénivellation de la surface libre relativement à la surface libre moyenne s'exprime grâce à l'équation :

$$w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + \vec{U} \Big|_{z=\eta} \cdot \nabla_h(\eta) + P - E + R \quad (2.6)$$

avec E, P et R les trois composantes du flux d'eau douce respectivement l'évaporation, les précipitations et le runoff. A l'interface de cette surface libre, l'océan et l'atmosphère échangent des flux de quantité de mouvement, des flux de chaleur et des flux d'eau douce. La conservation de ces flux à l'interface air-mer s'exprime

$$A_V \frac{\partial \vec{U}}{\partial z} \Big|_{z=0} = \frac{\tau_a \vec{O}}{\rho_s} \quad (2.7)$$

$$K_{V\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{z=0} = \frac{Q_{nsol}}{\rho_s C_{pw}} \quad (2.8)$$

$$K_{VS} \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{z=0} = - \frac{F_w S_0}{\rho_s} \quad (2.9)$$

avec :

- $\tau_a \vec{O}$ la tension de vent à la surface de l'océan
- ρ_s la densité moyenne de l'eau de mer
- Q_{nsol} le flux de chaleur non d'origine solaire à l'interface air-mer ($Q_{nsol} = Q_{sens} + Q_{lat} + Q_{lw}$). Le flux solaire Q_{sw} n'est pas comptabilisé dans l'estimation de la condition limite car il est pénétrant : l'énergie qu'il véhicule est distribuée verticalement selon une loi exponentielle diminuant avec la profondeur (*Paulson and Simpson* (1977)) et dépendant de la turbidité de l'eau ; il intervient directement dans l'équation d'évolution de la température.
- C_{pw} la capacité calorifique de l'eau de mer
- F_w le flux net d'eau douce aux interfaces air-mer et fleuve-mer.
- S_0 la salinité de surface
- $A_V, K_{V\theta}, K_{VS}$ les coefficients de diffusion verticale turbulente pour, respectivement, la quantité de mouvement, la température potentielle et la salinité

Nous détaillerons dans la section présentant la configuration adoptée, le choix de la stratégie d'estimation des flux de quantité de mouvement, de chaleur et d'eau douce.

L'interface océan-glace de mer En tant que système couplé, des flux de quantité de mouvement, des flux de chaleur et des flux d'eau douce vont être échangés entre l'océan et la glace de mer. ces échanges seront décrits dans la section suivante.

Le modèle de glace de mer LIM2

Comme pour l'océan, simuler la glace de mer revient à résoudre un système d'équations dynamiques et thermodynamiques. Cette fois-ci la mécanique en jeu est celle d'un milieu continu dont la rhéologie spécifique prend en compte les propriétés mécaniques de la

glace ; elle est considérée comme un fluide visqueux sous des contraintes faibles et comme un matériau plastique sous des contraintes fortes (rhéologie visco-plastique). Le modèle de glace est décomposé en 2 couches d'épaisseur égale au dessus desquelles une couche de neige peut s'accumuler.

Le système d'équation de conservation Dans les équations qui suivent les indices i sont indiqués pour la glace, s pour la neige si pour la glace issue de la transformation de la neige, acc pour l'accrétion (ou formation) de la glace, abb pour l'ablation (ou fonte) de la glace.

— *L'équation de la conservation de la quantité de mouvement :*

$$m \frac{D\vec{U}_i}{Dt} = -m2\vec{\Omega} \times \vec{U}_i + \vec{\tau}_{ai} + \vec{\tau}_{wi} - m\vec{g}\nabla\xi + \vec{F} \quad (2.10)$$

ou m est la masse surfacique du système glace-neige, \vec{U}_i la vitesse de la glace de mer, τ_{ai} et τ_{wi} sont respectivement les pressions respectivement de l'air et de l'eau, ξ la hauteur dynamique de la surface de l'océan et \vec{F} la force de pression entre les deux couches de glace du modèle.

— *L'équation de continuité de ψ exprimant l'une ou l'autre des quantités listées ci-dessous :*

- la concentration de glace f_i
- le volume surfacique de neige
- l'enthalpie surfacique de la glace
- l'enthalpie surfacique de la neige
- la chaleur latente surfacique contenue dans les poches de saumures

$$\frac{\partial\psi}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (\vec{U}_i\psi) + D\nabla^2\psi + S_\psi \quad (2.11)$$

ou D est la diffusion horizontale et S_ψ le taux de variation de ψ du à la thermodynamique.

— *L'équation de la conservation de la chaleur*

$$\rho_i c_p \frac{\partial T}{\partial t} = G(h_e) k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (2.12)$$

ou $G(h_e)$ est un facteur correctif qui prend en compte la conduction thermique dans la banquise qui n'est pas résolue explicitement dans le modèle ; h_e est une épaisseur effective de conduction thermique qui résultent d'une combinaison des épaisseurs des différentes couches du modèle de glace.

La thermodynamique

— *L'équation d'accrétion latérale de la glace :*

$$\left(\frac{\partial f_i}{\partial t} \right)_{acc} = \Phi(f_i) \frac{(1-f_i)B_l}{L_i h_0} \quad (2.13)$$

ou $\Phi(f_i)$ permet au modèle de glace de conserver des eaux libres dans chacune de ses mailles. En effet, Dans la réalité la glace de mer est parcourue de fissures qui permettent une connexion directe entre l'océan et l'atmosphère. La rhéologie

formalisée dans LIM2 ne permet pas de représenter ces chenaux d'eaux libres. Une paramétrisation est alors de mise ; elle redistribue une partie de la formation de glace latérale associée à la perte de chaleur des zones d'eau libre ($B_l < 0$) en épaissement de la glace. L_i est la chaleur de fusion de la glace et h_0 est l'épaisseur minimale de la glace nouvellement formé dans les zones d'eau libre.

— *L'équation d'ablation latérale de la glace :*

L'ablation latérale de la glace est un processus indirect ; la majeure partie de la diminution de la concentration de glace en été est du à la fonte verticale de la glace fine. Le gain de chaleur des zones d'eau libre contribue à la fonte basale de la glace restante. Dans la mesure où l'épaisseur de glace est uniformément distribuée dans chacune des mailles du modèle et comme le taux de fonte est indépendant de l'épaisseur locale de la glace, la fonte verticale (une diminution d'épaisseur) va donc entraîner la disparition de la glace la plus fine et donc contribuer à la diminution de la concentration de glace :

$$\left(\frac{\partial f_i}{\partial t} \right)_{abl} = \frac{f_i}{2h_i} \Gamma \left[- \left(\left(\frac{\partial h_i}{\partial t} \right)_{acc-abl} + \left(\frac{\partial h_i}{\partial t} \right)_{si} \right) \right] \quad (2.14)$$

ou Γ est la fonction unité d'Heaviside

— *L'équation d'accrétion/ablation verticale de la glace de surface :* A la surface du système glace/neige le bilan des flux de chaleur B_{su} pilotent la fonte de la glace (ou de la neige). Lorsque la température de la glace (ou de la neige) de surface devient supérieure au point de fusion de la glace (ou de la neige), elle redescend à ce point de fusion, l'excédant d'énergie permet la fonte de la glace (de la neige) :

$$\begin{cases} \left(\frac{\partial h_i}{\partial t} \right)_{su,abl} = -\frac{B_{su}(T_{su})}{L_i} & \text{si il n'y a pas de couche de neige.} \\ \left(\frac{\partial h_s}{\partial t} \right)_{su,abl} = -\frac{B_{su}(T_{su})}{L_s} & \text{sinon} \end{cases} \quad (2.15)$$

ou B_{su} est le flux net de chaleur à l'interface glace/atmosphère ou neige/atmosphère (l'indice su signifie la surface qu'elle soit de glace ou de neige), L_s est la chaleur latente de fusion de la neige. Le seul cas de formation de glace à la surface est généré par le "mouillage" de la neige. Lors d'une surcharge de la couche de neige, le bord franc (interface glace-neige) passe en dessous du niveau de la surface océanique, la neige se transforme alors en glace :

$$\left(\Delta h_i \right)_{si} = \frac{\rho_s h_s - (\rho_w - \rho_i) h_i}{\rho_s + \rho_w - \rho_i} - \left(\Delta h_s \right)_{si} = \left(\Delta h_i \right)_{si} \quad (2.16)$$

— *L'équation d'accrétion/ablation verticale de la glace basale :* Un déséquilibre entre le flux de chaleur conductif F_{cb} dans la structure de glace et le flux de chaleur de l'océan vers la glace F_w est compensé par la formation ou la fonte basale de la glace :

$$\left(\frac{\partial h_i}{\partial t} \right)_{b,acc-abl} = \frac{F_{cb} - F_w}{L_i} \quad (2.17)$$

Les conditions limites Les flux aux interfaces avec l’atmosphère et l’océan pilotent l’évolution de la structure et de la distribution de la glace de mer, Les échanges avec l’atmosphère sont calculés de la même manière que les flux océan/atmosphère. On détaillera dans une partie ultérieure la connexion océan/atmosphère.

L’interface glace de mer-atmosphère On rappellera ici le bilan d’énergie en surface du système glace/neige, car c’est l’équilibre ou le déséquilibre de ce dernier qui conditionnera en partie l’évolution de l’épaisseur et de la concentration de la glace de mer :

$$B_l = (1 - i_0)(1 - \alpha_{su})F_{sw} + \epsilon_{su}F_{lw} - \epsilon_{su}\sigma\theta_{su}^4 + F_l + F_s + F_{cs} \text{ à l'équilibre } B_l = 0 \quad (2.18)$$

avec i_0 la proportion du flux solaire pénétrant le système glace/neige, σ la constante de Stefan-Boltzmann, α_{su} l’albédo à la surface du système glace/neige ; ce dernier est estimé en fonction de l’épaisseur de glace, de l’état de surface (glace fondue, glace chaude, présence de neige) et le cas échéant de l’épaisseur de glace.

L’interface océan-glace de mer à l’interface océan-glace, la tension de l’océan sur la glace s’écrit :

$$\vec{\tau} = \rho_w C_{wi} |\vec{u}_w - \vec{u}_i| \left((\vec{u}_w - \vec{u}_i) \cos(\theta) + \vec{k} X (\vec{u}_w - \vec{u}_i) \sin(\theta) \right) \quad (2.19)$$

avec ρ_w la densité de l’eau, C_{wi} le coefficient de transfert turbulent, \vec{k} le vecteur unitaire orienté suivant la verticale et θ l’angle de dérive de la glace par rapport à la vitesse de surface de l’océan . Celui permet de représenter la dérive d’Ekman dans le premier niveau vertical de l’océan. Une fois ces conditions aux limites bien cernées, elles vont servir à moduler l’extension du volume de glace de mer par le biais de son épaisseur moyenne h_i et de sa concentration (ou fraction) f_i .

L’interface glace de mer - continent Une condition no-slip est appliquée entre la glace de mer et le continent antarctique.

2.2.2 Discrétisation et paramétrisations

Le modèle océan OPA

Les schémas numériques spatio-temporelles Dans une approche de modélisation numérique l’utilisateur est contraint d’échantillonner chaque variable dans le temps et l’espace selon des stratégies de discrétisation.

Discrétisation temporelle La discrétisation temporelle des variables prognostiques du modèle suit un schéma centré *leap-frog* (“saute-mouton” en français) lissé par un filtre d’Asselin (Asselin, 1972) ; Ce filtrage dégrade l’ordre du schéma mais il permet de conserver la stabilité de ce dernier (voir par exemple Leclair (2006)).

Discretisation spatiale Comme illustré sur la figure 2.1 les variables du modèle sont distribuées sur une grille C (Arakawa, 1966). Les variables scalaires sont définies au centre de la maille (point T) ; les variables vectorielles sont définies au centre de chacune des faces de la maille (points U,W,W) ; les rotationnels des variables vectorielles sont définies au centre des arêtes de la maille (point f). Sur la verticale, la discrétisation est dite en Z ; elle suit des niveaux prédéfinis et de profondeur constante. L'épaisseur des niveaux verticaux est raffinée en surface pour permettre de mieux capturer les forts gradients verticaux dans les couches superficielles. Afin d'adapter l'épaisseur du niveau de fond à la bathymétrie, une représentation de cette dernière dite "*partial step*" (Barnier et al., 2006) est utilisée. Contrairement à une représentation "*full-step*", plusieurs travaux on en effet montré que le schéma "*partial step*" permet une meilleur représentation des interactions courant - topographie (Barnier et al. (2006), Penduff et al. (2007)).

La discrétisation spatiale suit une méthode de différences finies centrées du second ordre. En particulier, l'advection des traceurs utilise un schéma Flux Corrected Transport¹ (FCT, LeVeque (2002)). Cette formulation utilise une combinaison d'un schéma amont et d'un schéma d'ordre deux. Dans le cas de la quantité de mouvement, un schéma conservant l'enstrophie et l'énergie est utilisé.

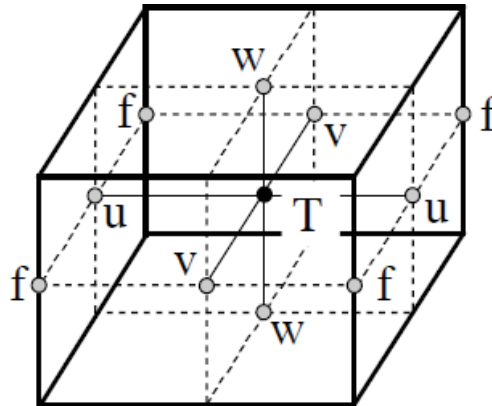


Figure 2.1 – Disposition , sur la grille C, des points T,u,v,w,f ou sont calculées les variables (source : Madec (2012))

Les paramétrisations La résolution spatio-temporelle du modèle, aussi fine soit elle, ne permet pas de capter certains processus physiques d'échelle spatiale trop petite. Ces processus non résolus explicitement ou mal résolus font alors l'objet d'une paramétrisation :

— *Processus horizontaux* :

La dissipation de l'énergie cinétique induite par les cascades turbulentes est représentée par un opérateur bilaplacien agissant le long des surfaces géopotentiels, pondéré par un coefficient dépendant du cube de la taille locale de la maille. En outre, le transport turbulent des traceurs actifs est représentée par un opérateur laplacien agissant le long des surfaces isopycnales, pondéré par un coefficient dépendant de la taille locale de la maille.

— *Processus verticaux* :

1. dans NEMO, ce schéma est appelé TVD (Total Variance Dissipation).

La dissipation et la diffusion verticales respectivement de la quantité de mouvement et des traceurs actifs sont matérialisées par un schéma bilaplacien dont les coefficients respectivement de dissipation et de diffusion sont estimés par le schéma de fermeture dite turbulente TKE (Turbulent Kinetic Energy, *Blanke* (1993))

— *Processus de fond* :

Le diagnostique de la vitesse verticale associé à l'approximation hydrostatique ne permet pas de représenter explicitement les processus convectifs ainsi que les écoulements gravitaires le long des talus continentaux (overflows) pilotés, dès lors, principalement par le mélange vertical. Afin de limiter les effets du mélange vertical et ce faisant de permettre l'advection et la diffusion des traceurs actifs et de la quantité de mouvement entre les cellules du fond le long des talus continentaux la paramétrisation BBL (Bottom Boundary Layer, initié par Beckmann et Döscher (1997) et adaptée à la grille C par *Hervieux* (2007)) est activée.

Le modèle de glace de mer LIM2

Les schémas numériques spatio-temporels

Discretisation temporelle L'équation de diffusion de la chaleur (2.12) est résolue grâce à un schéma implicite afin d'éviter le développement d'instabilités quand l'épaisseur de la glace et de la neige est petite. L'équilibre énergétique de surface du système glace-neige (2.18) est assuré grâce à une procédure de Newton-Raphson appliquée itérativement sur la température de surface T_{su} . Les termes advectifs et diffusifs de l'équation de continuité (2.11) sont résolus explicitement.

Discretisation spatiale La discrétisation spatiale suit une méthode de différences finies. Comme pour le modèle océan les variables sont distribuées sur une grille C.

Les paramétrisations On retiendra ici les paramétrisations essentielles du modèle de glace de mer :

— *Critère d'épaisseur de glace nouvellement formée* :

Il détermine l'épaisseur de la glace nouvellement formée dans les ouvertures. D'une part, plus ce paramètre est grand et plus l'aire occupée par la glace de mer nouvellement formée est petite. Ceci permet de maintenir un fort refroidissement et in fine une forte production de glace de mer. D'autre part, plus ce paramètre est petit et plus cet aire est grande. Ceci permet de faciliter la fermeture des ouvertures de glace de mer ("leads").

— *Persistance des ouvertures de glace de mer* :

Afin de conserver les fissures dans la glace mer, le coefficient $\Phi(f_i)$ dans l'équation 2.13, permet la redistribution de la glace formée entre l'extension de la couverture de glace et l'épaississement de la glace de mer déjà présente.

— *L'angle de dérive θ* :

Il s'agit de l'angle entre la vitesse du premier niveau du modèle océan et la tension océan/glace de mer. Il sert à améliorer la représentation de la couche d'Ekman dans le premier niveau du modèle océan. La résolution verticale du modèle océan conditionnera l'ajustement de ce paramètre.

- *La résistance à la déformation de la glace :*
Plus ce paramètre (noté \mathbf{P}^*) est grand et plus les gradients d'épaisseur vont être faibles et inversement.
- *La diffusion Horizontale D :*
Dans l'équation 2.11, ce coefficient est supposé constant à l'intérieur du système et nul à son bord.

2.2.3 Le forçage atmosphérique du modèle couplé

Le comportement de l'océan est principalement piloté par les échanges qui se produisent à sa surface ; les flux en jeu sont des échanges de quantité de mouvement, de chaleur et de d'eau douce. Ces flux sont estimés à partir des formules aérodynamiques globales dites formules *Bulk* (*Large et al.*, 1997), approchant, toute proportion gardée, les rétroactions propres à un modèle couplé océan-glace de mer-atmosphère (voir eq. 2.20, 2.21, 2.22 et ??).

Le forçage mécanique est du à la tension de vent (ou cisaillement tangentiel) noté $\vec{\tau}_{ao}$; il traduit le transport de la quantité de mouvement contenue dans une parcelle d'air élémentaire.

$$\vec{\tau}_{ao} = \rho_a (\theta_a, q_a, P) C_D (\theta_o, E_a) |\Delta \vec{U}_{10}| \Delta \vec{U}_{10} \quad (2.20)$$

où ρ_a est la masse volumique de l'air et C_D le coefficient de trainée. $\Delta \vec{U}_{10}$ est le vent relatif à 10 m c'est à dire la différence entre le vent à 10 m et le courant de surface.

Le flux d'eau douce se décompose de cette manière :

$$F_w = -E + P + R - S_{dmp} \quad (2.21)$$

où E est l'évaporation, P les précipitations liquides et solides, R le runoff. S_{dmp} est un terme correctif de la salinité de surface. Ce dernier est estimé à partir d'un rappel de la salinité de surface vers un estimé climatologique. Il est utilisé pour empêcher une dérive excessive de la salinité du modèle.

$$E = \rho_a (\theta_a, q_a, P) C_E (\theta_a, E_a) |\Delta \vec{U}_{10}| [q_a - q_{sat}(\theta_o)] \quad (2.22)$$

où C_E est un coefficients de transfert turbulent *bulk*, q_a l'humidité spécifique de l'air q_{sat} l'humidité spécifique de l'air à saturation à la surface.

$$S_{dmp} = \frac{1}{t_{dmp}} \frac{S_{clim} - S}{S} \quad (2.23)$$

où S_{clim} est la salinité issue d'un estimé climatologique et t_{dmp} le temps de relaxation du rappel en sel.

Le flux solaire absorbé par l'océan (Q_{sw}) et infrarouge (Q_{lw}) associé à la redistribution de chaleur absorbée par les nuages, la couche d'ozone et les aérosols constituent le forçage radiatif :

$$Q_{sw} = (1 - \alpha) rad_{sw} \quad (2.24)$$

$$Q_{lw} = rad_{lw} - \sigma \theta_o^4 \quad (2.25)$$

où rad_{sw} et rad_{lw} représentent respectivement le flux solaire incident et le flux infrarouge incident estimés à la surface de l'océan ; α est l'albédo de la surface de l'océan, σ est la constante de Stephan-Boltzmann.

Le flux de chaleur sensible (Q_{sens}) qui traduit les échanges de chaleur océan-atmosphère par conduction et le flux de chaleur latente (Q_{lat}) qui traduit les échanges de chaleur océan-atmosphère lié au changement de l'état liquide à l'état gazeux composent le forçage thermique turbulent. Les échanges de chaleur latente et sensible opérés par les gouttes de pluie ne sont pas pris en compte dans le modèle. En pratique, on utilise les formulations suivantes :

$$Q_{sens} = \rho_a (\theta_a, q_a, P) C_H (\theta_a, E_a) C_p |\Delta U_{10}| [\theta_a - \theta_o] \quad (2.26)$$

$$Q_{lat} = -L_v E \quad (2.27)$$

où C_p est la capacité calorifique de l'air, C_H un coefficient de transfert turbulent *bulk*. θ_a est la température potentielle de l'air et θ_o la température potentielle de surface de l'eau de mer (SST). L_v est la chaleur latente de vaporisation. Le lecteur pourra s'orienter vers les travaux de thèse de Brodeau (2007) pour plus de précision sur l'ajustement des coefficients de transfert turbulent C_a , C_E et C_H .

Dans les régions polaires, les flux Q_{lat} et Q_{sens} ont une intensité significative et du même ordre de grandeur contrairement aux zones tempérées et tropicales où Q_{lat} domine.

On emploie également les formules *bulk* pour estimer les flux à l'interface glace de mer-atmosphère. Cependant, à la différence de l'océan, les coefficients de transfert sont tous égaux et constants dans LIM2.

2.3 La configuration régionale PERIANT05

Une simulation globale de l'océan serait trop coûteuse en temps de calcul pour nos objectifs scientifiques ; en conséquence, une approche régionale de modélisation a été adoptée. Capitalisant sur les travaux déjà effectués dans l'équipe, j'ai travaillé avec la configuration régionale péri-antarctique au demi degré, PERIANT05 ,développée successivement pendant les thèses de Mathiot (2009) et Dufour (2011) dont les travaux thématiquement proches des miens m'ont inspirés au fil de cette thèse.

Dufour (2011), Dufour et al. (2012) ont mis en évidence l'importance d'une haute résolution spatiale dans la représentation de la circulation méridienne océanique et de la stratification dans l'océan austral. La résolution au demi degré choisie dite "eddy-permitting", à défaut de pouvoir résoudre les structures petite échelle, permet de représenter la contrainte exercée par la topographie sur la circulation ainsi qu'une partie du spectre de variabilité de la méso-échelle océanique. Dans cette section seront détaillées les caractéristiques communes à l'ensemble des expériences effectuées pendant la thèse :

- la configuration spatiale
- les choix de paramétrisation de l'océan intérieur et de la glace de mer
- les contraintes forçant le modèle à ses limites (frontières ouvertes, conditions de surface)
- les contraintes de rappel du modèle
- la parallélisation de la configuration

2.3.1 Grille de discrétisation

Le domaine de PERIANT05 (figure 2.2) est circonscrit dans la bande zonale 30°S 80°S. Il englobe donc la totalité de l'océan austral, de la mer de Tasmanie jusqu'au fond de la

mer de Ross. La latitude nord du domaine a l'avantage de faciliter le traitement de l'information associée aux problèmes inhérents aux frontières ouvertes (OBC). La robustesse de l'information échangée aux frontières ouvertes est d'autant plus élevée que l'advection est orthogonale à ces dernières. Ainsi à 30°S, les composantes zonales de la vitesse de la circulation océanique sont relativement faibles eu égard à leur position centrale dans les gyres subtropicaux de chaque bassin ; en outre les courants de bord côtiers se propagent quasi perpendiculairement à cette latitude.

Plus on se rapproche des pôles et plus une grille géographique devient anisotrope ; en effet les méridiens vers les hautes latitudes convergent alors que les latitudes restent équidistantes. La projection de type Mercator utilisée ici évite cette anisotropie en raffinant les métriques méridiennes de telle manière qu'elles égalent localement les métriques zonales ; la résolution horizontale (latitude, longitude) effective de la grille est donc de $(0.5^\circ \cos(\text{latitude}), 0.5^\circ)$. La taille horizontale des mailles s'échelonne de 48 km à l'extrême nord à 6 km au fond de la mer de Ross. La fine résolution aux hautes latitudes est capable de représenter la majeure partie des polynies cotières antarctiques (*Mathiot, 2009*).

Quant à la résolution verticale, elle est définie par 46 niveaux verticaux dont la finesse s'érode avec la profondeur, le premier niveau ayant une épaisseur de 6 mètres, le dernier 250 mètres.

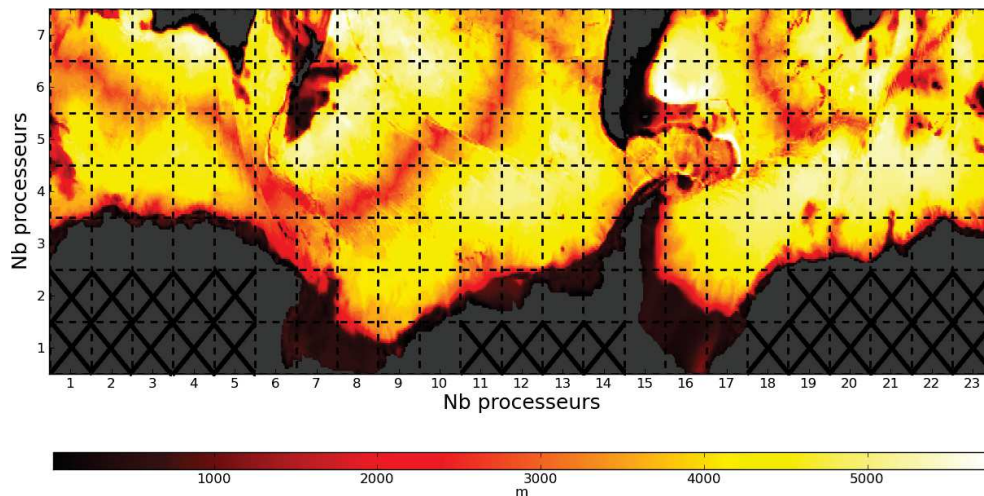


Figure 2.2 – Découpage en processeurs du domaine PERIANT05 sur fond de bathymétrie ; 136 processeurs sont sollicités sur la machine *Jade* du CINES. les processeurs "terres" barrés ne participent pas aux calculs.

2.3.2 Les paramétrisations de l'océan intérieur et de la glace de mer

Comme nous l'avons vu précédemment les structures sous-mailles sont paramétrées. La paramétrisation choisie provient de la simulation globale de référence ORCA05-G70 (*Bias-toch et al., 2008*). Ces paramètres sont résumés dans le tableau 2.1.

La glace de mer, dans certaines proportions de concentration et d'épaisseur agit comme un isolant thermodynamique entre l'océan et l'atmosphère ; une représentation la plus réaliste possible est donc de mise pour une estimation qualitative de la variabilité spatio tempo-

relle des flux air-mer, tout particulièrement dans la zone de glace de mer saisonnière (SIZ). Le réglage des paramètres primordiaux du modèle de glace (tableau 2.1) fut l'un des enjeux de la thèse de *Mathiot* (2009). Nous avons adoptés, les valeurs de paramètres recommandés par ce travail.

Table 2.1 – Tableau récapitulatif des paramètres spécifiques à la configuration utilisée pour les modèles océan et glace de mer. ECMV signifie échelles caractéristiques du mélange vertical, ML mélange latéral, SDLT schéma de diffusion latérale des traceurs, CDLT coefficient de diffusion latérale des traceurs, CDL coefficient de diffusion latérale, CVTL coefficient de viscosité turbulente latérale, CDVT coefficient de diffusion turbulente verticale des traceurs, CVVT coefficient de viscosité turbulente verticale des traceurs, hicrit l'épaisseur de glace minimum pour l'accrétion latérale, θ angle de dérive de glace, P* résistance à la déformation de la glace de mer

paramètres \ config	PERIANT05
dynamique de l'océan	
ECMV (TKE)	surface : 0.4 m ; intérieur : 0.001 m
ML	free-slip
SDLT	opérateur laplacien iso-neutre
CDLT	520 m ² .s ⁻¹
CDL (BBL)	600 m ² .s ⁻¹ , (critère k)
CVTL	-7.8 10 ¹¹ m ⁴ .s ⁻²
CDVT	1 10 ⁻⁵ m ² .s ⁻¹
CVVT	1 10 ⁻⁴ m ² .s ⁻¹
schéma d'advection	conservation énergie et enstrophie
schéma advection traceurs	TVD
dynamique de la glace de mer	
C_D, C_E, C_H	1.63 X 10 ⁻³
hicrit	0.6
θ	0
P*	10 ⁴ N.m ⁻²

2.3.3 Les conditions limites atmosphériques

Les données employées : La configuration régionale PERIANT05 est forcée par le jeu de données DFS3 (*Brodeau et al.* (2010)). Ce dernier combine différents produits globaux des variables atmosphériques : les variables turbulentes proviennent d'une part de la réanalyse ERA-40 (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (2000)) pour les années antérieures à 2001 et l'analyse opérationnelle de l'ECMWF pour les années qui suivent. Les variables radiatives ainsi que les précipitations liquides et solides sont quant à elles issues du forçage CORE (*Large, 2004*). Enfin les apports d'eau douce continentale sont extraits de la base de données compilée par *Bourdallé-Badie and Treguier* (2006) à partir des données climatologique mensuelles données dans *Dai and Trenberth* (2002); remarquons que le runoff côtier du continent Antarctique est reparti de manière homogène le long des cotes (figure 2.3). Les caractéristiques du jeu de forçage DFS3 sont présentées dans le tableau 2.2. Au cours de sa thèse, *Mathiot* (2009) a amélioré la représentation

des polynies côtières en corrigeant la tension de vent le long du littoral antarctique. Pour ce faire il ajouta une contribution climatologique mensuelle des vents catabatiques et des vents de barrière au champ de vent initial du forçage le long du pourtour antarctique. Cette méthode (voir fig. 2.3) est également implémentée dans nos jeux de simulation de la configuration PERIANT05.

La paramétrisation de surface : Comme nous l’avons vu plus haut, les effets du forçage atmosphérique sont calculés au moyen des formules *Bulk*. En outre, la surface du modèle est pré-conditionnée pour assimiler certaines contraintes atmosphériques. Ainsi l’albédo de l’océan est figé à 0.06 et celui de la glace fondue à 0.5. Le runoff fait sentir ses effets sur une épaisseur de 20 mètre. Enfin le flux solaire incident ne pénètre dans l’océan que sur 2 bandes visibles et n’excède pas la profondeur de 23 mètres.

Table 2.2 – Tableau récapitulatif du forçage DFS3

variables	Source	Période	Fréquence	Hauteur	Résolution
\vec{U}_a	ERA-40	1980-2001	6h	10m	1.125°
	ECMWF	2001-2004	-	-	-
θ_a	ERA-40	1980-2001	6h	10m	1.125°
	ECMWF	2001-2004	-	2m	1.125°
q_a	ERA-40	1980-2001	6h	10m	1.125°
	ECMWF	2001-2004	-	2m	1.125°
rad_{sw}	ISCCP/CORE	1980-2004	1 jour	0m	2.5°
rad_{lw}	ISCCP/CORE	1980-2004	1 jour	0m	2.5°
P	GXGXS/CORE	1980-2004	1 mois	0m	2.5°
R	DRAKKAR	climatologie	1 mois	0m	2.5°

2.3.4 Les frontières ouvertes au nord du domaine

Comme nous l’avons vu plus haut, un modèle océanique est forcé à sa surface par des données atmosphériques réalistes. Notre outil de modélisation est ainsi capable de simuler de la manière la plus réaliste possible la variabilité de propriétés océaniques. Il est en de même aux frontières ouvertes d’une configuration régionale du modèle. Ainsi, à la limite nord de notre domaine régional, nous assurons un “dialogue” entre les variables prognostiques du modèle et les sorties à 5 jours de la simulation globale de référence ORCA05-G70. Ce faisant, d’une part le modèle global doit apporter des informations extérieures nécessaires au réalisme de la circulation de notre configuration régionale et d’autre part les structures océaniques qui “souhaitent” s’échapper du domaine régional doivent pouvoir le faire. La technique employée pour effectuer cette communication est dite de frontière ouverte radiative (*Treguier et al. (2001)*, *Cailleau (2004)*). Le système d’équations aux frontières ouvertes est le suivant :

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = -C_{\Phi_y} \frac{\partial \Phi}{\partial y} + \frac{1}{\tau_0} (\Phi_0 - \Phi) \quad (C_{\Phi_y} > 0) \quad (2.28)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{1}{\tau_1} (\Phi_0 - \Phi) \quad (C_{\Phi_y} < 0) \quad (2.29)$$

Selon que l'information d'une variable prognostique Φ entre ou sort du domaine, elle est traitée différemment. Une vitesse de phase méridienne C_{Φ_y} de l'information de la variable Φ est estimée. Si cette vitesse est positive l'information sort du domaine (équation (2.28)) et la nouvelle valeur de Φ près de la frontière est rappelé vers la condition limite Φ_0 avec un temps de rappel long ($\tau_{out} = 3000 \text{ jours}$); si, au contraire, cette vitesse est négative, l'information pénètre le domaine (équation (2.29)) et le temps de rappel est court ($\tau_{in} = 1 \text{ jour}$), limitant fortement la dérive du modèle.

2.3.5 Les contraintes de rappel du modèle

Pour pallier à certains défauts de représentation et/ou de conservation de propriétés dans le modèle, on peut faire appel à des méthodes de rappel vers les observations.

Pour pallier à la dérive du contenu d'eau douce dans les modèles, il est possible d'effectuer un rappel de la salinité de surface vers un estimé réaliste de cette dernière. Ce rappel est pondéré par un temps de relaxation plus ou moins grand qui conditionne son intensité. On reviendra plus en détail sur la méthode de relaxation utilisée et les tests de sensibilité effectués dans le chapitre concernant l'amélioration de cette dernière.

Pour pallier à la mauvaise représentation des overflows sur les talus continentaux antarctiques, un rappel des traceurs actifs vers la climatologie de Gouretsky est activé (*Dufour, 2011*); Un temps de rappel de 730 jours est paramétré pour toutes les simulations de la configuration PERIANT05. En plus d'améliorer la représentation des eaux profondes, il a l'avantage de ne pas être opérant sur les 1000 premiers mètres de l'océan. cette profondeur est généralement plus profonde que la profondeur maximale de la CMO en Antarctique; comme objet de cette étude, elle ne sera donc pas parasitée par des effets directs du rappel en question. Une vue tridimensionnelle du masque de rappel des eaux profondes est représentée sur la figure 2.3.

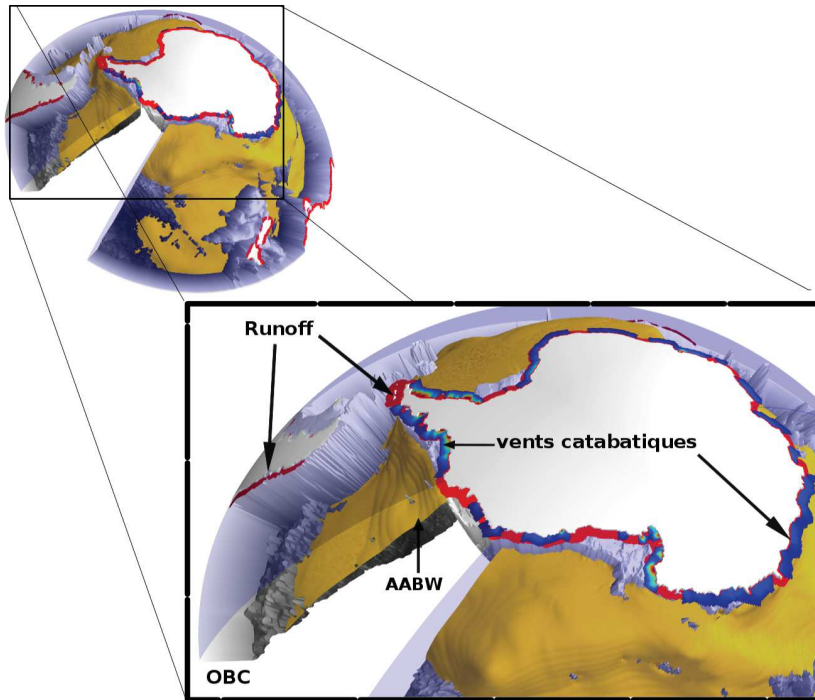


Figure 2.3 – Domaine PERIANT05; représentation de la bathymétrie (ici contrainte par un rapport d’aspect irréal pour des raisons de visualisation) et des contraintes aux frontières du modèle NEMO dans la configuration PERIANT05 : *en jaune* ,la surface supérieure du masque 3D des AABW (Dufour (2011)); *en rouge* ,le masque du runoff; il entoure en particulier tout le continent Antarctique;par dessus et en palette *arc-en-ciel* ,la distribution des coefficients de renforcement des vents associée au masque des vents catabatiques ; la délimitation nord du domaine PERIANT05 est contrainte par une OBC.

2.3.6 Implémentation pratique et calcul HPC

L’intégration de toutes les conditions évoquées ci-dessus nécessite une puissance de calcul importante. Pour effectuer une simulation dans des délais raisonnables, le code NEMO offre la possibilité de découper le domaine spatial de la configuration en plusieurs sous-domaines. A chacun de ces membres est attribué un processeur de calcul. Tous ces processeurs travaillent en parallèle en communiquant leurs informations de bord à leur plus proches voisins . La périodicité Est-Ouest du domaine global est traité de la même manière. En outre, le nombre et la taille mémoire des données à enregistrer requiert une grande capacité de stockage numérique. Les jeux de données de contrôle du modèle (fichiers d’initialisation, forçage atmosphérique , condition à la limite nord , masques , conditions de rappel) occupent un espace moins contraignant. Deux super-calculateurs ont été utilisés dans cette thèse :

- *Brodie* de l’Idris (machine aujourd’hui arrêtée)
- *Jade* du CINES.

La machine Brodie a été utilisé en début de thèse. L’essentiel des simulations a été effectué sur la machine Jade. Les simulations sur Jade ont toutes été parallélisées sur 136 processeurs (voir figure 2.2) . Pour une année de simulation les besoins requis sont mentionnés dans le tableau associé à la figure 2.4.

<i>Coût pour 1 an de simulation</i>		
Temps « elapsed » (ressenti par l'homme)	Temps CPU (« ressenti » par la machine)	Stockage (tous les 5 jours)
1 heure	~ 140 heures	~13 Go ~2600 inodes (fichiers) Diagnostiques* : ~7 Go
* : Les Diagnostiques sont les fichiers issus du post-traitement des sorties du modèle (moyennes, séries temporelles, carte 2D,...)		
<i>Coût du stockage statique</i>		
Stockage		Inodes
1,8 Go		1300

Figure 2.4 – Besoins informatiques pour 1 année de simulation de la configuration PERIANT05. Le stockage statique correspond aux données de contrôle du modèle.

2.4 Evaluation des simulations numériques

Pour répondre à la problématique de thèse, un jeu de plusieurs simulations a été produit. L'ensemble de ces simulations ne diffèrent que par les conditions limites de surface :

- Une simulation de référence, notée **REFssr**, forcée par le jeu de forçage “réaliste” DFS3 (voir la sous-section 2.3.3 pour les détails) sur la période 1980-2004 et “contrainte” par un rappel en sel de surface (voir l'équation 2.23 pour l'estimation du rappel en sel).
- Une simulation de référence, notée **REFsam**, forcée par le jeu de forçage “réaliste” DFS3 sur la période 1980-2004 et “non contrainte” par un rappel en sel de surface. Cette simulation sert de référence pour les simulations de sensibilité aux perturbations des contraintes de surfaces atmosphériques.
- Un ensemble de simulations forcées par le jeu de forçage DFS3 dont certaines variables atmosphériques ont été “perturbées” et “non contraintes” par un rappel en sel de surface.

Dans le cadre d'une étude des propriétés de surface océaniques et des masses d'eau, nous avons réduit notre fenêtre de validation et d'évaluation des simulations à quelques variables d'intérêt. L'étude de la réponse à l'intensification du SAM des masses d'eau intermédiaires (AAIW) et modales (SAMW) dont les propriétés sont en partie modulées à la surface de l'océan, nécessite une représentation réaliste non seulement de ces masses d'eau mais aussi des propriétés de surface. À l'aune des Observations faites dans l'océan Austral et des expériences numériques déjà éprouvées, nous avons limité notre attention sur la qualité de la représentation des grandeurs suivantes :

- la profondeur et les propriétés de la couche de mélange océanique
- les structures frontales principales de l'ACC (PF et SAF)
- les propriétés acquises à l'interface air-océan des AAIW et SAMW

- l'activité turbulente de surface
- la glace de mer

2.4.1 Construction de la simulation de référence REFsam

Dans la cadre de simulations régionales océaniques "forcées" par un jeu de données atmosphériques de surface, un rappel en salinité de surface est indispensable pour limiter la dérive en salinité du modèle. Cependant, le terme de rappel en sel de surface introduit dans le modèle une perturbation artificielle de l'évolution de la salinité. De surcroît, l'utilisation d'un rappel en sel dans la SIZ semble peu pertinente; en effet le manque d'observation dans la SIZ introduit une forte incertitude quant à l'estimé climatologique de salinité de surface utilisé pour le rappel (*Levitus et al.*, 1998). Pour se soustraire de cet inconvénient tout en évitant que la salinité totale du modèle ne dérive excessivement, nous avons procédé comme suit :

Dans la simulation REFssr, le rappel en sel de surface est activé pour limiter la dérive de la salinité totale. La série temporelle sur la période de simulation 1980-2004 du terme correctif de la salinité de surface est sauvegardée puis moyennée mensuellement. La série temporelle obtenue est convertie en flux d'eau douce équivalent, noté *FWcorr*. Ce terme correctif est alors ajouté au terme de précipitation du forçage DFS3. Le nouveau jeu de forçage ainsi construit servira à forcer non seulement la simulation de référence REFsam mais aussi l'ensemble des simulations de sensibilité aux perturbations des contraintes atmosphériques.

Or, l'approche retenue pour évaluer les expériences numériques réalisées durant cette thèse consiste en une analyse des anomalies existantes entre une simulation de référence et une simulation dite de sensibilité (à la modification d'un paramètre du modèle). Cette approche permettra de comparer chaque simulation l'une avec l'autre en se soustrayant des effets artificiels du rappel en sel.

La figure 2.5 montre les séries temporelles des moyennes globales de la température, de la salinité et de la hauteur de niveau de mer (SSH). La "dérive en sel" pour la simulation REFssr est de 1/100 en 25 ans; cette valeur est relativement faible. La "dérive en sel" dans REFssr est donc relativement bien contrôlée. De surcroît, la comparaison de l'évolution temporelle de la salinité de chacune de ces deux simulations, montre que la dérive en contenu d'eau douce de REFsam est bien contrôlée relativement à REFssr. Les valeurs moyennes globales de température et de hauteur de surface libre de l'océan sont, elles aussi, similaires entre les deux simulations.

Les résultats présentés dans ce qui suit concernent la simulation REFsam. Les différences de REFsam avec REFssr étant ténues, nous ne mentionnerons pas les résultats d'évaluation de la simulation REFssr.

2.4.2 Critères de caractérisation de la CMO et des fronts de l'ACC

Les critères pour estimer la CMO :

Comme intégrateur des flux air-mer, la couche de mélange océanique (CMO) est un lieu d'étude privilégié pour comprendre les mécanismes gouvernant ces échanges de chaleur et d'eau douce entre l'océan et l'atmosphère. La CMO est caractérisée par des propriétés

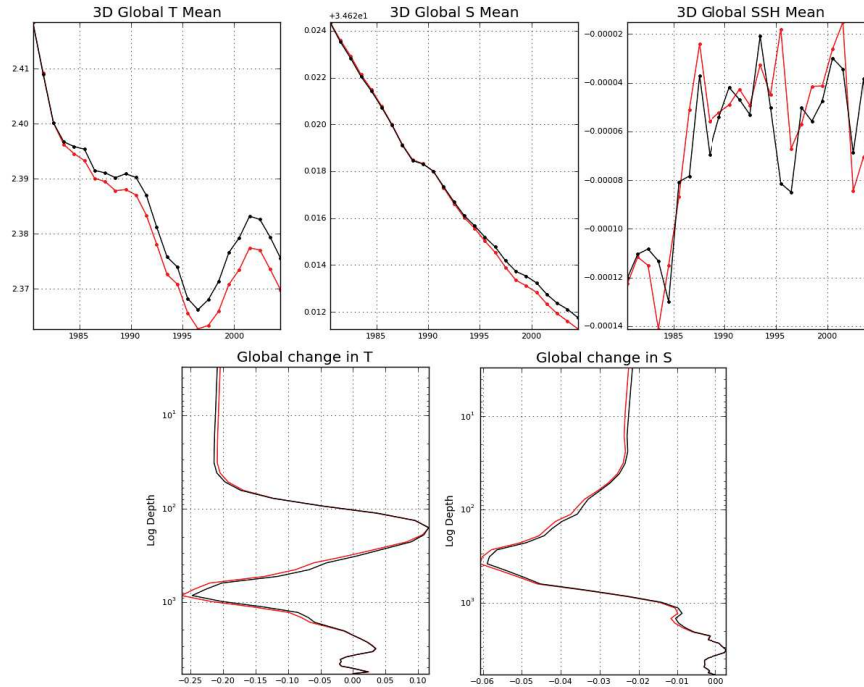


Figure 2.5 – (Haut) Séries temporelles de la moyenne globale de la température, de la salinité et de la hauteur de mer SSH (de gauche à droite) ; (bas) profils verticaux en échelle logarithmique des moyennes globales de la température et de la salinité (de gauche à droite) ; en noir la simulation REFssr , en rouge REFsam. Ces graphiques sont issus du monitoring DRAKKAR

homogènes sur la verticale, la densité potentielle² en particulier. Dans ce cadre, pour caractériser la CMO, nous choisisons un critère en différence finie de densité potentielle entre la surface et la base de la CMO ; le seuil choisi pour délimiter cette base est de 0.03 kg.m^{-3} ; Cette valeur est retenue afin de pouvoir comparer la simulation aux données de profondeur de CMO dont nous disposons ; dans les chapitres suivants le critère $\Delta\sigma \leq 0.01 \text{ kg.m}^{-3}$ sera utilisé car nous utiliserons par la suite les diagnostics ”online“ de tendance des propriétés intégrées dans la CMO qui ont été implémenté avec ce critère.

Les critères pour estimer les fronts :

La position des fronts de ce l’ACC a fait l’objet de plusieurs études (*Sallée et al. (2008b)*, *Meijers et al. (2011b)*). Il existe un lien étroit entre les profils T-S de subsurface et la hauteur dynamique de la colonne d’eau dans l’océan Austral (*Sun and Watts, 2001*). *Morrow et al. (2008)* montre en plus que la couche d’eau 0 – 2000m domine la variabilité stérique dans l’océan Austral. Après quoi, *Meijers et al. (2011b)* ont utilisé la hauteur dynamique référencée à 2000 m et intégrée jusqu’à 100 m comme critère de positionnement des fronts de l’ACC. Un critère équivalent avait été utilisé par *Sallée et al. (2008b)*, ne

2. En océanographie, on définit usuellement la densité σ à partir de la densité ”réelle“ ρ tel que $\sigma(T, S, P) = \rho(T, S, P) - 1000$ où T est la température in situ, S la salinité et P la pressions ; la densité potentielle σ_θ utilise la température potentielle telle que $\sigma_\theta = \sigma(\theta, S, 0)$

prenant en compte que les 1500 premiers mètres pour des raisons pratiques car le jeu de données ARGO à sa disposition n'était plus fiable à partir de cette profondeur. Nous avons retenus le critère de hauteur dynamique référencée à 1500m (Φ_{1500}^0) pour identifier le PF et le SAF dans nos simulations :

$$\Phi_{1500}^0 = \frac{10^4}{g} \int_{-1500}^0 \delta(p, T, S) dp \quad (2.30)$$

où δ est l'anomalie de volume spécifique à la pression p , à la température T , à la salinité S ; $10^4 Pa \cdot m^{-1}$ est le facteur de conversion de décibar en pascal $g = 10m \cdot s^{-2}$ est l'accélération de la pesanteur.

Quantitativement nous avons retenu les valeurs d'isoligne validées par *Sallée et al.* (2008b) pour caractériser le PF et le SAF dans la simulation REFsam :

$$\Phi_{1500}^0(\mathbf{PF}) = 0.95m \quad (2.31)$$

$$\Phi_{1500}^0(\mathbf{SAF}) = 1.2m \quad (2.32)$$

2.4.3 La position des fronts PF et SAF et leur variabilité

L'analyse spatio-temporelle des positions frontales issues des jeux d'observations ARGO et WOCE sur la période 1999-2006 (*Sallée et al.* (2008b)), met en évidence le lien étroit entre la position des fronts et la topographie sous-jacente (voir figure 2.6). A la lumière de ces observations, nous décrirons, dans ce qui suit, la position et la variabilité des fronts dans la simulation REFsam.

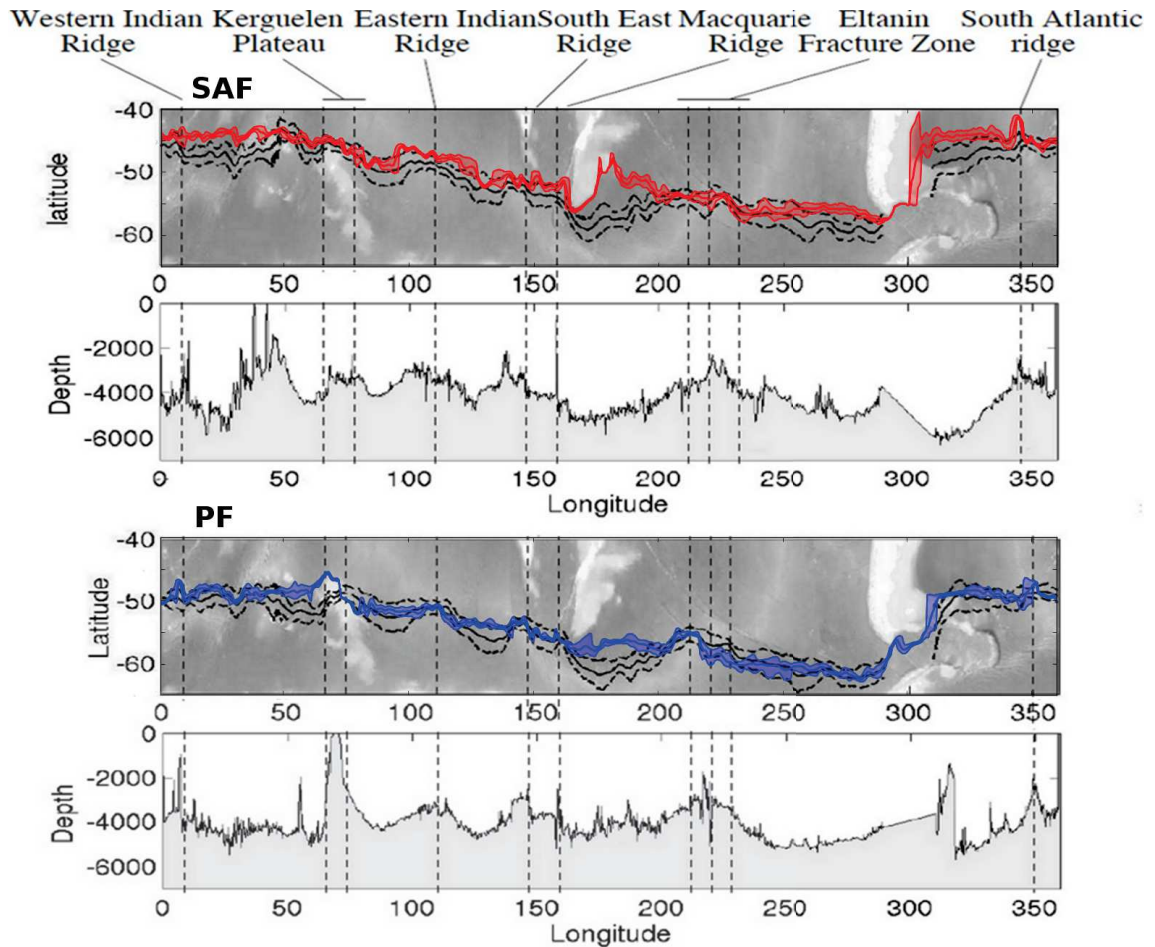


Figure 2.6 – en trait noir la position des fronts SAF et PF issue d'un contour de SSH altimétrique référencée à 1500m ($SSH_{1500m}(PF) = 0.95m$ et $SSH_{1500m}(SAF) = 1.2m$) et estimée sur la période 1993-2005 avec les enveloppes (en trait pointillé) correspondant aux 2 écarts types des positions des fronts (figure adaptée des figures 9 et 10 de *Sallée et al. (2008b)*). En rouge et bleu les fronts SAF et PF de la simulation REFSam.

La figure 2.6 montre que La position moyenne des fronts dans la simulation REFSam est globalement similaire à celle observée, seulement au niveau des obstacles topographiques importants. Par contre, entre ces obstacles topographiques et en particulier en aval du plateau de Campbell, la position moyenne du SAF dans REFSam est située au nord de la position observée. La figure 2.6 montre également que le PF et le SAF représentés dans la simulation REFSam ont globalement une variabilité moins grande entre les obstacles topographiques que celle des fronts observés par *Sallée et al. (2008b)*. Enfin, l'intensité de cette variabilité dans la simulation REFSam est inégalement distribuée dans l'espace corroborant les observations faites par *Sallée et al. (2008b)*.

Cette distribution est en partie contrainte par la topographie comme l'avait suggéré *Gordon et al. (1978)*. D'une part, dans les zones où la pente du relief sous-marin se raidit significativement les jets océaniques sont contraints de suivre des trajectoires qui varient très peu (dans la suite du manuscrit nous emploierons le terme de nœud de la circulation) ;

d'autre part dans les zones à fond relativement plat (dans la suite du manuscrit nous emploierons le terme de ventre de la circulation) cette contrainte est relâchée. La figure 2.7 montre que le PF et le SAF se rejoignent au niveau du plateau des Kerguelen et au sud du plateau de Campbell et au niveau de la fracture d'Udintsev. Ce "merging" se produit aux endroits où le gradient de vorticité potentielle barotrope (ou vorticité planétaire) (f/h , où f est le paramètre coriolis et h la profondeur locale de l'océan) devient fort.

En amont et au dessus des obstacles topographiques importants tels la dorsale atlantico-indienne, le plateau de Crozet, le plateau des kerguelen, la dorsale indo-pacifique, la dorsale Macquarie et au milieu des fractures d'Udintsev et d'Eltanin, les fronts sont déviés vers le nord par conservation de la vorticité potentielle et la variabilité de la position des fronts est significativement réduite corroborant les travaux numériques de *Treguier and McWilliams* (1990) et les observations faites par *Sallée et al.* (2008b). Dans ces régions les fractures et les vallées sous-marines qui parsèment les obstacles topographiques agissent comme un guide de la circulation.

En aval de ces obstacles, la vorticité barotrope diminue drastiquement et entraîne une déviation vers le sud des jets océaniques par conservation de la vorticité potentielle. En outre, dans ces régions, le gradient de vorticité potentielle devient plus faible relâchant la "contrainte topographique" et laissant aux fronts une plus grande variabilité de leurs positions.

D'ouest en est la simulation REFSam fait ressortir les zones inter-noeuds suivantes :

- \mathbf{A}_{SAF} (resp \mathbf{A}_{PF}) entre la dorsale atlantico-indienne et la partie ouest du plateau de Crozet (347°E - 35°E) (resp (352°E - 30°E))
- \mathbf{B}_{SAF} (resp \mathbf{B}_{PF}) entre le plateau de Crozet et celui des Kerguelen (35°E - 70°E) (resp (30°E - 73°E))
- \mathbf{C}_{SAF} (resp \mathbf{C}_{PF}) entre le plateau des Kerguelen et la partie centrale de dorsale indo-pacifique (70°E - 100°E) (resp (73°E - 110°E))
- \mathbf{D}_{SAF} (resp \mathbf{D}_{PF}) entre la partie centrale de la dorsale indo-pacifique et sa zone orientale (100°E - 130°E) (resp (110°E - 145°E))
- \mathbf{E}_{SAF} (resp \mathbf{E}_{PF}) entre la partie orientale de la dorsale indo-pacifique et la partie est du plateau de Campbell (resp la dorsale Macquarie) (130°E - 175°E) (resp 145°E - 161°E))
- \mathbf{F}_{SAF} (resp \mathbf{F}_{PF}) entre le plateau des Kerguelen et la zone de fracture Udintsev (175°E - 210°E) (resp (161°E - 206°E))
- \mathbf{G}_{SAF} (resp \mathbf{G}_{PF}) entre la partie ouest de la fracture Udintsev et la partie est de la fracture Eltanin (resp partie est de la fracture Udintsev) (210°E - 225°E) (resp (206°E - 216°E))
- \mathbf{H}_{SAF} (resp \mathbf{H}_{PF}) entre la partie est de la fracture Eltanin (resp Udintsev) et la zone de fracture Shackleton 225°E - 293°E) (resp (216°E - 293°E))
- \mathbf{I}_{SAF} (resp \mathbf{I}_{PF}) entre la zone de fracture Shackleton et le plateau des Malouines

(293°E - 306°E) (resp (293°E - 312°E))

— J_{SAF} (resp J_{PF}) entre le plateau des Malouines et la dorsale atlanto-indienne.
(306°E - 347°E) (resp (312°E - 352°E))

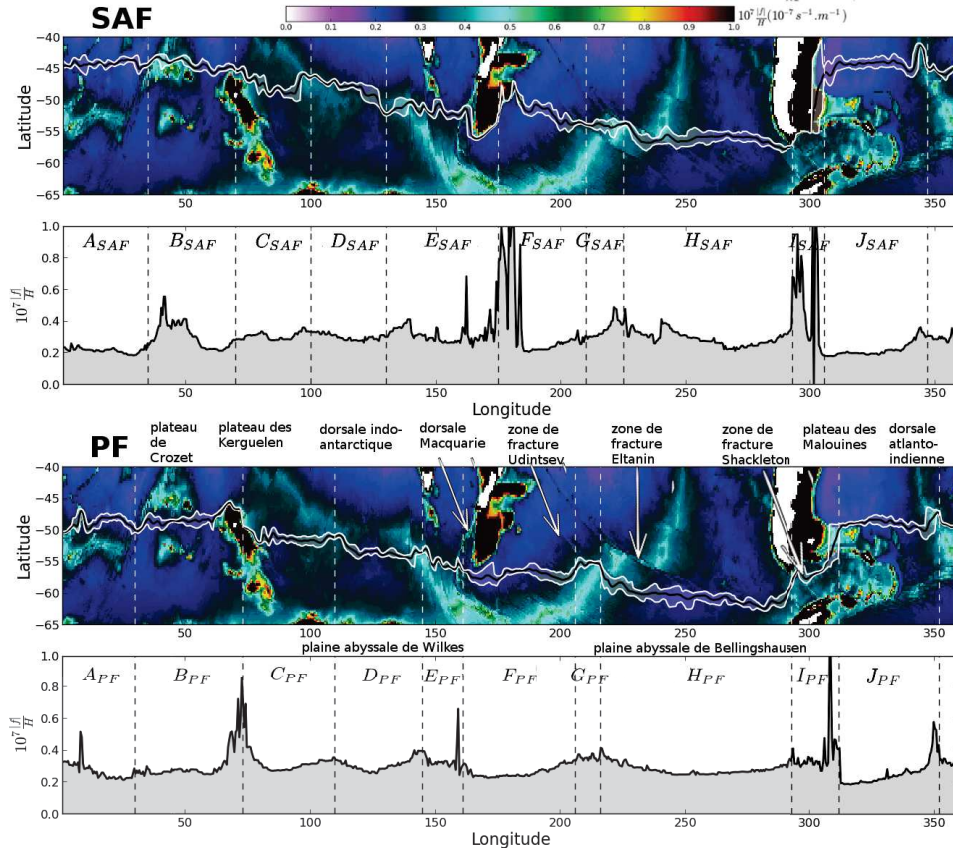


Figure 2.7 – En couleur les cartes de vorticité potentielle planétaire dans la région péri-antarctique; sur ces dernières, en trait noir, le SAF (image du haut) et PF (image du bas) pour la simulation REFSam avec les enveloppes (en trait blanc) correspondant aux 10ème et 90ème pourcentiles des positions des fronts en moyennes mensuelles sur la période 1995-2004. en dessous de chacune de ces 2 cartes, les courbes de vorticité planétaire le long de la position moyenne de chacun des 2 fronts; en trait pointillé vertical, la position des nœuds de chacun de ces 2 fronts

2.4.4 La couche de mélange océanique

Les travaux de *de Boyer Montégut* (2004), ont permis l'estimation d'une climatologie de la CMO australe (mise à jour en 2008). Ces derniers se sont appuyés sur la base de données des profileurs ARGO. La figure 2.8 montre que la distribution spatio-temporelle de la profondeur de couche de mélange (MLD) représentée dans la simulation REFSam est, dans une large mesure, conforme aux observations. On peut toutefois remarquer que la CMO affleure trop en été sur toute la ceinture zonale entre 50°S et 60°S. Pendant l'hiver austral, la CMO est trop profonde dans le secteur sud-est du bassin Pacifique, alors qu'elle ne plonge pas assez dans le secteur sud-est Indien (figure 2.8). Ces deux secteurs de l'océan

Austral sont connus comme les lieux privilégiés de la formations des eaux modales SAMW. Nous verrons dans la section suivante qu’une représentation cohérente de la MLD ainsi que des SAMW est capitale pour l’analyse des flux air-mer associés ;

Dong et al. (2008) montrent que les régions où la CMO hivernale est profonde ($\geq 400m$) au nord du SAF s’étendent de l’océan Indien à l’extrême est du Pacifique. Dans ces régions, la densité potentielle de la CMO est confinée dans une étroite bande de densité (26,57-27,04) . *Dong et al.* (2008) expliquent cette étroitesse par la compensation entre la diminution de la température de la CMO et celle de la salinité en se déplaçant d’ouest en est entre l’océan Indien et l’océan Pacifique. La simulation REFsam ne présente pas de CMO excédant la profondeur de 400m dans la zone indienne. Pour des raisons pratiques, nous choisirons un critère de “CMO profonde” de 350m dans l’analyse qui va suivre. La figure 2.9 montre que la simulation REFsam est cohérente avec la variabilité spatiale décrite. En effet on simule bien la décroissance vers l’est observée de la température et de la salinité dans la zone indo-pacifique. Cependant la gamme de densité potentielle est nettement moins étroite et plus faible que les observations compilées par *Dong et al.* (2008). Cette différence a une double cause. D’une part, le décalage vers le nord du SAF dans la simulation par rapport aux observations assimile des eaux plus chaudes, diminuant ainsi la gamme de la densité potentielle associée. D’autre part, les CMO hivernales dans la partie sud-est du Pacifique s’étendant plus au sud dans la simulation au regard des observations, assimile des eaux plus douce, agissant ainsi de la même manière que précédemment .

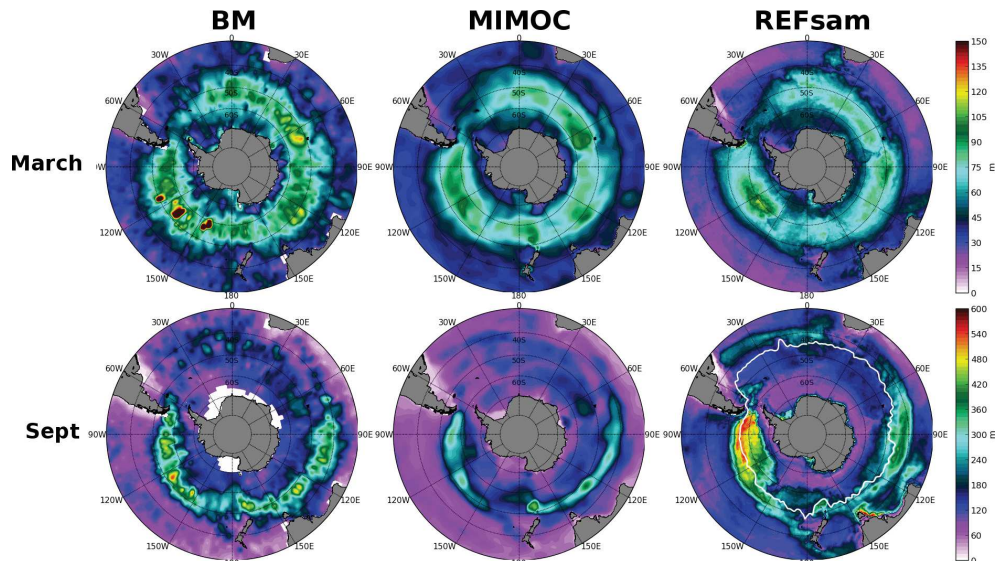


Figure 2.8 – Profondeurs de couche de mélange : climatologie (1961-2008) estimée par *de Boyer Montégut* (2004) (BM, à gauche), climatologie MIMOC estimée par *Schmidtke et al.* (2013) (au centre) et moyenne (1995-2004) pour REFsam (à droite), en mars (haut) et en septembre (bas). Le trait blanc correspond au SAF.

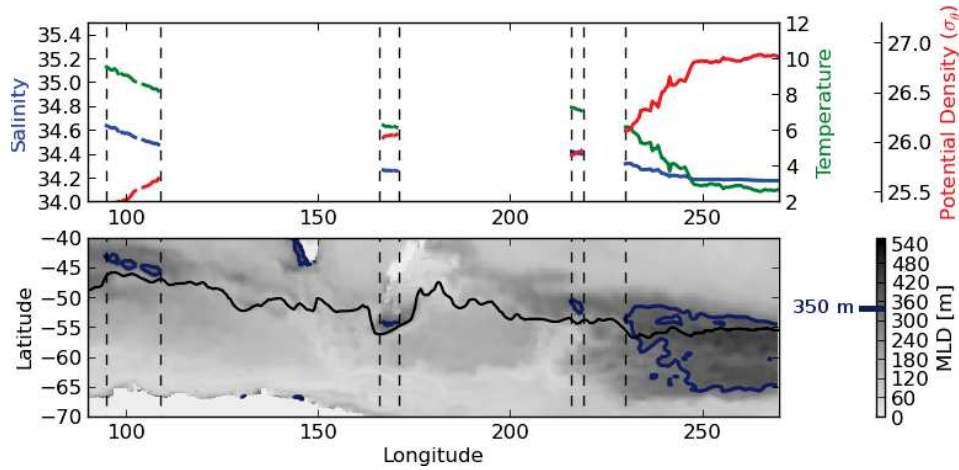


Figure 2.9 – Moyenne climatologique en septembre sur la période 1995-2004 de Température, Salinité, densité potentielle dans la CMO dont la profondeur excède 350m dans les bassins indien et pacifique pour la simulation REFsam (en haut). La CMO avec, en surimposition, l’iso-contour à 350 m (trait épais bleu) et le SAF (trait fin noir) (en bas).

2.4.5 Les masses d’eaux intermédiaires (AAIW) et modales (SAMW)

Une étude récente sur l’évolution des propriétés des SAMW et des AAIW de l’échelle inter-annuelle à l’échelle inter-décennale (*Naveira Garabato et al., 2009*) a mis en évidence le rôle significatif de la variabilité des principaux modes atmosphériques de l’hémisphère sud (ENSO, IPO, SAM). Ces dernières années, l’augmentation du transport d’Ekman associé à la tendance positive du SAM a provoqué un apport supplémentaire des AASW vers la zone d’affleurement des AAIW, favorisant l’adoucissement de ces masses d’eau ; en particulier à l’ouest de la péninsule Antarctique, l’augmentation des précipitation ainsi que le recul du front de glace de mer hivernale, processus attribués à la tendance décennale du SAM, ont déclenché un adoucissement des masses d’eaux de surface hivernales ventilant les AAIW. Dans la suite, nous verrons que la zone de formation de ces masses d’eau est conditionnée par la position du PF et du SAF.

Les eaux modales subantarctiques (SAMW)

Caractérisation des SAMW : Le lecteur est invité à se référer à la section 1.1.1 de l’Introduction Générale pour un rappel sur les propriétés et la variabilité spatio-temporelle des SAMW. Plusieurs indicateurs peuvent être utilisés pour localiser les SAMW : un minimum local du gradient vertical de densité potentielle référencée à la surface océanique (ρ_θ), un minimum local de la fréquence de flottabilité, ou un minimum local vertical de vorticité potentiel d’Ertel. Nous utiliserons dans la suite de l’exposé la vorticité potentielle d’Ertel

$$EPV = (f + \xi)\partial_z \rho_\theta \quad (2.33)$$

où ξ est la vorticité relative. Dans la zone du minimum local de vorticité potentielle, il est possible d’y associer une valeur de densité potentielle. Nous caractériserons, dans cette partie, les SAMW par la surface de densité potentielle traversant le cœur de la zone de minimum local de vorticité potentielle. Comme nous l’avons indiqué dans l’Introduction

Générale De nombreuses études ont montré que la densité potentielle associée aux SAMW change avec la longitude. A titre de comparaison, nous découperons notre domaine d'étude en différents secteurs en suivant partiellement le découpage schématisé par *Sallée et al.* (2010). La figure 2.10 met en évidence d'une part la répartition des différentes catégories de SAMW (distinguées par classe de densité potentielle σ_θ) observées dans l'océan Austral et d'autre part les secteurs que nous avons choisi pour distinguer les différents types de SAMW dans la simulation REFsam. Le découpage ainsi défini servira dans la suite de cette thèse pour distinguer les différentes variétés de SAMW pour l'ensemble des simulations.

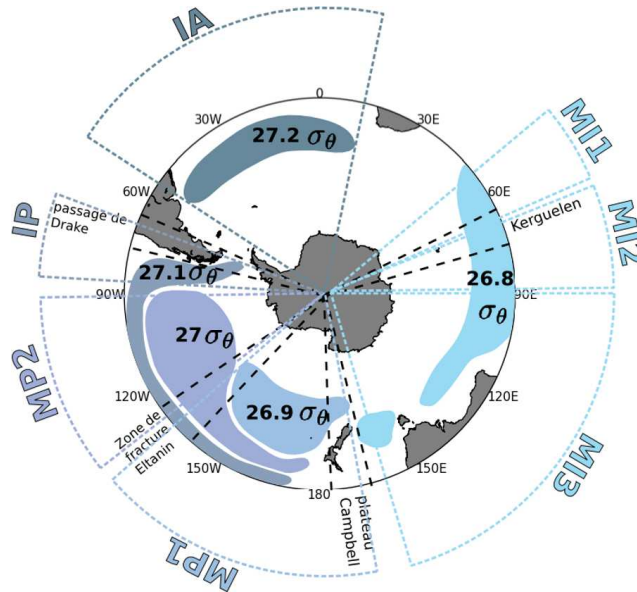


Figure 2.10 – (en haut) schéma de la répartition des différentes catégories de SAMW dans les secteurs MI1, MI2, MI3, MP1, MP2 et des 2 catégories de AAIW de chaque côté du passage de Drake (secteurs IP, IA) avec les valeurs de densité potentielle (adaptée de *Sallée et al.* (2010).)

La figure 2.11 compare les sections verticales de vorticité potentielle issues des observations avec celles issues de la simulation REFsam pour chaque secteur défini précédemment. Sur cette figure nous avons également tracé les surfaces de densité potentielle traversant le cœur des SAMW. A ce stade, il apparaît que la représentation des SAMW dans la simulation REFsam est comparable à celle des SAMW observées. Toutefois, le volume du minimum de vorticité potentielle est plus important dans les observations que dans la simulation REFsam, en particulier dans les secteurs indiens MI1, MI2 et MI3.

Depuis les années 2000, les profileurs ARGO permettent d'étudier les propriétés hydrographiques sur les 1500 premiers mètres de l'océan qui contiennent entre autre les SAMW. Trois zones ont été particulièrement étudiées : la partie orientale du Pacifique sud (*Schneider and Bravo, 2006*), la partie occidentale du Pacifique sud (*Sallée et al., 2010*) la zone orientale de l'Indien Sud (*Sallée et al., 2006; Sallée et al., 2010*). Nous comparerons ici les observations faites dans chacune de ces trois zones avec les résultats de notre simulation REFsam.

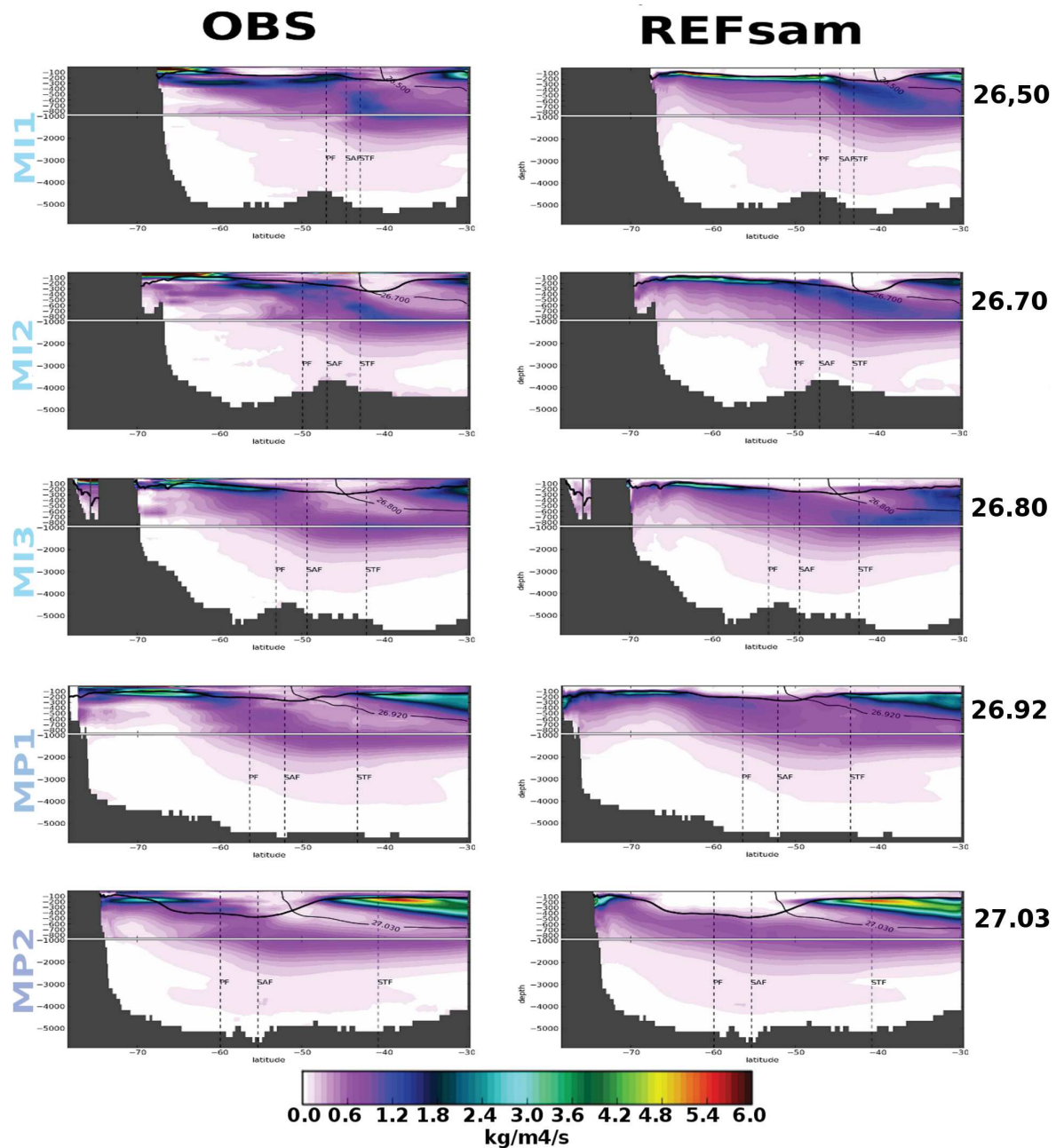


Figure 2.11 – (à droite) Sections méridiennes en moyenne zonale hivernale climatologique (septembre 1995-2004) de la vorticité potentielle pour la simulation REFsam (voir figure 2.10 pour la position des secteurs MXX); (à gauche) Les mêmes sections que précédemment avec pour les 1000 premiers mètres la climatologie de septembre issue de ARIVO et au-dessous de 1000 mètres la climatologie annuelle de Gouretski; (pour les 2 colonnes) issus de REFsam, en trait fin noir la densité potentielle référencée à 0m climatologique (septembre 1995-2004); en trait épais noir, la MLD climatologique hivernale (septembre 1995-2004); en trait noir pointillé le PF, le SAF et le STF (défini comme la position de l'isotherme 10°C à 150 mètres suivant *Orsi et al.* (1995)).

A l'ouest du passage de Drake (secteur IP) : La formation des SAMW à l'ouest du passage de Drake a été observée pour la première fois lors des passages des flotteurs ARGO sur la période 2003-2004 dans le secteur (52°S - 60°S , 70°W - 90°W). Nous conduisons ici une analyse comparative entre ces données qui ont été étudiées par *Schneider and Bravo* (2006) et la simulation REFSam. *Schneider and Bravo* (2006) ont montré que les SAMW ne se formaient qu'au sud de 56°S . La convection verticale se déclenchant en automne austral et se poursuivant pendant l'hiver, n'est mesurée qu'au sud de 56°S . Durant cette période, l'approfondissement³ de la CMO au sud de 56°S est significativement plus forte qu'au nord de 56°S et peut atteindre 400 mètres. La simulation REFSam rend bien compte de cette situation (voir figure 2.12). L'affleurement des isohalines (autour de 34.15 PSU) et des isothermes (autour de 4.5°C) caractéristiques des SAMW les plus froides (*Hanawa and Talley*, 2001) mesurées par les flotteurs ARGO au sud de 56°S est approximativement représentée dans la simulation REFSam lors de la convection hivernale. En effet les niveaux verticaux sont plus froids de 0.5°C et plus salés de 0.05 PSU dans la simulation REFSam. On peut également remarquer que le déclenchement de la convection, se produisant autour du 200^{ème} jour de l'année, est plus abrupt dans la simulation REFSam que dans les observations.

3. L'approfondissement de la CMO est ici caractérisé par la diminution de la fréquence de flottabilité (fréquence de Brunt-Väisälä) et donc de la diminution de la stratification de l'océan superficiel pendant l'hiver austral.

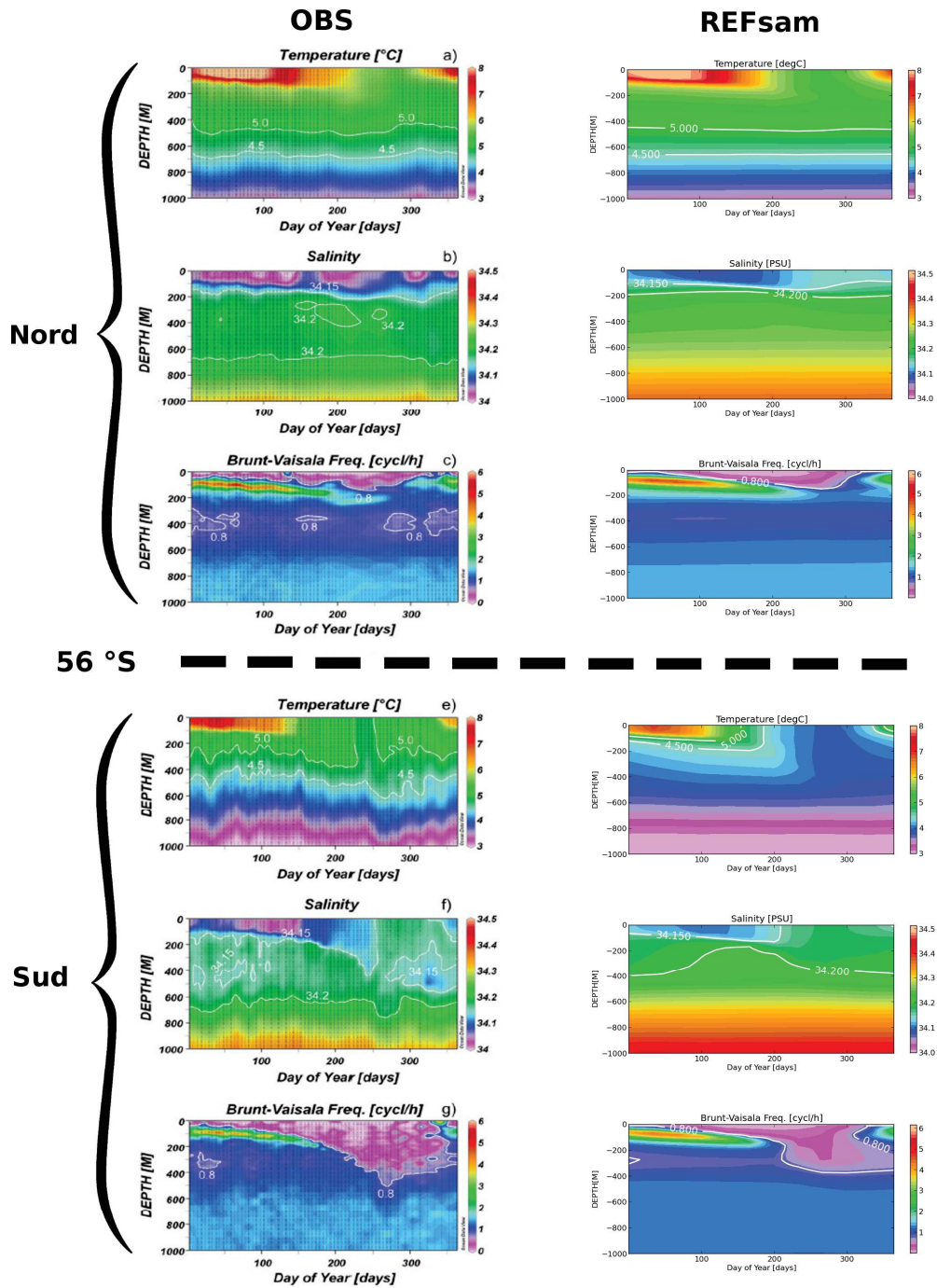


Figure 2.12 – Evolution des moyennes temporelles régionales de salinité (PSU) température (°C) et fréquence de flottabilité (cycles/heure) ; (dans la colonne de gauche) moyennes climatologiques 2003 2004 des profils Argo (source : Figure 2 de *Schneider and Bravo (2006)*) ; (dans la colonne de droite) moyennes climatologiques 2003 2004 pour REFsam ; (en haut) moyenne régionale sur la zone nord (75°W-90°W , 52°S-56°S) ; (en bas) moyenne régionale sur la zone sud (70°W-90°W , 56°S-60°S).

Les profils de température et de salinité observés par *Schneider and Bravo* (2006) au sud de 56°S sur et illustrés sur la figure 2.13 suggèrent que les SAMW se refroidissent et s'adoucissent quand elles se rapprochent du passage de Drake. Des études antérieures avaient conduit au même résultat (*McCartney* (1977), *Sloyan and Rintoul* (2001a)). La simulation REFSam, d'une part, rend bien compte de l'adoucissement observé mais, d'autre part, révèle une stagnation de la température autour de la valeur minimale observée à l'extrême est de notre zone d'étude (voir figure 2.13). Cette apparente contradiction avec les observations peut s'expliquer par un décalage des fronts zonaux de température entre la simulation REFSam et les observations. En effet, sur la figure 2.6, on peut constater que dans cette zone (70°W-90°W) le SAF du modèle est plus au Nord par rapport aux observations, limitant la pénétration d'eau plus chaude dans la couche de mélange. En outre, le long de cette zone le SAF observé (voir figure 2.6) descend continuellement vers le sud ; ceci est cohérent avec le processus de refroidissement des SAMW. Cependant dans le modèle la position du SAF est relativement zonale, suggérant donc une température relativement stable le long de la trajectoire du SAF.

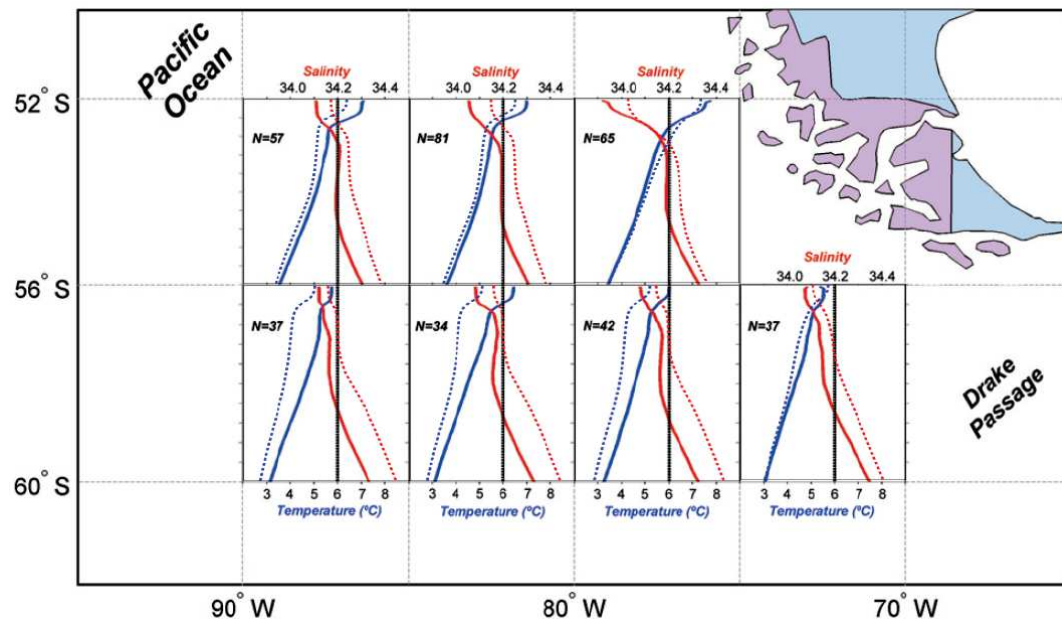


Figure 2.13 – Profils de température et salinité pour les 1000 premiers mètres ; (en traits pleins) moyennes hivernales 2003 2004 des profils Argo (source : Figure 2 de *Schneider and Bravo* (2006)) ; (en traits pointillés) moyennes JAS 2003 2004 pour REFSam

Bassin Pacifique occidental (secteurs MP1 et MP2) : *Sallée et al.* (2010) met en évidence deux zones de subduction des SAMW : Au sud du plateau de Campbell une eau de densité potentielle avoisinant les $26.9\sigma_0$ se forme puis ventile l'océan intérieur ; au centre du bassin, une eau plus dense ($27\sigma_0$) adopte le même mécanisme. On retrouve la trace de ces deux masses d'eau dans la simulation REFSam. Les secteurs MP1 et MP2 de la figure 2.11 révèlent en effet au nord du SAF, deux masses d'eau modales caractérisées par un minimum local de vorticité potentielle au cœur desquelles transitent les nappes isopycnales de valeurs respectives $26.92\sigma_0$ et $27.03\sigma_0$. Enfin nous pouvons noter que les

zones de subduction observées par *Sallée et al.* (2010) coïncident avec les CMO profondes ($> 350m$) simulées par le modèle pendant l’hiver austral (voir figure 2.9).

Bassin indien oriental (secteurs MI1, MI2 et MI3) : L’océan indien peut être décomposé en 3 secteurs dans lesquels les SAMW occupent des classes de densité différentes. *Fine* (1993) distinguent ainsi les classes de densité suivantes : $(26.65 - 26.7\sigma_0)$ pour la région sud-ouest, $(26.7 - 26.8\sigma_0)$ pour la région centrale et $(26.8 - 26.85\sigma_0)$ pour la région sud-est. L’évolution spatiale zonale de la simulation REFSam suit relativement bien ce découpage (voir figure 2.11). Sur cette figure on peut distinguer 3 zones dans le secteur indien notées MI1, MI2, MI3. Pour chacune de ces zones, et en considérant la période hivernale, la densité potentielle transitant au cœur du niveau du minimum local de vorticité potentielle, au nord du SAF, est respectivement de $26.5\sigma_0$ pour la région occidentale (MI1), $26.7\sigma_0$ pour la région centrale (MI2) et $26.8\sigma_0$ pour la région orientale (MI3).

Le processus de formation des SAMW a été schématisé par *Sallée et al.* (2006) (voir figure 2.15); De l’automne au début de l’hiver austral les SAMW se forment. En automne la colonne d’eau est bien stratifiée; la saison avançant, la convergence d’Ekman amène des eaux froides et douces réduisant ainsi la température des couches superficielles de l’océan. Une langue d’eau plus chaude et plus salée se maintient à la base de la couche d’Ekman. L’hiver progressant, le transport de chaleur d’Ekman et les flux air-mer de chaleur travaillent de concert en refroidissant d’avantage cette région. Les couches superficielles se déstabilisent et plongent vers l’océan intérieur créant une CMO profonde (partie haute de la figure 2.15). Les profils verticaux de température dans la partie basse de la figure 2.15 suggèrent que la simulation REFSam rend compte du refroidissement saisonnier ainsi que de la mise en place progressive de la convection de la CMO. Cependant les profils verticaux de salinité dans la partie basse de la figure 2.15 ne suggère pas d’adoucissement saisonnier dans la région pour la simulation REFSam. Dans les secteurs MI1, MI2 et MI3, l’absence de glace de mer en été austral et la faible quantité de cette dernière en automne (voir les figures 2.22 et 2.23) pourraient expliquer un trop faible apport d’eau douce via le transport d’Ekman dans cette zone. De surcroît, le terme correctif $FWcorr$ est principalement négatif au sud de la zone de formation des SAMW; l’anomalie positive de sel induite par $FWcorr$ se propagerait par transport d’Ekman dans la région de formation des SAMW limitant l’adoucissement de cette région.

Des études préliminaires aux travaux de *Sallée et al.* (2006), ont montré le rôle primordiale du transport d’Ekman et des flux air-mer sur l’activation de la déstabilisation de la colonne d’eau dans les zones de formations des SAMW (*Ribbe, 1999; Rintoul and England, 2002*). Plus généralement, la variabilité du contenu thermique de la CMO d’épaisseur h peut être estimée à partir de l’équation (2.34).

$$\rho C_p h \frac{\partial T}{\partial t} = \rho C_p h \left(\left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{OA} + \left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{Adv} + \left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{Dif} + \left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{Ent} \right) \quad (2.34)$$

Celle-ci met en lumière la contribution énergétique respective des processus d’échange de chaleur océan-atmosphère (**OA**), d’Advection (**Adv**), de diffusion (**Dif**) et d’entraînement de la base de la CMO (**Ent**). Sur la période 2003-2004, la variabilité totale du contenu thermique de cette région pour la simulation REFSam est en accord avec les observations faites par *Sallée et al.* (2006) (figure 2.14). L’évolution du transport d’Ekman méridien ainsi que des flux de chaleur air-mer dans la simulation REFSam est comparable à celle des observations. Par contre, si l’intensité des flux air-mer dans le modèle est comparable à

celle des observations, le transport méridien d'Ekman simulé pendant la période hivernale de formation des SAMW est environ ($\sim -30 \text{ Wm}^{-2}$) 3 fois moins intense que celui des observations ($\sim -100 \text{ Wm}^{-2}$, cf *Sallée et al. (2006)*). Le déficit du transport de chaleur d'Ekman est contre-balançé notamment par la diffusion verticale qui tient dans la simulation REFsam une part importante dans la variabilité du contenu thermique de cette région mais principalement pendant la période de restratification de la colonne d'eau. Ainsi un bilan d'énergie simple (équation (2.38)) suggéré par *MacCready and Quay (2001)* et repris dans l'étude de *Sallée et al. (2006)* nous permet de quantifier les apports respectifs de chacun des 2 contributeurs (figure 2.15). A partir de l'équation générale (eq. (2.34)), la simplification effectuée est représentée ci-dessous :

Le contributeur advectif à la variabilité thermique de la CMO peut se décomposer en sa partie agéostrophique (le transport d'Ekman) et sa partie géostrophique :

$$\left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{\text{Adv}} = \left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{\text{Adv agéostrophique (Ekman)}} + \left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{\text{Adv géostrophique}} \quad (2.35)$$

Eu égard aux forts vent d'ouest dominant l'ACC, Le transport d'Ekman est principalement dirigé vers le nord et piloté par la tension de vent zonale (τ^x); nous pouvons alors simplifier de la façon suivante :

$$\begin{cases} \left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{\text{Adv Ekman}} &= \frac{1}{h} V_{Ekman} \frac{\partial T}{\partial y} \\ V_{Ekman} &\simeq \frac{-1}{\rho_0 f} \tau^x \end{cases} \quad (2.36)$$

En notant simplement le flux de chaleur air-mer :

$$\rho C_p h \left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{\text{OA}} = Q_{net} \quad (2.37)$$

Nous retrouvons la formulation simplifiée de *MacCready and Quay (2001)* :

$$\rho C_p h \frac{\partial T}{\partial t} \simeq Q_{net} - \rho C_p V_{Ekman} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (2.38)$$

avec $\rho = 1000 \text{ kgm}^{-3}$ la densité et $C_p = 4000 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ la capacité thermique de l'océan, ces 2 paramètres étant supposés constants.

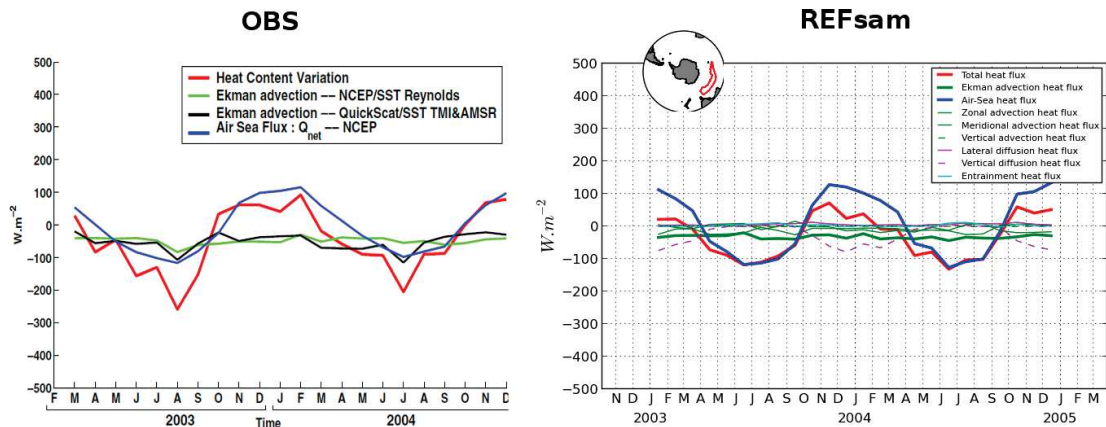
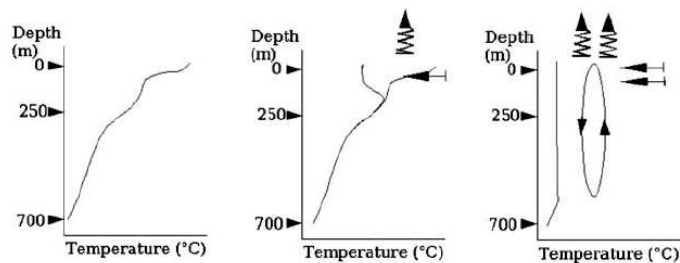


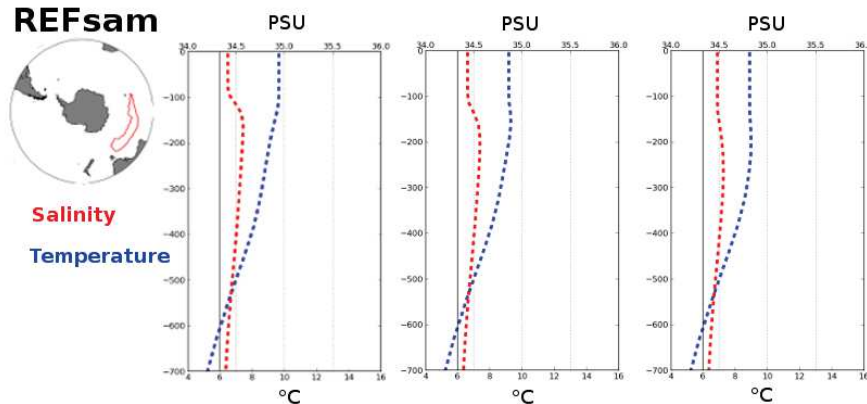
Figure 2.14 – (à gauche); Bilan de chaleur simplifié (W/m^2) dans la zone de formation des SAMW ($70^\circ\text{E}-140^\circ\text{E}$, SAF-STF) pour la période 2003-2004 (figure 8 de *Sallée et al. (2006)*). (à droite) Bilan de chaleur exhaustif dans la couche de mélange représentée dans REFsam et délimitée dans la même région que précédemment et sur la même période.

OBS



Month	May	June	July
Ekman intensity	-	+	++
Air Sea Fluxes	-	+	++

REFsam



Month	May	June	July
Ekman intensity	~ -30 W/m ²	~ -31 W/m ²	~ -36 W/m ²
Air Sea Fluxes	~ -72 W/m ²	~ -121 W/m ²	~ -110 W/m ²

Figure 2.15 – (en haut) ; schéma représentatif de l'évolution du profil de température dans la zone indienne de formation des SAMW ainsi que les mécanismes principaux d'échange de chaleur responsables de cette évolution (figure 15 de *Sallée et al.* (2006)). (en bas) estimation des profils de température et salinité dans la zone indienne de CMO profonde (95°E-105°E,43°S-46°S) avec la quantification des mécanismes évoqués plus haut.

Les eaux “mélangées“ dans les régions Pacifique et Atlantique proches du passage de Drake (secteurs IP et IA)

Autour de la péninsule sud américaine, les SAMW et les AAIW ont des propriétés voisines qui rendent difficiles leur séparation. *McCartney* (1977) pointe le processus de refroidissement et d'adoucissement des SAMW le long de leurs parcours circumpolaire de l'océan indien jusqu'au passage de Drake comme un élément moteur de la formation des AAIW les plus froides et les plus douces de chaque côté du passage. Un point de vue différent est

défendu par *Molinelli* (1981) ; il met en avant le rôle primordial des échanges entre couches isopycnales à travers le PF qui sépare la région centrale de l'ACC au nord avec celle, au sud, des AASW (Antarctic Surface Water). *Piola and Georgi* (1982) suggèrent que les mécanismes de formation des AAIW suivent le raisonnement de *McCartney* (1977) dans la partie sud-est du Pacifique mais soulignent le rôle important des échanges diapycnaux au niveau du PF dans la partie sud-ouest de l'Atlantique. Chaque côté du passage de Drake est considéré par certains auteurs comme le lieu principal de la formations des eaux intermédiaires (*Georgi*, 1979; *Piola and Georgi*, 1982; *Piola and Gordon*, 1989; *Talley*, 1996; *Hanawa and Talley*, 2001).

Dans la simulation REFsam, de chaque côté du passage de Drake, les zones de minimum de vorticité potentielle au nord du front subantarctique sont difficilement décelables. Ainsi la difficulté à distinguer clairement les SAMW des AAIW dans cette région, nous a contraint à exclure les secteurs IP et IA de notre champ d'investigation des SAMW, et ce, dans toute la suite de la thèse.

Les eaux antarctiques intermédiaires (AAIW)

Caractérisation des AAIW : Le lecteur est invité à se référer à la section 1.1.1 de l'Introduction Générale pour un rappel sur les propriétés et la variabilité spatio-temporelle des AAIW. Rappelons simplement que les AAIW sont principalement localisées dans une "langue" de minimum de salinité affleurant au niveau du front polaire pendant l'hiver austral puis subductant jusqu'à 1000m de fond sous les gyres subtropicaux de chaque bassin océanique (*Sloyan and Rintoul*, 2001a). Comme pour les SAMW, nous découperons le domaine d'étude en plusieurs secteurs. Ces secteurs sont illustrés sur la partie haute de la figure 2.16. Les lieux de formation des AAIW sont majoritairement concentrés dans la Pacifique sud-est et l'Atlantique sud-ouest (*McCartney* (1977)). Dans notre découpage nous distinguerons donc un secteur Atlantique nommé **Atl** (60°W-30°E) et un secteur cernant le Pacifique sud-est nommé **PacE** (90°W-60°W). Les autres secteurs correspondent aux bassins océaniques restants, c'est à dire le secteur de l'océan Indien nommé **Ind** (30°E-175°E) et le secteur de l'océan Pacifique nommé **PacW** (175°E-90°W).

La figure 2.16 compare les sections verticales de salinité issues des observations avec celles issues de la simulation REFsam pour chaque secteur défini précédemment. Sur cette figure nous avons également tracé les surfaces de densité potentielle traversant le cœur des AAIW. La simulation REFsam rend bien compte du minimum de salinité affleurant près du PF et s'étendant jusqu'à 30°S (bord de notre domaine) et jusqu'à ~ 1000 mètres de fond, et ce, dans chaque bassin. *Fine* (1993) a observé que les AAIW sont caractérisées par une densité potentielle comprise dans l'intervalle $\sigma_\theta = 27.1 - 27.30$. Ces observations corroborent les résultats de la simulation REFsam. En effet, dans la simulation REFsam, le cœur du minimum de salinité est centré, d'ouest en est, sur l'isopycnes 27.30 dans le bassin Atlantique, l'isopycne 27.20 dans le bassin Indien, l'isopycne 27.17 dans le bassin Pacifique et l'isopycne 27.15 dans la partie orientale du bassin Pacifique (figure 2.16).

Pendant l'hiver austral les AAIW affleurent à la surface près du front de glace de mer (*Santoso and England*, 2004). La simulation REFsam montre un comportement similaire (figure 2.17). La gamme de salinité typique de cette masse d'eau a été estimée par *Georgi* (1979) et *Piola and Georgi* (1982) à 34.2-34.4 PSU. Les valeurs de salinité calculées dans REFsam aussi bien au niveau de l'affleurement hivernale des AAIW (figure 2.17) qu'en profondeur (figure 2.16) correspondent sensiblement à ces valeurs observées.

Variabilité des AAIW : De l'automne à la fin de l'hiver austral, la zone d'affleurement des AAIW est contrainte par différents processus physiques. Ceux-ci conditionnent les propriétés hydrographiques de la masse d'eau qui, à son tour, module l'océan intérieur jusqu'à la thermocline principale subtropicale.

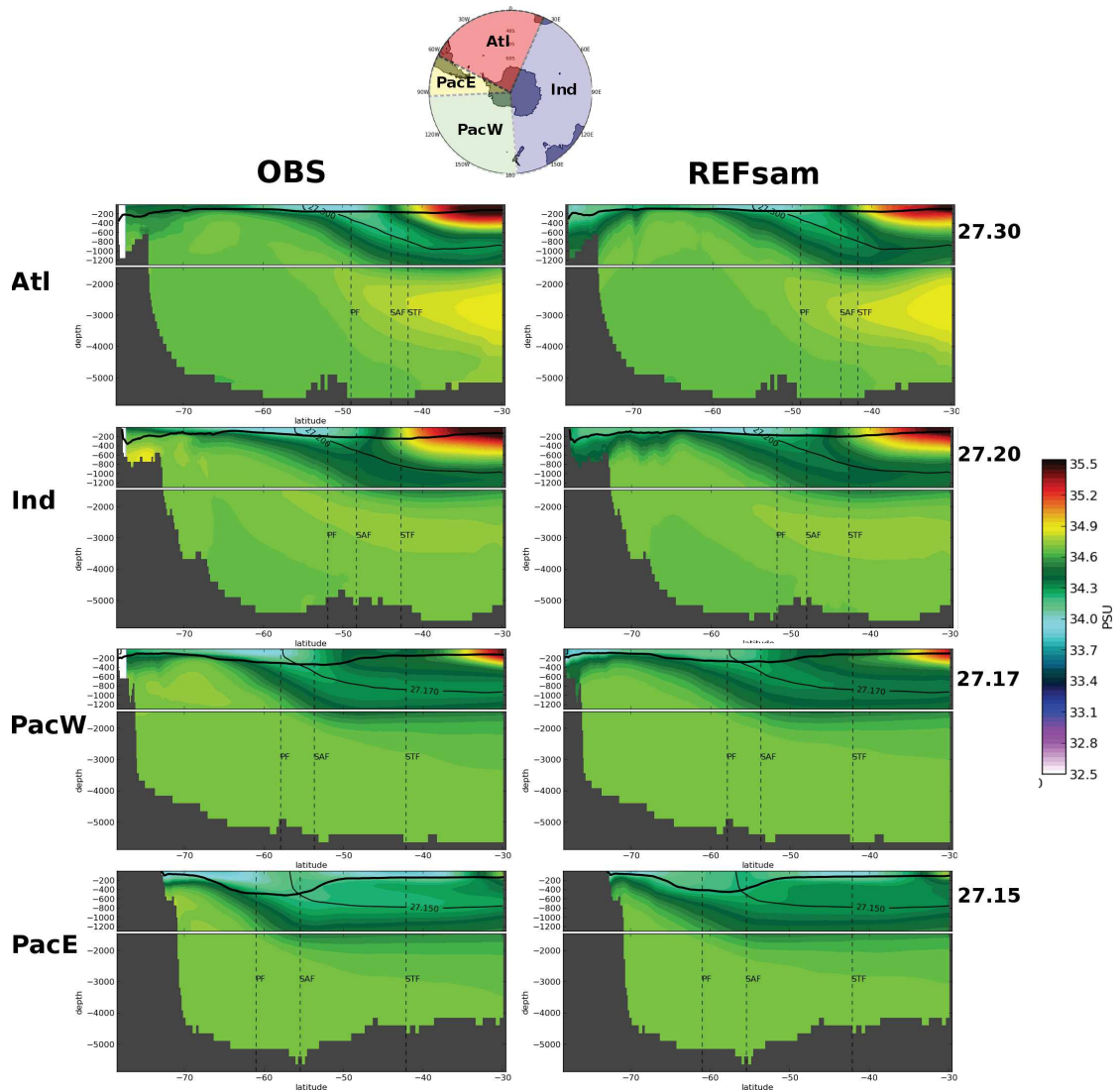


Figure 2.16 – En haut : le schéma des secteurs d'étude des eaux intermédiaires (Atl, Ind, PacW, PacE). Dans la colonne de droite : les sections méridiennes de salinité en moyenne zonale hivernale climatologique (septembre 1995-2004) dans chaque secteur pour la simulation REFsam. Dans la colonne de gauche : les mêmes sections que précédemment avec pour les 1000 premiers mètres la climatologie de septembre issue de ARIVO et au-dessous de 1000 mètres la climatologie annuelle de Gouretski. (pour les 2 colonnes) Issus de REFsam, en trait fin noir, la densité potentielle σ_θ climatologique (septembre 1995-2004) associé au minimum de salinité ; en trait épais noir, la MLD climatologique hivernale (septembre 1995-2004) ; en trait noir pointillé le PF, le SAF et le STF (le STF est défini comme la position de l'isotherme 10°C à 150 mètres suivant Orsi *et al.* (1995)).

De nombreuses expériences numériques climatiques ou de sensibilité ont essayé de faire comprendre les processus principaux pilotant la variabilité des AAIW, des échelles saisonnières aux échelles pluri-annuelles (*Wong et al.*, 1999; *Gille*, 2002; *Saenko et al.*, 2003; *Santoso and England*, 2004). En particulier, l'étude de *Santoso and England* (2004) a mis en évidence la contribution significative des AASW dans la variabilité des AAIW; en outre il montre que les taux de fonte de la glace de mer, et les flux air-mer d'eau douce et de chaleur dans la zone d'affleurement de l'isopycne $27.2\sigma_\theta$ domine la variabilité des AAIW dans cette zone d'affleurement. Quant aux transports d'Ekman de chaleur et de sel, ils jouent un rôle non moins significatif mais avec une plus grande disparité régionale. Dans les autres régions où ces processus ne contrôlent pas la variabilité de surface des AAIW, le transport zonal semble jouer un rôle important.

A la lumière des suggestions de *Santoso and England* (2004), nous évaluons le rôle respectif des processus dominant la variabilité des AAIW lors de l'affleurement hivernal de l'isopycne $27.2\sigma_\theta$ dans la simulation REFsam. A cette fin, nous calculons, le long de la zone d'affleurement de l'isopycne $27.2\sigma_\theta$ dans la CMO, la corrélation entre la tendance en température et salinité ($\delta\theta/\delta t$, $\delta S/\delta t$) et les tendances des principaux processus contribuant à cette tendance (les flux air-mer, le transport d'Ekman méridien, le transport zonal induit par l'ACC). La corrélation est calculée uniquement pendant l'automne et l'hiver austral sur les dix dernières années de la simulation REFsam (période 1995-2004). Les résultats de ce diagnostic sont présentés dans la figure 2.18. Une corrélation positive et significative signifie que le processus considéré contribue amplement à la tendance simulée pendant la période de convection hivernale (période de formation des AAIW).

Nous concentrons ici notre attention sur les zones de formation des AAIW, c'est à dire le Pacifique sud-est et l'Atlantique sud-ouest. Les flux air-mer de chaleur contrôlent très significativement l'évolution de la température dans toute la zone d'affleurement de l'isopycne $27.2\sigma_\theta$. Le transport d'Ekman méridien de chaleur contribue significativement à l'évolution de la température dans le Pacifique sud-est (150°W - 60°W). La combinaison des flux air-mer d'eau douce et des flux glace de mer-océan d'eau douce et le transport d'Ekman méridien d'eau douce contribuent sensiblement à l'évolution de la salinité dans le secteur est du bassin Atlantique (60°W - 10°W). Dans le Pacifique sud-est, l'évolution de la salinité semble être contrôlée par le transport zonal induit par l'ACC.

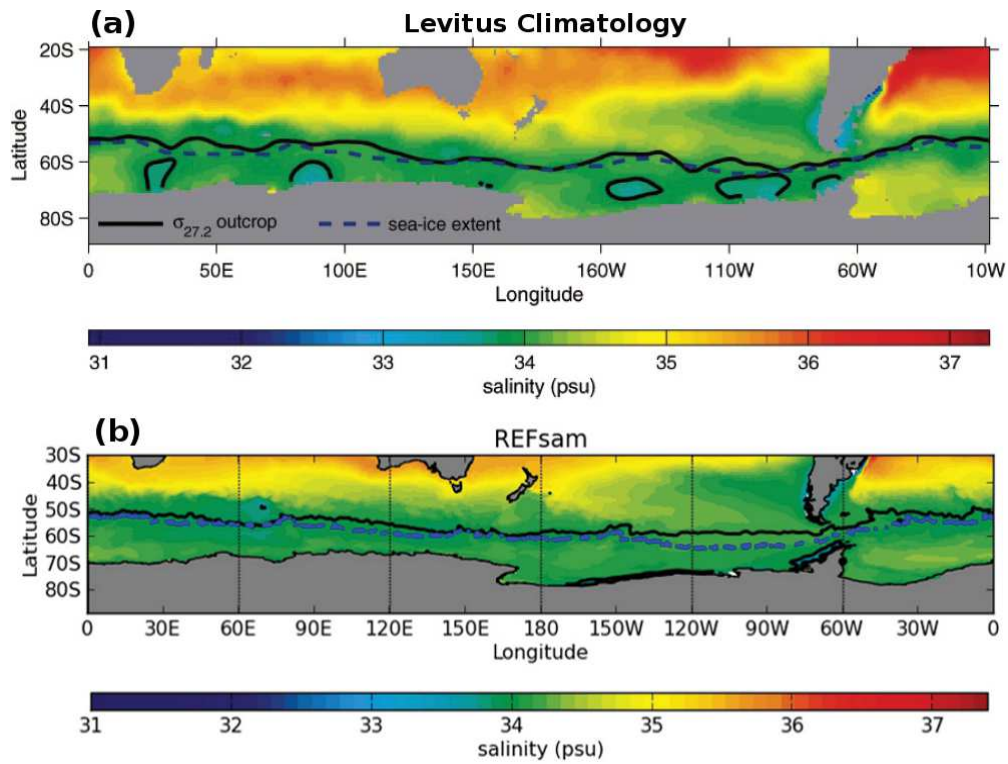


Figure 2.17 – L'image du haut est issue de *Santoso and England* (2004) ; cette figure montre la position moyenne de l'affleurement de l'isodensité 27.2 (traits pleins) et le front de glace de mer (trait pointillé) à la fin de l'hiver austral dans les observations issue de la climatologie Levitus (a) et dans la simulation REFsam (b) ;

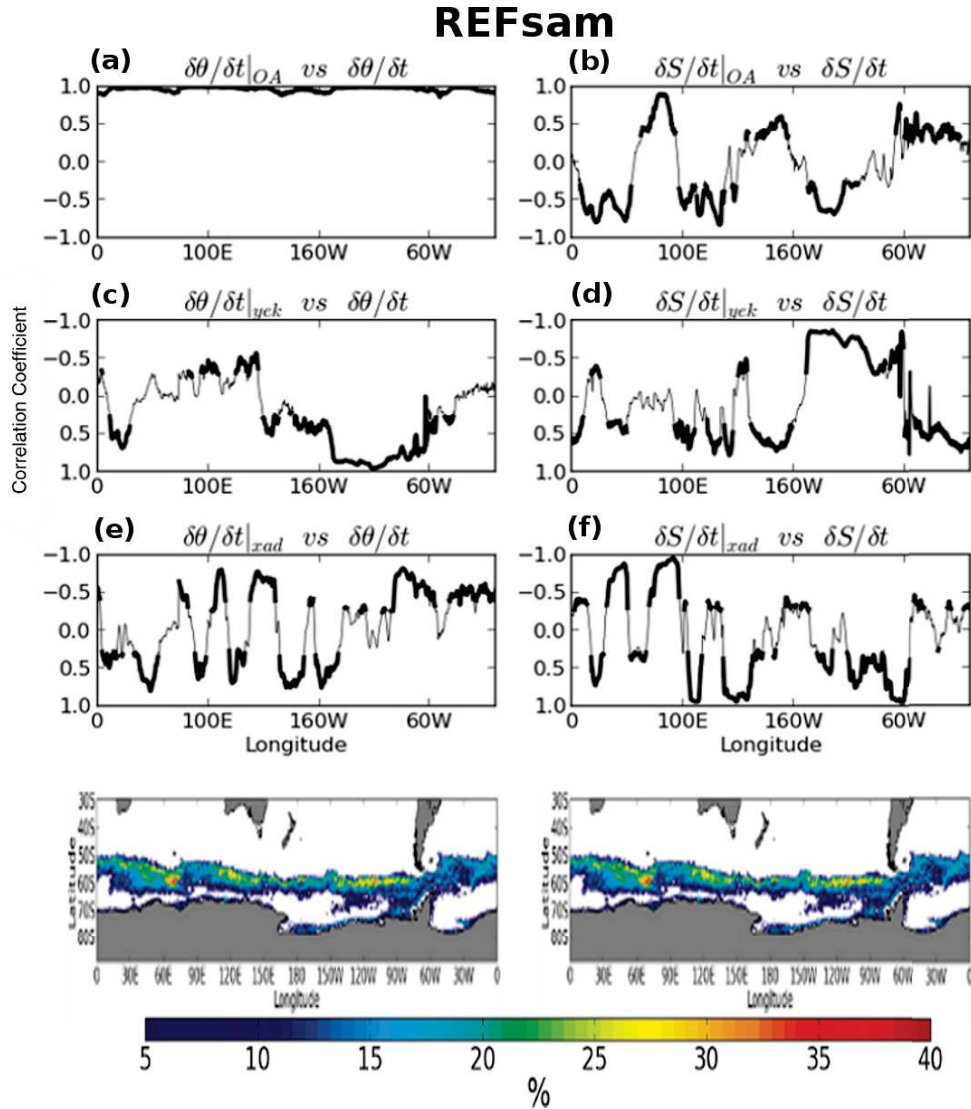


Figure 2.18 – Coefficients de corrélation de la tendance en température et salinité de la couche de mélange ($\delta\theta/\delta t$, $\delta S/\delta t$) avec les contributions hivernales associées (avril à septembre) (a) au flux air-mer de chaleur ($\delta\theta/\delta t|_{OA}$), (b) au flux air-mer d'eau douce (équivalent sel) ($\delta S/\delta t|_{OA}$), (c) au transport méridien d'Ekman de chaleur ($\delta\theta/\delta t|_{yek}$), (d) au transport méridien d'Ekman de sel ($\delta S/\delta t|_{yek}$), (e) au transport zonal de chaleur ($\delta\theta/\delta t|_{xad}$) et (f) au transport zonal de sel ($\delta S/\delta t|_{xad}$) aux latitudes d'affleurement de l'isopycne $27.2 \sigma_\theta$ pour la simulation REFsam. Les traits pleins correspondent à une significativité de 95%. (Attention : l'axe des ordonnées est dans certains cas inversé). Au pied de l'image un doublon de la carte des fréquences de passage de l'isopycne $27.2 \sigma_\theta$ à la surface (voir figure 2.19 pour les détails sur ce diagnostic). (diagnostics inspirés de *Santoso and England (2004)*).

La variabilité hivernale de la zone d’affleurement des AAIW : Les isopycnes caractérisant les AAIW affleurent à la surface de l’océan pendant l’hiver austral en se déplaçant vers le nord du début à la fin de l’hiver austral. La figure 2.19 rend bien compte du déplacement de la zone d’affleurement de l’isopycne $27.2\sigma_\theta$ pendant l’hiver austral dans notre simulation REFsam. Ce déplacement rend également compte de la grande variabilité inter-annuelle de la position de la zone d’affleurement des isopycnes dans l’océan austral. En comparant cette figure avec la figure 2.7, nous remarquons que à la fin de l’hiver austral, l’isopycne $27.2\sigma_\theta$ peut affleurer soit au nord soit au sud du PF dans le secteur sud-ouest du bassin Atlantique. Cette remarque revêt une importance particulière, car la qualité des propriétés hydrographiques ventilées dans l’intérieur de l’océan dépendra fortement de la position relative de l’affleurement hivernal des AAIW par rapport au PF.

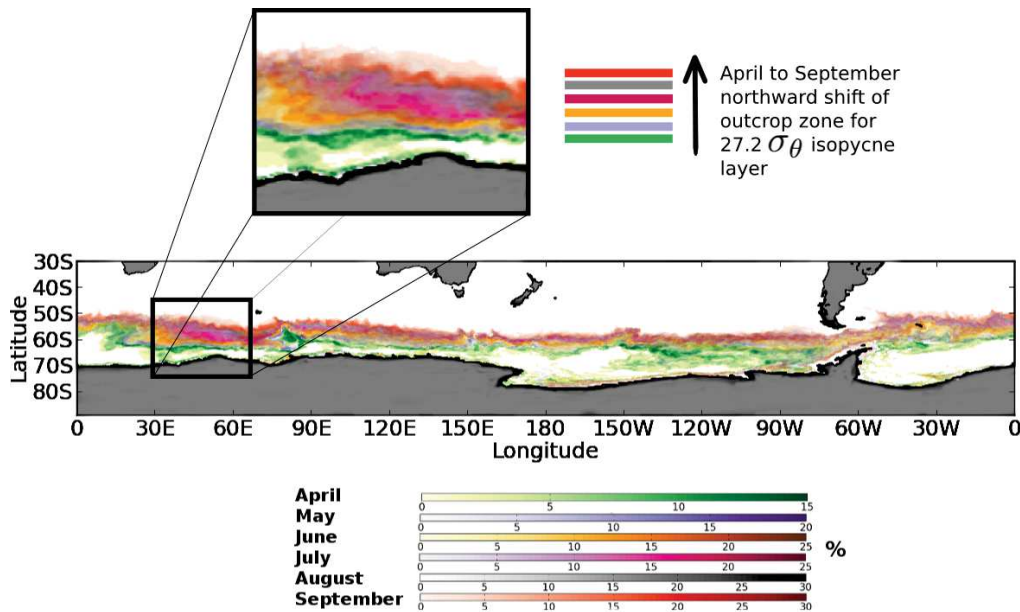


Figure 2.19 – Distribution spatiale de la fréquence (en pourcentage) de passage de l’isopycne $27.2\sigma_\theta \pm 0.02\text{kg.m}^{-3}$ en surface pour chacun des mois d’hiver sur la période 1995-2004 pour la simulation REFsam : En dégradé vert pour le mois d’avril, en dégradé bleu pour le mois de mai, en dégradé orange pour le mois de juin, en dégradé violet pour le mois de juillet, en dégradé gris pour le mois d’août et en dégradé rouge pour le mois de septembre. (exemple : si l’on observe, en un point donné de la surface, une valeur de 20% sur l’échelle du mois de septembre, cela signifie qu’au point considéré l’isopycne aura transité par ce point pendant les mois d’avril 20% du temps de toute la période hivernale entre 1995 et 2004 c’est à dire seulement 2 mois d’avril sur les 10 mois d’avril contenus dans la période). En haut de l’image , un zoom régional mettant en lumière le décalage vers le nord de la zone d’affleurement pendant l’hiver austral.

2.4.6 L’activité turbulente de surface

Nous avons souligné dans la section 2.4.5 que le transport d’Ekman et les flux air-mer sont considérés comme deux processus majeurs pilotant les changements des propriétés hydrographiques de surface dans les zones de formations des SAMW et AAIW. D’une part, le processus de diffusion turbulente de la chaleur peut jouer un rôle important dans la modulation des propriétés hydrographiques et du volume des SAMW (*Sallée et al.*,

2008a). D'autre part, *Lachkar et al.* (2009) montrent que les tourbillons océaniques sont nécessaires pour reproduire la distribution circumpolaire hétérogène des zones de subduction des AAIW. Enfin le transport tourbillonnaire peut compenser partiellement le transport d'Ekman (*Marshall and Radko*, 2003).

Le processus de diffusion turbulente agit significativement dans le secteur des courants de bord ouest des bassins océaniques ainsi que dans les régions où la topographie est marquée, en particulier autour du plateau des Kerguelen et du plateau de Campbell. De plus, la diffusion turbulente de chaleur peut agir en amont des zones de formation des SAMW conditionnant la déstabilisation ou la restratification de la couche de mélange océanique pendant la période de convection hivernale *Sallée et al.* (2008a). L'importance de la contribution relative du processus de diffusion turbulente de chaleur a été mise en évidence notamment dans l'océan indien autour du plateau des Kerguelen (*Sallée et al.*, 2006) mais aussi autour du plateau de Campbell dans le secteur sud-ouest du bassin Pacifique *Sallée et al.* (2008a).

Dans la simulation REFsam, la compensation tourbillonnaire peut se faire grâce à la combinaison de la physique résolue et de la paramétrisation de la diffusion latérale (voir le tableau 2.1 pour les valeurs des coefficients). *Koch-Larrouy et al.* (2010) suggèrent que l'énergie cinétique turbulente (EKE) est un bon proxy pour estimer le pré-conditionnement des MLD profondes hivernales le long de la partie nord de l'ACC. Nous utiliserons dans ce qui suit l'EKE, afin de rendre compte de la capacité de la simulation REFsam à représenter le processus de diffusion turbulente. L'EKE est défini ici comme la variance "VAR" de la vitesse de la surface océanique "U" telle que $VAR(U) = \overline{U^2} - \bar{U}^2$. La figure 2.20 montre une comparaison entre un champ d'observation de l'EKE et le champ d'EKE de la simulation REFsam dans trois régions clés pour la formation des SAMW et AAIW. Les régions où l'activité tourbillonnaire est élevée sont correctement positionnées dans la simulation REFsam ; cependant l'intensité de l'EKE est grandement sous-estimée dans la simulation REFsam en comparaison avec les observations.

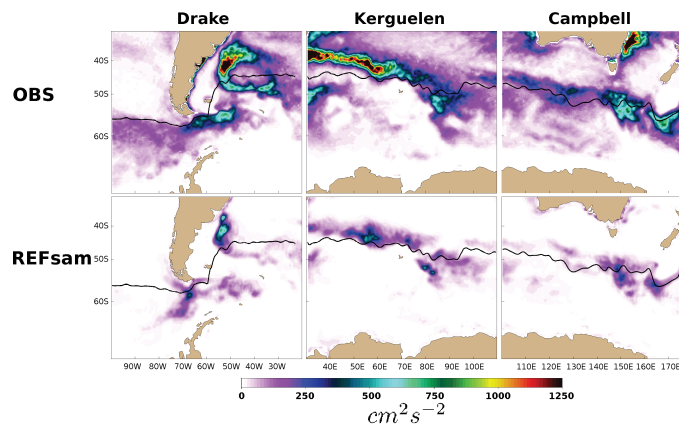


Figure 2.20 – Energie cinétique turbulente (EKE) moyenne de la surface océanique estimée sur la période 1992-2002 pour les observations AVISO (en haut) et sur la période 1995-2004 pour la simulation REFsam (en bas) autour du passage de Drake (à gauche), autour du plateau des kerguelen (au centre) et autour du plateau de Campbell (à droite). En trait noir, la position moyenne du front SAF estimé sur la période 1995-2004 pour la simulation REFsam.

2.4.7 La glace de mer

La glace de mer, dans certaines proportions de concentration et d'épaisseur agit comme un isolant thermodynamique entre l'océan et l'atmosphère ; une représentation la plus réaliste possible est donc de mise pour une estimation qualitative de la variabilité spatio-temporelle des flux air-mer , tout particulièrement dans la zone de glace de mer saisonnière (SIZ). Le réglage des paramètres primordiaux du modèle de glace (tableau 2.1) fut l'un des enjeux de la thèse de *Mathiot* (2009). Nous avons adoptés, les valeurs de paramètres recommandés par Pierre Mathiot.

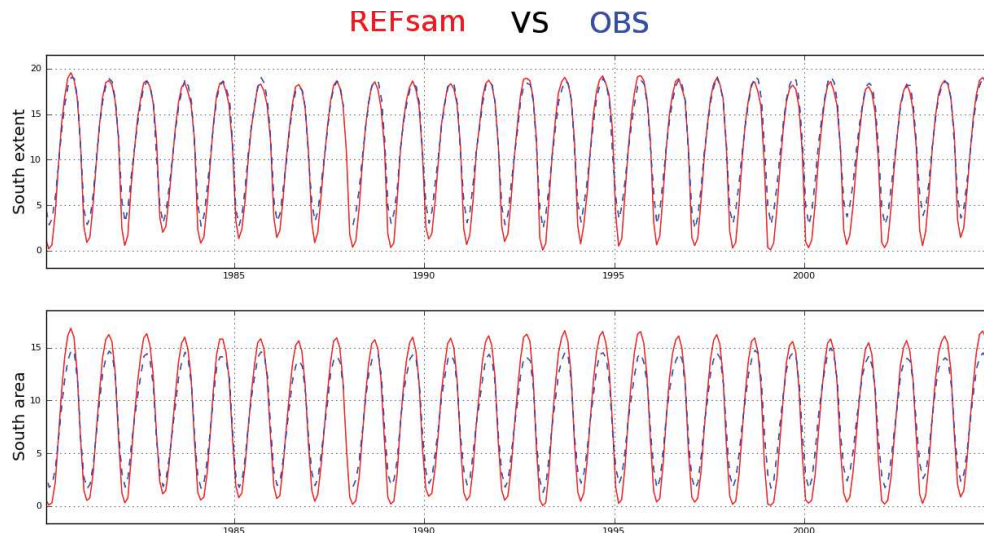


Figure 2.21 – Indices caractérisant (en haut) l'extension de la glace de mer et (en bas) la surface de la glace de mer ; en rouge les indices de la simulation REFsam et en pointillé bleu les indices des observations fournies par la NOAA/NSIDC.

Distribution de la glace de mer :

L'extension globale (SIE) de la glace antarctique du modèle coïncide presque parfaitement avec les observations pendant toute la période d'étude à l'exception de l'été austral (figure 2.21) ; en effet, En été, le modèle sous-estime la SIE chaque année de la simulation. En outre la superficie globale couverte par la glace de mer est exagérée en hivers austral et anormalement faible pendant la saison estivale (figure 2.21).

la répartition de la glace de mer hivernale est très réaliste ; les extensions maximales de glace de mer que l'on retrouve au niveau des gyres de Weddell et de Ross sont bien représentées ; On peut remarquer toutefois un léger déficit de glace de mer au niveau de la pointe nord du gyre de Ross (figure 2.22). En été austral on observe un déficit de glace tout autour du continent avec en particulier une disparition totale de glace de mer dans le secteur est antarctique au mois de mars.

Epaisseur de la glace de mer :

Les observations satellites ICESat ont fait l'objet d'une étude récente (*Kurtz and Markus, 2012*) sur l'épaisseur de glace de mer. Pendant l'hiver austral, la figure 2.23 montre que

l'épaisseur de glace de mer dans la simulation REFsam est plus importante que dans les observations dans la région du "pack" de glace de mer. Au contraire, pendant l'été et l'automne austral l'épaisseur de glace de mer est moins importante dans la simulation REFsam. Dans la région marginale de glace de mer, l'épaisseur de glace de mer dans la simulation REFsam est moins importante en hiver sur une majeure partie du pourtour de la SIZ et en particulier dans le secteur de la mer de Weddell. Entre la saison estivale et la saison automnale, les observations satellites suggèrent un épaissement significatif de la glace de mer ; la simulation REFsam ne capture qu'imparfaitement cette transition saisonnière. En effet, dans la simulation REFsam, les mers de Bellingshausen, Admunsen et Ross sont sujettes à un amincissement drastique de la couche de glace pendant cette transition saisonnière. Cependant nous pouvons remarquer que la variabilité saisonnière et inter-annuelle de l'indice temporel de surface de glace du modèle est en phase avec celui issu des données observées (voir la figure 2.21). Ainsi l'amincissement "paradoxalement" (entre l'été et l'automne) de la couverture de glace de mer dans la simulation REFsam est contre-balançé par une augmentation croissante de la surface de glace de mer lors de cette transition saisonnière.

Circulation de la glace de mer :

La figure 2.24 montre les principales structures de la circulation de la glace de mer péri-antarctique que ce soit en été ou en hiver austral. En été la circulation dirigée vers le Nord reflète bien l'influence des vents de barrières le long de la péninsule antarctique et le long de la chaîne de montagnes trans-antarctique. En hiver, la circulation dominante des Gyres de Ross et de Weddell, la circulation cyclonique à la frontière nord de la SIZ, la circulation anticyclonique le long du littoral, sont cohérents avec le champ de vent et la circulation océanique sous-jacente. Cependant, l'intensité de vitesse de déplacement de la glace de mer du modèle est relativement plus forte que dans les observations en particulier dans les zones proches du littoral. Cette amplification de la vitesse de la glace peut être attribuée à la disposition de la glace de mer dans le modèle. En effet, dans LIM2 la glace de mer est "posée" sur la surface de l'océan ; elle est donc plus sensible à la tension de vent à sa surface et peut ainsi glisser plus facilement sur l'océan.

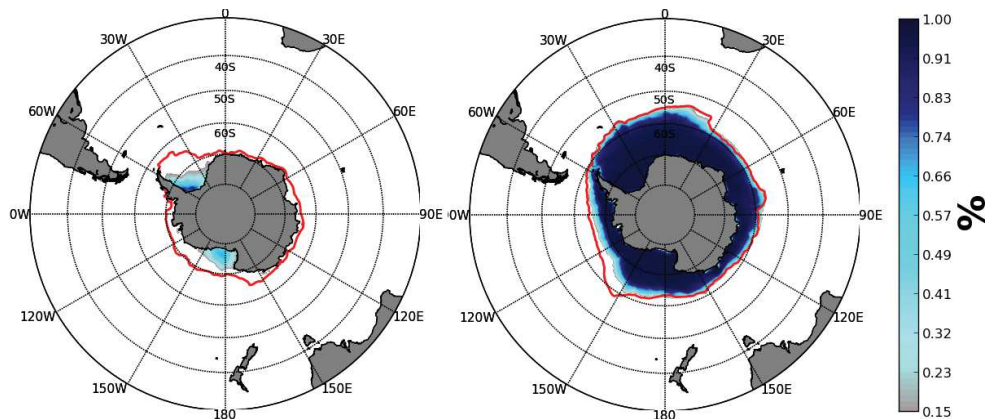


Figure 2.22 – Concentration de glace de mer, en moyenne climatologique (1995-2004) pour le mois de Mars (à gauche) et le mois de septembre (à droite). La ligne rouge représente l'isoline de concentration 15% du jeu de données fourni par le NSIDC

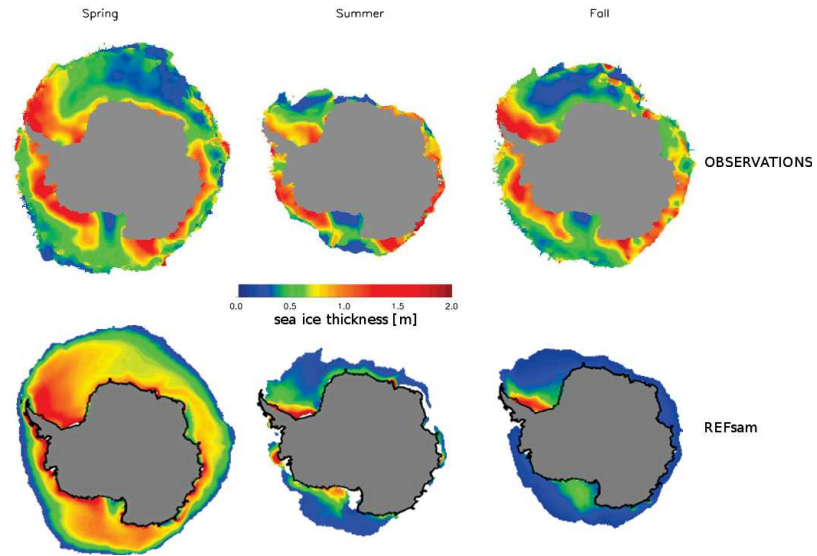


Figure 2.23 – Epaisseur de glace de mer, en moyenne climatologique 2003-2008 pour les observations issues du satellite ICESat (source : Kurtz and Markus (2012)) (*en haut*), en moyenne climatologique 1999-2004 pour la simulation REFsam (*en bas*), de *gauche à droite* au printemps, en été et en automne.

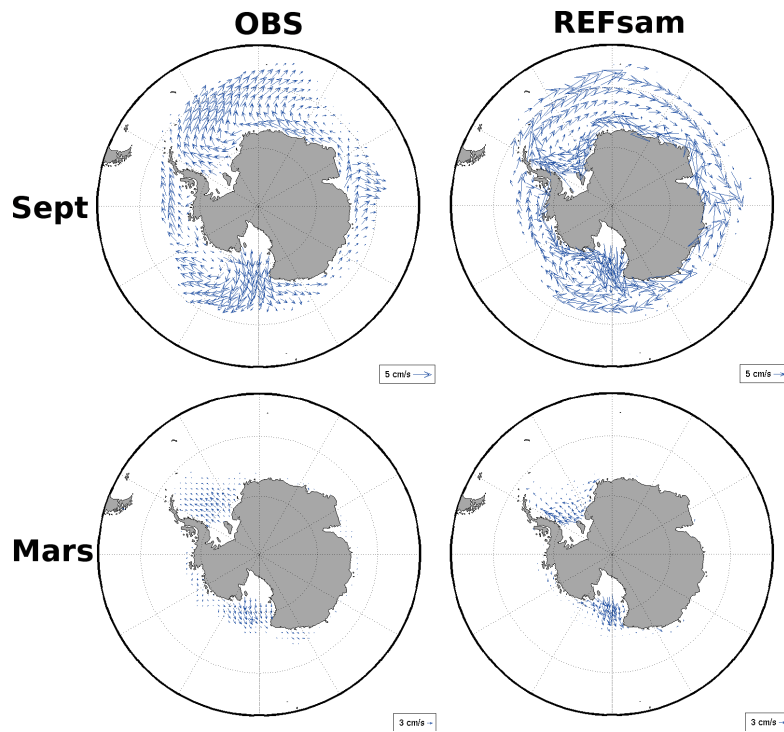


Figure 2.24 – Champs de vitesse de la glace de mer, en moyenne climatologique (1995-2004) pour le mois de septembre (*en haut*) et le mois de mars (*en bas*); pour le champs observé issu du NSIDC (*à gauche*) et la simulation REFsam (*à droite*).

2.4.8 La réponse instantanée de la surface au SAM

Dans cette section, nous comparons la réponse instantanée de la SST et de la SIE au SAM. La réponse instantanée signifie dans le cas présent une réponse à l'échelle mensuelle. Cette analyse nous donnera une indication sur la capacité du modèle à représenter les interactions air-mer-glace de mer et particulièrement leurs covariations avec le SAM.

Comme nous l'avons mentionné en Introduction générale, la réponse instantanée de la température de surface au SAM est sensiblement différente des tendances observées. D'une part Un événement SAM positif occasionnera en moyenne zonale une anomalie froide dans l'AZ et la PFZ et une anomalie chaude dans la STZ (*Lovenduski and Gruber, 2005; Sen Gupta and England, 2006; Thompson et al., 2011*); cette réponse doit cependant être nuancée par des disparités régionales grandes échelles; ainsi le secteur englobant la péninsule antarctique du Pacifique sud-est au centre de la mer de Weddell subit une anomalie chaude de surface en réponse au SAM; en outre le refroidissement au sud de l'ACC s'étend au delà de ce dernier dans le Pacifique central et dans le secteur australien de l'océan Indien. La persistance des anomalies de SST après un épisode SAM positif est cohérent avec une réponse thermique passive de l'océan Austral aux variations saisonnières de la CMO en réponse au SAM (*Ciasto and Thompson, 2008; Sallée et al., 2010; Ciasto et al., 2011*).

La figure 2.25 montre la réponse instantanée de la SST au SAM pour une SST observée et la SST de la simulation REFSam. En premier lieu, nous pouvons constater que les observations rendent bien compte de la description faite ci-dessus. En outre, la réponse de la SST au SAM dans la simulation REFSam est similaire à celle issue des observations.

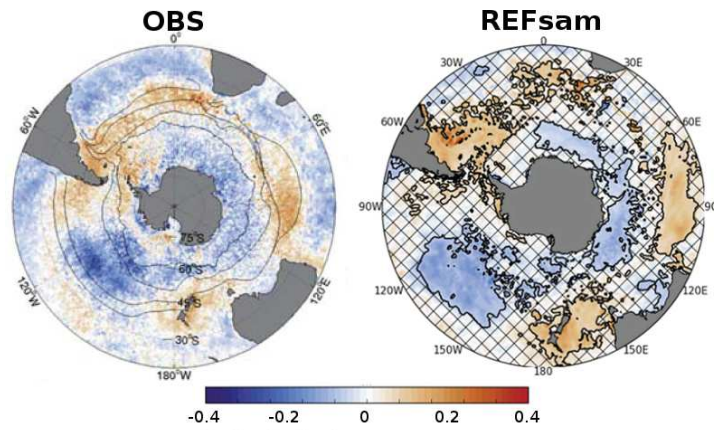


Figure 2.25 – Régressions des moyennes à 8 jours (resp. mensuelles) de SST (en °C) dont le cycle saisonnier et la tendance linéaire sont soustraits sur l'indice SAM (NCEP) dont la tendance linéaire est également soustraite pour les observations AVHRR (resp. la simulation REFSam) à gauche (resp. à droite). Le calcul de régression est effectué sur la période 1980-2001 pour REFSam et 1985-2003 pour AVHRR (*Lovenduski and Gruber, 2005*). Sur l'image de droite, les zones hachurées recouvrent les coefficients de régression linéaire non significatif à 90% suivant le t-test qui sera utilisé dans la sous-section 3.3.2.

Comme nous l'avons mentionné en introduction générale, une phase positive du SAM induit une augmentation de la couverture de glace de mer dans le secteur est de la mer de Ross et dans le secteur d'Amundsen et une diminution dans le secteur de la mer de

Bellingshausen et au nord de la mer de Weddell. La figure 2.26 montre une comparaison de la réponse instantanée de la SIE au SAM entre un jeu d’observation, un ensemble de GCMs et notre simulation REFsam. La simulation REFsam rend bien compte de la distribution spatiale des covariations de la glace de mer avec le SAM. En outre cette distribution est mieux représentée dans la simulation REFsam que dans l’ensemble des GCMs utilisés dans l’étude de *Lefebvre and Goosse (2008)*. Toutefois l’intensité de la réponse de la SIE de la simulation REFsam n’est pas correcte. En effet, l’anomalie négative en mer de Weddell et en mer de Bellingshausen est environ trois fois supérieure à celle issue des observations ; malgré tout, l’anomalie positive en mer d’Amundsen et en mer de Ross de la simulation REFsam est du même ordre de grandeur que celle issue des observations. Le lecteur est invité à garder en mémoire la surestimation de la diminution de la couverture de glace de mer en mer de Weddell et ce pour mieux comprendre les résultats des chapitres 4, 5 et 6.

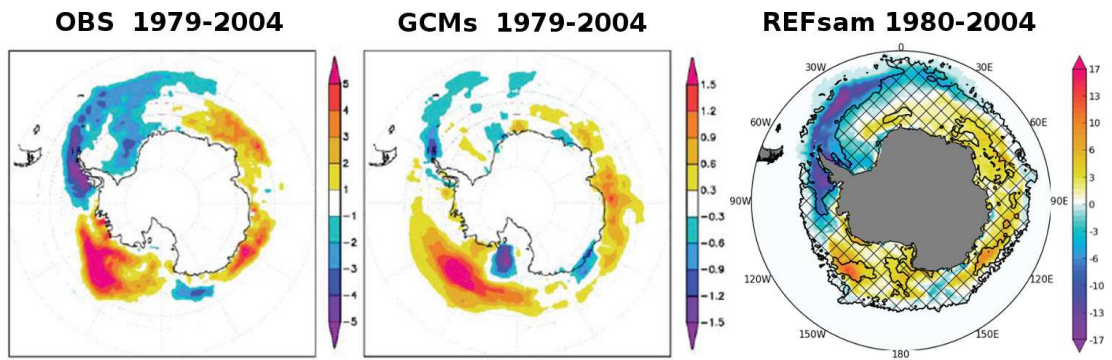


Figure 2.26 – Régressions de la moyenne annuelle de SIE (en %) dont la tendance est soustraite sur l’indice SAM (NCEP) dont la tendance est également soustraite pour les observations HADISST (à gauche) pour l’ensemble des GCMs utilisés dans l’étude de *Lefebvre and Goosse (2008)* (au centre) et pour REFsam (à droite). Le calcul de régression est effectué sur la période 1979-2004 pour les deux images de gauche et sur la période 1980-2004 pour l’image de droite. Sur l’image de droite, les zones hachurées recouvrent les coefficients de régression linéaire non significatif à 90% suivant le t-test qui sera utilisé dans la sous-section 3.3.2. Les 2 images de gauche sont issues de *Lefebvre and Goosse (2008)*

2.5 Conclusion

Dans la simulation de référence REFsam, la représentation des AAIW et SAMW et de certains paramètres clés intervenant dans la modulation de ces masses d’eau sont plus ou moins correctes. Certains paramètres sont convenablement représentés. Ainsi, la représentation des fronts SAF et PF, de la couche de mélange, des masses d’eau intermédiaires et modales dans notre simulation est relativement semblable aux observations. Les processus principaux modulant les propriétés des masses d’eaux intermédiaires et modales dans notre simulation de référence REFsam correspondent à ceux qui ont été distingués dans les études de modélisation antérieures (transport d’Ekman, flux air-mer, activité tourbillonnaire).

D’autres paramètres ne semblent pas correspondre de manière adéquate aux observations. Ainsi les processus tourbillonnaires de surface simulés dans REFsam agissent sur l’océan avec une intensité significativement moindre que ceux observés par le biais des mesures al-

timétriques. En outre la résolution du modèle ne permet de représenter que marginalement les tourbillons associés au processus d'instabilité barocline dans les régions des hautes latitudes où le rayon de déformation de Rossby est de l'ordre de 5 km, (*Beckmann et al.*, 2001). Le mélange est ainsi moins bien représenté. D'autre part la représentation de la compensation tourbillonnaire du transport d'Ekman est également affectée. Toutefois, notons que la littérature a suggérée que les processus contrôlant la variabilité des propriétés des masses d'eau pouvaient changer d'une période à l'autre, ou autrement dit d'un "scénario" atmosphérique à un autre. Il est ainsi difficile de statuer sur la contribution relative de chacun des processus dans la modulation des propriétés des masses d'eau considérées. La SIZ est particulièrement sujette à des incertitudes. En effet la représentation de la glace de mer n'est pas complètement réaliste (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 rhéologie de la glace est une rhéologie visco-plastique, alors qu'elle est de nature élasto-fragile en réalité (*Weiss et al.*, 2007). En outre, la source d'eau douce venant de la fonte basale des ice shelves n'est pas prise en compte dans nos simulations.

Pour pallier à certains défauts de modélisation, des efforts récents ont été effectués pour améliorer la configuration PERIANT05. Par exemple, la représentation des eaux denses le long du talus continental Antarctique a été amélioré afin de mieux représenter la formation des AABW. En outre, le choix de substituer le rappel en salinité de surface par un estimé du flux d'eau douce équivalent dans la simulation REFsam laisse une plus grande latitude aux processus thermodynamiques pour moduler les propriétés hydrographiques de surface et a fortiori les propriétés des AAIW et SAMW.

Chapitre 3

Signature du SAM sur les propriétés atmosphériques de surface

Sommaire

2.1	Introduction	28
2.2	Modèles numériques et forçages	28
2.2.1	Le modèle couplé océan-glace de mer NEMO : formulation et conditions limites	28
	Le modèle océan OPA	28
	Le modèle de glace de mer LIM2	31
2.2.2	Discretisation et paramétrisations	34
	Le modèle océan OPA	34
	Le modèle de glace de mer LIM2	36
2.2.3	Le forçage atmosphérique du modèle couplé	37
2.3	La configuration régionale PERIANT05	38
2.3.1	Grille de discrétisation	38
2.3.2	Les paramétrisations de l'océan intérieur et de la glace de mer	39
2.3.3	Les conditions limites atmosphériques	40
2.3.4	Les frontières ouvertes au nord du domaine	41
2.3.5	Les contraintes de rappel du modèle	42
2.3.6	Implémentation pratique et calcul HPC	43
2.4	Evaluation des simulations numériques	44
2.4.1	Construction de la simulation de référence REFsam	45
2.4.2	Critères de caractérisation de la CMO et des fronts de l'ACC	45
2.4.3	La position des fronts PF et SAF et leur variabilité	47
2.4.4	La couche de mélange océanique	50
2.4.5	Les masses d'eaux intermédiaires (AAIW) et modales (SAMW)	52
2.4.6	L'activité turbulente de surface	66
2.4.7	La glace de mer	68
2.4.8	La réponse instantanée de la surface au SAM	71
2.5	Conclusion	72

3.1 Introduction

Pour forcer nos simulations, nous avons choisi le jeu de données atmosphériques de surface DFS3. L'objet de ce chapitre est la mise en perspective de ce jeu de données par rapport à d'autres jeux de données existants. Nous comparerons non seulement les flux air-mer diagnostiqués à partir des variables atmosphériques mais aussi l'empreinte du SAM sur les variables atmosphériques elles mêmes. Les tendances climatiques sont difficilement identifiables dans les produits atmosphériques. En effet les changements de systèmes d'observation et en particulier l'avènement du satellite au début des années 80 ont introduits des biais dans l'estimation de ces tendances (*Bengtsson et al., 2004*). En outre même si l'on mesure de mieux en mieux les paramètres atmosphériques grâce aux satellites, on observe de grandes disparités dans l'estimation des valeurs des variables atmosphériques entre différents produits qu'ils proviennent de mesures empiriques ou de sorties de GCM assimilé (réanalyses). Prendre la mesure de la qualité relative du jeu de données DFS3 choisit comme forçage dans nos expériences de sensibilité au SAM évoquées en Introduction générale est donc un enjeu capital. Il est d'autant plus important de considérer ce choix que notre étude concerne en particulier la modulation des propriétés des masses d'eau intermédiaires et modales lors de leur affleurement pendant l'hiver austral.

Après avoir présenté les différents produits atmosphériques, on évaluera le choix du jeu de données atmosphériques DFS3, comme forçage, à travers une étude d'impact sur les flux diagnostiqués d'origine mécanique, thermique et haline. Puis on évaluera l'impact relatif de ce choix sur la signature du SAM sur les variables atmosphériques. Une fois le cadre posé, nous détaillerons la méthodologie de forçage employée dans les expériences de sensibilité au SAM.

3.2 Description des données atmosphériques de surface

Les différents jeux de données utilisés sont les suivants :

- **DFS3** (*Brodeau et al., 2010*) : Ce jeu de données atmosphériques de surface est une combinaison du forçage CORE_v1, développé par *Large (2004)*, dont sont extraits les précipitations, le flux solaire incident et le flux infrarouge incident et des réanalyses ERA40 (pour la période 1958-2001) et de l'analyse opérationnelle ECMWF (pour la période 2002-2007) qui fournissent les composantes zonales et méridiennes du vent à 10 mètres, l'humidité de l'air à 2 mètres et la température de l'air à 2 mètres. Le lecteur est invité à se reporter au tableau 2.2 pour les détails techniques du jeu de forçage DFS3. Les bilans de chaleur et d'eau douce ($+12.8 \text{ W.m}^{-2}$ et $+56 \text{ mm.an}^{-1}$ respectivement) ne sont pas fermés dans DFS3.
- **DFS4.3** (*Brodeau et al., 2010*) : Ce jeu de données atmosphériques de surface est une adaptation évolutive du forçage DFS3 faite dans le but d'améliorer la cohérence du jeu de données (meilleur continuité, correction des tendances irréalistes, équilibre du bilan de chaleur et d'eau douce). Les améliorations sont effectuées en supprimant les discontinuités temporelles irréalistes entre ERA40 et ECMWF d'une part et en corrigeant les biais dans ERA40 grâce à l'apport d'observations de grande qualité. Ainsi le vent est corrigé via une comparaison avec les données QuickScat. Ces corrections en vent amplifient, entre autre, les vents d'est entre 30°S et 45°S de 8% et diminuent les vents d'ouest au sud de 45°S de 3% ; les flux radiatifs sont issus de ISCCP-FD (*Zhang et al., 2004*) ; les précipitations sont issues du jeu de données

GXGXS (*Large, 2004*). Enfin Ces différents ajustements améliorent la fermeture du bilan de chaleur et du bilan d'eau douce. En effet le bilan de chaleur n'est plus que de $+0.3 \text{ W.m}^{-2}$ et le bilan d'eau douce n'est plus que de -0.2 mm.an^{-1} .

- **COREv2** (*Large and Yeager, 2009*) : il s'agit d'un jeu de données atmosphériques de surface combinant les réanalyses NCEP avec des observations satellites. La résolution temporelle est de 6h pour les variables \vec{U}_{10} , θ_a et q_a , 1 jour pour les variables radiatives rad_{sw} et rad_{lw} ainsi que 1 mois pour les variables d'eau douce *precip* et *snow*.
- **réanalyses ERAi** (*Dee et al., 2011*) : La résolution temporelle est de 3h pour les variables \vec{U}_{10} , θ_a et q_a , 1 jour pour les variables radiatives rad_{sw} et rad_{lw} et les variables d'eau douce *precip* et *snow*.
- **réanalyses NCEPR2**¹ : La résolution temporelle est de 6h pour les variables \vec{U}_{10} , θ_a et q_a , 1 jour pour les variables radiatives rad_{sw} et rad_{lw} et les variables d'eau douce *precip* et *snow*.
- **réanalyses MERRA**² : chaque variable a une résolution temporelle mensuelle.
- **analyse objective OAFflux** (*Jin and Weller, 2008*) : chaque variable a une résolution temporelle mensuelle.
- **observations satellites HOAPSv3.2** (*Andersson et al., 2010*) : chaque variable a une résolution temporelle mensuelle

La période commune a tous ces jeux de données est 1990-2004. Afin de rendre compte des différences entre ces jeux de données, les comparaisons seront faites sur cette période et ce même si certains jeux de données offrent une période d'analyse plus longue.

3.3 Estimation qualitative des régressions au SAM

L'objet de cette section est d'estimer qualitativement la covariance linéaire de chaque variable atmosphérique utilisée dans le forçage de surface de l'océan et de la glace de mer avec le SAM. Nous commenterons tout d'abord le choix de l'indice SAM utilisé pour construire les perturbations de forçage. A cette fin, nous mettrons en évidence les différences de la covariance de la composante zonale du vent (issue de DFS3) avec deux indices SAM. Puis, nous comparerons les différents flux air-mer (tension de vent, flux net de chaleur, flux d'eau douce) diagnostiqués pour chacun des produits listés à la section précédente. Enfin, Nous comparerons la signature du SAM sur les précipitations et les flux radiatifs entre les différents produits dont nous disposons.

3.3.1 Choix de l'indice SAM

Deux indices SAM ont été sélectionné pour estimer l'incertitude sur les covariations linéaires des différentes variables atmosphériques sur le SAM.

1. les données NCEP Reanalysis 2 sont fournies par NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, à partir de leur site web à l'adresse : <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>

2. Une collection d'articles provenant de l'American Meteorological Society (<http://journals.ametsoc.org/page/MERRA>)

variables atmosphériques								
	u10,v10	q2	q10	t2	t10	radsw	radlw	precip
DFS3	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
DFS4.3	✓	✓		✓		✓	✓	✓
COREv2	✓		✓		✓	✓	✓	✓
ERAi	✓	✓		✓		✓	✓	✓
NCEPR2	✓	✓		✓		✓	✓	✓
MERRA	✓		✓		✓	✓	✓	✓
OAFflux		✓		✓				

flux air-mer		
	Qnet	EmP
OAFflux	✓	
HOAPSv3.2		✓

Table 3.1 – Synthèse des variables atmosphériques et des flux pour chaque jeux de données utilisé dans l'étude comparative. u10 et v10 sont les composantes zonales et méridiennes du vent à 10 mètres, q2 et q10 représentent l'humidité spécifique à 2 mètres et à 10 mètres, t2 et t10 représentent la température de l'air à 2 mètres et à 10 mètres, radsw et radlw représentent les flux de chaleur radiatifs respectivement solaire incident et infra-rouge incident, precip représente le champ total de précipitation liquide et solide. EmP représente le bilan d'eau douce évaporation moins précipitation (EmP) et Qnet le flux de chaleur total à l'interface océan-atmosphère

L'indice NCEP

L'indice NCEP (*Mo, 2000*) est ici défini à partir des anomalies de hauteurs dynamiques des couches atmosphériques isobariques. Les séries temporelles associées à cet indice sont téléchargeables via la page web³. Le lecteur est invité à visiter la page web de la NOAA⁴ pour les détails techniques du calcul de l'indice. L'indice journalier NCEP est construit en projetant l'anomalie de hauteur dynamique à 700mb au sud de 20°S sur le motif de chargement du SAM. Ce dernier est défini comme le mode principal d'une analyse EOF des moyennes mensuelles de l'anomalie de hauteur dynamique à 700mb. Les données de hauteur dynamique sont issues des réanalyses NCEP. Chaque échantillon journalier est ensuite normalisé par la moyenne mensuelle correspondante de l'indice.

L'indice BAS

L'indice BAS (*Marshall, 2003*) est ici défini comme la différence normalisée entre la moyenne zonale de SLP (Sea Level Pressure) à 40°S et 65°S; cette définition est tirée des travaux *Gong and Wang (1999)*. Cet indice est estimé à partir des mesures réalisées dans les stations présentées dans la figure 3.1. Les séries temporelles associées à cet indice sont téléchargeables à l'adresse <http://www.nerc-bas.ac.uk/public/icd/gjma/newsam.1957.2007.txt> Le lecteur est invité à visiter <http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html> pour les détails techniques de calcul de l'indice.

Les séries temporelles sur la période 1990-2004 de ces deux indices sont présentées dans la figure 3.2. On constate d'une part que ces deux séries temporelles sont en phase et d'autre

3. http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/aao/monthly.aao.index.b79.current.ascii

4. http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/aao/aao.shtml

part que l'amplitude de l'indice BAS est en moyenne 2 fois plus grande que celle de l'indice NCEP. Dans la section suivante, nous normaliserons chacun de ces indices par leur écart type respectif (0.993 pour NCEP et 1.779 pour BAS) dans la perspective de comparer quantitativement les covariances entre ces indices et la composante zonale du vent (issue de DFS3).

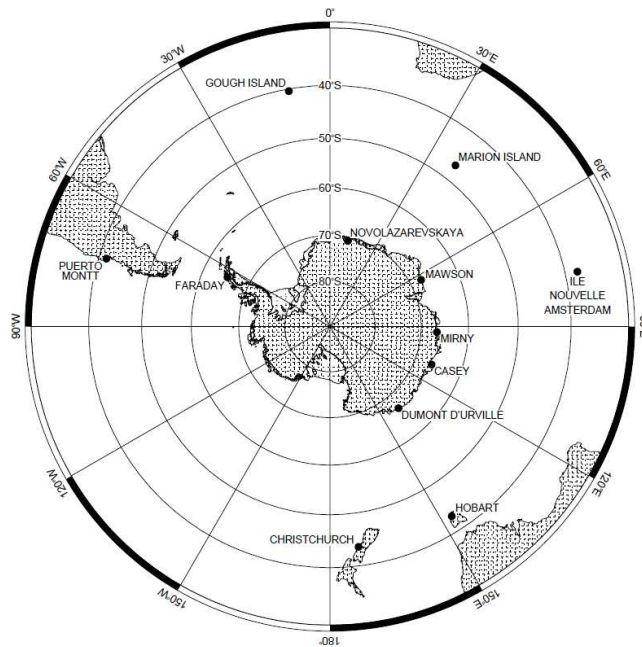


Figure 3.1 – Stations d'observation dont les mesures sont utilisées pour estimer l'indice BAS.

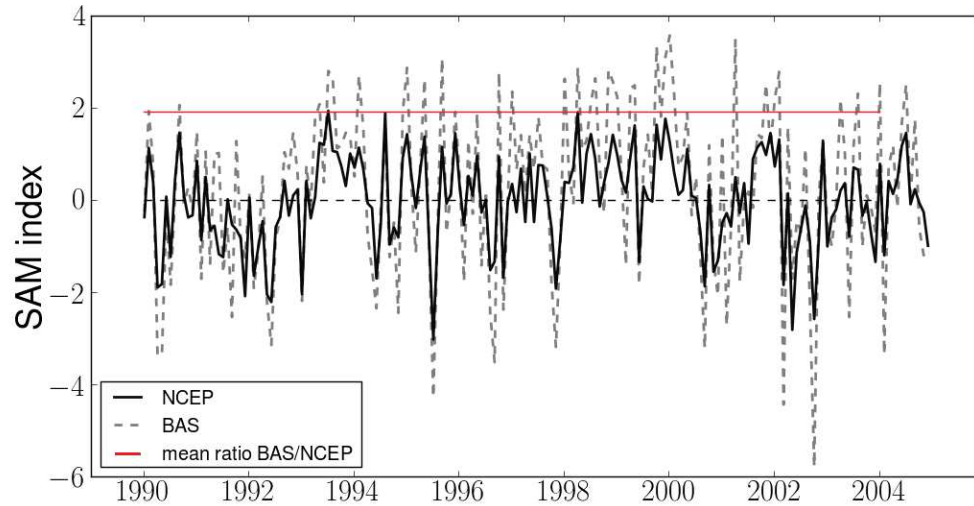


Figure 3.2 – Séries mensuelles des indices SAM pour les jeux de données NCEP et BAS sur la période 1990-2004.

Sensibilité du vent zonal au choix de l'indice

Le phasage et le ratio entre les indices BAS et NCEP ont une incidence significative sur la covariation linéaire des variables atmosphériques avec le SAM selon que l'on choisit l'un ou l'autre de ces indices. Pour estimer cette covariation linéaire, on calcule la régression linéaire entre les séries temporelles mensuelles de la variable atmosphérique considérée en chaque point du domaine PERIANT05 et de l'indice SAM sur la période 1990-2004. Cela revient à minimiser l'erreur quadratique Err de la relation linéaire liant les séries temporelles de la variable atmosphérique ($V_{atmo}(x, y, t)$) et de l'indice SAM ($I_{sam}(t)$) par l'estimation de la matrice des coefficients de la régression linéaire ($P_{V_{atmo}}(x, y)$) tel que :

$$Err = (V_{atmo}(x, y, t) - I_{sam}(t) \cdot P_{V_{atmo}}(x, y))^T (V_{atmo}(x, y, t) - I_{sam}(t) \cdot P_{V_{atmo}}(x, y)) \quad (3.1)$$

Une fois les indices pondérés par leur écart type respectif (0.993 pour NCEP et 1.779 pour BAS), les covariations linéaires de la composante zonale du vent et des deux indices SAM (figure 3.3) ont une distribution spatiale quasi semblable ; toutefois deux différences persistent : D'une part la réponse linéaire du vent au SAM est très légèrement plus grande lorsqu'elle est estimée à partir de l'indice NCEP et d'autre part les maxima centrés dans l'océan indien et l'océan Pacifique sont décalés zonalement de 30° de latitude entre les deux images. En effet, dans le cas de l'indice NCEP, le maximum de l'océan Pacifique est situé dans le secteur 150°W - 180°W et le maximum de l'océan Indien est situé dans les secteurs 90°E - 120°E alors que, dans le cas de l'indice BAS, le maximum de l'océan Pacifique est situé dans le secteur 150°E - 180°W et le maximum de l'océan Indien est situé dans le secteur 50°E - 70°E .

En outre, l'absence de station de mesure dans l'océan Pacifique (Figure 3.1) semble préjudiciable à considérer l'indice BAS dans la suite de cette étude. Toutefois, ces re-

marques ne permettent nullement de déduire qu'elle indicateur est le plus pertinent à utiliser dans nos expériences de sensibilité. Cependant le choix de l'un par rapport à l'autre nous permettra de prendre, en partie, la mesure de l'incertitude sur la réponse de l'océan et notamment l'incertitude sur la réponse de la distribution du transport d'Ekman méridien. Ainsi on choisira, par la suite, l'indice dont la réponse sur les variables atmosphériques est la plus intense et dont les maxima de vent zonal sont centrés plus à l'est dans les bassins Indien et Pacifique, c'est à dire l'indice NCEP. Cet indice sera utilisé pour les comparaisons des régressions linéaires des différentes variables atmosphériques sur le SAM.

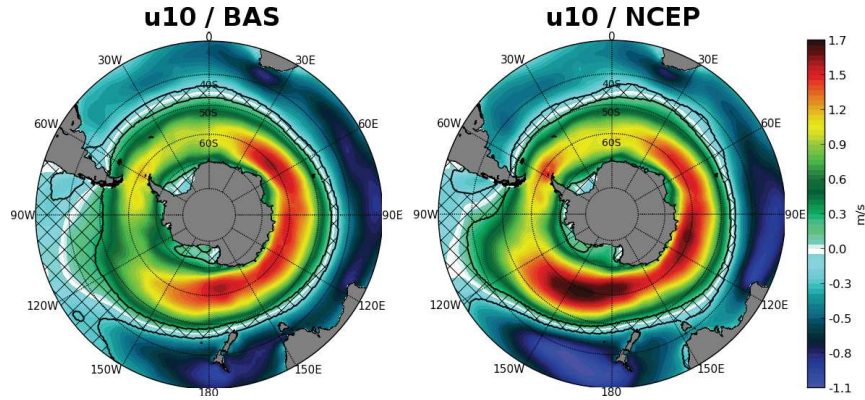


Figure 3.3 – Motifs de régression linéaire de la composante zonale du champ de vent sur les indices du SAM BAS (à gauche) et NCEP (à droite) sur la période 1990-2004.

3.3.2 Mise en perspective de DFS3

Le forçage DFS3 a été retenu comme contrainte atmosphérique des différentes expériences réalisées. Une comparaison des flux thermiques, dynamiques et halins estimés pour chaque jeu de données recensé dans le tableau 3.3 nous permettra de mettre en perspective les qualités de DFS3.

On définit ici trois métriques “ Δ ”, “ σ ” et “ δ ” pour comparer un ensemble de “ n ” jeux de données à un seul jeu de données pivot :

$$\begin{cases} \Delta_0(X^{(1,\dots,n)}) &= X^0 - \overline{X^{(1,\dots,n)}} \\ \sigma_0(X^{(1,\dots,n)}) &= \sigma(X^0 - X^{(1,\dots,n)}) \end{cases} \quad (3.2)$$

$$\delta_0(X^{(1,\dots,n)}) = \begin{cases} 1 & \text{si } \text{signe}(X^0) = \text{signe}(\overline{X^{(1,\dots,n)}}) \\ 0 & \text{sinon} \end{cases}$$

où X^0 est la variable du jeu de données “pivot” 0 (i.e. DFS3), $X^{(1,\dots,n)}$ est l'ensemble de la même variable pour les n autres jeux de données, $\sigma()$ est la fonction écart type ; ainsi $\sigma(X^0 - X^{(1,\dots,n)})$ représente l'écart type entre chaque membre des n jeux de données et le jeu de données pivot. $\overline{X^{(1,\dots,n)}}$ est la moyenne locale de cette variable pour les n jeux de données. $\delta()$ indique si X^0 est du même signe que $X^{(1,\dots,n)}$.

Sensibilité des flux air-mer au choix de DFS3

Dans cette section on estime les échanges océan-atmosphère (la tension de vent τ_x , le flux net de chaleur Q_{net} et le flux d'eau douce EmP) pour chaque jeu de réanalyses à partir des formulations Bulk décrites au chapitre 1. L'outil FOTO (Brodeau *et al.*, 2010) est dédié à l'estimation de ces flux. Il requiert une SST comme condition de surface océanique prenant en compte la présence de la glace de mer. On utilise ici un produit de SST développé par Hurrell *et al.* (2008); ce produit fournit des données de concentration de glace de mer mensuelles et des données de SST mensuelles estimées à partir de l'analyse d'interpolation optimale développée par la NOAA. Il existe de grandes différences entre les flux diagnostiqués à partir des produits de réanalyses (ERAi, NCEP2, MERRA) et à partir des observations (OAFflux, HOAPsv3.2). Le calcul des métriques " Δ ", " σ " et " δ " ne prendra donc en compte que les réanalyses; les flux estimés à partir des observations seront comparés directement avec les flux de DFS3.

Le forçage mécanique sur l'océan : Dans la zone d'affleurement des eaux intermédiaires et modales autour des fronts PF et SAF, la tension zonale ($Taux$) induite par DFS3 y est environ 10 % inférieure à celles de l'ensemble des autres jeux de forçage (image $\Delta/Taux$ de la figure 3.4); l'incertitude σ associée à l'estimation de $Taux$ (image $\sigma/Taux$ de la figure 3.4) y est la plus importante dans tout l'océan Austral et de l'ordre de l'écart observé entre DFS3 et les autres jeux de données. ceci implique une anomalie de transport d'Ekman vers le sud induite par le forçage DFS3. On observe également de grandes disparités dans la SIZ. En effet, sur le pourtour du continent Antarctique l'écart entre DFS3 et les réanalyses est supérieur à 100%. Cet écart important peut s'expliquer par des différences de position méridienne de la zone d'inversion du champ de vent entre des vents d'ouest au nord de $\sim 65^\circ S$ et des vents d'est plus au sud. En effet au voisinage de la côte antarctique les vents d'est dominent. Il est néanmoins indispensable de rappeler ici que les valeurs de tensions zonales des vents dans cette région de transition sont relativement très faibles par rapport au reste du domaine.

Dans la zone d'affleurement des eaux intermédiaires et modales autour des fronts PF et SAF et plus particulièrement dans le secteur australien et le secteur africain, la tension méridienne ($Tauy$) induite par DFS3 y est environ 50% supérieure à celles de l'ensemble des autres jeux de forçage (image $\Delta/Tauy$ de la figure 3.4); l'incertitude σ associée à l'estimation de $Tauy$ (image $\sigma/Tauy$ de la figure 3.4) y est la plus importante dans tout l'océan Austral et de l'ordre de l'écart observé. entre DFS3 et les autres jeux de données. ceci implique une anomalie de transport d'Ekman vers l'est induite par le forçage DFS3. La métrique δ ne rend pas compte d'aucune région d'inversion significative entre DFS3 et le reste des jeux de données.

Les échanges de chaleur avec l'océan : Les flux de chaleurs sont ceux qui dévoilent la plus grande incertitude; Dans la zone d'affleurement des eaux intermédiaires et modales autour des fronts PF et SAF, le flux net de chaleur entrant (Q_{net}) induit par DFS3 y est supérieur de 40% à plus de 100% à celui de l'ensemble des autres jeux de forçage (image Δ de la figure 3.5); l'incertitude σ associée à l'estimation de Q_{net} (image σ de la figure 3.5) y est la plus importante dans tout l'océan Austral et de l'ordre de l'écart observé entre DFS3 et les autres jeux de données. Cette disparité entre jeux de données traduit également un autre phénomène : La distribution spatiale des flux sortant et entrant n'est

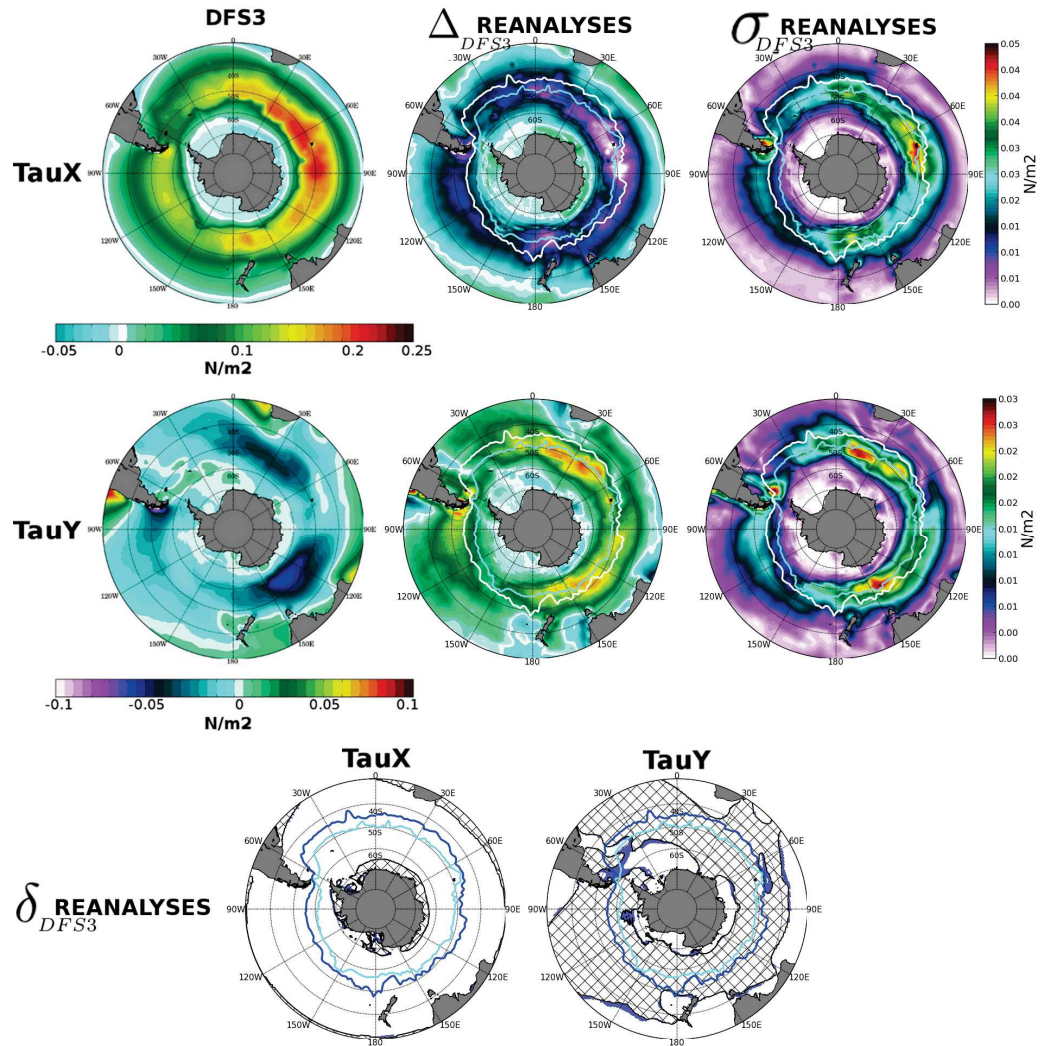


Figure 3.4 – (ligne du haut) Tension zonale de vent TauX (à gauche), sur la période 1990-2004 pour le forçage DFS3 ; les couleurs froides correspondent à une tension dirigée vers l'ouest tandis que les couleurs chaudes correspondent à une tension dirigée vers l'est. Métrique Δ_{DFS3} (voir équation 3.2) (au centre). Métrique σ_{DFS3} (voir équation 3.2) (à droite).

(ligne du centre) Identique à la ligne du haut pour la tension méridienne de vent TauY ; les couleurs froides correspondent à une tension dirigée vers le sud tandis que les couleurs chaudes correspondent à une tension dirigée vers le nord.

(ligne du bas) Métrique δ_{DFS3} (voir équation 3.2) pour TauX (à gauche) et pour TauY (à droite); les zones bleues caractérisent les lieux où le flux de DFS3 est de signe opposé au flux moyen de l'ensemble des autres jeux de données.

En trait bleu claire le PF, et en trait blanc ou bleu foncé le SAF, estimés à partir de la moyenne climatologique 1990-2004 de la simulation REFsam .

pas identique d'un jeu de données à l'autre (voir image δ de la figure 3.5) ; ceci explique que certaines régions australes voient un flux entrant dans le cas du forçage DFS3 alors qu'il est sortant en moyenne dans l'ensemble des autres jeux de données. Ainsi une même zone est susceptible de se réchauffer ou de se refroidir en fonction de la contrainte atmosphérique imposée ; les zones bleues associées à la métrique δ , rendent compte de cette différence. Notons que dans les régions de formation des SAMW et AAIW (autour des fronts SAF et PF, dans le secteur sud-est indien en aval de Kerguelen et dans le Pacifique sud-est) tandis que DFS3 a tendance à refroidir l'océan de surface, les autres jeux de données ont tendance à le réchauffer (voir image δ de la figure 3.5). Enfin l'incertitude dans l'estimation du flux de chaleur Q_{net} doit être relativisée du fait de l'utilisation du jeu NCEPR2 qui révèle de grandes différences en comparaison aux autres jeux de réanalyses qui sont quant à eux plus proches de DFS3.

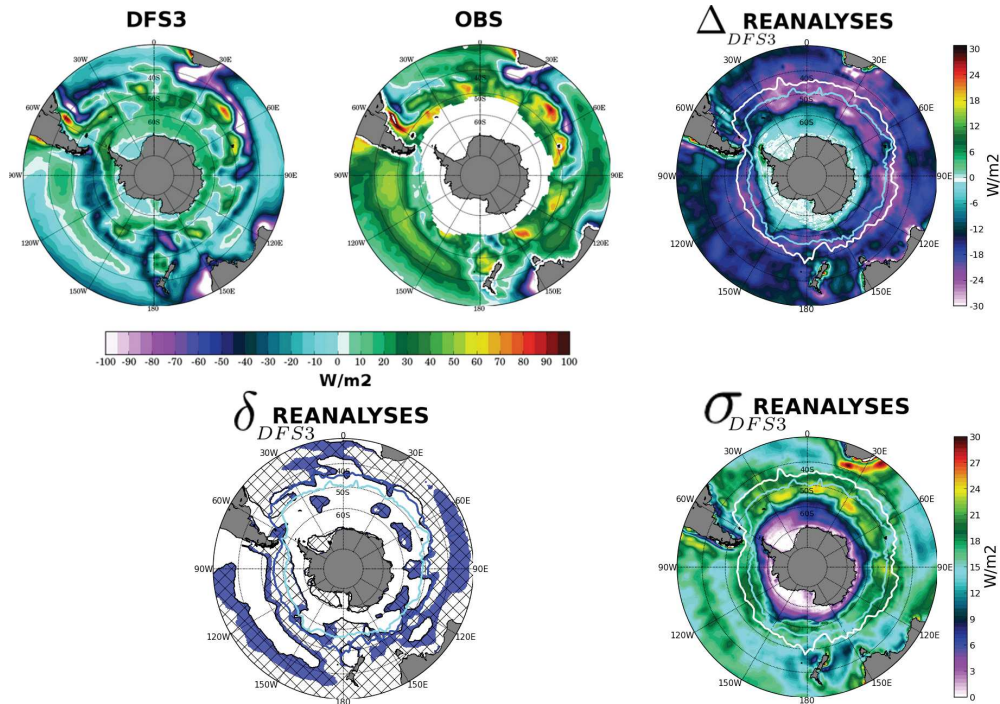


Figure 3.5 – (En haut) Flux de chaleur océan-atmosphère total Q_{net} sur la période 1990-2004 pour le forçage DFS3 (à gauche) et les observations OAFflux (au centre); les couleurs froides correspondent à un flux sortant de l’océan tandis que les couleurs chaudes correspondent à un flux entrant; métrique Δ_{DFS3} (voir équation 3.2) (à droite).

(En bas) Métrique δ_{DFS3} (voir équation 3.2) pour Q_{net} (à gauche); les zones bleues caractérisent les lieux où le flux de DFS3 est de signe opposé au flux moyen de l’ensemble des autres jeux de données; les zones grillées correspondent aux régions où $Q_{net}(DFS3) < 0$; métrique σ_{DFS3} (voir équation 3.2) (à droite).

Sur chacune de ces cartes, en trait bleu clair le PF, et en trait blanc ou bleu foncé le SAF, estimés à partir de la moyenne climatologique 1990-2004 de REFSam.

Les flux d’eau douce à la surface océanique : Le jeu de données DFS3 rend bien compte de deux zones distinctes (figure 3.6); ainsi on distingue une région aux moyennes latitudes (à l’exception du secteur Pacifique-centre et Atlantique-ouest) où l’évaporation domine les précipitations et une région aux hautes latitudes où les précipitations dominent l’évaporation. Nous nommerons ces deux zones respectivement, le *bassin d’évaporation* et le *bassin de précipitation*.

Dans la zone d’affleurement des eaux intermédiaires et modales autour des fronts PF et SAF et plus particulièrement dans le secteur Indien-est et Pacifique-est, le flux net d’eau douce (EmP) induit par DFS3 y est environ 50% supérieur à celui de l’ensemble des autres jeux de forçage (image Δ de la figure 3.6); Dans ce *bassin de précipitation* DFS3 montre donc un déficit de précipitation par rapport à l’ensemble des autres jeux de données; l’incertitude σ associée à l’estimation de EmP (image σ de la figure 3.6) y est légèrement inférieure (35%) à l’écart observé entre DFS3 et les autres jeux de données.

L’inter-comparaison du bilan d’eau douce EmP à l’interface air-mer pour les différents jeux de données montrent moins d’incertitude que pour le flux Q_{net} . Cependant certaines

régions d'importance dans notre étude révèlent de grandes disparités entre le forçage DFS3 et l'ensemble des réanalyses et observations. Cette incertitude est associée à la position du front séparant les régions où dominent les précipitations et les régions où domine l'évaporation, en particulier à la surface de l'océan Indien. Cette zone de transition se situe dans la zone de production indienne des eaux modales (*Sallée et al., 2010*). Le déplacement de cette structure frontale est matérialisé par les zones où le pourcentage associé à la métrique " Δ " est négatif et inférieur à -100% dans la figure 3.6 (zones mauves pâles). Remarquons que seul le bassin Atlantique est préservé d'une trop grande différence entre jeux de données (l'écart entre DFS3 et les réanalyses varie entre 20% et 40%). Rappelons à cet égard qu'il s'agit d'une zone potentiellement importante dans le processus de fabrication des eaux intermédiaires (*Talley, 1996*). La modulation des masses d'eau affleurantes au niveau de l'ACC par le flux air-mer d'eau douce ne souffre donc pas de la même incertitude que l'on se situe dans l'océan Indien ou l'océan Atlantique.

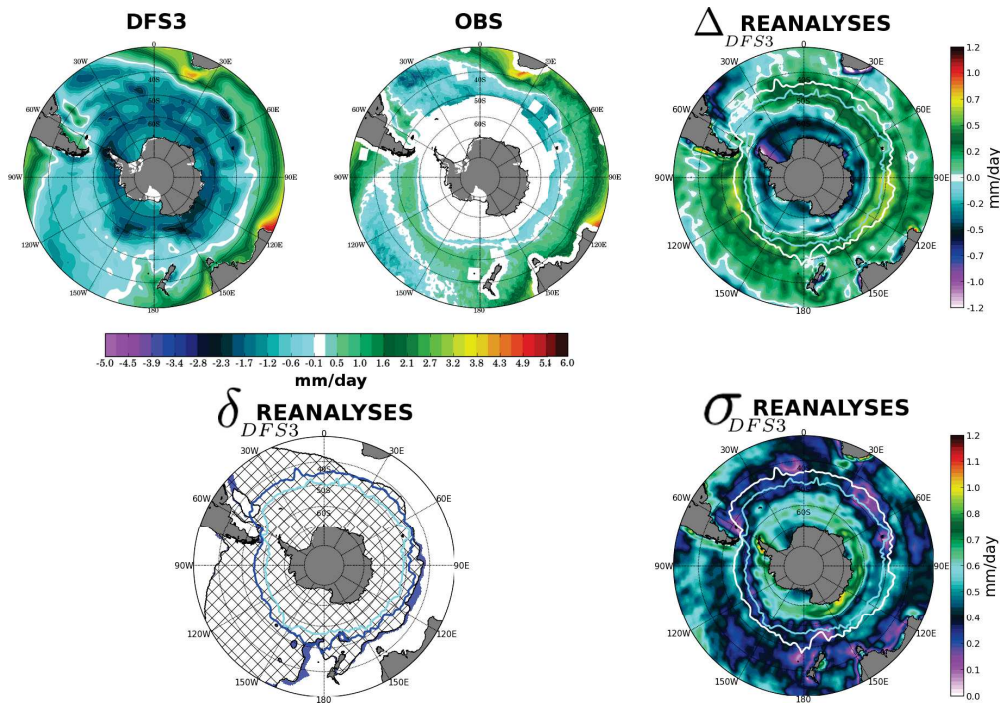


Figure 3.6 – Identique à la figure 3.5 pour le flux d'eau douce EmP. Les observations utilisées proviennent du jeu de données HOAPSv3.2

La réponse des précipitation et des flux radiatif au SAM

La signature du SAM sur les variables atmosphériques est différente d'un jeu de données à l'autre. Ces écarts sont particulièrement grands pour la variable précipitation et les variables radiatives rad_{sw} et rad_{lw} . On ne discutera ici que les inter-comparaisons des signatures du SAM sur les précipitations et les variables radiatives.

Les régressions linéaires des variables atmosphériques sur l'indice SAM NCEP sont implémentées grâce à la méthode des moindres carrés. On évaluera la significativité de la régression linéaire par l'emploi d'un t-test bilatéral pour lequel le degré de liberté est estimé en suivant les travaux de *Bretherton et al.* (1999). Le coefficient de régression linéaire sera considéré significatif si l'hypothèse "il existe une covariation linéaire entre la variable et l'indice SAM" est probable à 90 %. Dans les figures qui alimenteront l'étude ci-dessous, les zones hachurées indiqueront les zones où la corrélation est non significative.

Les précipitations : La figure 3.7 montre les cartes des coefficients de régression linéaire des champs de précipitation issus des différents jeux de données sur l'indice SAM. La distribution spatiale des apports et des déficits d'eau douce associée à une phase positive du SAM est très comparable d'un jeu de données à l'autre. L'incertitude est principalement de nature quantitative. DFS3 montre en moyenne une réponse deux fois moins intense en comparaison aux autres jeux de données à l'exception de DFS4.3 et COREv2 ; L'impact de ces différences quantitatives est particulièrement sensible dans la SIZ ; en effet dans cette région la salinité (en comparaison à la température) contribue de manière plus grande dans les flux de flottabilité que dans les régions des moyennes latitudes. Le ratio de la contraction haline sur la dilatation thermique est de 30 :1 dans une eau à 2°C alors qu'il est de 10 :1 dans une eau au point de congélation (*Aggaard and Carmack*, 1989). Ces grandes disparités entre jeu de données sont particulièrement vérifiées dans la mer de ROSS , la mer de Weddell et la côte ouest de la péninsule antarctique. En outre, le cycle de production/fonte de glace de mer dû au processus de mouillage dans ces régions sera également sensible aux écarts de précipitation solide.

Les flux radiatifs : La figure 3.8 montre que le flux radiatif solaire incident est quant à lui entaché d'une grande incertitude. On observe d'une part de grandes disparités régionales de la distribution de ce flux, et d'autre part des écarts de plus de 100% dans la réponse de rad_{sw} au SAM entre DFS3 et les autres produits. En outre, les coefficients de régression linéaire ne sont pas significatifs dans tout le domaine austral (figure 3.8) et ce, quelque soit le jeu de données. La faiblesse statistique de la covariation linéaire de rad_{sw} peut s'expliquer soit par la difficulté à estimer la couverture nuageuse qui module en grande partie la diffusion et la diffraction du flux solaire incident vers l'océan soit par l'"insensibilité" du flux solaire au SAM.

Le flux infra-rouge descendant est quant à lui statistiquement plus significatif dans la SIZ pour l'ensemble des réanalyses à l'exception de notre jeu de forçage DFS3 (figure 3.9). La faiblesse du lien statistique entre le SAM et les flux radiatifs descendants dans le forçage DFS3 nous conduit à exclure de nos études de sensibilité au SAM les variables atmosphériques radiatives.

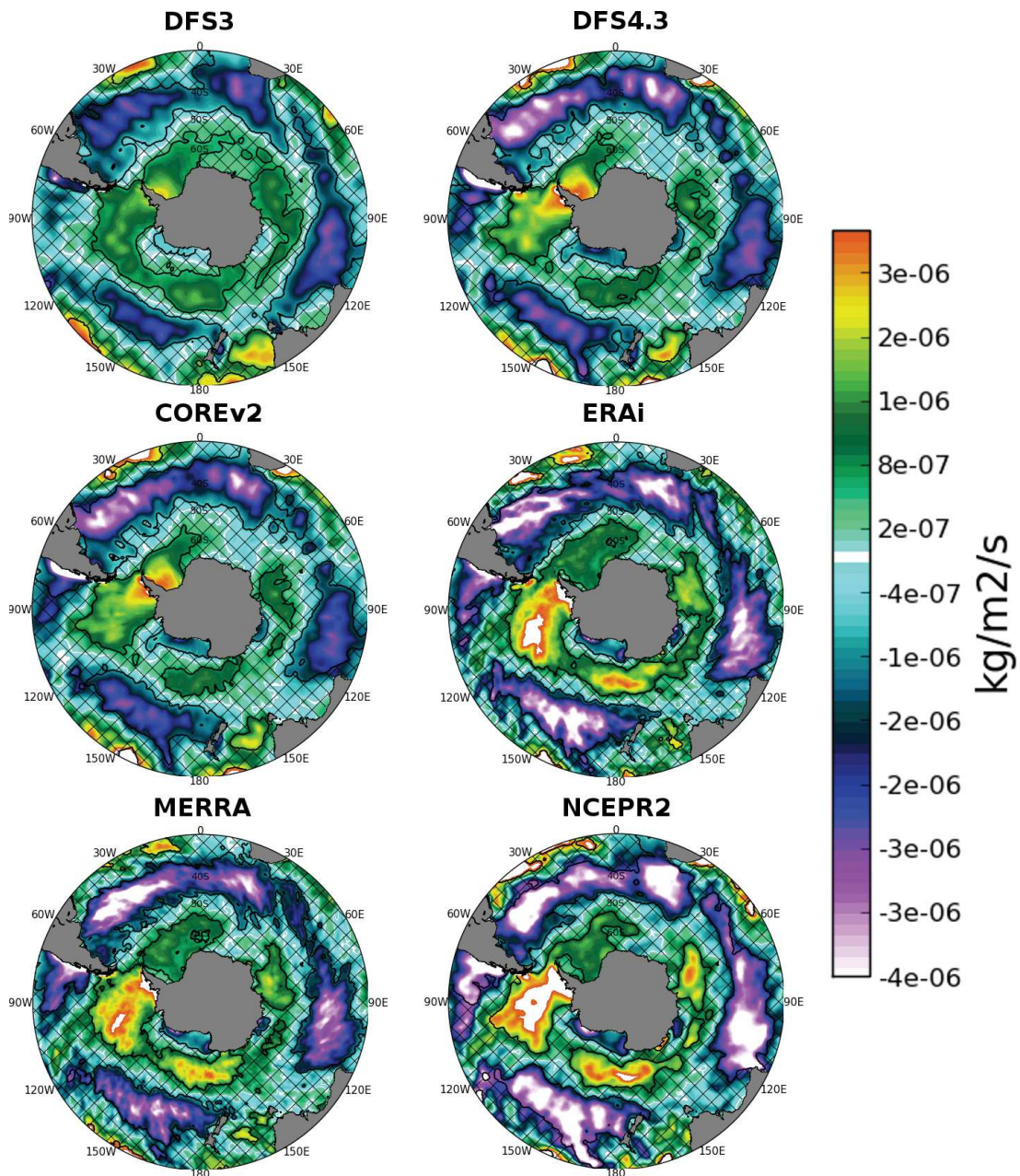


Figure 3.7 – Cartes des coefficient de régression linéaire du champs de précipitation issue de différents jeux de données sur l'indice SAM issu des produits NCEP sur la période 1990-2004. les zones hachurées recouvrent les coefficients de régression linéaire non significatif à 90%. Le champ de précipitation inclut la pluie et la neige.

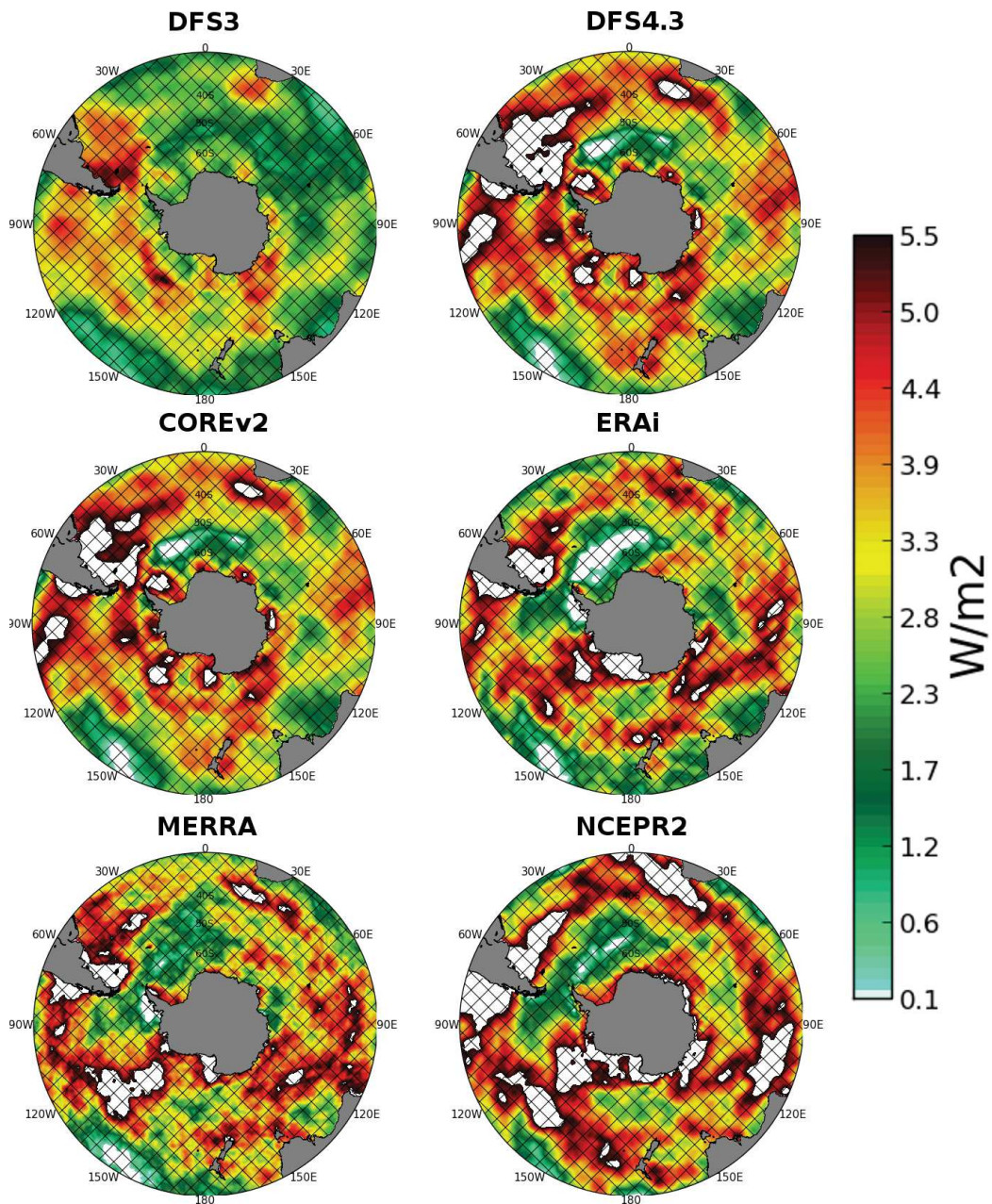


Figure 3.8 – identique à la figure 3.7 pour le flux solaire incident rad_{sw} .

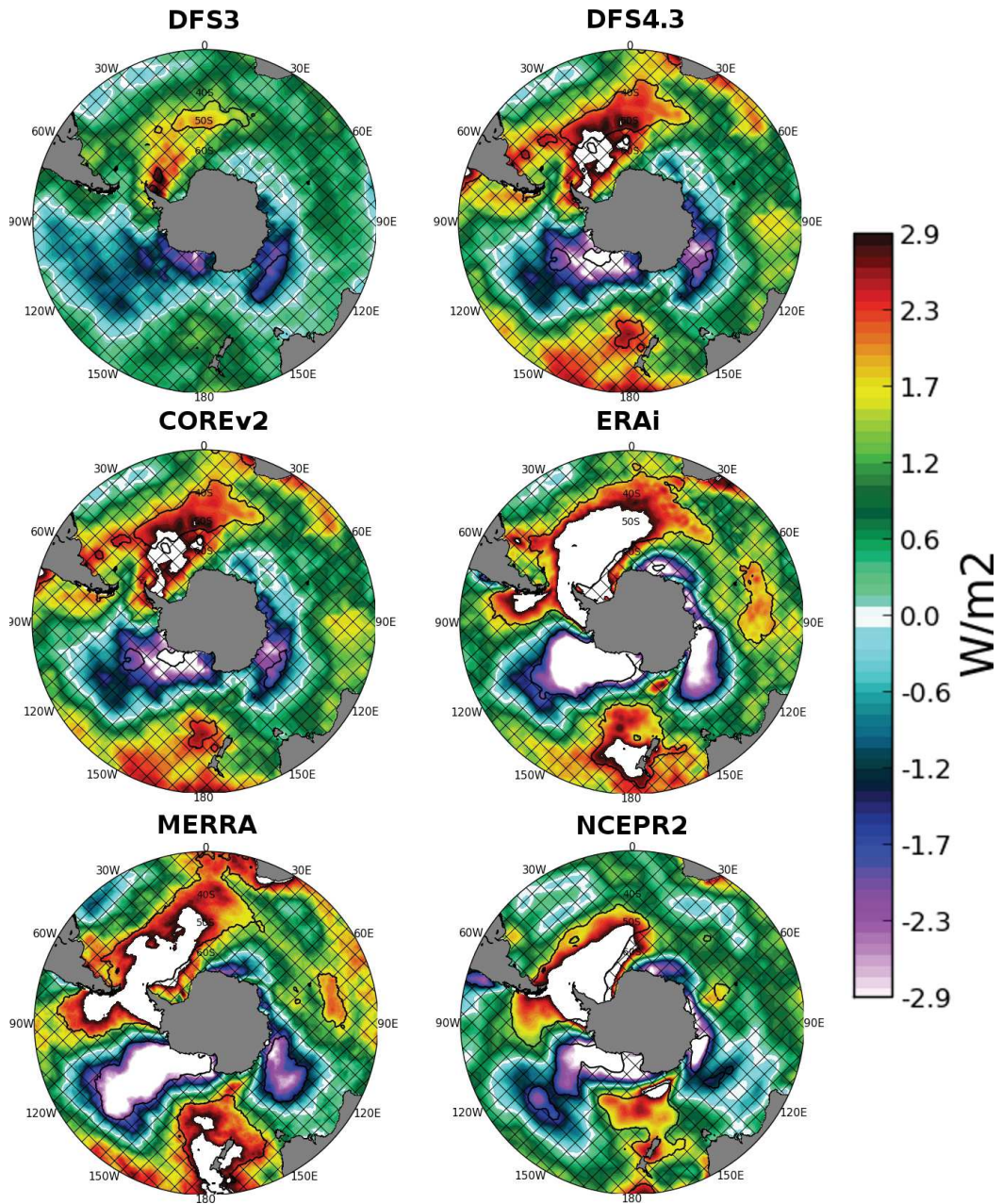


Figure 3.9 – identique à la figure 3.7 pour le flux infra-rouge descendant rad_{lw} .

3.4 Méthodologie des perturbations de forçage

Dans cette section, nous allons présenter la stratégie de forçage retenue pour l’analyse de l’impact du SAM sur les AAIW et SAMW. Il convient de préciser ce que nous entendons par “impact du SAM” et en particulier quelles échelles de temps feront l’objet de cette étude. Les nombreuses études antérieures sur la réponse des propriétés océaniques au SAM distinguent trois échelles de temps distinctes : la réponse instantanée à la variabilité rapide du SAM (corrélation/régression à l’échelle du mois, voir sous-section 2.4.8), la réponse court-terme à un SAM stationnaire (*Lefebvre and Goosse, 2005*), la réponse long-terme à la tendance du SAM vers une augmentation des phases positives (*Meredith and Hogg, 2006*) ainsi que les tendances climatiques aux échelles multidecennales (ex : GCMS “alimentés” par différents scénarios). Comme nous l’avons souligné en introduction générale, les réponses à ces différents types de forçage peuvent être différentes.

Dans cette étude, nous étudions la réponse “cumulée” au SAM ou autrement dit la réponse long-terme au SAM stationnaire. La stationnarité est ici définie comme l’état le plus probable du SAM, c’est à dire en phase positive.

Ce type de réponse, étudiée dans cette thèse, peut s’exprimer par les différences entre une simulation de sensibilité et une simulation de référence en fin de simulation ; elle traduit, dans le cas présent, la réponse d’une propriété de l’océan à un déplacement artificielle des propriétés de surface atmosphériques cohérent avec la tendance positive observée du SAM, ou, autrement dit à l’augmentation du nombre de phases positives du SAM.

3.4.1 Présentation de la méthode

Afin de faire ressortir la signature de la tendance linéaire du SAM sur les variables atmosphériques du forçage, une perturbation sur ces dernières est effectuée. Pour ce faire, nous avons utilisé la stratégie de forçage de *Lefebvre and Goosse (2005)* ; ce dernier a calculé des forçages idéalisés pour la tension de vent et la température de l’air. Le travail présenté ici étend la démarche de *Lefebvre and Goosse (2005)* à chaque variable du forçage. Notons dès à présent que, d’une part nous utiliserons non pas la tension de vent mais la vitesse du vent lui-même et d’autre part, la perturbation en température de l’air sera constante et non pas saisonnière. Ainsi pour chaque variable atmosphérique utilisée dans le forçage DFS3 du modèle, une régression linéaire est calculée entre les séries temporelles mensuelles de la variable considérée en chaque point du domaine PERIANT05 et de l’indice SAM issu des produits NCEP⁵ sur la période 1980-2001.

Une fois le motif spatial $P_{V_{atmo}}(x, y)$ de régression estimé à l’aide de l’équation 3.1, il est ajouté à la variable atmosphérique appropriée V_{atmo} , et ce, à chaque pas de temps du forçage suivant l’équation (3.3).

$$V_{sam}(x, y, t) = V_{atmo}(x, y, t) + \alpha P_{V_{atmo}}(x, y) \quad (3.3)$$

ou α est une constante. Dans les différentes expériences nous avons opté pour une valeur de α équivalente à l’écart type de l’indice SAM utilisé σ_{sam} . Dans le cas présent $\sigma_{sam} = 0.993$.

Les cartes des coefficients de régression sont présentées sur la figure 3.10. Quelque soit la valeur de la significativité de la régression linéaire, nous avons appliqué la totalité du motif

5. http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao/monthly.ao.index.b79.current.ascii

de régression au champ de forçage afin de conserver la continuité spatiale de la perturbation atmosphérique. Notons que les zones non significatives correspondent généralement à de très faibles valeurs de la perturbation.

La covariation des variables atmosphériques du jeu de données DFS3 avec le SAM présentée dans la figure 3.10 est cohérente avec les études antérieures de la réponse des propriétés atmosphériques avec le SAM. En effet la synthèse effectuée dans la sous-section 1.2.3 en introduction générale corrobore les motifs de régression des variables atmosphériques de DFS3 sur l'indice SAM.

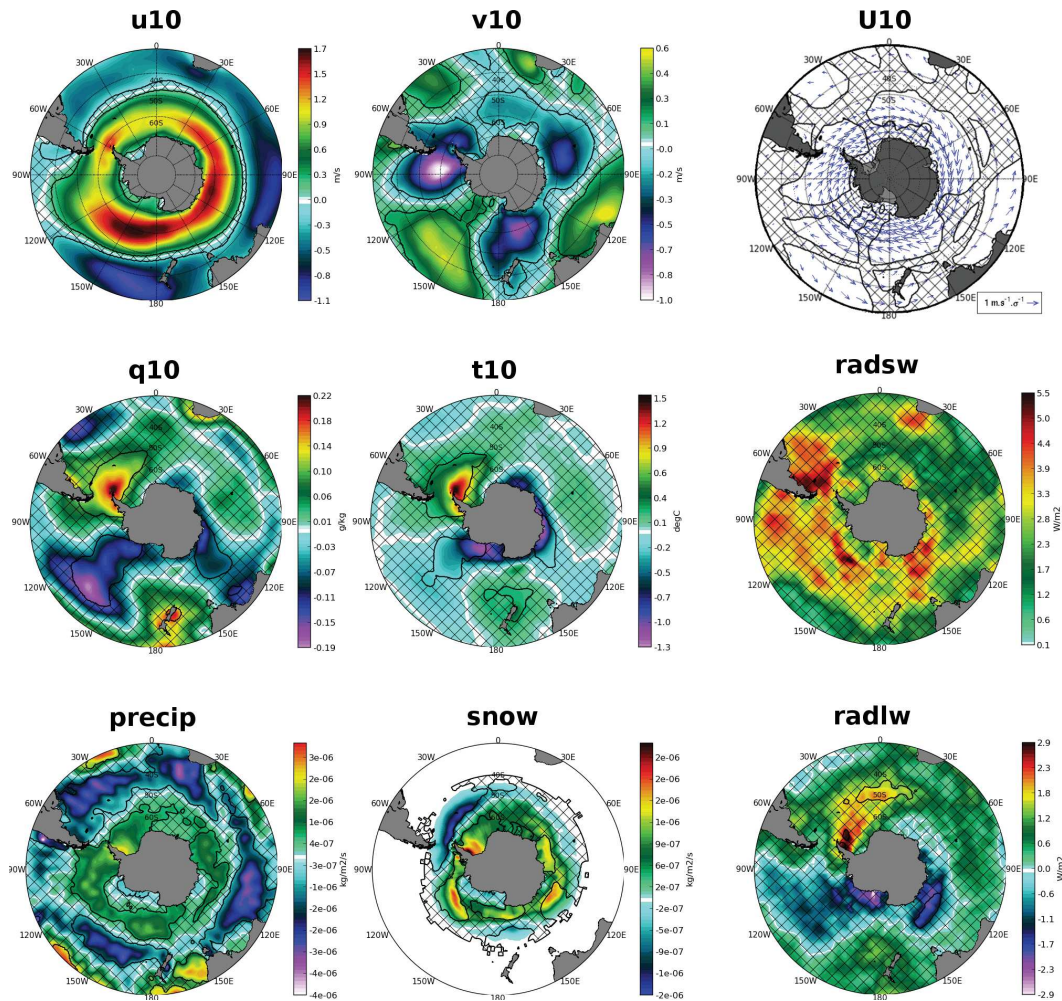


Figure 3.10 – Champ de perturbations SAM pour nos expériences de sensibilité (à l’exception de *radsw* et *radlw*). Plus précisément, cartes des coefficients de régression linéaire de chaque variable atmosphérique issue du jeu de forçage DFS3 (voir chapitre 1 pour plus de détail) sur l’indice SAM issu des produits NCEP sur la période 1980-2001. les zones hachurées recouvrent les coefficients de régression linéaire non significatifs à 90%. Les coefficients de la carte “**precip**” prennent en considération les précipitations liquide et solide. La carte “**U10**” représente le champ de vecteurs vent à 10 m calculé à partir des composantes “**u10**” et “**v10**”.

3.4.2 Présentation des expériences de sensibilité au SAM

La simulation de référence (présentée dans le chapitre 1) est REFsam. Les simulations de sensibilité aux perturbations “SAM” sont présentées dans le tableau 3.2. Les expériences **WIND**, **STRESS**, **NOSTRESS** sont sensibles aux perturbations du vent à 10 mètres (“u10” et “v10”); L’expérience **WIND** stimule la réponse complète de l’océan à l’anomalie de vent induite par SAM. L’expérience **STRESS** stimule seulement la réponse mécanique de l’océan à l’anomalie de vent induite par SAM. Enfin L’expérience **NOSTRESS** stimule seulement la réponse thermique (flux air-mer de chaleur sensible et et latent) de l’océan à l’anomalie de vent induite par SAM. plus précisément, pour la simulation **WIND** le vent relatif à 10 mètres et les coefficients d’échanges dynamiques (C_D) et thermodynamiques (C_E et C_H) sont perturbés. Pour la simulation **STRESS**, le vent relatif à 10 mètre utilisé pour le calcul de la tension de vent et C_D sont perturbés. Pour la simulation **NOSTRESS**, le vent relatif à 10 mètres utilisé pour le calcul des flux air-mer de chaleur sensible et latente et les coefficients C_E et C_H sont perturbés. Les expériences **TURB** et **NOWNDTURB** sont sensibles aux perturbations des variables turbulentes (humidité spécifique de l’air à 10 mètres “q10”, température de l’air à 10 mètres “t10”). Plus précisément, la simulation **TURB** est également sensible aux perturbations du champ de vent de la même manière que l’expérience **WIND**, alors que **NOWNDTURB** ne l’est pas. L’expérience **PREC** est sensible non seulement aux perturbations des précipitations (pluie et neige notées “precip”) mais aussi à l’ensemble des perturbations évoquées ci-dessus. De cette manière, nous avons constitué un ensemble de *couples de simulations* qui nous permettra, par la suite, d’étudier d’une part, les effets de chaque *perturbation atmosphérique* due au SAM séparément, et d’autre part les effets “accumulés” des *composantes du forçage SAM*.

Le tableau 3.2 liste l’ensemble des expériences de sensibilité aux composantes du forçage SAM et les flux affectés pour chacune d’entre elles.

variables perturbées →	$\overrightarrow{U10}$			q10	t10	precip
	τ_{ao}	Q_{sens}	Q_{lat}	Q_{lat}	Q_{sens}	EmP
expériences ↓						
WIND	✓	✓	✓			
STRESS	✓					
NOSTRESS		✓	✓			
TURB	✓	✓	✓	✓	✓	''''
NOWNDTURB				✓	✓	''''
PREC	✓	✓	✓	✓	✓	✓

Table 3.2 – Synthèse des variables atmosphériques régressées sur l’indice SAM ainsi que les flux air-mer affectés par la perturbation pour chacune des simulations de sensibilité au SAM ; pour les expériences **TURB** et **NOWNDTURB** les précipitations ne sont pas perturbées mais l’humidité spécifique l’est, influençant ainsi l’évaporation et in fine le flux d’eau douce associé ; ceci explique les cases cochées et rayées.

3.4.3 Incertitude de la réponse des variables atmosphériques au SAM

Nous avons noté dans la section précédente des écarts entre DFS3 et l'ensembles des autres jeux de forçage. L'incertitude associée se propage dans la réponse des jeux de forçages au SAM. La figure 3.11 montre la valeur relative de la réponse de chacune des variables atmosphériques de DFS3 au SAM.

la réponse de la composante zonale du vent u_{10} est sous-estimée entre 5 et 15% dans la PFZ et dans l'AZ plus particulièrement dans le secteur nord des gyres subpolaires en mer de Weddell, en mer de Ross et en mer de Davis (le lecteur est invité à se référer à la figure 6.2 pour la localisation des lieux sus-citées). Au contraire, la réponse de u_{10} est sur-estimée de l'ordre de 30% au nord du SAF dans le bassin Atlantique et dans le secteur central du bassin Indien ainsi qu'au voisinage de la Nouvelle Zélande.

La réponse de la composante méridienne du vent v_{10} est sur-estimée de l'ordre de 15% dans une majeure partie de la SIZ à l'exception de la mer de Ross et la mer d'Amundsen. Une sur-estimation de l'ordre de 20% opère également dans la zone d'affleurement des AAIW dans le secteur Pacifique sud-est et le secteur de Campbell. Au contraire, une sous-estimation de la réponse de v_{10} à l'est de la pointe de la péninsule Antarctique est à remarquer.

La réponse de la température de l'air est sur-estimée significativement (de l'ordre de 30 à 50%) dans les mers de Weddell, Haakon et Ross. La réponse des précipitations dans DFS3, quant à elle, révèlent d'une part une sur-estimation de l'ordre de 50% dans la zone d'affleurement hivernal des AAIW et SAMW dans tous les bassins à l'exception du secteur est du Pacifique et d'autre part une sous-estimation (de l'ordre de 30 à 50%) dans la zone marginale de glace saisonnière. Cette sous-estimation (significativement conditionnée par les précipitation neigeuses, voir image "snow" de la figure 3.11) opère particulièrement en mer de Weddell, de Bellingshausen, d'Amundsen, de Ross, de Somov, de la Coopération, des Cosmonautes, de Riiser-Larsen et d'Haakon.

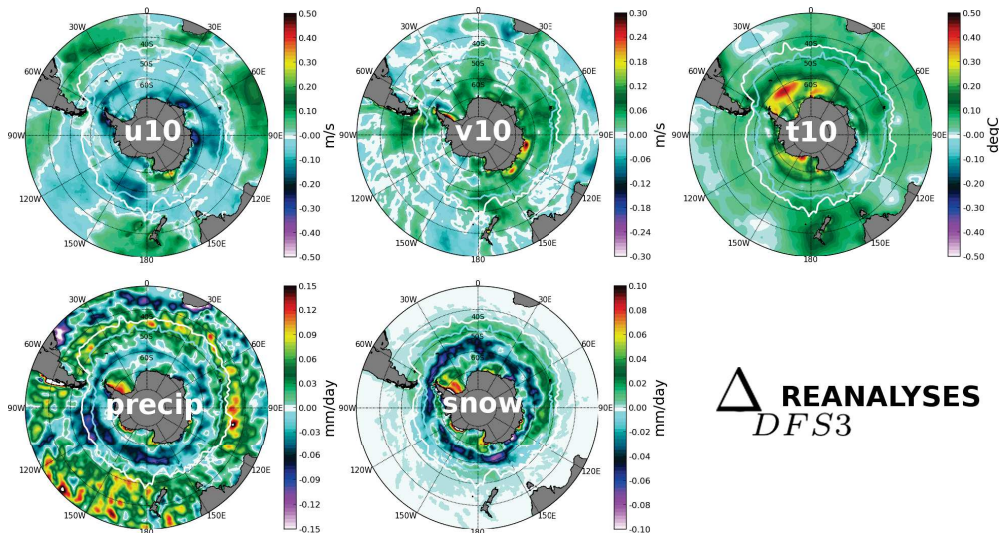


Figure 3.11 – Métrique Δ_{DFS3} (voir équation 3.2) estimée sur la période 1990-2004 pour les variables atmosphériques régressées sur l'indice SAM u_{10} , v_{10} , $precip$, $snow$ et sur la période 1990-2001 pour la variable t_{10} régressée sur l'indice SAM.

3.5 Conclusion

Dans cette étude, nous avons pris le parti d'étudier non pas la réponse à la tendance linéaire positive du SAM mais la réponse "cumulée" à un SAM dans un état moyen positif. Les anomalies des variables atmosphériques en réponse au SAM dans l'hypothèse d'une covariation linéaire de celles-ci avec l'indice SAM ont été estimées.

La présentation de la stratégie de modélisation forcée par le jeu de données atmosphériques DFS3 et la mise en perspective de ce jeu de données au regard de différents produits de forçage ont permis de mettre en lumière les facteurs atmosphériques pouvant introduire un biais dans l'analyse des résultats.

Cette étude comparative a révélé des différences dans la distribution spatiale des flux air-mer entre les différents produits. Plus précisément, l'incertitude de la position des structures frontales d'inversion des flux doit nous préserver de toute conclusion hâtive sur la réponse des propriétés des masses d'eau affleurantes dans la région de l'ACC, en particulier les eaux modales dans la zone de formation indienne. La très faible corrélation linéaire des flux radiatifs avec l'indice SAM, notamment dans la zone d'intérêt, nous contraint à limiter nos expériences de sensibilité aux variables mécaniques, turbulentes et halines. Malgré tout, les covariations linéaires de ces dernières variables sont suffisamment significatives, en particulier dans les régions d'affleurement des masses d'eau intermédiaires et modales et dans la SIZ (région dont nous montrerons par la suite l'importance capitale dans la réponse des propriétés hydrographiques des masses d'eau affleurant en particulier près de la zone de glace de mer marginale) pour créditer la légitimité de la stratégie de simulation.

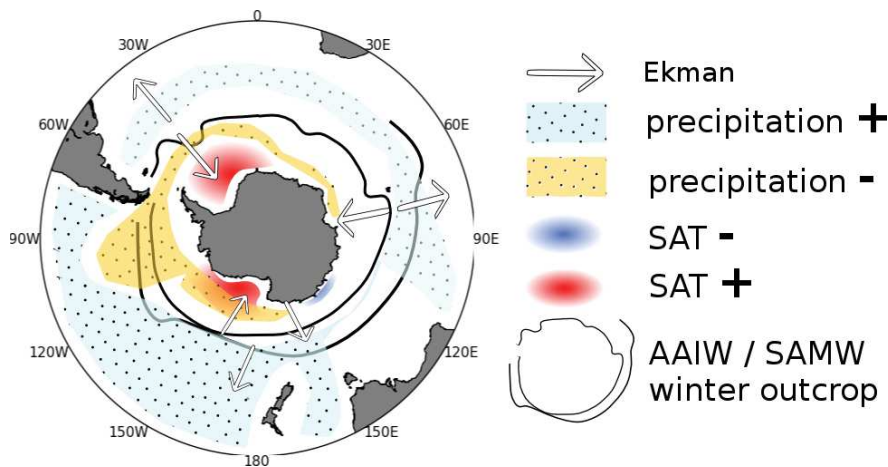


Figure 3.12 – Schéma bilan des écarts des variables atmosphériques issues de DFS3 par rapport à l'ensemble des jeux de forçage (synthèse de la figure 3.11) et les anomalies associées à ces écarts. Ekman indique l'anomalie "qualitative" du transport d'Ekman méridien; SAT signifie la température de l'air de surface; les zones d'affleurement hivernales des masses d'eau AAIW et SAMW sont estimées à partir des moyennes de septembre sur la période 1995-2004.

De surcroît, les incertitudes sur les variables atmosphériques affectent nécessairement la réponse de ces variables au SAM. Les écarts de la réponse atmosphérique de surface au SAM entre DFS3 et l'ensemble des réanalyses utilisées dans ce chapitre sont synthétisés sur

la figure 3.12. Les particularités de DFS3 sont remarquables d'une part dans la réponse du vent d'autre part dans la réponse de la température et enfin dans la réponse des précipitations au SAM. Ainsi une anomalie du transport d'Ekman vers le sud dans la zone marginale de la glace saisonnière pourrait limiter la réponse de l'export de glace de mer. En outre l'anomalie positive de température de l'air en mer de Weddell, en mer d'Amundsen et en mer de Ross pourrait affecter sensiblement le cycle de formation/fonte de la glace de mer et les propriétés hydrographiques des AASW. En effet, à l'aune des observations de *Liu et al.* (2004), la diminution de la SIE en réponse au SAM en mer de Weddell pourrait être accentuée et l'augmentation de la SIE en réponse au SAM en mer d'Amundsen et en mer de Ross pourrait être limitée. Enfin l'anomalie négative des précipitations dans la zone marginale de la SIZ pourrait conditionner d'une part un trop faible rafraîchissement des AASW et d'autre part une limitation de la production de glace de mer, en particulier en mer de Weddell. En outre le défaut de précipitation dans le coin sud-est du bassin Pacifique, à l'endroit supposé de formation des AAIW pourrait également participer à une limitation de l'adoucissement des AAIW en réponse au SAM.

Notons que notre approche souffre également de limites consubstantielles à la méthode choisie; en effet la saisonnalité de la réponse des variables atmosphériques au SAM n'est pas prise en compte; par exemple *Sen Gupta and England* (2006) met en évidence la saisonnalité de la réponse des variables de température de l'air et du vent au SAM dans l'océan Austral. Plus localement *Silvestri and Vera* (2003) a montré les effets opposés du SAM sur les précipitations entre l'hiver et le printemps au sud-est de l'Amérique du sud. Ces effets ne pourront donc pas être explorés avec notre jeu de simulations.

Chapitre 4

Réponse des masses d'eau intermédiaires et modales au mode annulaire austral

Sommaire

3.1	Introduction	76
3.2	Description des données atmosphériques de surface	76
3.3	Estimation qualitative des régressions au SAM	77
3.3.1	Choix de l'indice SAM	77
	L'indice NCEP	78
	L'indice BAS	78
	Sensibilité du vent zonal au choix de l'indice	80
3.3.2	Mise en perspective de DFS3	81
	Sensibilité des flux air-mer au choix de DFS3	82
	La réponse des précipitation et des flux radiatif au SAM	87
3.4	Méthodologie des perturbations de forçage	91
3.4.1	Présentation de la méthode	91
3.4.2	Présentation des expériences de sensibilité au SAM	93
3.4.3	Incertitude de la réponse des variables atmosphériques au SAM	94
3.5	Conclusion	95

4.1 Introduction

L'objet de ce chapitre est de décrire l'impact des différentes *composantes du forçage SAM* sur les propriétés hydrographiques des AAIW et SAMW et les déplacements éventuels des surfaces de densité potentielle qui les définissent. La position de l'affleurement hivernal de ces masses d'eau est conditionnée par la position des fronts de l'ACC. En effet, nous avons décrit, au chapitre 1, la position relative de l'affleurement de ces deux masses d'eau pour la simulation de référence REFSam par rapport aux trois fronts principaux de l'ACC. Pour rappel, les surfaces de densité caractérisant les AAIW affleurent entre le PF et le SAF dans l'ensemble de l'océan Austral à l'exception du secteur Atlantique où elles affleurent au sud du PF ; les surfaces de densité caractérisant les SAMW affleurent au nord SAF. Des études précédentes concernant les tendances observées des fronts de l'ACC et les tendances des propriétés des AAIW et SAMW ont montré d'une part un déplacement vers le sud des fronts de l'ACC (Meijers et al., 2011a) et d'autre part un refroidissement et un adoucissement des eaux intermédiaires et modales ces trente dernières années (Naveira Garabato et al., 2009; Aoki et al., 2005). Dans notre étude, les perturbations au SAM entraînent non seulement un déplacement vers le nord des structures stériques de l'ACC mais aussi un réchauffement et une salinisation de ces masses d'eau sous la base de la couche de mélange. Les changements observés dans nos expériences sont distribués de manière non homogène sur le pourtour antarctique. En outre, si la réponse mécanique de l'océan au vent joue un rôle primordial, sa réponse thermique est également significative. Dans une première partie nous regarderons l'océan intérieur à travers la lunette d'un indice intégral de hauteur dynamique afin de mettre en lumière la réponse des structures stériques de l'ACC fortement contrainte par la topographie sous-jacente. Puis, dans une seconde partie à la lumière d'une analyse tridimensionnelle par classe de densité, nous affinerons notre vision sur les changements des masses d'eau intermédiaires et modales.

4.2 Réponse de la stratification de l'océan austral

Le but de cette partie est de décrire la réponse de la position de SAF et PF aux différentes *composantes du forçage SAM* et de distinguer, dans la mesure du possible, les pilotes atmosphériques dominants. Nous montrerons ensuite comment la topographie canalise ces différentes réponses. Enfin, nous montrerons en quoi la réponse des jets océaniques diffère de celle des structures stériques.

Les critères de caractérisation des iso-contours PF et SAF pour chacune des simulations de sensibilité aux *composantes du forçage SAM* seront les mêmes que ceux choisis pour la simulation REFSam dans la section 2.4.2.

4.2.1 Les changements de structure grande échelle

Dans ce qui suit nous utiliserons l'indice de fonction de courant barocline défini à la section 2.4.2 du chapitre 1. Cet indice montre le mouvement des fronts sur des temps courts. Sur des temps plus longs, dans le cas présent, cet indice montre une combinaison du mouvement des fronts mais aussi les changements de stratification. Ainsi nous illustrerons le déplacement des structures stériques en quantifiant le déplacement méridien des iso-contours de hauteurs dynamiques entre 2 simulations par la relation suivante :

$$\Delta y = \frac{\Phi_2 - \Phi_1}{|\vec{\nabla}\Phi_1|}$$

où Φ_1 et Φ_2 sont les hauteurs dynamiques référencées à 1500 mètres respectivement pour la simulation 2 (expérience de sensibilité) et pour la simulation 1 (expérience de référence relative) et $|\vec{\nabla}\Phi_1|$ est la norme du gradient méridien de hauteur dynamique pour la simulation 1. Ce déplacement méridien est estimé localement en chaque point du domaine à partir de la moyenne temporelle de la hauteur dynamique sur la période 1995-2004.

La figure 4.1 présente une estimation de Δy pour plusieurs couples de simulations. Il apparaît que le vent est le principal pilote du déplacement méridien des structures stériques (expériences WIND, STRESS et NOSTRESS). Deux zones se distinguent particulièrement : d'une part au coeur de l'ACC entre 90°E et 120°W où un déplacement vers le nord de 100 à 200 kilomètres est visible pour les expériences WIND et STRESS ; et d'autre part, dans la partie méridionale du bassin atlantique un déplacement vers le sud du même ordre de grandeur est à souligner pour les expériences WIND et STRESS. Au contraire, dans l'expérience NOSTRESS le déplacement est dirigé vers le nord et plus faible que précédemment. Les autres perturbations atmosphériques n'influencent que très faiblement sur la position des iso-contours de hauteurs dynamiques. Les changements observés entre l'expérience PREC qui combine toutes les perturbations atmosphériques et l'expérience REFSam témoignent en effet de l'importance des effets mécaniques du vent sur le déplacement des structures stériques dans l'océan austral.

Singularité du bassin atlantique : Dans l'expérience PREC, la position moyenne du SAF et du PF se situent dans une zone intermédiaire où le déplacement des iso-contours de hauteur dynamique est dirigée vers le sud au nord de 50°S et dirigé légèrement vers le nord au sud de 50°S. L'affleurement hivernal des masses d'eau d'intérêt se situant au voisinage de ces fronts, nous distinguerons dans ce qui suit plus précisément la variabilité de la position du PF et du SAF.

4.2.2 Une réponse contrainte par la topographique

Si la réponse du déplacement des fronts est dans une large mesure pilotée par le forçage atmosphérique imposé, il est également significativement contraint par le relief marin. En particulier, nous avons vu dans la section 2.4.3 que l'on peut diviser l'ACC en régions très contraintes par la topographie (nœuds) et régions plus faiblement contraintes ("ventres"). Nous examinerons, dans ce qui suit, la réponse aux différentes *composantes du forçage SAM* de ces différentes régions.

Faible sensibilité des nœuds de la circulation des structures stériques : La figure 4.2 montre que les nœuds de la circulation sont faiblement sensibles au forçage atmosphérique. Seul le nœud du PF au dessus de la dorsale indo-antarctique (entre la zone C_{PF} et la zone D_{PF} , Figure 4.2) est sensible aux perturbations atmosphériques et uniquement dans le cadre des expériences qui prennent en compte la perturbation de la quantité de mouvement (WIND, STRESS, TURB et PREC). La singularité de ce nœud peut probablement s'expliquer par la profondeur relativement grande du fond à cet endroit ; en effet la dorsale indo-antarctique culmine à plus de 3000 mètres sous la surface océanique.

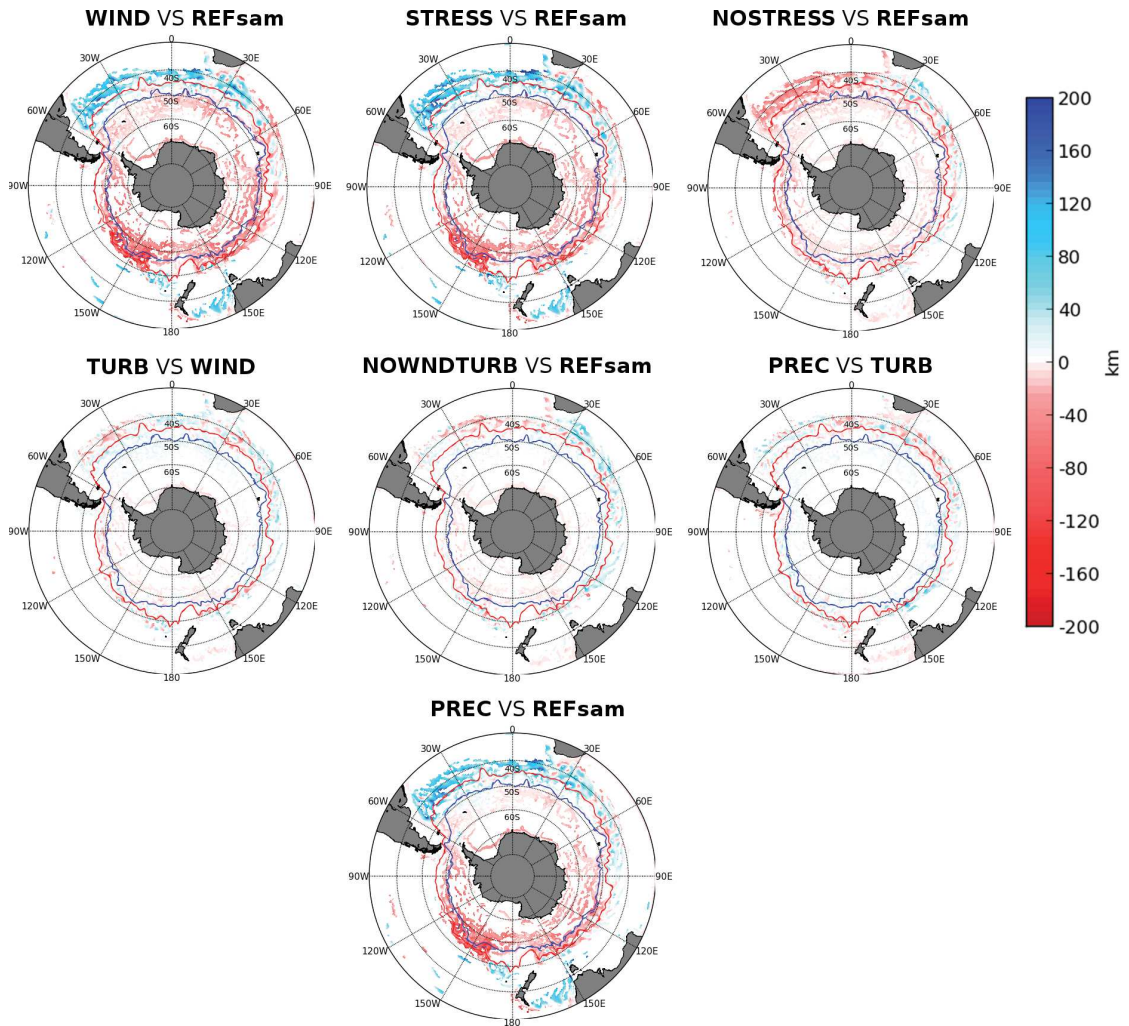


Figure 4.1 – Estimation de Δy (cf. 4.2.1) ; Le déplacement des structures stériques est estimé à partir des moyennes interannuelles de la hauteur dynamique sur la période 1995-2004 ; les structures rouges témoignent d'un déplacement vers le nord alors que les bleus révèlent un déplacement vers le sud. Les lignes caractérisent la position moyenne du SAF sur la même période (en rouge) et du PF (en bleu) en traits pleins pour l'expérience de sensibilité et en traits pointillés pour son expérience de référence associée.

De L'Est indien jusqu'au Pacifique ouest : un déplacement significatif des isocontours internodaux vers le nord en réponse au vent : Entre chacun des nœuds définis précédemment, des déplacements méridiens existent ; d'une expérience à l'autre et pour chaque iso-contour, les "ventres" se comportent de la manière qui suit (figure 4.4) : La région "Est indien - Pacifique ouest" située entre la zone D_{SAF} et la zone H_{SAF} est le lieu d'un déplacement significatif vers le nord (Figure 4.4) pour les expériences WIND, STRESS et NOSTRESS par rapport à l'expérience REFsam. La réponse de la quantité de mouvement au vent est la plus intense (expérience STRESS) ; par exemple, le déplacement du SAF approche 1° de latitude dans la zone ouest de la zone H_{SAF} (encart

en haut à droite de la figure 4.4). Dans une moindre mesure, les flux turbulents de chaleur (expérience NOSTRESS) agissent dans le même sens que le flux de quantité de mouvement (expérience STRESS). En somme, l'impact global du vent sur les conditions de surface (expérience WIND) montre ainsi un déplacement significatif vers le nord ($> 0.5^\circ$ latitude). Cette réponse est cohérente avec les motifs de la perturbation de la composante zonale du vent (voir figure 3.10) dont les 2 maximums sont centrés au centre des secteurs Indien-est et Pacifique-ouest. Ces maximums expliquent une augmentation des vents d'ouest dans la région considérée et in fine une anomalie de dérive d'Ekman orientée vers le nord dont l'effet est le déplacement des propriétés de surface vers le nord. Ce résultat est comparable avec celui de *Sallée et al.* (2008b) qui a également montré un léger déplacement vers le nord des structures de l'ACC dans la région Indo-Pacifique en réponse à une phase positive du SAM.

Rapprochement contraint par le vent du SAF et PF au passage de Drake :

Au niveau du passage de Drake (zone I_{SAF} et I_{PF}), on observe un décalage vers le sud du SAF et un décalage vers le nord du PF entre les expériences WIND et REFsam (figure 4.4). Le rapprochement, supérieur à 0.5° de latitude, est significatif eu égard à la résolution de notre configuration. Ce "merging" pourrait expliquer l'augmentation du transport de masse. Il induit une augmentation de l'intensité des jets océaniques au niveau du passage de Drake et par la même une augmentation du transport de masse à cet endroit entre les expériences de sensibilité au SAM et REFsam (figure non montrée).

Compensation de la réponse mécanique et de la réponse thermique au vent dans le secteur atlantique :

Comme nous venons de le voir, dans la région indo-pacifique, le déplacement des isocontours est dirigé vers le nord que ce soit en réponse à la tension mécanique de surface (STRESS) ou en réponse à la perturbation des flux turbulents par le vent (NOSTRESS). Dans le bassin Atlantique (zones J_{SAF} et J_{PF}), nous constatons toujours un déplacement des iso-contours vers le nord entre les expériences NOSTRESS et REFsam (figure 4.4). par contre, un déplacement vers le sud est observé entre l'expérience STRESS et l'expérience REFsam. Dans cette région, la perturbation du vent tend à diminuer l'intensité des vents. En effet les vents moyens sont dirigés vers l'ouest au contraire de la perturbation SAM qui est dirigée vers l'est. Dans l'expérience STRESS, la dérive d'Ekman vers le nord est donc moins forte que dans l'expérience REFsam ; ceci pré-conditionne une anomalie chaude et salée dans la couche de mélange dont le résultat est une diminution de la densité moyennée sur les 1500 premiers mètres ; Cela entraîne une augmentation de la hauteur dynamique dans toute la région et in fine un déplacement vers le sud des iso-contours des structures stériques. Dans l'expérience NOSTRESS on observe une anomalie froide sous la couche de mélange dont le résultat est une augmentation de la densité moyennée sur les 1500 premiers mètres ; cela entraîne une diminution de la hauteur dynamique dans toute la région et in fine un déplacement vers le nord des iso-contours des structures stériques .

Déplacement faible vers le sud des isocontours en réponse aux changements de précipitation :

On observe une augmentation du flux de flottabilité au sud de 45°S dans la zone de passage de SAF et de PF grâce à un surplus de précipitation dans l'expérience PREC par rapport à l'expérience TURB. La hauteur dynamique augmente dans toute cette région induisant un déplacement des iso-contours vers le sud (figure 4.4).

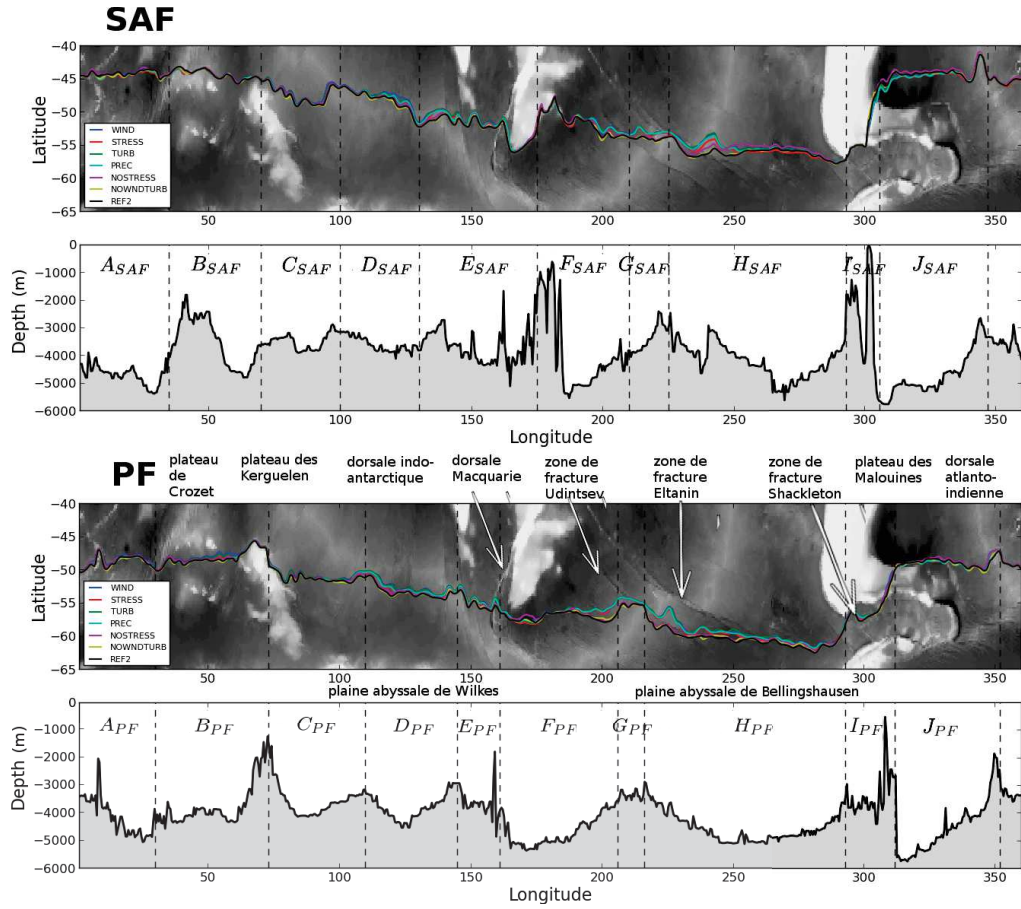


Figure 4.2 – Position du SAF et du PF dans nos expériences. En noir et blanc les cartes de bathymétrie dans la région péri-antarctique ; sur ces dernières la position moyenne de SAF (en haut) et de PF (en bas) estimée sur la période 1995-2004 à partir des données mensuelles pour chacune des simulations REFsam (noir), WIND (bleu foncé), STRESS (rouge), NOSTRESS (mauve), TURB (vert), NOWNDTURB (jaune), PREC (bleu turquoise). En dessous de chacune des deux cartes, les courbes de bathymétrie le long de la position moyenne de chacun des deux iso-contours pour l'expérience REFsam ; en trait pointillé vertical, la position des nœuds de chacun des deux iso-contours identifiée au chapitre 1 (voir figure 2.7).

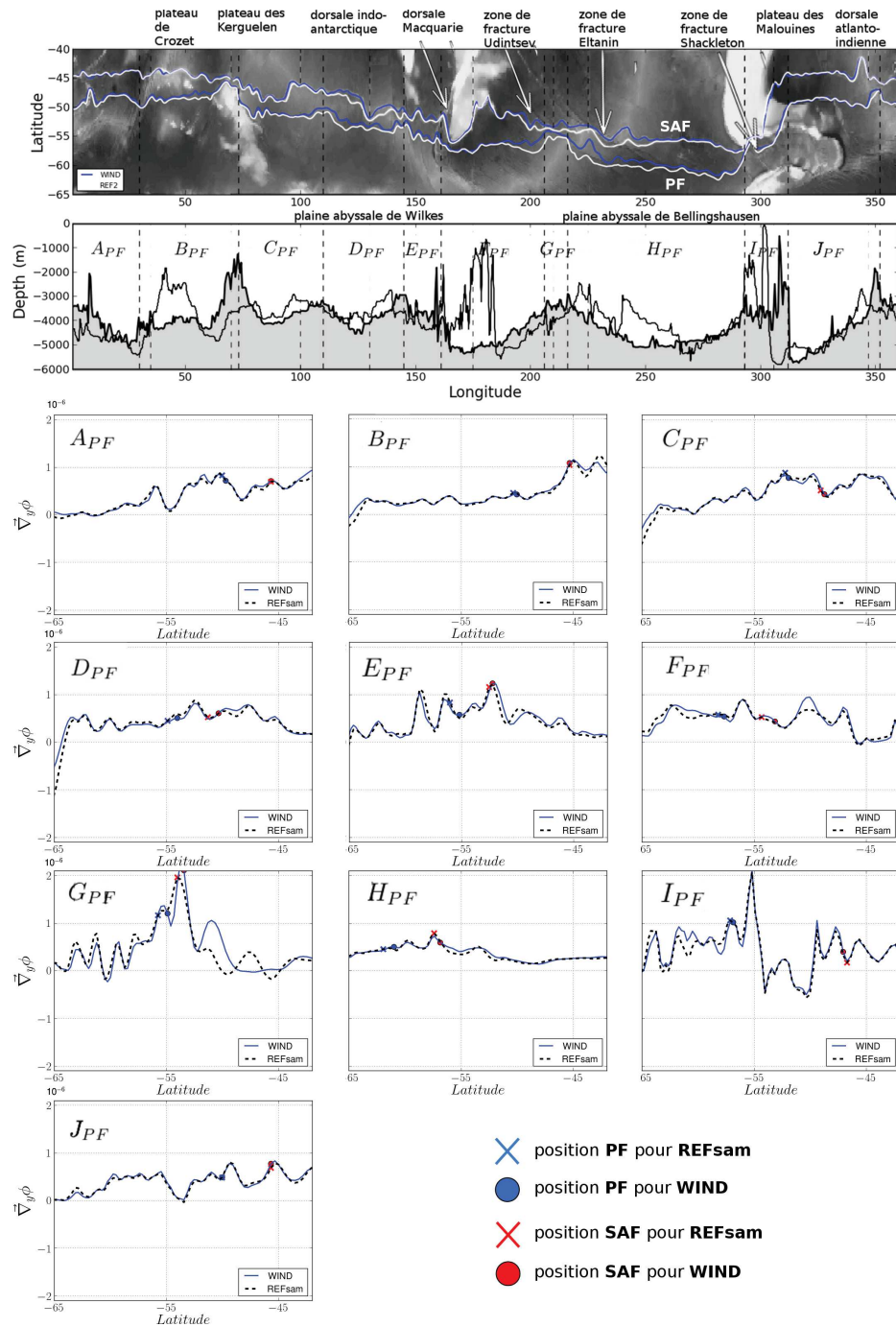


Figure 4.3 – En haut, la position moyenne de SAF et de PF estimée sur la période 1995-2004 à partir des données mensuelles pour chacune des simulations REFsam (blanc), WIND (bleu foncé). En dessous, les profils de bathymétrie le long de la position moyenne de chacun des deux iso-contours (grisé pour le PF) pour l'expérience REFsam. En trait pointillé vertical, la position des nœuds de chacun des deux iso-contours estimée au chapitre 1 (figure 2.7). En dessous, les moyennes zonales du gradient méridien de hauteur dynamique dans chaque secteur inter-nodale du PF pour les expériences REFsam (noir pointillé) et WIND (bleu); sur chacune de ces courbes, la position moyenne des 2 iso-contours pour chacune des deux expériences.

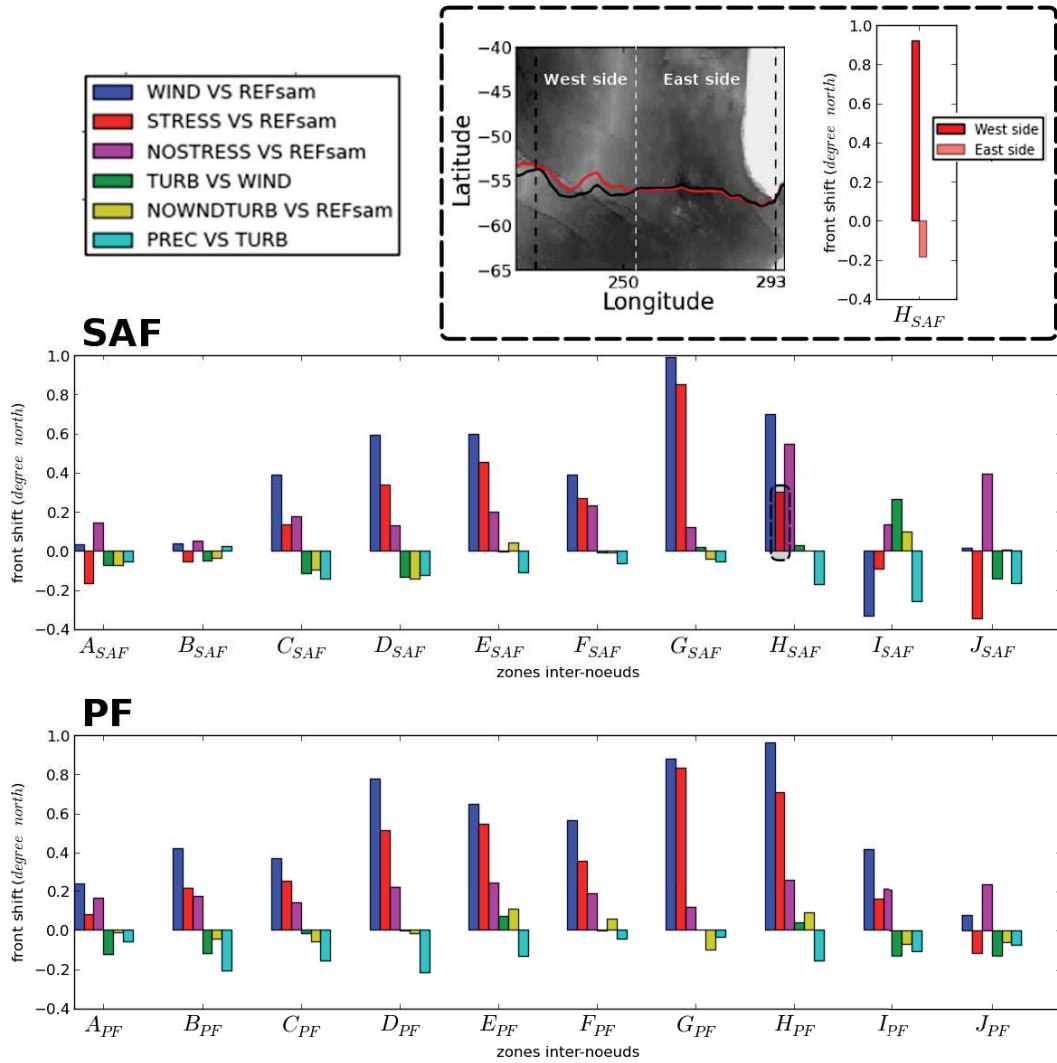


Figure 4.4 – Moyennes zonales inter-nodales de l’anomalie de la position de SAF et de PF entre chaque simulation et sa simulation de référence. une anomalie positive témoigne d’un décalage vers le nord (L’encart en haut à droit : moyennes zonales de l’anomalie de la position du SAF entre STRESS et REFsam mettant en lumière le décalage vers le Nord et celui vers le sud au cœur de la zone H_{SAF}).

4.2.3 Un paradoxe : des jets océaniques stationnaires :

Nous caractériserons ici les jets océaniques par les maximums locaux de gradient méridien de la hauteur dynamique ($\vec{\nabla}_y \Phi$) où Φ est la hauteur dynamique défini au chapitre 1. Nous venons de voir que les iso-contours de hauteur dynamique ont une variabilité méridienne en réponse au SAM. Cependant, leurs gradients méridiens (Figure 4.3) ne se déplacent pas d'une expérience à l'autre à l'exception de quelques zones (E_{PF} et G_{PF}). La stationnarité de ces gradients d'une expérience à l'autre suggère que la position des jets de l'ACC ne sont que très peu sensibles au SAM. Le déplacement des structures stériques de l'ACC traduirait dans ce cas une modification grande échelle cohérente des propriétés hydrographiques de surface sans déplacement significatif des lignes de courant de l'ACC et in fine des fronts de l'ACC.

Conclusion partielle : Les études antérieures ont montrés d'une part que les tendances climatiques de ces dernières décennies sont associées à un décalage de l'ACC vers le sud (Böning *et al.*, 2008; Sokolov and Rintoul, 2009; Yang *et al.*, 2007; Meijers *et al.*, 2011a) et d'autre part que ce décalage vers le sud est attribué à la réponse à une tendance vers l'augmentation des phases positives du SAM (Hallberg and Gnanadesikan, 2006). A des échelles de temps plus courtes, la réponse instantanée de la position des isopycnes au cœur de l'ACC au SAM a pu être mise en évidence par l'étude régionale de Sallée *et al.* (2008b). ils montrent des disparités régionales avec un décalage vers le sud dans le secteur indien et un décalage vers le nord dans le secteur Pacifique.

Dans notre jeu d'expériences, la réponse "cumulée" au SAM révèle un déplacement principalement dirigée vers le nord des structures stériques SAF et PF de l'ACC; ce déplacement est fortement contraint par la perturbation de la tension de vent; les changements de précipitation associés à une perturbation de type SAM tendent au contraire à contenir ce déplacement. Ce déplacement des structures stériques semble traduire, non pas un déplacement des jets océaniques de l'ACC, mais une modification de la fonction de courant barocline c'est à dire une modification grande échelle des propriétés hydrographiques sur toute la colonne d'eau des 1500 premiers mètres dans la région de l'ACC.

4.3 Impact du mode annulaire austral sur les masses d'eaux sous la couche de mélange

En réponse au SAM nous venons donc de constater des changements intégrés sur la verticale des propriétés hydrographiques dans la région de l'ACC ; ces derniers suggèrent également l'hypothèse d'une réponse des propriétés hydrographiques des masses d'eau intermédiaires qui traversent l'ACC et des masses d'eau modales qui le bordent. Dans une étude phénoménologique, nous adapterons les critères de la section 2.4.5 caractérisant ces masses d'eau pour chaque simulation de sensibilité au SAM ; ces critères devront respecter deux propriétés inhérentes aux masses d'eau intermédiaires et modales : d'une part les AAIW seront caractérisées par l'isopycne traversant le cœur de la langue de minimum de salinité, d'autre part les SAMW seront délimitées par deux isopycnes encadrant le cœur du minimum de vorticité potentielle ; ce cœur étant situé au nord du SAF et au dessus des AAIW. En un point donné, l'écart en densité entre ces deux isopycnes devra être constant pour chaque simulation de sensibilité aux *composantes du forçage SAM*. Nous pourrions ainsi évaluer qualitativement les changements de volumes des SAMW. Nous respecterons également le découpage en secteurs opéré dans la section 2.4.5 pour chacune de ces masses d'eau.

L'étude phénoménologique portera sur les changements en salinité, température, profondeur et volume de ces masses d'eau en réponse aux différentes *composantes du forçage SAM*.

4.3.1 Les eaux intermédiaires antarctiques (AAIW)

Réponse de la densité des AAIW : Comme nous l'avons vu au chapitre 1, la zone de minimum de salinité caractéristique des AAIW s'étend le long d'une couche isopycnale dont la valeur dépend du bassin considéré. On observe dans les simulations que la densité des isopycnes associées aux AAIW varie peu d'une simulation à l'autre (Figures 4.5, 4.6, 4.7), excepté dans la zone PacE (Figure 4.8). Dans cette zone, le minimum de sel à la base de la couche de mélange est associé à une nappe isopycnale plus dense pour les expériences dont la tension de vent a été perturbée (STRESS, WIND, TURB, PREC). Cette densification des AAIW s'opère uniquement dans une zone localisée autour du front subantarctique et proche de la base de la couche de mélange. Nous considérerons, malgré tout, une densité commune pour chaque secteur. Les AAIW seront caractérisées par l'isopycne $\sigma_\theta = 27.3$ dans le secteur Atlantique (Atl), l'isopycne $\sigma_\theta = 27.2$ dans le secteur Indien (Ind), l'isopycne $\sigma_\theta = 27.17$ dans le secteur pacifique ouest (PacW) et l'isopycne $\sigma_\theta = 27.15$ dans le secteur Pacifique est (PacE).

4.3. IMPACT DU MODE ANNULAIRE AUSTRAL SUR LES MASSES D'EAUX SOUS LA COUCHE D

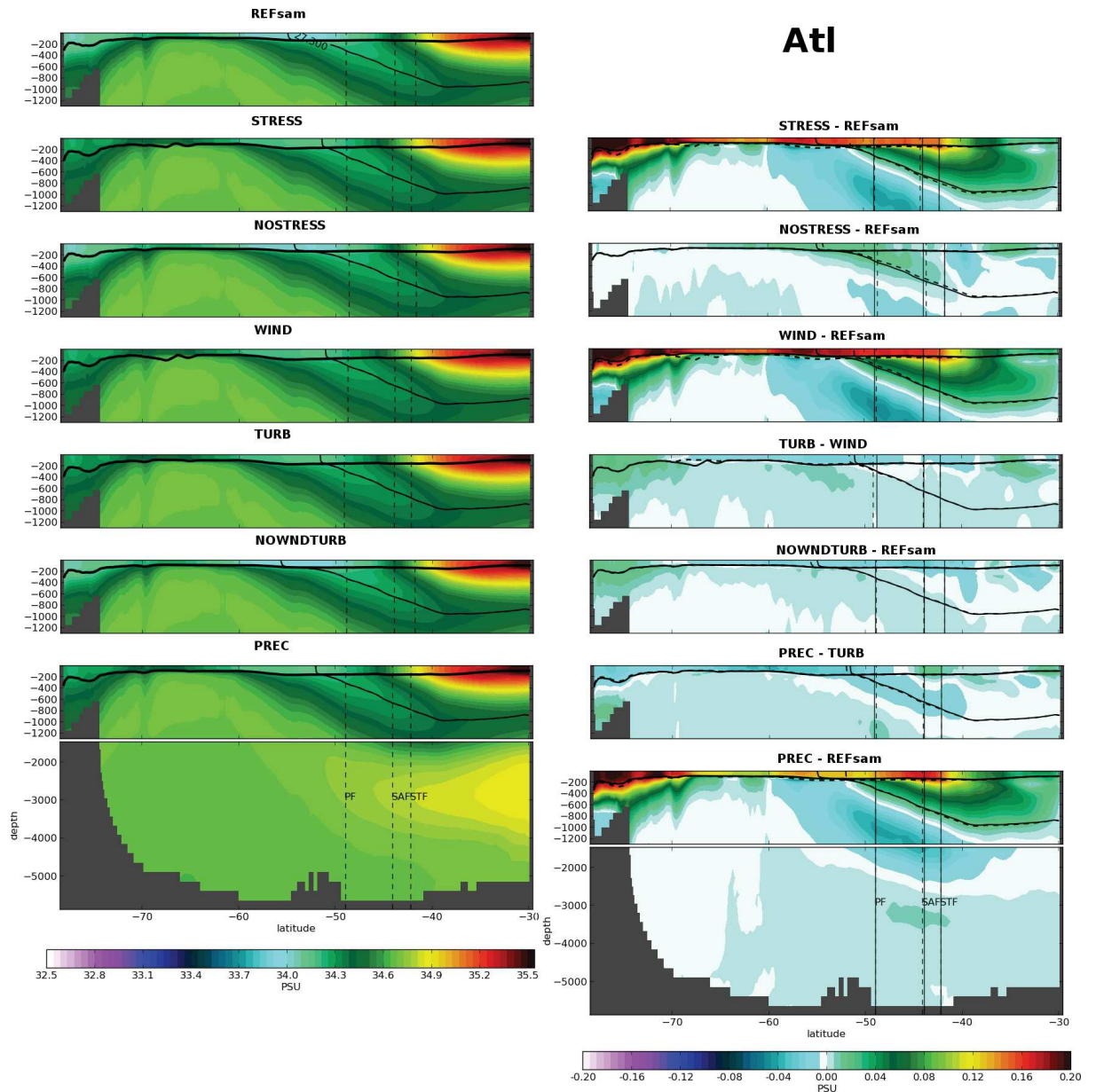


Figure 4.5 – Moyennes zonales hivernales (septembre 1995-2004) de la salinité (colonne de gauche) et de la différence de salinité entre chaque expérience de sensibilité et sa référence (colonne de droite) dans le secteur atlantique **Atl**. les traits obliques pleins (colonne de gauche) représentent les isopycnes associées au coeur du minimum de salinité. Les isocontours (colonne de droite) représentent l'isopycne de la simulation de sensibilité (pointillé) et l'isopycne de la référence associée (plein). Les trait épais représentent la base de la couche de mélange, en pointillé pour l'expérience de sensibilité, en trait plein pour la référence associée. les traits verticaux représentent respectivement le PF (au sud), le SAF (au centre) et le STF (au nord).

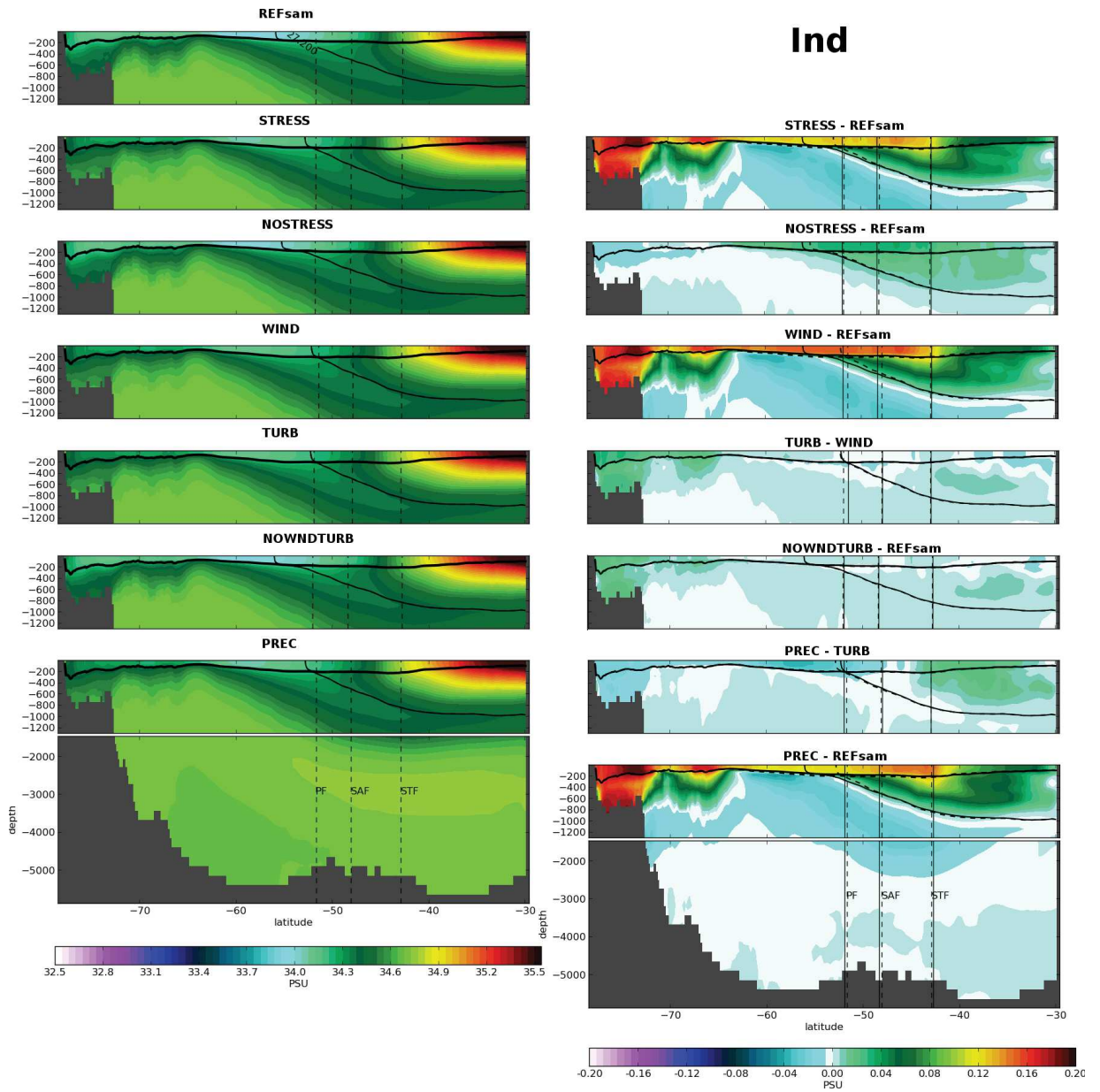


Figure 4.6 – Idem Figure 4.5 pour la zone Ind

4.3. IMPACT DU MODE ANNULAIRE AUSTRAL SUR LES MASSES D'EAUX SOUS LA COUCHE D

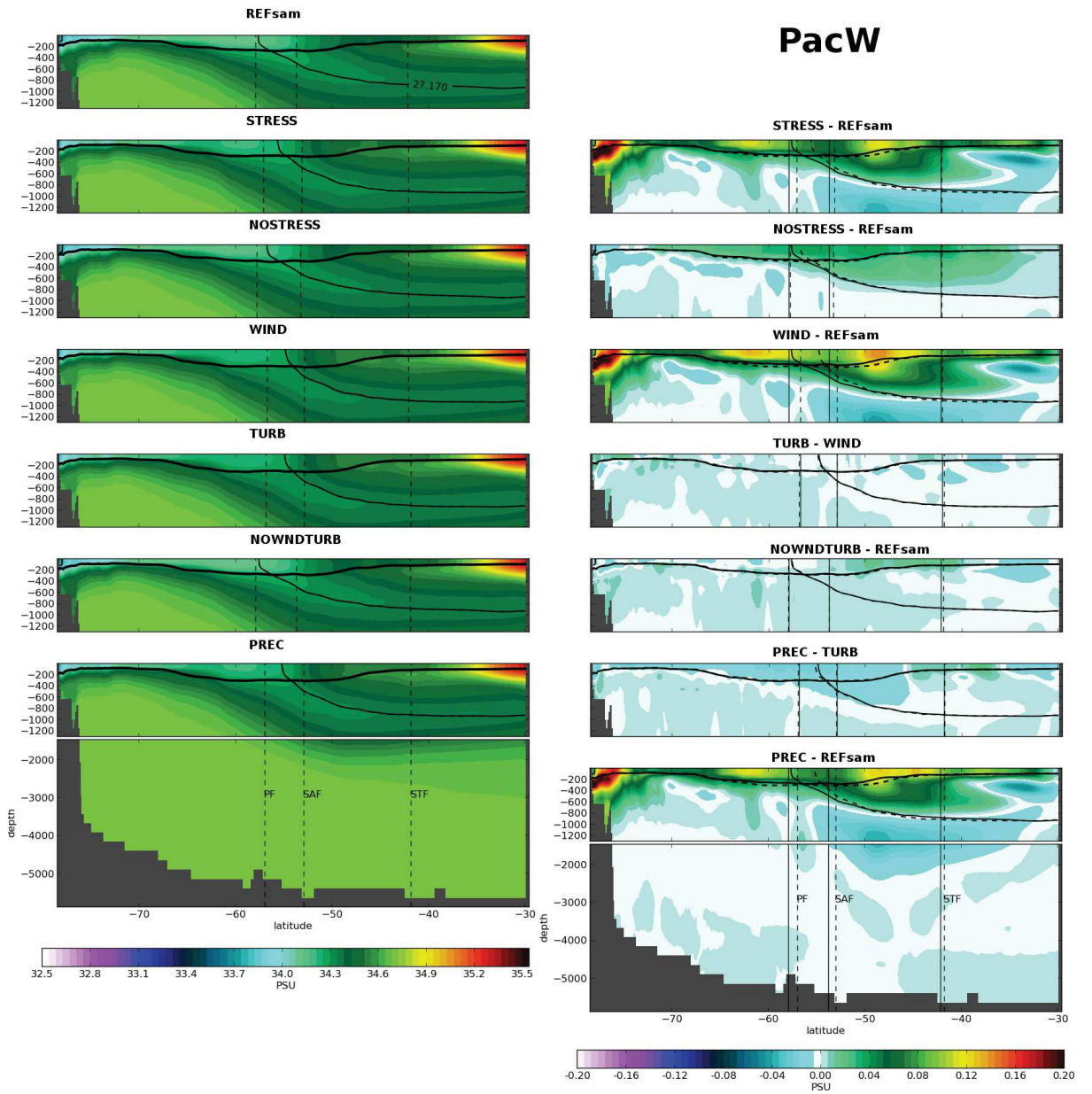


Figure 4.7 – Idem Figure 4.5 pour la zone PacW

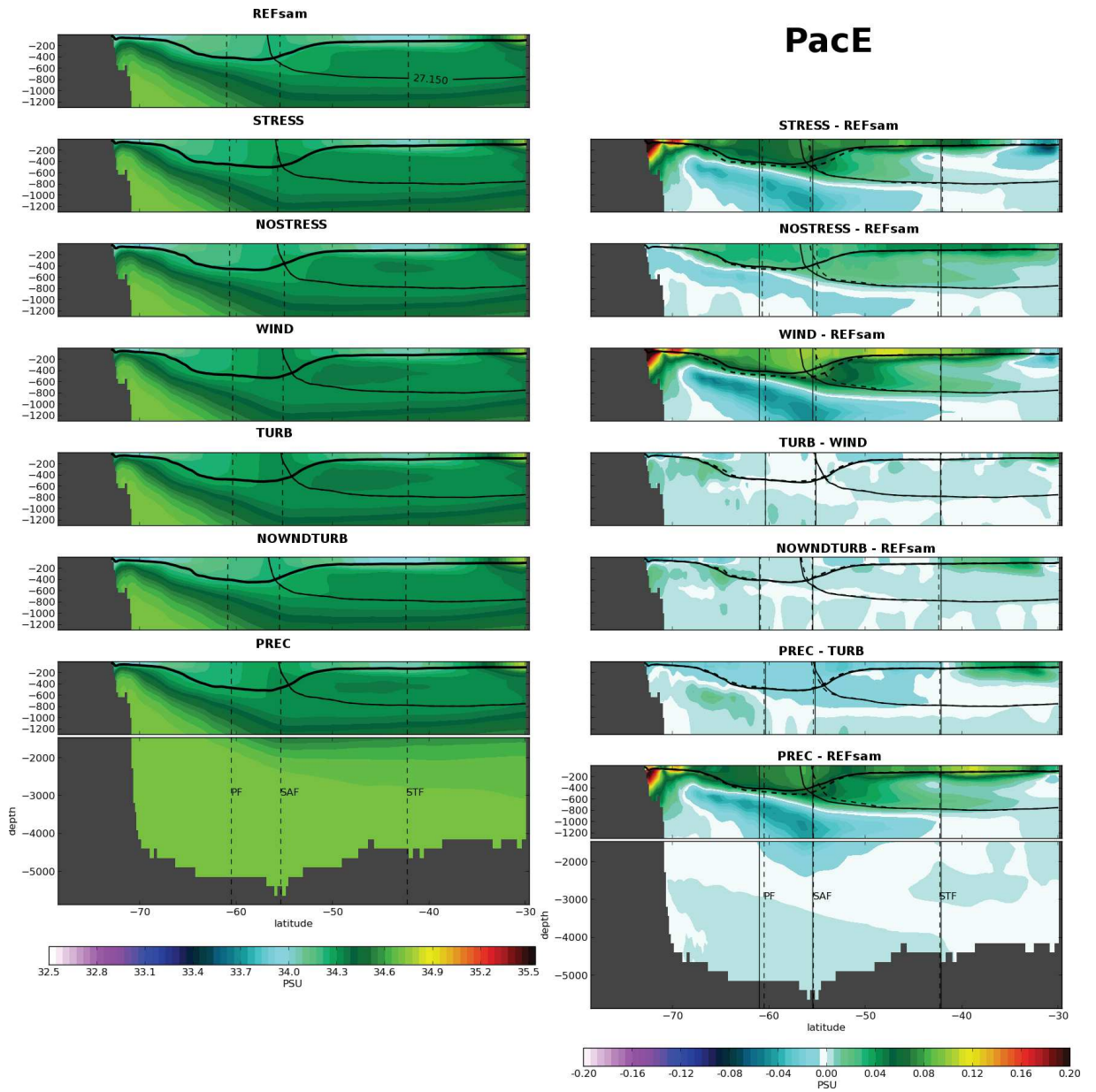


Figure 4.8 – Idem Figure 4.5 pour la zone PacE

Réponse de la position verticale des AAIW : la figure 4.9 montre les anomalies de profondeur des AAIW pour chaque couple de simulations. La figure 4.9 montre que la profondeur des AAIW est très peu sensible aux perturbations des variables atmosphériques turbulentes (images TURB-WIND, NOWNDTURB-WIND) et des précipitations (image PREC-TURB) dans l'ensemble du domaine à l'exception d'une zone; cette zone se situe au sud de l'Australie autour de $50^{\circ}S$. Dans cette dernière on observe un approfondissement de la nappe isopycnale pouvant atteindre 100 mètres.

La réponse mécanique au vent (image STRESS-REFsam) est quant à elle plus forte; on distingue deux régions dans lesquelles la réponse est significative. En premier lieu, il y a la région Indo-Pacifique qui s'étend entre $120^{\circ}E$ et $120^{\circ}W$; celle-ci est composée de deux zones séparées par la latitude $50^{\circ}S$; dans la zone sud, située près de la base de la couche de mélange, nous observons un affleurement des AAIW pouvant atteindre 200 mètres. Dans la zone nord, nous observons au contraire un approfondissement atteignant 100 mètres. En second lieu, il y a la région atlantique dans laquelle un approfondissement de 50 mètres est observé entre $40^{\circ}S$ et $50^{\circ}S$. Toutefois, notons que cette anomalie de profondeur est à considérer avec précaution car aux profondeurs concernées (entre 300 et 600 mètres) la résolution verticale du modèle varie entre 55 et 100 mètres. La réponse thermique au vent (image NOSTRESS-REFsam) est seulement significative dans le secteur atlantique entre $40^{\circ}S$ et $50^{\circ}S$. Nous y constatons un affleurement de 50 mètres. L'impact du vent sur les flux de chaleur turbulents tend donc à s'opposer à celui sur la quantité de mouvement. Ces deux effets pris simultanément (image WIND-REFsam) s'annule mutuellement dans la zone commune située entre $40^{\circ}S$ et $50^{\circ}S$.

Perturbation de la salinité : une réponse d'origine mécanique la figure 4.10 montre les anomalies de salinité des AAIW pour chaque couple de simulations. La réponse mécanique au vent (image STRESS-REFsam) pilote majoritairement la réponse globale (image PREC-REFsam) aux perturbations totales associées au SAM. Trois régions se distinguent. En premier lieu, il y a la région PacE-Atl dans laquelle nous observons une salinisation importante et homogène (0.04 PSU). Cette salinisation se poursuit dans l'océan indien jusqu'aux îles Kerguelen se confinant dans la bande de latitude $40^{\circ}S$ - $50^{\circ}S$. En second lieu, on observe une salinisation notable (0.1 PSU) au niveau de la Grande Baie de d'Australie à l'ouest de la Tasmanie; cette anomalie, bien que plus faible, se poursuit dans toute la bande côtière sud de l'Australie. Enfin, en aval du plateau de Campbell, une salinisation (0.04 PSU) s'étend de la base de la couche de mélange au sud jusqu'à $48^{\circ}S$; au nord de cette zone, un adoucissement (0.04 PSU) se prolonge jusqu'à la frontière du domaine.

Comme précédemment, la salinité des AAIW est très peu sensible aux perturbations des variables atmosphériques turbulentes (images TURB-WIND, NOWNDTURB-WIND de la figure 4.10); seule l'expérience de sensibilité aux variables turbulentes (image NOWNDTURB-REFsam) révèle une salinisation significative (0.03 PSU) à proximité de la base de la couche de mélange dans le secteur atlantique. La salinité des AAIW est également très peu sensible aux perturbations des précipitations (image PREC-TURB); remarquons toutefois une légère salinisation (0.03 PSU) au niveau de la Grande Baie de d'Australie à l'ouest de la Tasmanie. La réponse thermique au vent (image NOSTRESS-REFsam) n'occasionne pas non plus des changements significatifs à l'exception d'une légère salinisation (0.03 PSU) dans le secteur ouest de l'océan indien entre $40^{\circ}S$ et $50^{\circ}S$.

Réponse de la température potentielle : similaire à celle de la salinité la figure 4.11 montre les anomalies de température potentielle des AAIW pour chaque couple de simulations. La figure 4.11 met en évidence la symétrie de la réponse de la température potentielle des AAIW par rapport à celle de la salinité, les anomalies de température s'étendant de -0.3°C à $+0.4^{\circ}\text{C}$.

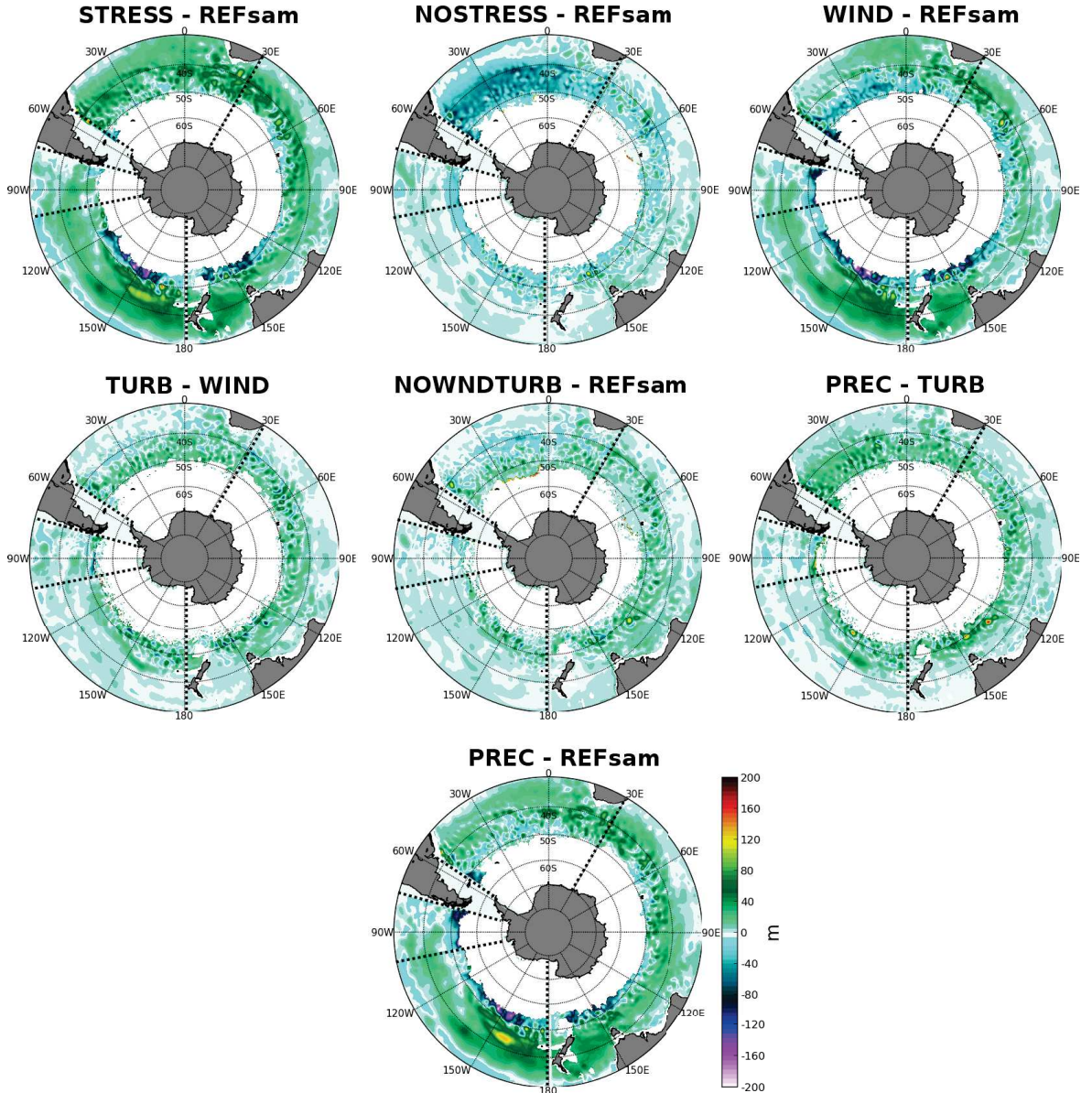


Figure 4.9 – Différences des moyennes hivernales (mois de septembre sur la période 1995-2004) de la profondeur des isopycnes caractéristiques des AAIW, pour chaque expérience de sensibilité et son expérience de référence associée. Les traits noir pointillés délimitent les zones définies au chapitre 1 (Figure 2.16).

4.3. IMPACT DU MODE ANNULAIRE AUSTRAL SUR LES MASSES D'EAUX SOUS LA COUCHE D

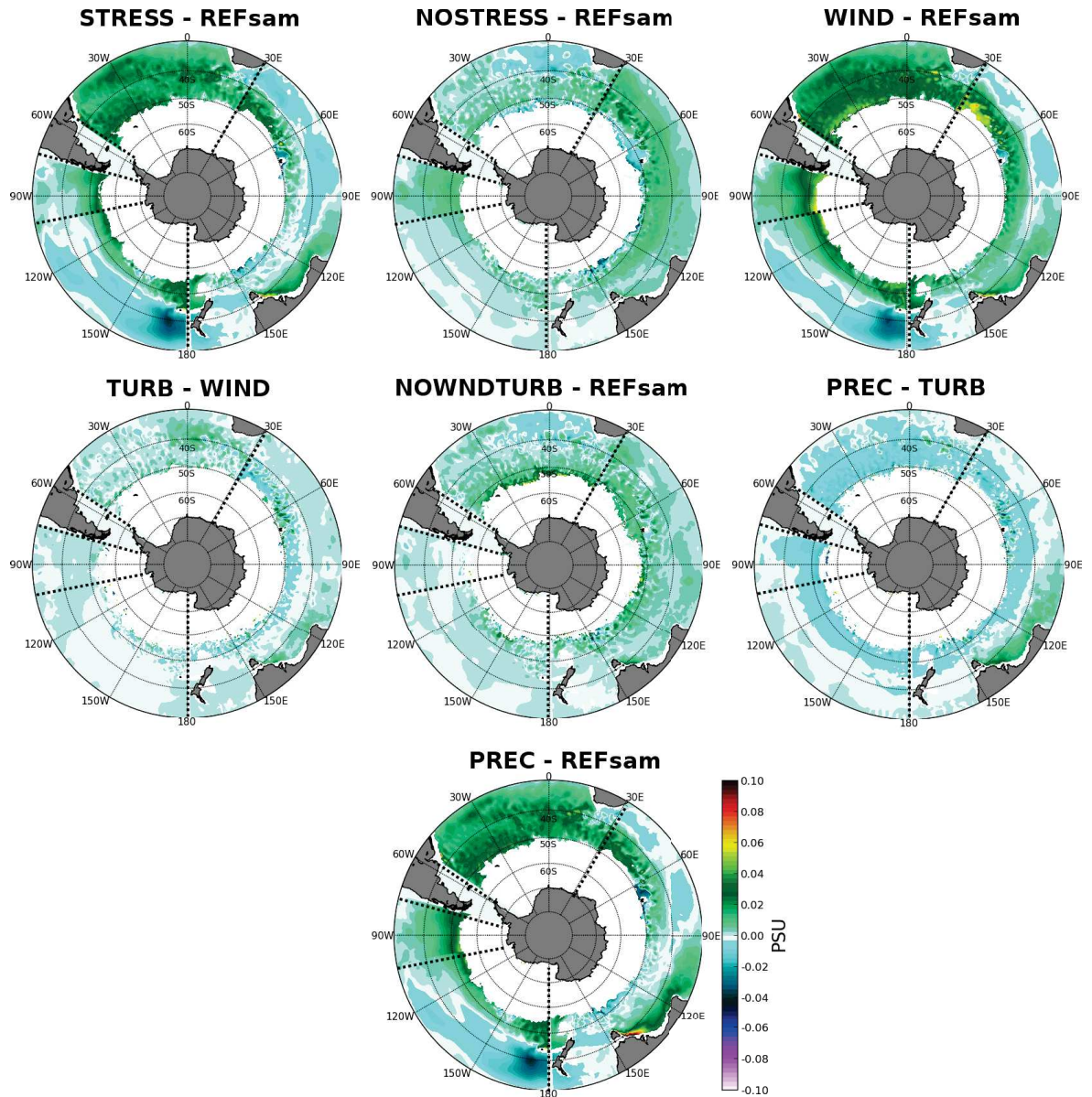


Figure 4.10 – Différences des moyennes hivernales (mois de septembre sur la période 1995-2004) de la salinité projetée sur les isopycnes caractéristiques des AAIW, pour chaque expérience de sensibilité et son expérience de référence associée. Les traits noir pointillés délimitent le zones défini au chapitre 1 (Figure 2.16).

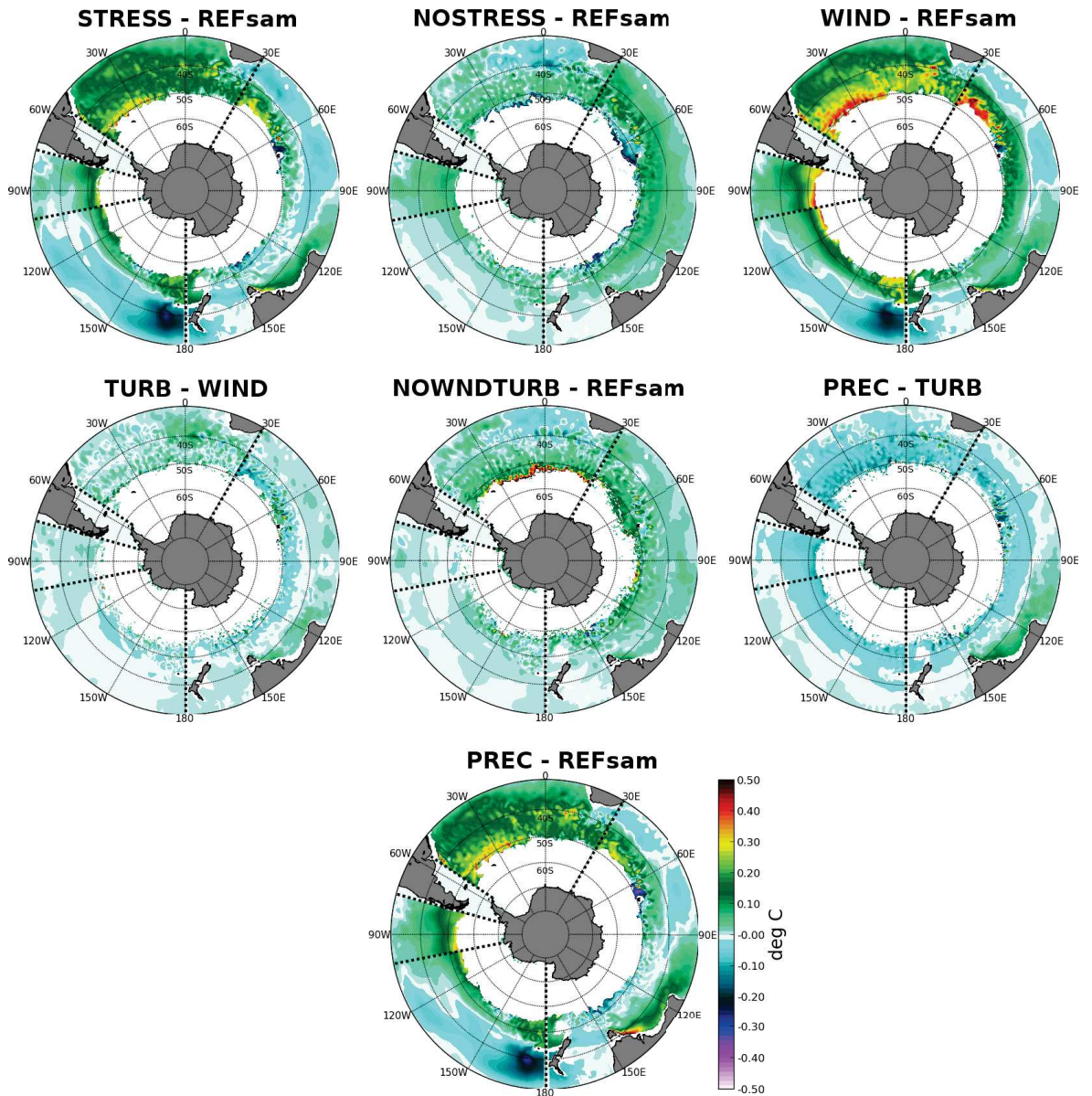


Figure 4.11 – Différences des moyennes hivernales (mois de septembre sur la période 1995-2004) de la température potentielle projetée sur les isopycnnes caractéristiques des AAIW, pour chaque expérience de sensibilité et son expérience de référence associée. Les traits noir pointillés délimitent le zones définis au chapitre 1 (Figure 2.16)

4.3.2 Les eaux modales subantarctiques (SAMW)

Réponse des classes de densité Contrairement aux eaux intermédiaires dont le cœur longe une isopycne, les eaux modales subantarctiques ne peuvent pas être caractérisées précisément par une classe de densité. Le cœur des SAMW est mieux caractérisé par un minimum de vorticité potentielle signature du faible gradient vertical de densité potentielle. Nous caractériserons toutefois par la suite les SAMW comme un volume d'eau délimité par deux couches isopycnales.

Deux cas se distinguent : Dans le bassin indien (secteurs MI1, MI2 et MI3), les expériences prenant en compte la *perturbation du vent* (expériences STRESS, WIND, TURB et PREC), montrent un changement des classe de densité des eaux modales. Ainsi :

- dans le secteur **MI1**, les SAMW passent de la nappe de densité $\sigma_\theta = 26.4 - 26.5$ à la nappe de densité $\sigma_\theta = 26.5 - 26.6$ (voir figure 4.12)
- dans le secteur **MI2**, les SAMW passent de la nappe de densité $\sigma_\theta = 26.6 - 26.7$ à la nappe de densité $\sigma_\theta = 26.7 - 26.8$ (voir figure 4.13)
- dans le secteur **MI3**, les SAMW passent de la nappe de densité $\sigma_\theta = 26.75 - 26.85$ à la nappe de densité $\sigma_\theta = 26.8 - 26.9$ (voir figure 4.14)

Dans le bassin pacifique, aucune modification de classe de densité n'est observée. Les SAMW sont caractérisées par la nappe de densité $\sigma_\theta = 26.9 - 27.0$ dans le secteur **MP1** et par la nappe de densité $\sigma_\theta = 27.0 - 27.1$ dans le secteur **MP2**. (Figures 4.15, 4.16).

Le choix du critère *délimitation des SAMW par 2 surfaces isopycnales* suggère quelques remarques préalables pour chacun des secteurs du domaine :

- dans le secteur **MI1**, les 2 surfaces isopycnales caractérisant les SAMW interceptent correctement la CMO hivernale à son endroit le plus profond et au nord du SAF. Cependant elles ne délimitent pas entièrement les poches de faible vorticité potentielle caractérisant les SAMW "réelles" en particulier dans les simulations de sensibilité à la *composante en tension de vent du forçage SAM* (WIND,STRESS,TURB,PREC).
- dans le secteur **MI2**, les 2 surfaces isopycnales caractérisant les SAMW interceptent correctement la CMO hivernale à son endroit le plus profond et au nord du SAM. Cependant l'isopycne la plus dense traverse le STF dans les simulations de sensibilité à la *composante en tension de vent du forçage SAM* (WIND,STRESS,TURB,PREC) alors qu'elle ne le traverse pas pour les autres simulations.
- dans le secteur **MI3**, les 2 surfaces isopycnales caractérisant les SAMW interceptent correctement la CMO hivernale à son endroit le plus profond, au nord du SAF, et encadrent convenablement le cœur de minimum de vorticité potentielle, et ce, pour toutes les simulations.
- dans le secteur **MP1**, les 2 surfaces isopycnales caractérisant les SAMW interceptent correctement la CMO hivernale à son endroit le plus profond et encadrent convenablement le cœur de minimum de vorticité potentielle, et ce, pour toutes les simulations. Cependant, l'isopycne la plus dense traverse le SAF dans les simulations de sensibilité à la *composante "purement thermique" du forçage SAM* (NOWND-TURB) et de sensibilité à la *composante en vent "purement thermique" du forçage SAM* (NOSTRESS)
- dans le secteur **MP2**, les 2 surfaces isopycnales caractérisant les SAMW affleurent au nord du SAF et encadrent convenablement le cœur de minimum de vorticité potentielle, et ce, pour toutes les simulations. Cependant elles interceptent la CMO au nord de sa profondeur maximale, et ce, pour toutes les simulations.

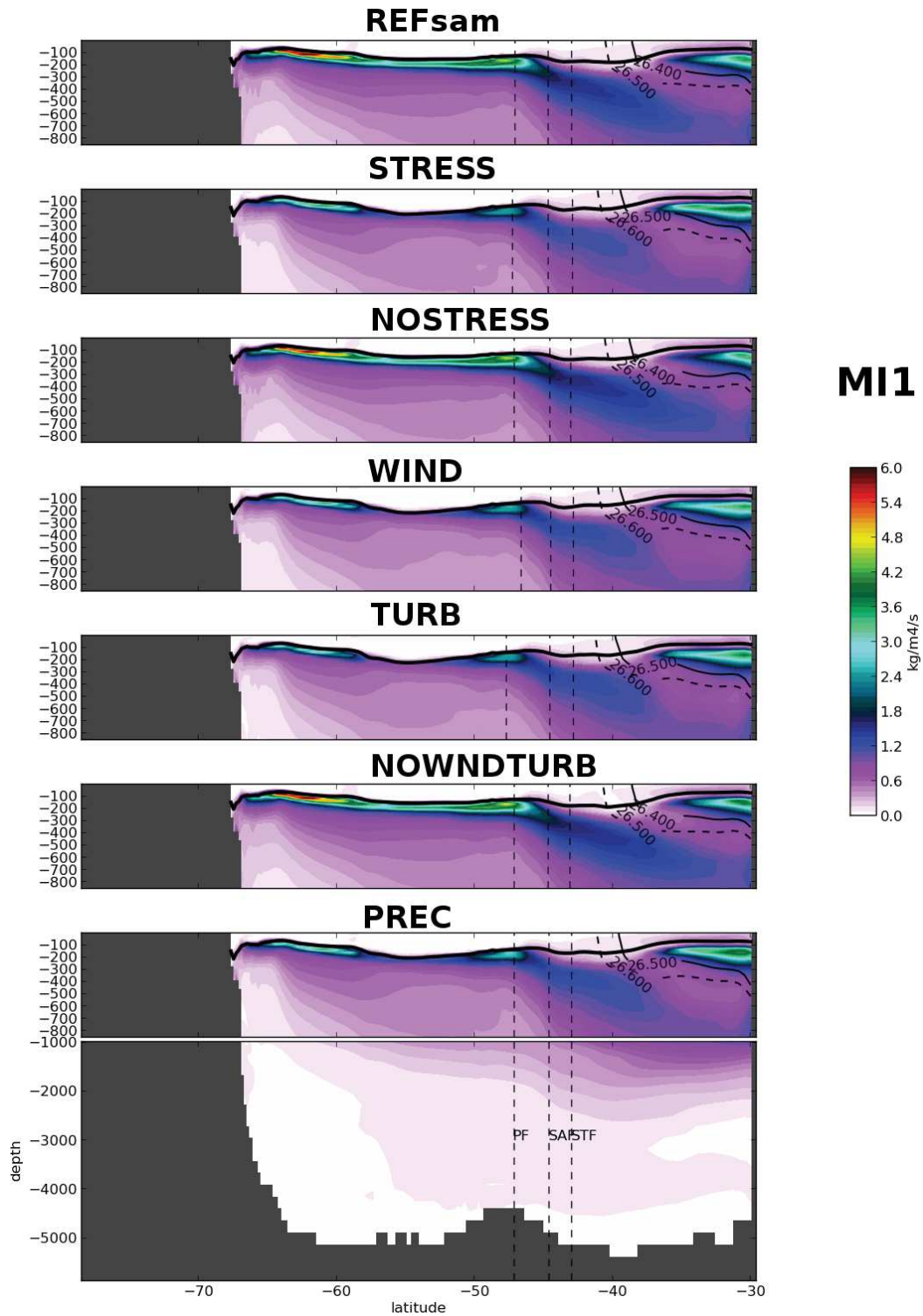


Figure 4.12 – Moyennes zonales hivernales (septembre 1995-2004) de la vorticité potentielle dans le secteur indien MII1. Les isocontours pleins et pointillés représentent les isopycnes encadrant le cœur du minimum de vorticité potentielle. Le trait plein épais représente la base de la couche de mélange. Les traits verticaux représentent respectivement les fronts polaire (au sud), subantarctique (au centre), subtropical (au nord).

4.3. IMPACT DU MODE ANNULAIRE AUSTRAL SUR LES MASSES D'EAUX SOUS LA COUCHE D

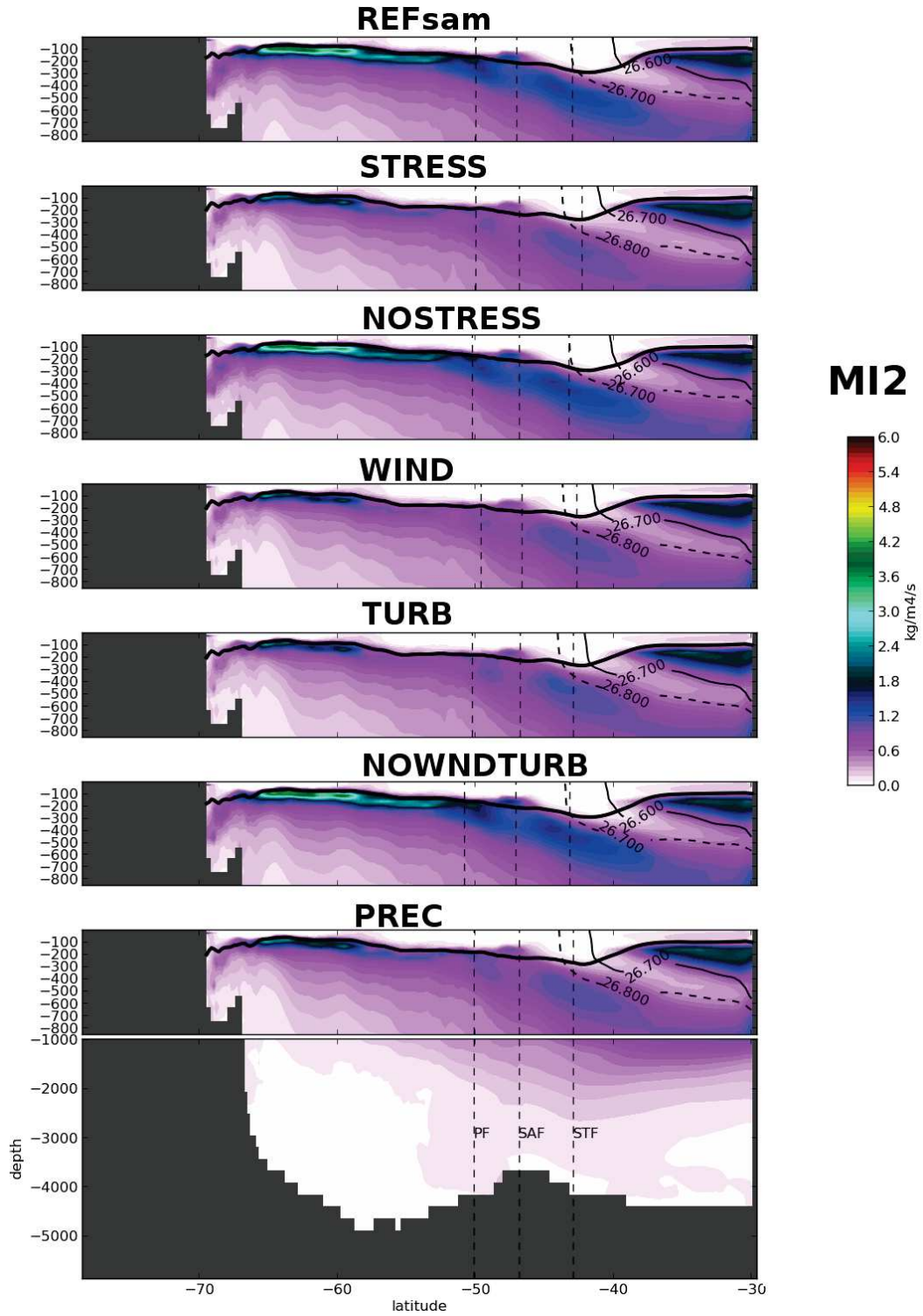


Figure 4.13 – Idem Figure 4.12 pour le secteur MI2

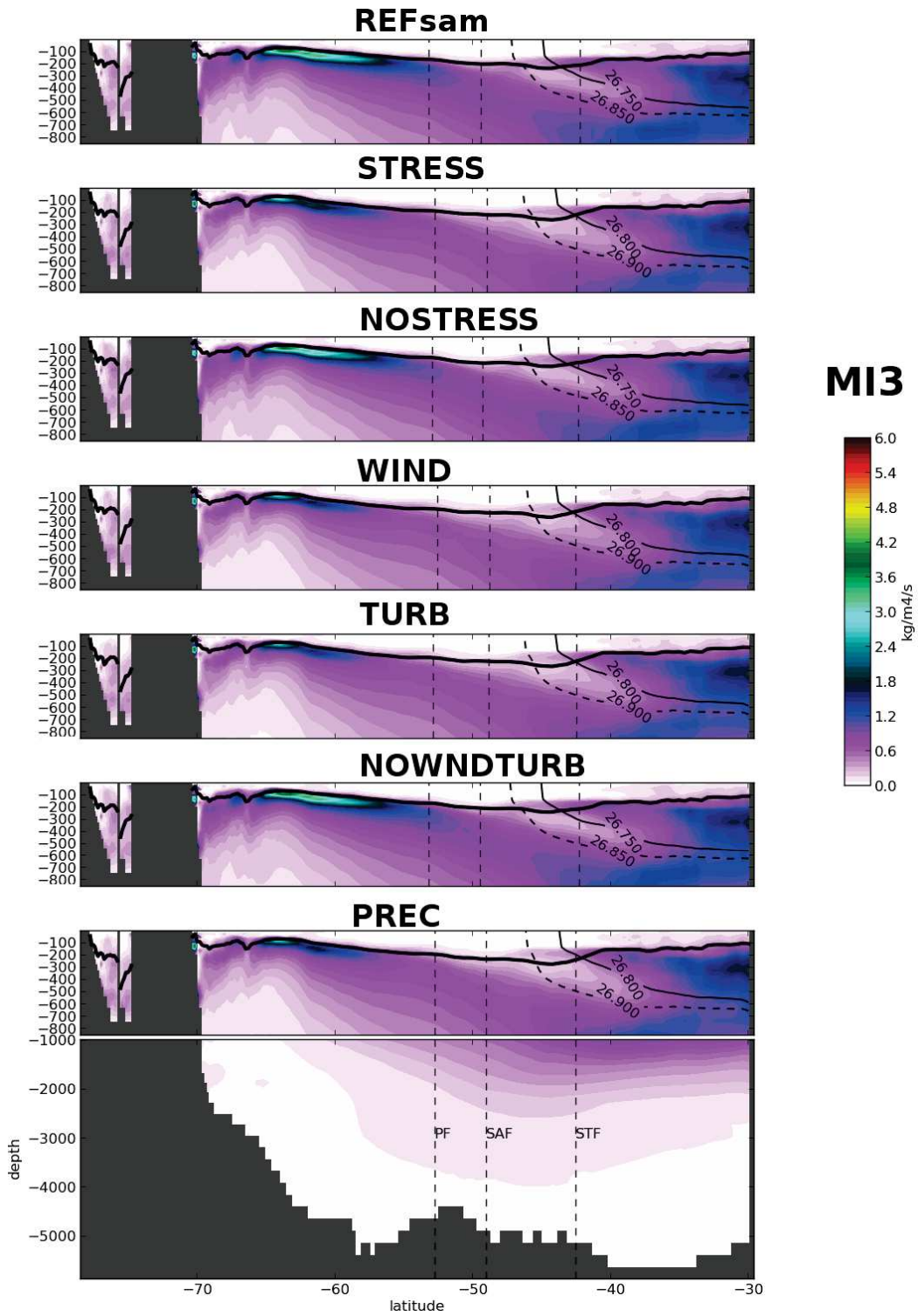


Figure 4.14 – Idem Figure 4.12 pour le secteur MI3

4.3. IMPACT DU MODE ANNULAIRE AUSTRAL SUR LES MASSES D'EAUX SOUS LA COUCHE D

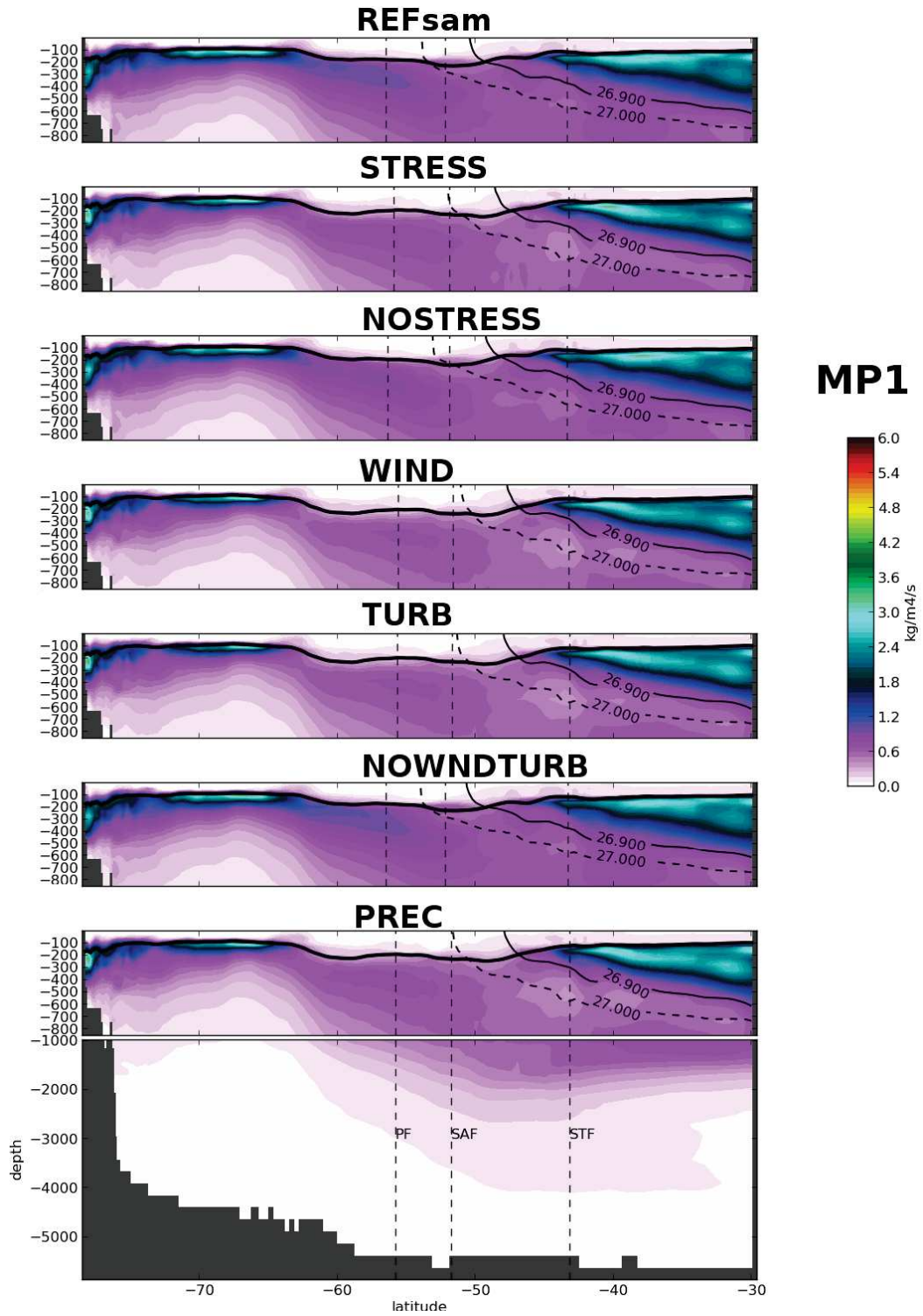


Figure 4.15 – Idem Figure 4.12 pour le secteur MP1

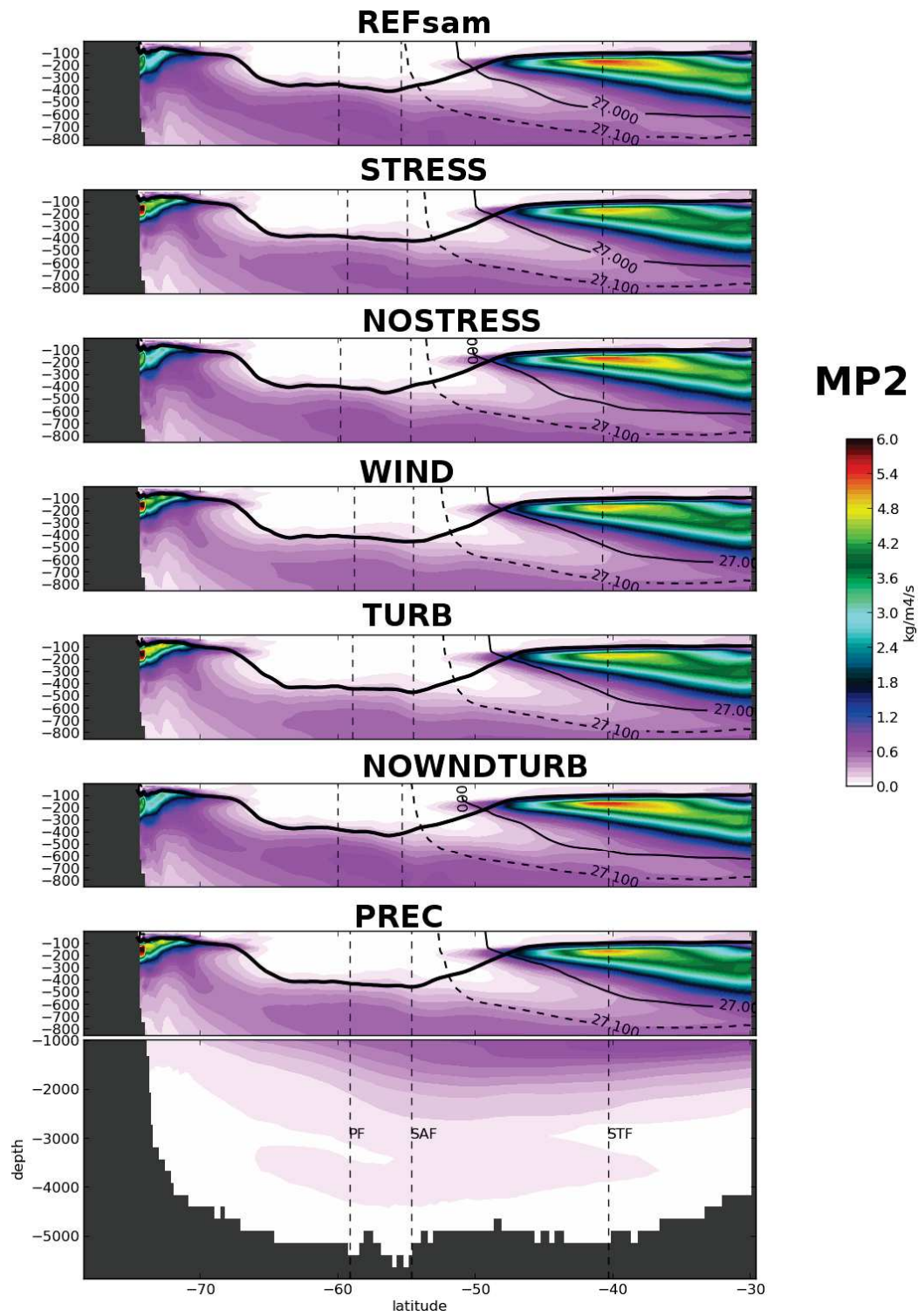


Figure 4.16 – Idem Figure 4.12 pour le secteur MP2

Réponse du volume des SAMW : les perturbations agissent dans le même sens : Dans le cas des SAMW, la distribution zonale des anomalies de profondeur entre les isopycnes considérées est relativement homogène pour chacun des secteurs. Nous considérerons donc les moyennes zonales à densité potentielle constante dans chacun des secteurs afin de caractériser les déplacements verticaux associées à ces nappes isopycnales. En complément, les diagnostics de vorticité potentielle (Figures 4.12, 4.13, 4.14, 4.15, 4.16) fournissent des indications sur l'extension verticale des SAMW. à l'appui de ces figures, on constate que pour chaque secteur les différentes perturbations atmosphériques agissent de concert pour moduler le déplacement vertical des isopycnes encadrant les SAMW. Nous détaillerons alors uniquement la réponse globale (PREC - REFsam) de l'extension verticale des SAMW ; la figure 4.17 illustrera notre propos.

Deux régions se distinguent. En premier lieu, on distingue la région centre-indien (MI1 et MI2). Dans cette région, on observe un approfondissement moyen de 100 mètres de l'isopycne inférieure encadrant les SAMW. En outre la poche de minimum de vorticité potentielle s'étend vers le fond gonflant ainsi le volume des SAMW (Figures 4.12, 4.13). Dans une seconde région composée des secteurs MI3, MP1 et MP2, on observe un raidissement des isopycnes encadrant les SAMW. En parallèle, l'extension verticale des SAMW augmente dans cette région indo-pacifique.

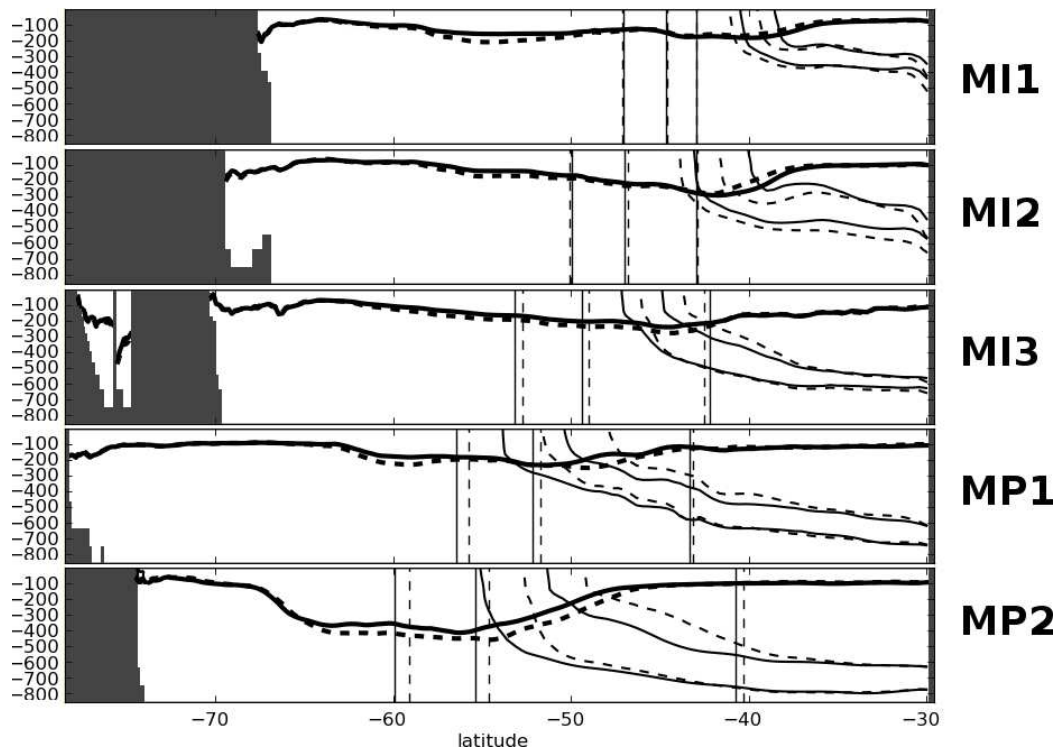


Figure 4.17 – Moyennes zonales hivernales (septembre 1995-2004) de la densité potentielle des isopycnes encadrant les SAMW pour l'expérience **PREC** (traits pointillés) et l'expérience **REFsam** (traits pleins). Les traits verticaux signalent la position des fronts moyennée sur la même période. Les traits épais signalent la position de la base de la couche de mélange moyennée sur la même période.

Réponse de la salinité des SAMW La figure 4.18 montre les changements de salinité des SAMW d'une expérience à l'autre. La réponse aux *composantes turbulentes du forçage SAM* (images TURB-WIND et NOWNDTURB-REFsam) est négligeable en comparaison à celle de la *composante en vent du forçage SAM* (images WIND-REFsam et STRESS-REFsam) à l'exception du sud australien autour de la Grande Baie d'Australie à l'ouest de la Tasmanie. Dans cette région, on observe une salinisation quelque soit la perturbation considérée. La réponse à la *composante des précipitations au forçage SAM* (images PREC-TURB) révèle une très légère salinisation (+0.02PSU) dans la région Indien-centre (MI1 et MI2). Au contraire, dans cette région la réponse à la *composante en vent du forçage SAM* (images STRESS-REFsam et WIND-REFsam) montre un léger adoucissement (-0.06 PSU). La réponse à la *composante en vent du forçage SAM* dans la région Indo-Pacifique (MI3, MP1 et MP2) est la plus intense. Dans le secteur indien (MI3) on observe une salinisation pouvant atteindre 0.2 PSU au sud de l'Australie. Dans ce secteur, un cas isolé subsiste pour lequel les SAMW sont moins salées au large de la côte sud-est australienne. On observe, dans le secteur Pacifique (MP1, MP2), une asymétrie centrée autour de $38^{\circ}S$. Au sud de cette latitude, les SAMW sont plus salées de 0.1 PSU en moyenne. Par contre, ces eaux se trouvent légèrement moins salées (-0.02 PSU) au nord de cette latitude. In fine, la réponse des *perturbations atmosphériques cumulées* (image PREC-REFsam) est semblable à celle du vent.

perturbation de la température potentielle La figure 4.19 met en évidence la symétrie de la réponse de la température potentielle des AAIW par rapport à celle de la salinité, les anomalies de température s'étendant de $-0.1^{\circ}C$ à $+0.5^{\circ}C$.

Conclusion partielle En plus du déplacement méridien des fronts, un déplacement vertical des isopycnes a été observé ces dernières décennies (Böning *et al.*, 2008). Les études antérieures ont montré également l'existence d'une augmentation de la ventilation de la thermocline dans les zones de formation des AAIW et SAMW (Karstensen and Quadfasel, 2002). Certains modèles haute résolution ont montré une accélération de la circulation méridienne de retournement en réponse à une tendance positive du SAM (Meredith *et al.*, 2011) associée à une augmentation de la ventilation des eaux modales (Waugh *et al.*, 2013). Au contraire, d'autres études ont montré une compensation tourbillonnaire du raidissement des isopycnes et donc un faible sensibilité de la circulation méridienne de retournement à la tendance positive du SAM (Farneti and Delworth, 2010; Dufour *et al.*, 2012). Les AAIW et SAMW, parties supérieures de la circulation méridienne de retournement, ont connues un adoucissement et un refroidissement ces dernières décennies (Böning *et al.*, 2008). De nombreuses études régionales dans le Pacifique et l'océan Indien vont dans le même sens (Bindoff and Church, 1992; Johnson and Orsi, 1997; Wong *et al.*, 1999; Nathaniel L. Bindoff, 2000; Naveira Garabato *et al.*, 2009; Helm *et al.*, 2010; Durack and Wijffels, 2010).

Dans notre jeu d'expériences, en dessous de la base de la couche de mélange océanique, les AAIW et les SAMW répondent à l'ensemble des *composantes au forçage SAM* (expériences PREC vs REFsam) comme suit (Figures 4.20 et 4.21) : ces masses d'eau sont sujettes à un approfondissement dans tous les secteurs de l'océan Austral corroborant les tendances observées (Böning *et al.*, 2008). Un raidissement des isopycnes en réponse au SAM est simulé dans tout le domaine. Ce raidissement est associé à un déplacement vers le nord de ces masses d'eau au niveau de la base de la couche de mélange. Seules les SAMW dans la

4.3. IMPACT DU MODE ANNULAIRE AUSTRAL SUR LES MASSES D'EAUX SOUS LA COUCHE D

région Indien-centre répondent au SAM en se déplaçant vers le sud. En outre, on constate principalement une salinisation et un réchauffement de ces masses d'eau à l'exception de la région Indien-centre. Enfin, nous pouvons constater l'extension du volume des SAMW en réponse au SAM corroborant les observations évoquées ci-dessus (Waugh *et al.*, 2013).

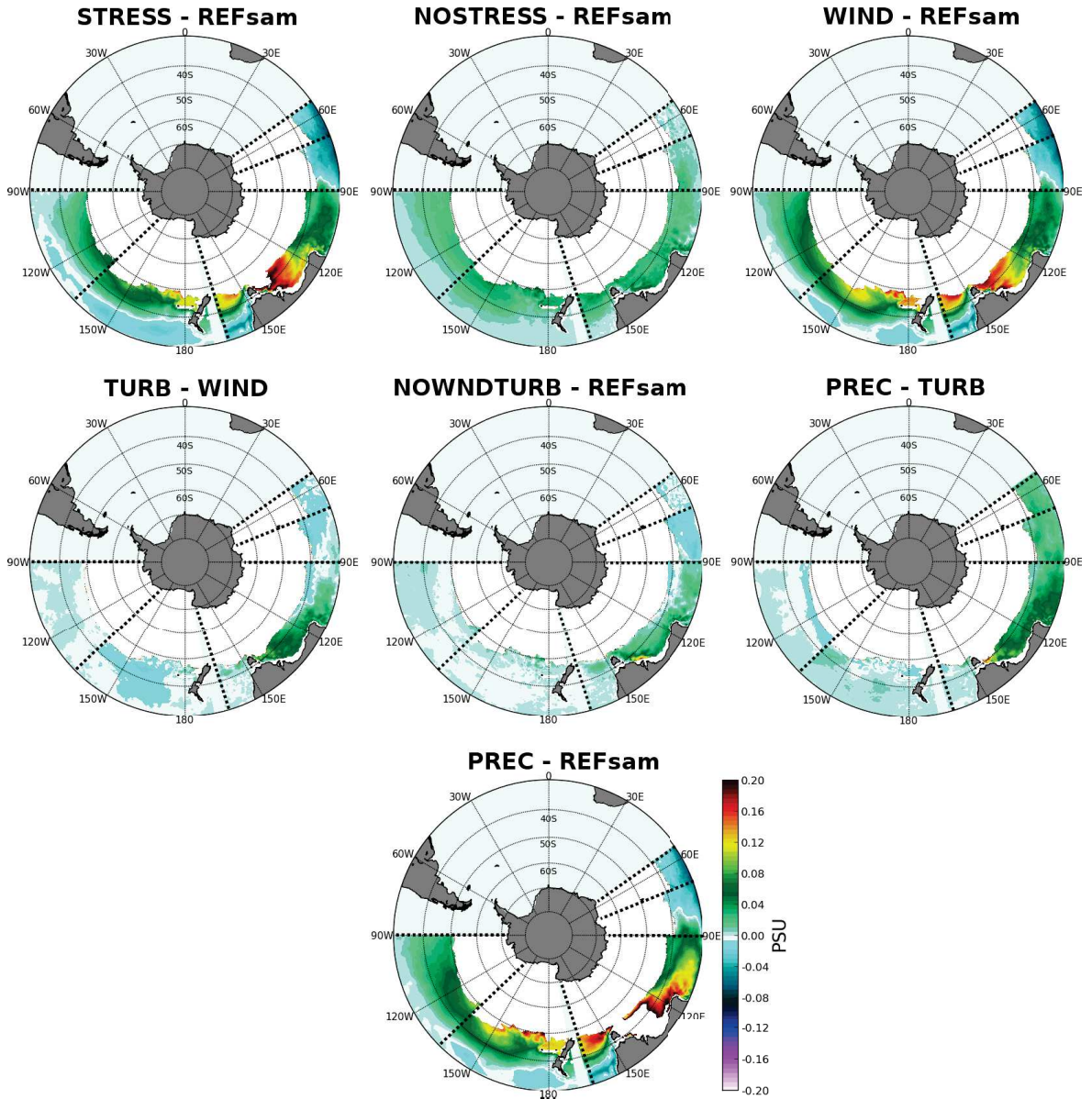


Figure 4.18 – Différences des moyennes hivernales (mois de septembre sur la période 1995-2004) de la salinité moyennée sur la couche isopycnale encadrée par les valeurs encadrant les SAMW, pour chaque expérience.

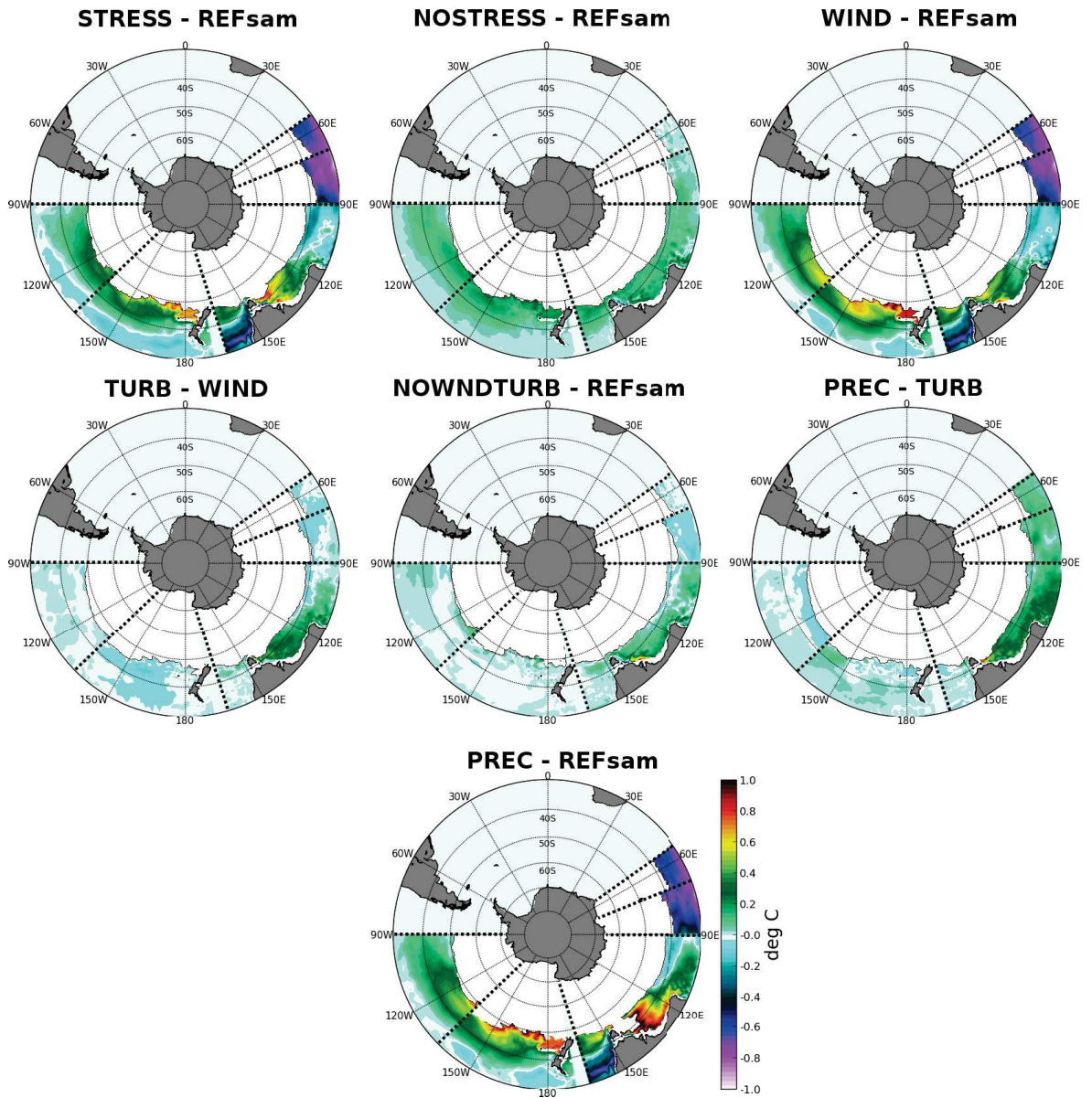


Figure 4.19 – Même diagnostic que pour la figure 4.18 pour la température potentielle.

4.3. IMPACT DU MODE ANNULAIRE AUSTRAL SUR LES MASSES D'EAUX SOUS LA COUCHE D

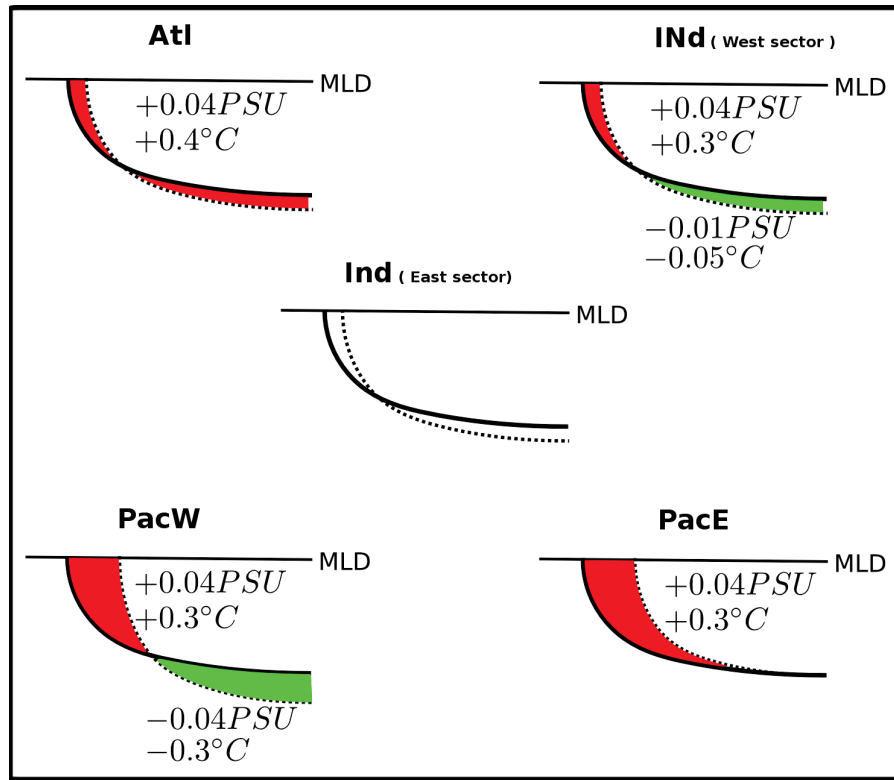


Figure 4.20 – Schéma descriptif des anomalies significatives des AAIW en réponse à l'ensemble des perturbations atmosphériques. les courbes pleines font référence à l'expérience de référence REFsam. Les courbes pointillées font référence à l'expérience de sensibilité PREC. les motifs rouges (verts) traduisent une anomalie positive (négative) de la salinité et de la température potentielle.

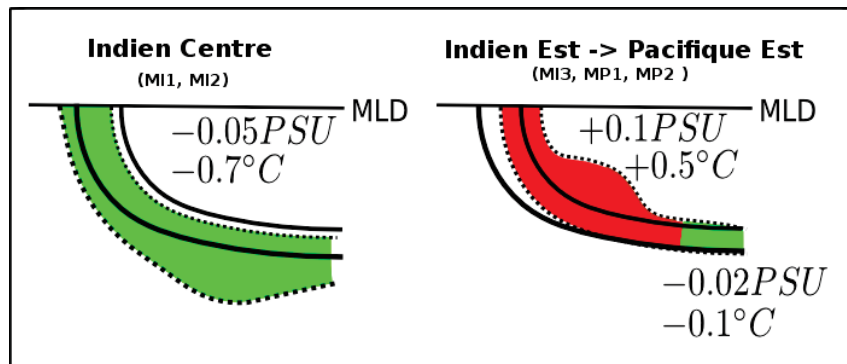


Figure 4.21 – identique à la figure 4.20 pour les SAMW.

4.4 Conclusion

Les fronts SAF et PF telles que nous les avons définies au chapitre 1 ont une réponse au SAM différente de celle des jets de l'ACC. Cette première remarque doit nous prévaloir de toute sur-interprétation de la réponse de la position des fronts au SAM dans le cadre de nos expériences de sensibilité. Le déplacement de ces structures stériques de l'ACC en réponse à l'ensemble des *composantes du forçage SAM* est principalement dirigé vers le nord et semble traduire des modifications grande échelle des propriétés hydrographiques sur toute la colonne d'eau des 1500 premiers mètres dans la région de l'ACC. Au contraire la position des jets océaniques semblent insensibles à la *composante en vent du forçage SAM*.

En outre, ce déplacement est en accord avec le déplacement des isopycnes caractérisant les AAIW et les SAMW à l'exception de la région Indien-centre dans la région d'affleurement des SAMW (secteurs MI1 et MI2). Les déplacements de ces structures sont principalement pilotés par la tension de vent et contraints par la topographie. En plus des déplacements de structure, en réponse à l'ensemble des *composantes du forçage SAM*, on observe principalement une salinisation et un réchauffement des AAIW et des SAMW à l'exception de la région Indien-centre. Cette réponse est cohérente avec un raidissement des isopycnes associées, sous la base de la couche de mélange océanique. Ce raidissement entraîne dans le même temps un déplacement vers le nord et un affleurement des isopycnes caractérisant ces masses d'eau. Dans la région Indien-centre les changements sont expliqués par les changements de classe de densité des SAMW ($+0.1 \text{ kg.m}^{-3}$). Le volume des SAMW semble aussi s'étendre en réponse à la *composante de vent du forçage SAM* dans tous les secteurs à l'exception de la région Indien-centre (MI3). Cette région semble également la moins susceptible de changer en réponse à la tendance positive du SAM.

La salinisation et le réchauffement des AAIW et SAMW simulés en réponse à l'ensemble des *composantes du forçage SAM* dans notre jeu d'expériences ne corroborent pas les tendances observées en réponse à la tendance du SAM. De multiples facteurs ont été proposées comme responsables des tendances observées ; il n'y a cependant pas de consensus sur les pilotes dominants. *Rintoul and England* (2002) désignent le transport d'Ekman de chaleur et d'eau douce comme driver principal de la variabilité des SAMW. Au contraire, *Banks and Bindoff* (2003); *Murray et al.* (2007) indiquent que les flux air-mer de chaleur et d'eau douce ont un rôle substantiel dans les tendances observés au cœur des AAIW et SAMW. Le réchauffement observé de la couche de mélange océanique serait une condition préalable, en particulier dans la zone d'affleurement de ces masses d'eau, pour occasionner un adoucissement et un refroidissement de ces masses d'eau sous la couche de mélange en suivant le processus de "pure warming" décrit par *Bindoff and McDougall* (1994). En outre une accélération du cycle de l'eau méridien serait susceptible de participer significativement à l'adoucissement des AAIW. Cette accélération combinerait un apport d'eau douce supplémentaire provenant de l'adoucissement des AASW. Cet adoucissement s'effectuerait par l'entremise d'une augmentation de la fonte basale des ice shelves et du vège, d'une augmentation du stock d'eau douce disponible de la glace de mer pour la fonte printanière et enfin d'une augmentation des précipitations dans la région.

Ainsi les causes de la réponse des propriétés des AAIW et SAMW à la tendance positive du SAM sembleraient provenir de la réponse au SAM se produisant dans les couches superficielles de l'océan Austral dans la région de l'ACC et dans la SIZ. Nous investiguerons en détail le comportement des propriétés de surface en réponse au SAM dans les

deux chapitres qui suivront afin de mieux comprendre la réponse de salinisation et de réchauffement, apparemment curieuse, dans notre jeu d'expériences. Rappelons que les schémas 4.20 et 4.21 illustrent les changements observés de la réponse à l'ensemble des *composantes du forçage SAM*.

Chapitre 5

L'impact du Mode Annulaire Austral en surface

Sommaire

4.1	Introduction	98
4.2	Réponse de la stratification de l'océan austral	98
4.2.1	Les changements de structure grande échelle	98
4.2.2	Une réponse contrainte par la topographique	99
4.2.3	Un paradoxe : des jets océaniques stationnaires :	105
4.3	Impact du mode annulaire austral sur les masses d'eaux sous la couche de mélange	106
4.3.1	Les eaux intermédiaires antarctiques (AAIW)	106
4.3.2	Les eaux modales subantarctiques (SAMW)	115
4.4	Conclusion	126

5.1 Introduction

L'objet de ce chapitre est la description des changements de surface pouvant expliquer les anomalies observées dans les masses d'eau sous la couche de mélange. Jusqu'à présent, certaines études s'appuyant sur des observations, des expériences de modélisation couplée océan-atmosphère et des expériences de modélisation forcée, comme dans notre contexte d'étude, ont mis en évidence certains aspects de la réponse de l'océan austral de surface aux tendances climatiques et aux phases positives du SAM. Ainsi par exemple, grâce aux observations faites entre 1950 et 2008, *Durack and Wijffels (2010)* montre une augmentation de la salinité de surface dans les régions où domine l'évaporation et un radoucissement dans les régions où dominent les précipitations et donc une amplification des gradients de salinité entre ces régions.

Grâce à un modèle couplé océan-atmosphère basse résolution *Sen Gupta and England (2006)* montre qu'à une anomalie positive du SAM est associé une anomalie négative de température centrée autour de 60°S et une anomalie positive de température centrée autour de 40°S et donc une augmentation des gradients de température entre ces régions.

Enfin, grâce à un modèle océanique forcé *Screen et al. (2009)* observe une tendance au réchauffement de la couche de mélange au sud du PF contredisant partiellement les résultats de *Sen Gupta and England (2006)*.

Dans cette étude, nous nous attacherons à discuter de la réponse "cumulée temporellement" des propriétés de la couche de mélange océanique aux différentes composantes du forçage SAM. Nous observons une salinisation recouvrant la quasi intégralité de l'océan austral en réponse au SAM; la réponse en température a une distribution régionalement plus hétérogène. In fine, la réponse de la densité de la couche de mélange semble être principalement pilotée par les variations en salinité.

Dans une première partie, après avoir détaillé la réponse régionale des propriétés de la couche de mélange, nous quantifierons les différences observées des traceurs actifs dans la zone d'affleurement des masses d'eau à la fin de l'hiver austral (avant la restratification) en réponse aux différentes composantes du forçage SAM. Puis, dans une seconde partie, nous tenterons de distinguer le rôle de chacun des processus pilotant l'évolution des propriétés hydrographiques de la couche de mélange océanique. Dans la mesure du possible nous tenterons de distinguer localement les processus dominant pilotant les anomalies observées en réponse à l'ensemble des perturbations atmosphériques (simulation PREC).

5.2 Impact du mode annulaire austral sur l'affleurement des masses d'eaux dans la couche de mélange

5.2.1 Les anomalies moyennées dans la couche de mélange

La figure 5.1 montre la réponse moyenne de la température, la salinité, la profondeur et la densité de la CMO à l'ensemble des *composantes du forçage SAM* illustrée par les différences entre les simulations PREC et REFsam.

Les anomalies de salinité : La couche de mélange océanique est plus salée dans la quasi totalité de l'océan austral dans l'expérience PREC par rapport à l'expérience REFsam. Dans la simulation de sensibilité PREC, contrairement aux tendances observées

par *Durack and Wijffels* (2010), les "bassins de précipitation", c’est à dire ceux où les précipitations dominent l’évaporation, sont moins efficaces pour adoucir l’océan de surface (voir figure 3.2). Ceci pourrait être du en partie à une augmentation de la contribution de l’évaporation dans ces "bassins de précipitation".

Certaines régions montrent une salinisation significativement marquée ; ainsi dans la partie nord des gyres subpolaires de Weddell, de Ross, le long de l’Antarctique de l’est, dans la partie sud des gyres subtropicaux et particulièrement dans le secteur du détachement de courant de bord ouest atlantique, la salinisation peut atteindre des valeurs supérieures à 0.2 PSU. Le long des bords ouest de l’océan Atlantique, de l’océan Indien ainsi que du Pacifique (à proximité des côtes australiennes) et proche de la frontière nord du domaine d’étude, une anomalie de transport d’Ekman de sel vers le sud est induite par les *perturbations de vent du forçage SAM* (voir figure 3.3). Dans le cas particulier du secteur du détachement de courant de bord ouest atlantique l’anomalie positive de sel semble provenir de la propagation d’une anomalie positive initiée dans le courant de bord ouest sud-américain.

Les anomalies de température : La réponse de la température est plus disparate ; en effet on observe d’une part un réchauffement de la température dans une grande partie de l’océan austral, principalement dans le bassin atlantique, autour de la pointe de la péninsule antarctique et sur le plateau de Campbell dans le Pacifique et d’autre part un refroidissement dans le Pacifique central au large d’Amundsen ($160^{\circ}W - 110^{\circ}W$) et dans l’Indien-est au large des mers de d’Urville et de Mawson ($100^{\circ}W - 150^{\circ}E$). A titre de comparaison, les anomalies de température de surface en réponse au SAM mises en évidence dans l’étude de *Screen et al.* (2009) plus particulièrement dans le Pacifique central, le voisinage de la péninsule antarctique et sur le plateau de Campbell sont semblables à celles que nous observons dans la couche de mélange de la simulation de sensibilité PREC. Le réchauffement observé dans la simulation PREC dans le bassin Atlantique est quant à lui plus marqué que celui observé dans l’étude de *Screen et al.* (2009).

les anomalies de profondeur de CMO : La réponse de la profondeur de la couche de mélange océanique est relativement annulaire en accord avec l’annularité de la perturbation des vents zonaux. Toutefois, cette symétrie zonale de la réponse de la profondeur de la couche de mélange est modulée en intensité selon le bassin océanique étudié. Nous observons en particulier un approfondissement très important dans le Pacifique central-est. Cette asymétrie zonale peut être reliée à la forte perturbation de la composante méridienne des vents dans cette région. Dans une étude d’impact (à des échelles de temps courtes en comparaison aux nôtres), *Sallée et al.* (2010) met en évidence une grande asymétrie zonale de la réponse de la profondeur de couche de mélange à des phases positives du SAM. Il constate un approfondissement particulièrement important dans la zone Pacifique central-est et dans la zone Indien est. Il explique la réponse de la profondeur de la couche de mélange par la réponse des flux de chaleur à la composante méridienne des vents perturbés par le SAM.

Les anomalies de densité : En réponse au SAM, la densité de la couche de mélange augmente dans la quasi totalité de l’océan austral à l’exception de deux zones, l’anticyclone de Zapiola et au sud du cap de Bonne-Espérance. La densité potentielle référencée à 0 mètre

peut être décomposée en sa contribution thermique et sa contribution haline de la manière suivante (McDougall, 1987) :

$$\begin{aligned}\sigma_{cmo} &\simeq \sigma(\theta)_{cmo} + \sigma(S)_{cmo} \\ &\simeq \alpha(\theta, S, P)_{cmo} S_{cmo} - \beta_{cmo}(\theta, S, P)\theta_{cmo}\end{aligned}\quad (5.1)$$

où β est le coefficient d'expansion thermique, α le coefficient de contraction haline et P la pression à la surface.

La contribution thermique de la densité pilote les anomalies de densité dans les zones où elle diminue et la contribution haline les pilote dans les zones où la densité augmente. En particulier les variations de salinité dans la SIZ pilotent les variations de densité dans cette région. A ce titre, nous verrons dans le chapitre 5 les rôles significatif du cycle de production/fonte de la glace de mer et de son transport dans l'augmentation de la salinité dans la couche de mélange océanique au niveau de la SIZ.

Les zones d'affleurement hivernal des masses d'eau intermédiaire et modale recouvrent des régions où nous observons d'une part une salinisation locale de la couche de mélange (figures 5.2 et 5.3) et d'autre part une réponse plus hétérogène en température. Nous verrons dans ce qui suit le rôle partagé entre les changements locaux des propriétés de surface et le déplacement méridien -évoqué dans le chapitre précédent- des isopycnes définissant les masses d'eau dans la modulation des propriétés de ces isopycnes.

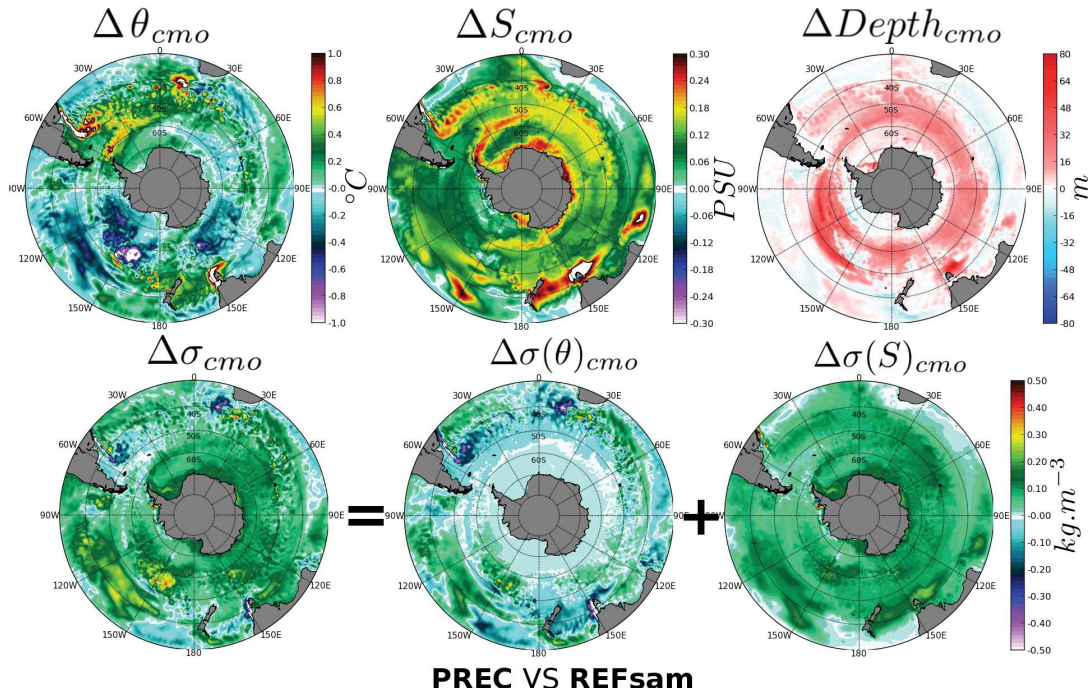


Figure 5.1 – Cartes des différences des propriétés moyennées dans la couche de mélange et moyennées sur la période 1995-2004 entre PREC et REFsam pour la température (haut-gauche), la salinité (haut-centre), la densité potentielle référencées à 0 mètre (bas-gauche), la contribution thermique à la densité potentielle (bas-centre) et la contribution haline à la densité potentielle (bas-droite). Carte de la différence de profondeur moyenne sur la période 1995-2004 de couche de mélange entre PREC et REFsam (haut-droite).

5.2.2 Affleurement des eaux intermédiaires antarctiques (AAIW)

La figure 5.2 montre un déplacement significatif de l’affleurement des isopycnes vers le nord pour les simulations dont le vent a été perturbé (STRESS, NOSTRESS, WIND, TURB, PREC) dans tous les secteurs de l’ACC. Ce déplacement est relativement constant tout le long de l’affleurement des AAIW. Dans le secteur Indien, ce déplacement est de 3° de latitude pour les expériences WIND et TURB, de 2° pour l’expérience STRESS, de 1° pour l’expérience NOSTRESS et de 2.5° pour l’expérience PREC rassemblant toutes les composantes du forçage SAM. Ainsi, même si les effets mécaniques du vent dominent les effets thermiques du vent, ils se complètent en agissant de concert. En outre, les effets des précipitations limitent légèrement les effets du vent. Enfin, les effets des variables turbulentes sont peu significatifs. Au déplacement des isopycnes, piloté par les perturbations en vent, est associé une salinisation de l’ordre de 0.2 PSU et un réchauffement de l’ordre de 2°C .

Nous avons remarqué dans la première section de ce chapitre que, en réponse à l’ensemble des composantes du forçage SAM (PREC), la couche de mélange se refroidit dans les régions Pacifique central et dans l’Indien-est où affleurent les AAIW. Le réchauffement observé de ces dernières dans et sous la couche de mélange (voir figure 4.20) semblerait donc être associé uniquement au déplacement vers le nord des isopycnes définissant les AAIW. Dans les autres régions, la salinité et la température sont plus élevées dans toutes les zones d’affleurement des AAIW. Le déplacement mécanique des isopycnes explique donc en partie la salinisation et le réchauffement des AAIW observés sous la couche de mélange (voir figure 4.20).

5.2.3 Affleurement des eaux modales subantarctiques (SAMW)

La figure 5.3 montre un déplacement significatif des isopycnes délimitant les SAMW vers le nord pour les simulations dont le vent a été perturbé (STRESS, NOSTRESS, WIND, TURB, PREC) dans les régions Indien-est (secteur MI3) et Pacifique (secteurs MP1 et MP2). Ce déplacement augmente d’ouest en est, de la région MI3 à la région MP2. Cette augmentation s’échelonne de 1° à 3° de latitude pour les expériences WIND, TURB et PREC et de 0.5° à 1.5° pour les expériences STRESS et NOSTRESS. Ainsi les effets mécaniques et thermiques du vent agissent de concert dans les mêmes proportions, et ce, particulièrement dans la région Pacifique. Dans la région MI3 les perturbations des précipitations (PREC) renforcent le déplacement vers le nord. Ce renforcement est cohérent avec une densification locale de la couche de mélange associée à un déficit de précipitation particulièrement marqué dans cette région (voir figure 3.10). Dans ces secteurs (MI3, MP1 et MP2), on observe une salinisation de l’ordre de 0.15 PSU et un réchauffement de l’ordre de 1.5°C . Ces valeurs sont trois fois supérieures aux valeurs des changements observés dans les masses d’eau au chapitre précédent. Deux processus pourraient expliquer cette atténuation des changements en profondeur : le mélange diapycnal d’une part et la subduction turbulente d’autre part. Ce dernier processus traduit le mélange isopycnal par les tourbillons de méso-échelle. Ces deux processus modulent le temps de construction de cette anomalie lors de d’écoulement isopycnal des propriétés de surface vers l’intérieur de l’océan d’autre part. Rappelons que les échelles de temps de ventilation des masses d’eau est relativement long à la fois pour les SAMW et les AAIW (voir section 1.3) en comparaison à la période de simulation.

La zone Indien-centre (secteurs MI1 et MI2) fait figure d’exception ; en effet, dans cette

région, on observe un déplacement vers le sud de l'ordre de 1° . Dans cette région, on observe un adoucissement de l'ordre de 0.05 PSU et un refroidissement de l'ordre de 0.7°C . Ces valeurs sont cohérentes avec les changements observés dans les masses d'eau sous la couche de mélange au chapitre précédent. En outre, dans cette région, nous observons un réchauffement, une salinisation et in fine une densification de la couche de mélange (figure 5.1). Cette dernière remarque serait cohérente avec un déplacement vers le nord des isopycnes si les SAMW ne changeaient pas de classe de densité et serait donc en contradiction avec le déplacement vers le sud de la région d'affleurement des SAMW. Le déplacement vers le sud des SAMW s'explique donc par le changement de classe de densité caractérisant les SAMW observé dans le chapitre précédent.

5.2. IMPACT DU MODE ANNULAIRE AUSTRAL SUR L'AFFLEUREMENT DES MASSES D'EAUX

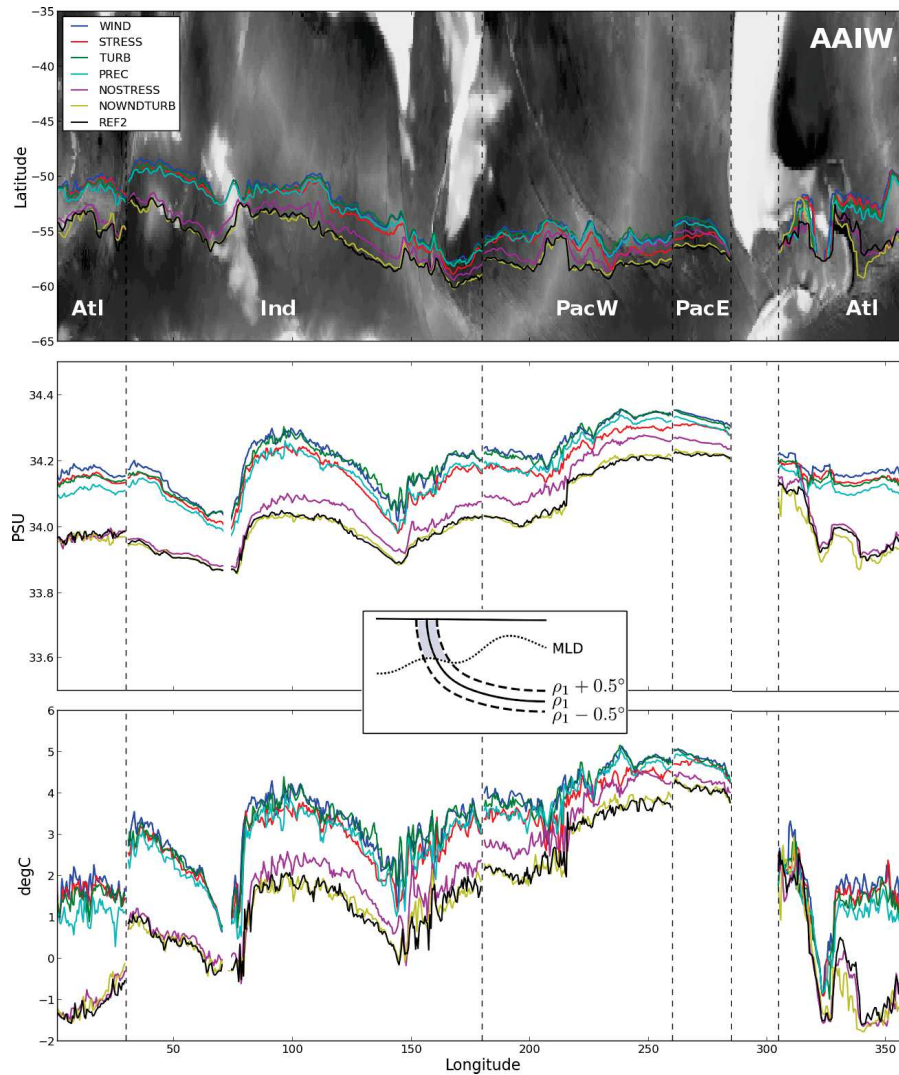


Figure 5.2 – Sont tracés pour l'ensemble des simulations et pour chaque secteur : (haut) la position moyenne (moyenne des positions des mois de septembre sur la période 1995-2004) de l'affleurement hivernal de l'isopycne définissant les AAIW ; (centre) la valeur moyenne de la salinité de la couche de mélange à l'endroit de l'affleurement de la nappe d'eau (ici estimée en prenant en compte une extension méridienne de 0.5° de latitude autour de l'affleurement). (bas) le même diagnostic que celui de l'image centrale pour la température potentielle.

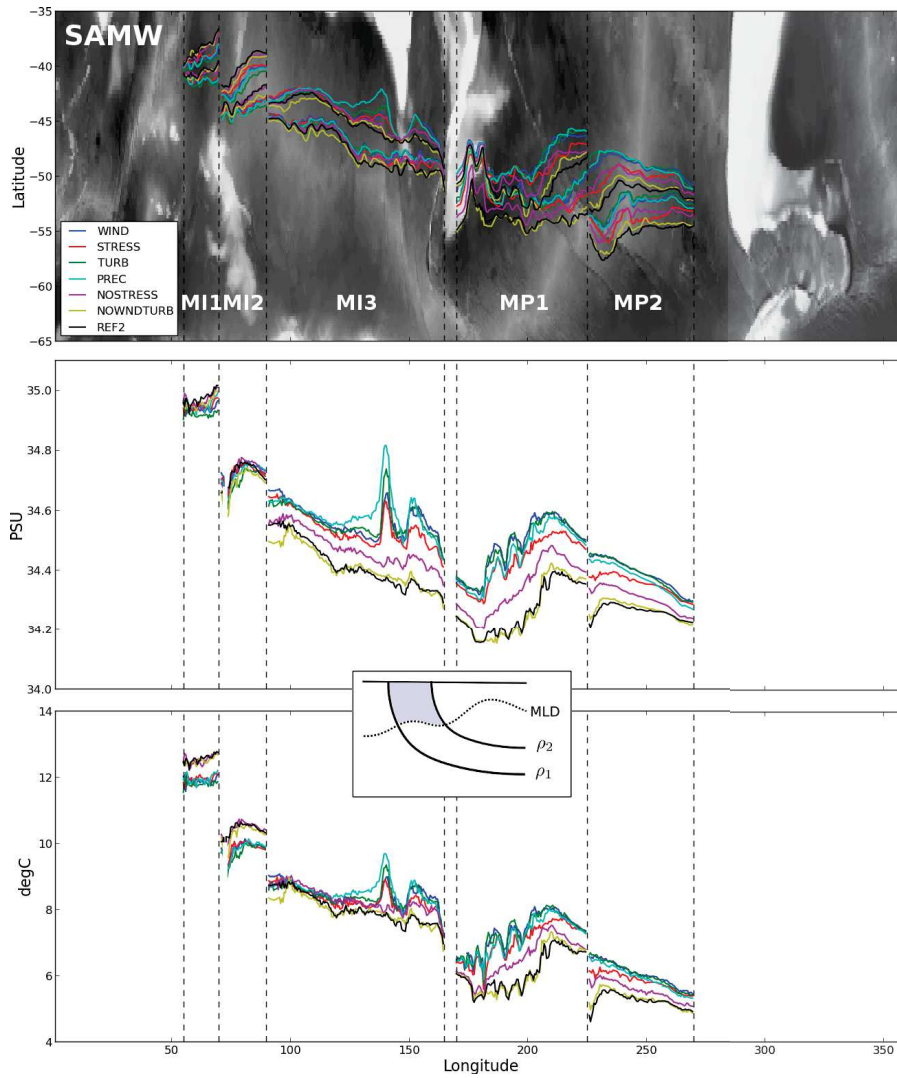


Figure 5.3 – Sont tracés pour l'ensemble des simulations et pour chaque secteur : (haut) la position de l'affleurement hivernale (moyenne des positions du mois de septembre sur la période 1995-2004) du couple isopycnale encadrant les SAMW ; (centre) la valeur moyenne de la salinité de la couche de mélange à l'endroit de l'affleurement de la nappe d'eau encadrée par les deux couches isopycnales ; (bas) le même diagnostic que celui de l'image centrale pour la température potentielle.

5.3 Les processus en jeu

Afin d'expliquer les changements de propriétés de surface, nous considérons ici l'ensemble des processus contribuant à faire évoluer localement les propriétés hydrographiques de la couche de mélange océanique. Il s'agit de l'advection, la diffusion, les flux atmosphère-océan et leurs différentes composantes, les flux glace de mer-océan, les flux d'eau douce en provenance des continents (le "runoff") et l'entraînement associé aux mouvements verticaux de la base de la couche de mélange océanique. Nous essaierons de quantifier le rôle de chacun dans la modulation des changements observés d'une simulation à l'autre.

L'importance de la contribution d'un processus d'une simulation à une autre doit tenir compte des anomalies de profondeur de couche de mélange entre chacune de ses simulations. Avant de procéder à l'analyse des processus, nous nous attacherons dans une première section à décrire les changements de profondeur de couche de mélange entre chaque simulation de sensibilité au SAM et leur simulation de référence associée.

5.3.1 Les changements de la profondeur de la couche de mélange

La figure 5.4 montre l'impact des différentes composantes au forçage SAM sur la profondeur de la couche de mélange. En considérant les cartes de cette figure, il apparaît que les changements observés sont principalement pilotés, pendant l'hiver austral, par le vent qui produit un approfondissement le long de l'ACC pouvant excéder 150 mètres dans le Pacifique ouest. Dans l'océan indien on observe un "dipôle" centré sur le plateau des Kerguelen séparant au nord de 45°S une remontée de la couche de mélange et au sud de 45°S un approfondissement de cette dernière. Ce "dipôle" est en partie la signature du déplacement vers le sud du maximum de profondeur de couche de mélange dans l'Indien-centre. Dans une moindre mesure, les *perturbations turbulentes* agissent de concert avec les *perturbations de vent* dans le Pacifique central et l'Indien-est augmentant l'approfondissement d'une trentaine de mètres. Dans le Pacifique-est et dans l'Atlantique on observe au contraire une compensation légère des *perturbations turbulentes* et des *perturbations du vent*. Les *perturbations de précipitations*, quant à elles, induisent un approfondissement faible (~ 40 mètres) mais significatif dans une large bande s'étendant du plateau des Kerguelen au sud australien autour de la latitude 45°S.

Les diagrammes de la colonne de gauche de la figure 5.4 indiquent que l'anomalie de profondeur associée à chaque composante du forçage SAM se stabilise relativement vite. Dans la réponse au vent (image WIND-REFsam) les anomalies saisonnières sont à l'équilibre à partir de 1990, c'est à dire après la phase de "spin-up". Dans la réponse aux *perturbations turbulentes* (image TURB-WIND) et aux *perturbations de précipitations* (image PREC-TURB), les anomalies saisonnières sont à l'équilibre au début de la simulation.

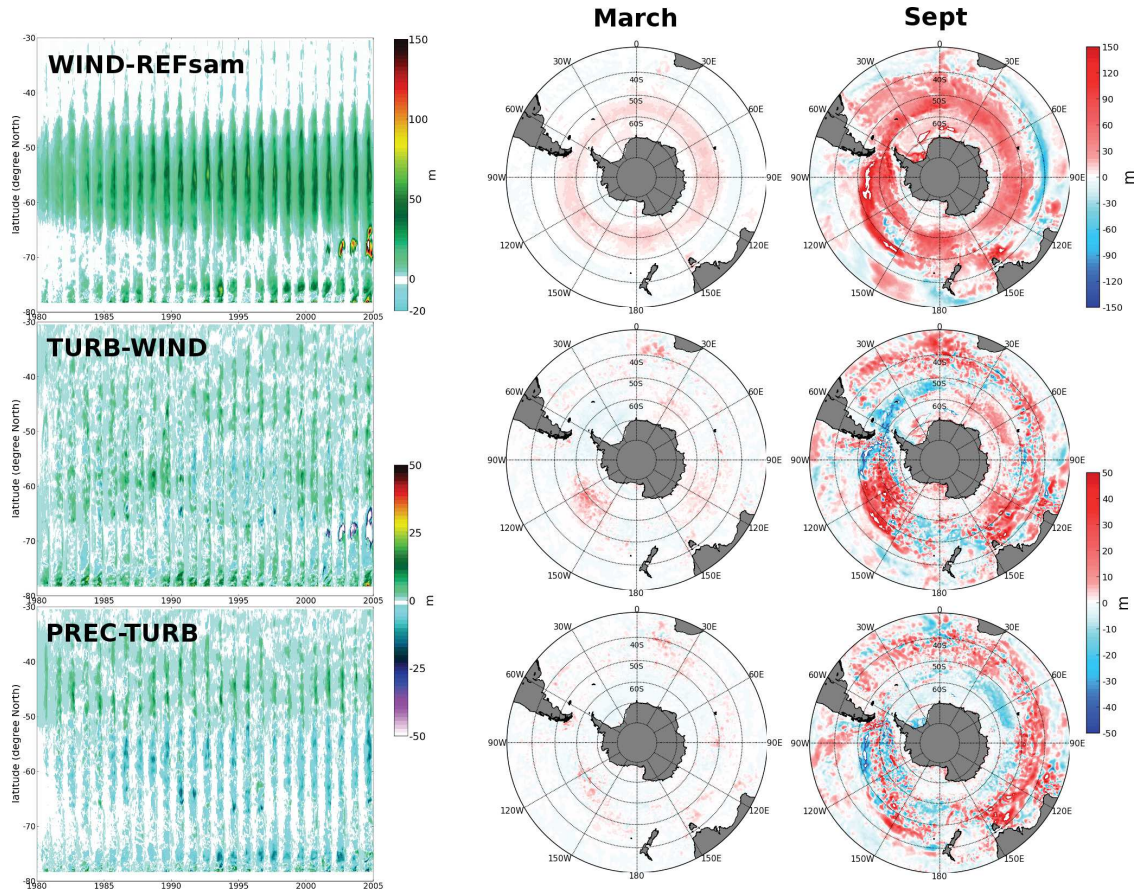


Figure 5.4 – Diagramme Hovmöller (diagramme temps,latitude) de la moyenne zonale de la différence de la couche de mélange océanique entre WIND et REFsam (en haut, à gauche) entre TURB et WIND (au centre, à gauche) et entre PREC et TURB (en bas, à gauche). La résolution temporelle est 5 jours. En regard, cartes des différences entre les mêmes expériences de la profondeur de la couche de mélange en moyenne mensuelle sur la période 1995-2004 pour le mois de février (au centre) et pour le mois de septembre (à droite). Dans l’image WIND-REFsam, les extremums à 70°S observés à partir de l’hiver 2001 trahissent la présence de deux polynies de pleine mer ouvertes en 2001 en mer de Weddell et au dessus du mont sous-marin “Maud Rise“ (66°S-3°E) dans l’expérience WIND. Nous décrirons ces deux polynies dans le chapitre 5.

5.3.2 Evolution de la contribution des processus aux changements des propriétés de la couche de mélange

Nous investiguerons dans cette partie les processus modulant la température et la salinité dans la couche de mélange en suivant les diagnostics implémentés dans NEMO par *Vialard and Delecluse* (1998). Une estimation “online” des termes d’évolution des traceurs actifs associée à chaque processus physique (advection, diffusion, entraînement, flux atmosphère-océan, flux glace de mer-océan) est moyennée dans la couche de mélange dont la profondeur est estimée également au cours de la simulation en suivant un critère de densité à 0.01 kg.m^{-3} (voir chapitre 1 pour plus de détails). En chaque point du domaine, l’évolution d’un traceur actif (température ou salinité) est pilotée par différents processus.

Equation de l'évolution de la température de la couche de mélange

L'évolution de la température moyenne θ de la couche de mélange océanique de profondeur H est diagnostiquée via l'équation suivante :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{qla} + \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{qsb} + \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{qlw} + \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{qsr} + \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{lat} + \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{zad} + \frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{zdf} + \frac{\partial T}{\partial t} \Big|_{ent} + \frac{\partial T}{\partial t} \Big|_{iot} \quad (5.2)$$

Chaque indice de l'équation 5.2 désigne un processus contribuant à l'évolution de la température de la couche de mélange.

Les indices qla , qsb , qlw représentent les flux de chaleur à l'interface air-mer associés respectivement à la chaleur latente, la chaleur sensible et au rayonnement infrarouge. L'évolution de la température pour chacun de ces flux (noté q_{xx}) suit l'équation suivante :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{q_{xx}} = \frac{q_{xx}}{H \rho_0 C_{pw}} \quad (5.3)$$

L'indice qsr représente le flux de chaleur pénétrant associé au rayonnement solaire incident. L'évolution de la température associée à ce flux suit l'équation suivante :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{qsr} = \frac{1}{H \rho_0 C_{pw}} \int_{-h_{pen}}^0 \frac{\partial I(z)}{\partial z} dz \quad (5.4)$$

$$\text{avec } I(z) = Q_{sw} (R e^{-\frac{z}{\xi_0}} + (1-R) e^{-\frac{z}{\xi_1}}) \quad (5.5)$$

où $I(z)$ est l'irradiance à deux bandes passantes formalisée par *Paulson and Simpson* (1977), Q_{sw} est le rayonnement solaire incident, ξ_0 et ξ_1 sont deux longueurs d'extinction respectivement égales à 0.35 mètre et 23 mètres et R est le ratio de contribution de chacune de ces deux bandes et vaut 58%. h_{pen} est la hauteur de pénétration efficace du rayonnement solaire dans l'océan.

L'indice lat englobe les processus d'advection horizontale ($xyad$) et de diffusion horizontale (ldf). L'évolution de la température associée à l'advection latérale suit la composante horizontale de l'équation suivante :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{adv} = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 \vec{U} \cdot \vec{\nabla} \theta dz \quad (5.6)$$

L'évolution de la température associée à la diffusion latérale suit l'équation suivante :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{ldf} = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 \vec{\nabla}_h \cdot (K_{H\theta} \vec{\nabla} \theta) dz \quad (5.7)$$

Les indices zad , zdf désignent les processus d'advection et de diffusion verticale. L'évolution de la température associée à l'advection verticale suit la composante verticale de l'équation 5.6 tandis que celle associée à la diffusion verticale à la base de la couche de mélange suit l'équation suivante :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \Big|_{zdf} = \frac{1}{H} [K_{V\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}]_{-H} \quad (5.8)$$

L'indice *iot* représente le flux de chaleur entre la glace de mer et l'océan. L'évolution de la température associée au flux de chaleur à la base de la glace de mer suit l'équation 5.3. Enfin, l'indice *ent* désigne le terme d'entraînement de la base de la couche de mélange; ce dernier est estimé comme le résidu entre l'évolution totale du traceur et la somme des contributions évoquées ci-dessus (tous les effets "numériques" y sont cumulés).

L'évolution de la salinité moyenne de la couche de mélange S est diagnostiquée via l'équation suivante :

L'évolution de la salinité de la couche de mélange en équation

L'évolution de la salinité moyenne S de la couche de mélange océanique de profondeur H est diagnostiquée via l'équation suivante :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{emp} + \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{ios} + \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{lat} + \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{zad} + \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{zdf} + \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{rnf} + \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{ent} \quad (5.9)$$

l'indice *emp* représente le bilan entre évaporation et précipitation, *ios* représente le flux de sel entre la glace de mer et l'océan et *rnf* représente le flux de sel équivalent entre l'eau continentale et l'océan. L'évolution de la salinité associée à chacun de ces trois flux d'eau douce notés indifféremment FW suit l'équation suivante :

$$\frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{FW} = \frac{S}{H\rho_0} FW \quad (5.10)$$

L'évolution de la salinité associée aux processus *lat*, *ldf*, *zad*, *zdf* suit respectivement les équations 5.6, 5.7, 5.6 et 5.8. mais adaptées pour le traceur salinité. Comme pour la température, la contribution *ent* à l'évolution de la salinité est estimé comme un résidu.

Synthèse des processus en jeu

Le schéma 5.5 illustre les processus pilotant l'évolution des propriétés hydrographiques de la couche de mélange océanique.

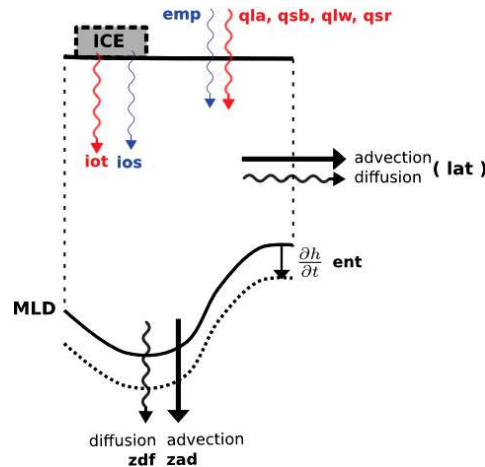


Figure 5.5 – Schéma des processus modulant les propriétés hydrographiques de la couche de mélange océanique. en rouge, les processus modifiant la température moyenne de la couche de mélange; en bleu, les processus modifiant la salinité; en noir, les processus communs à l'évolution des deux traceurs actifs.

L'approche méthodologique

Afin de comparer l'évolution des changements d'un traceur actif $C(\theta, S)$ de la couche de mélange d'une simulation à l'autre, nous estimons à chaque instant t de la période de simulation 1980-2004, $\Delta \overline{C_{proc}}[t]$ la différence de la moyenne zonale de chaque contribution C_{proc} (où C_{proc} est la contribution d'un processus "proc" (i.e. gla, zdf, emp, ...) à l'évolution du traceur C (i.e. θ, S)) entre la simulation 2 de sensibilité au SAM et la simulation 1 de référence associée comme suit :

$$\begin{aligned} \Delta \overline{C_{proc}}[t] &= \overline{C_{proc}^2}[t] - \overline{C_{proc}^1}[t] \\ &= \int_{t_0}^t \left. \frac{\partial C^2}{\partial t} \right|_{proc} dt - \int_{t_0}^t \left. \frac{\partial C^1}{\partial t} \right|_{proc} dt \end{aligned} \quad (5.11)$$

où t_0 est le temps des conditions initiales commun à tous les expériences.

Nous commençons par analyser les changements observés en réponse à la *composante de vent du forçage SAM* (WIND-REFsam). Des changements cohérents se construisent progressivement du début à la fin de chaque simulation WIND et REFsam. A contrario, les changements des autres expériences de sensibilité au SAM se construisent très rapidement au début de la période de simulation puis se stabilisent très vite. Les figures 5.6 et 5.7 montrent la décomposition en processus de l'évolution temporelle des changements de propriétés hydrographiques de la couche de mélange entre la simulation WIND et la simulation REFsam respectivement pour la salinité et la température.

La salinisation de la couche de mélange en réponse au SAM

La figure 5.6 montre l'évolution de la salinité de la couche de mélange en moyenne zonale et l'évolution des contributions de chaque processus. Dès le début des simulations WIND et REFsam, trois anomalies positives de salinité apparaissent dans la CMO. La première d'entre elles apparaît autour de la latitude 65°S ; cette anomalie se propage vers le nord jusqu'à 45°N à la fin de la période d'étude et peut atteindre 0.3 PSU. La deuxième anomalie apparaît autour de 77°S près de la côte antarctique et atteint 0.4 PSU ; cette anomalie semble se confiner dans la zone de plateau antarctique tout en se renforçant d'année en année. Enfin, la troisième anomalie positive apparaît dans une large bande de latitude centrée autour de 40°S ; cette anomalie est moins grande que les précédentes mais se renforcent au cours du temps en atteignant la valeur de 0.1 PSU. Les stries verticales sont la signature de la saisonnalité de l'approfondissement de la couche de mélange en réponse au SAM.

Les processus responsables de la salinisation de la couche de mélange sont répartis en moyenne zonale de manière homogène. Ainsi l'anomalie de flux d'eau douce *emp* agit principalement autour de 60°S ; le flux d'eau douce à la base de la glace de mer *ios* agit principalement autour de 65°S ; le flux de sel latéral *xyad* agit principalement autour de 42°S et la combinaison des flux de sel associés à l'advection verticale et à l'entraînement agissent autour de 70°S. En outre l'importance de leur contribution à la salinisation est variable, le flux *ios* ayant la contribution la plus intense, les flux *emp* et *xyad* ayant une contribution comparable et enfin la combinaison des flux *zad* et *ent* ayant une contribution significative mais la plus faible. Nous allons détailler dans ce qui suit le rôle de chacun de ces processus en parcourant le domaine du sud au nord.

Le rôle de l'advection verticale et de l'entraînement dans la région des plateaux : En moyenne zonale et à l'échelle de tout le domaine, l'entraînement de la base de la couche de mélange et l'advection verticale à la base de la couche de mélange se compensent mutuellement au fil de chacune des deux simulations ; ces deux processus ne participent donc pas à la salinisation observée dans une grande partie de l'océan austral à l'exception de la région du plateau antarctique. Si cette exception n'est pas au premier abord un centre d'intérêt dans notre étude, nous esquisserons dans les perspectives de cette thèse le rôle que semble jouer la modulation du downwelling côtier dans la salinisation des eaux du plateau antarctique.

Le flux d'eau douce à la surface de l'océan dans la SIZ et la région de l'ACC : le bilan d'eau douce à la surface *emp* ainsi que le flux d'eau douce à la base de la glace de mer agissent de concert dès le début de la simulation pour augmenter la salinité dans la CMO. Dans l'expérience WIND les précipitations n'ont pas changés par rapport à l'expérience REFsam ; Dans la région de l'océan libre de glace de mer la salinisation observée provient d'un excès d'évaporation en réponse à l'augmentation de l'intensité des vents d'ouest ; dans la SIZ, le rôle de chacun des processus est plus complexe. En effet les changements de concentration de glace de mer d'une simulation à l'autre redistribue spatialement et temporellement les zones d'échange entre l'océan et l'atmosphère. Nous verrons dans le chapitre 5 que l'on observe une diminution de la concentration de glace de mer dans l'expérience WIND. Cette diminution serait susceptible d'accroître la quantité de neige atteignant la surface océanique et in fine de diminuer la salinité de surface de l'océan. La salinisation induite par le flux *emp* semblerait donc être pilotée également par un excès d'évaporation.

La salinisation induite par les changements de flux d'eau douce à la base de la glace de mer commence à la latitude 65°S à la limite de l'extension hivernale maximale du "pack ice" puis s'étendent à partir de 1985 vers le nord jusqu'à la limite de l'extension maximale de la glace marginale vers 55°S. ces deux flux d'eau douce contrôle la salinisation dans la SIZ. Nous reviendrons plus en détail, dans le chapitre 5, sur la sensibilité de la glace de mer au SAM.

Le flux advectif latéral dans la zone marginale de glace de mer et au nord du domaine : Dans la zone marginale de la SIZ la salinisation observée pourrait être la signature de l'anomalie positive (vers le nord) du transport d'Ekman transportant l'anomalie de sel produite par les changements de réponse de la glace de mer évoqué ci-dessus. Plus au nord, les changements de transport advectif de sel dans une bande méridienne comprise entre 30°S et 45°S induisent une salinisation dans cette région. Ces changements peuvent être attribués à une anomalie négative (vers le sud) du transport d'Ekman aux moyennes latitudes créant un biais salé provenant des gyres subtropicaux. Dans la SIZ, le processus de diffusion verticale à la base de la couche de mélange agit à l'opposé du flux d'eau douce en provenance de la glace de mer. En considérant chaque simulation séparément, le processus de diffusion verticale tend à saler la couche de mélange (Figure non montrée) dans tout le domaine et particulièrement dans la SIZ. Dans cette zone la couche de mélange absorbe par diffusion le sel provenant du dessous de la base de couche mélange. La perturbation en vent tend donc à diminuer la salinisation de la couche de mélange. Le défaut d'apport d'eau douce issue de la fonte de la glace de mer pendant le printemps austral dans la réponse au vent semble freiner l'absorption diffusive de sel

à la base de la couche de mélange. Autrement dit, la diffusion à la base de la couche de mélange compense l'anomalie positive de flux de sel provenant de la glace de mer. Nous remarquerons également que cette opposition entre la diffusion verticale de salinité et le forçage d'eau douce de surface se retrouve systématiquement dans l'ensemble du domaine.

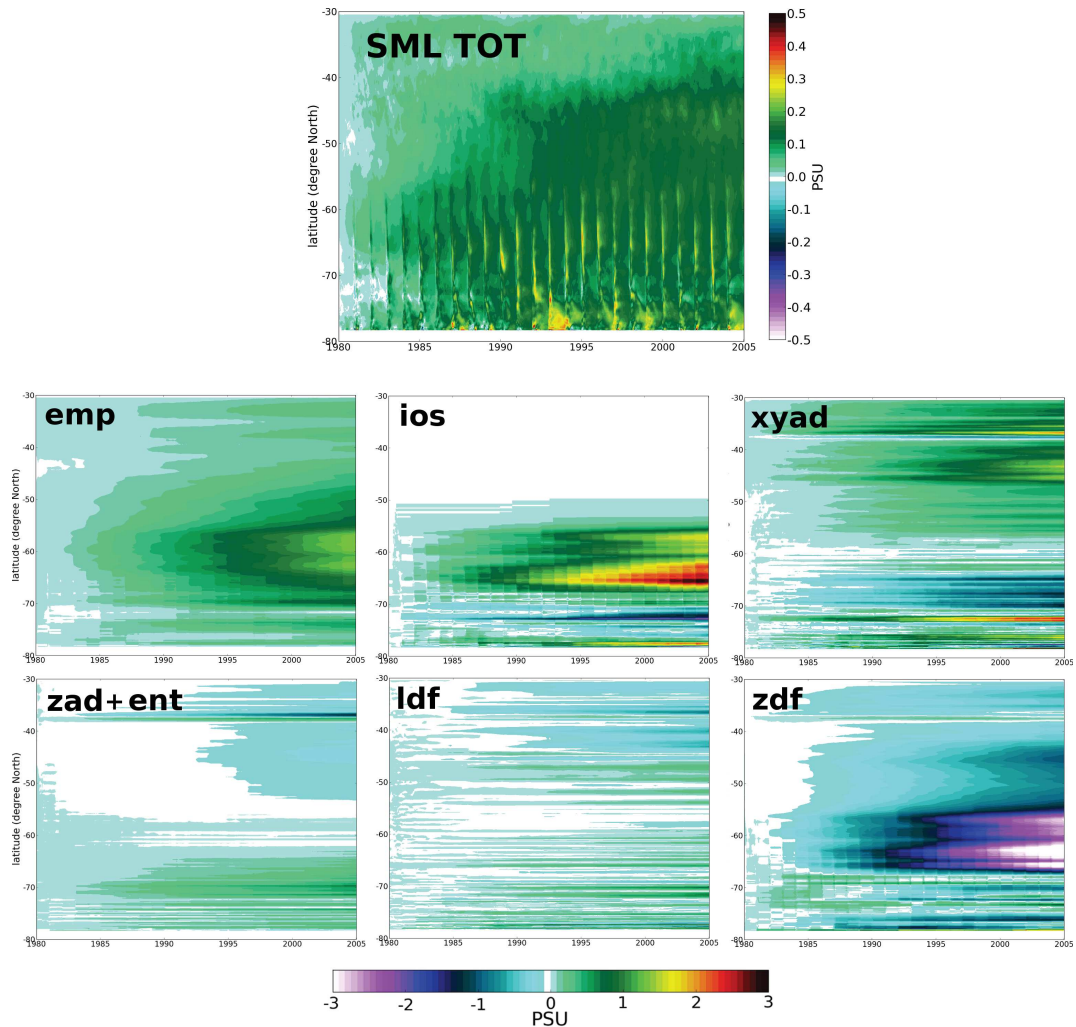


Figure 5.6 – Diagramme Hovmöller (diagramme temps,latitude) de la moyenne zonale de la différence de salinité moyenne de la couche de mélange océanique entre WIND et REFsam (image du haut) et des différents contributeurs. La résolution temporelle est 5 jours. Les palettes de couleur pour les différents contributeurs couvre une plus grande gamme de salinité, ce qui cache partiellement la saisonnalité du signal, beaucoup plus apparent dans "SML TOT".

Le réchauffement et le refroidissement de la couche de mélange en réponse au SAM

La figure 5.7 montre un réchauffement dans tout le domaine, à l'exception de la ceinture centrale (50°S-60°S) et d'une bande au nord située entre 30°S et 35°S. Dans cette ceinture centrale on observe un réchauffement pendant la fin de l'hiver et le début du printemps

austral et un refroidissement le reste de l'année. Il s'agit de la signature de l'anomalie de profondeur de couche de mélange qui atteint un maximum à la fin de l'hiver austral. Au nord de cette région le réchauffement peut atteindre 0.3°C toute saison confondue et au sud de cette région il peut atteindre 0.5°C pendant l'été austral. Cette répartition des tendances est comparable avec les résultats de *Sen Gupta and England* (2006) qui comme nous l'avons précisé en introduction, montrent qu'à une anomalie positive du SAM est associée une anomalie négative de température centrée autour de 60°S et une anomalie positive de température centrée autour de 40°S . Les processus responsables de l'anomalie de température de la couche de mélange sont répartis en moyenne zonale de manière homogène. Le réchauffement associé au flux de chaleur *iot* agit principalement autour de 60°S ; le réchauffement associé au flux de chaleur advectif latéral *xyad* agit principalement autour de 40°S ; le refroidissement associé à ce flux agit autour de 65°S ; le léger réchauffement associé à la combinaison des flux de chaleur advectif vertical *zad* et de l'entraînement *ent* agissent autour de 70°S . Le léger réchauffement associé au flux diffusif latéral *ldf* couvre la presque totalité du domaine. Le réchauffement associé au flux de chaleur *zdf* agit entre 30°S et 65°S ; le refroidissement associé à ce flux agit au sud de 65°S . Le refroidissement combiné des flux de chaleur air-mer *qla*, *qsb*, *qlw* et *qsr* agit de 30°S à 65°S . le réchauffement associé à ces flux agit au sud de 65°S . Nous allons détailler dans ce qui suit le rôle de chacun de ces processus.

Le rôle de l'advection verticale et de l'entraînement dans la région des plateaux : Comme pour la salinité ces deux processus se compensent partiellement afin d'entraîner un très léger réchauffement à la base de la couche de mélange.

Le rôle du flux solaire incident de chaleur dans l'ensemble du domaine : Dans l'ACC et pendant toute l'année, *qsr* est le seul processus dont l'anomalie participe au refroidissement de la couche de mélange au nord de 65°S . Cette participation doit être nuancée, car *qsr* joue un rôle passif; en effet, sa capacité à modifier la température de la couche de mélange est seulement modulée par les changements de la profondeur de cette dernière. Dans nos simulations, le flux solaire pénétrant dans l'océan suit une loi de décroissance exponentielle avec la profondeur (voir équation 5.5); on considère l'extinction *e-folding* du réchauffement de la surface de l'océan en dessous de 23 mètres; étant donné que la profondeur minimale de couche de mélange que l'on retrouve dans la région encadrant l'ACC pour la simulation REFSam est supérieure à 35 mètres (voir Figure 2.9 du chapitre 1) et que les différences de MLD avec WIND ne diffèrent pas plus que d'une dizaine de mètres; la couche d'océan réchauffée par *qsr* est donc constamment comprise dans la couche de mélange quelque soit le moment de l'année et quelque soit la simulation considérée. La température moyenne de la couche de mélange dans les régions où elle est plus profonde dans l'expérience WIND que dans l'expérience REFSam est donc relativement moins influencée par le rayonnement solaire incident. Pendant l'hiver austral, la couche de mélange s'est approfondie sous les effets des perturbations du vent au SAM; à la fin de l'hiver, au début de la période de restratification *qsr* doit donc agir sur un volume d'eau plus grand. La stratification estivale devient donc moins efficace en réponse au SAM. L'importance du flux solaire est donc bien la signature des changements d'approfondissement hivernal de la couche de mélange en réponse au SAM. Enfin dans la SIZ au sud de 65°S , l'anomalie de flux solaire réchauffe la couche de mélange

océanique. Dans la zone de glace mer la pénétration du flux solaire est modulée par la couverture de glace de mer. Nous verrons dans le chapitre 5, la réponse importante de la glace de mer au SAM et en particulier la diminution de la couverture de glace en mer de Weddell qui opère pendant toute l'année.

Le rôle des autres flux air-mer : Dans l'ACC, ces processus agissent de concert et en opposition au flux solaire pour diminuer la température de la couche de mélange (image non montrée). On remarque qu'en réponse au SAM le refroidissement est moins intense dans les régions où la couche de mélange s'approfondit. En effet, même si ces flux sont en valeur absolue plus intense dans la simulation WIND que dans la simulation REFsam, l'anomalie de perte de chaleur de l'océan n'est pas suffisante pour refroidir un volume d'eau beaucoup plus grand. Les flux de chaleur qla , qsb , qlw diminuent leur capacité de refroidissement de la couche de mélange en réponse au SAM.

Le rôle du transport latéral de chaleur dans la moitié nord du domaine : Les changements de transport advectif de chaleur dans une bande méridienne comprise entre 30°S et 45°S induisent un réchauffement dans cette région. Plus au sud entre 50°S et 55°S, le réchauffement observé pourrait être la signature du transport d'Ekman vers le nord de l'anomalie de chaleur produite par les changements de réponse de la glace de mer.

Le rôle conjoint de la diffusion verticale et de la glace de mer : La diffusion à la base de la couche de mélange agit de concert avec le flux de chaleur provenant de la glace de mer. Contrairement à la diffusion du sel, dans toute la région de l'ACC la diffusion verticale à la base de la couche de mélange produit un réchauffement de la couche de mélange.

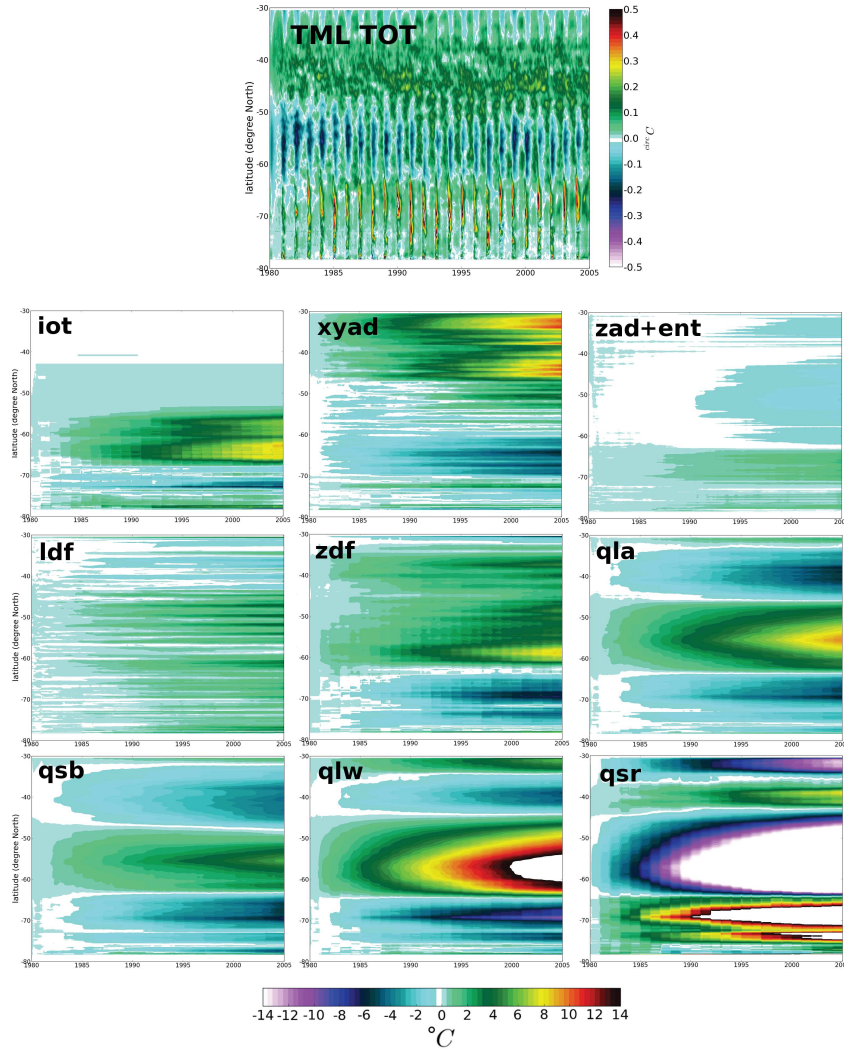


Figure 5.7 – Idem Figure 5.6 pour la température.

5.3.3 Distribution spatiale des processus de contrôle

L'approche méthodologique

Comme nous venons de le voir, d'une simulation à l'autre, la contribution d'un processus à l'évolution des traceurs actifs de la couche de mélange océanique est susceptible de changer. On estime à la fin de chaque simulation la différence locale $\Delta C_{proc}[x, y, t_{end}]$ entre chacune des simulations de sensibilité au SAM et chacune de leur simulation de référence associée suivant la relation 5.12 suivante :

$$\begin{aligned}
 \Delta C_{proc}[x, y, t_{end}] &= C_{proc}^2[x, y, t_{end}] - C_{proc}^1[x, y, t_{end}] \\
 &= C_{proc}^2[x, y, t_{end}] - C_{proc}^2[x, y, t_0] - (C_{proc}^1[x, y, t_{end}] - C_{proc}^1[x, y, t_0]) \\
 &= \int_{t_0}^{t_{end}} \left. \frac{\partial C^2}{\partial t} \right|_{proc} dt[x, y] - \int_{t_0}^{t_{end}} \left. \frac{\partial C^1}{\partial t} \right|_{proc} dt[x, y]
 \end{aligned} \tag{5.12}$$

Parmi ces changements, on peut distinguer le processus pilotant majoritairement l'évolution de ces traceurs. Entre deux simulations, on peut également quantifier via un indice P_δ^* l'importance du processus dominant $proc^*$ par rapport à l'ensemble des autres processus dont les effets sont du même signe δ . L'estimation de cet indice suit l'équation suivante :

$$P_\delta^*(x, y) = 100 \cdot \frac{\Delta C_{proc^*, \delta}(x, y)}{\sum_{proc} \Delta C_{proc, \delta}(x, y)} \quad (5.13)$$

Afin de mieux comprendre cet indice, donnons un exemple :

Dans la SIZ à 65°S, nous observons une salinisation ; dans ce cas où $\delta > 0$ on somme tous les processus participant à la salinisation (*emp, ios, zad+end*). Parmi ces processus, *ios* est celui qui participe le plus à la salinisation. On calcule alors son pourcentage de participation de la manière suivante :

$$P_{salinisation}^{ios}(x, y) = 100 \cdot \frac{\Delta S_{ios}(x, y)}{\Delta S_{emp}(x, y) + \Delta S_{ios}(x, y) + \Delta S_{zad+ent}(x, y)} \quad (5.14)$$

Distribution spatiale de l'anomalie de salinisation

Les figures 5.8 et 5.10 montrent l'indice $P_\delta^*(x, y)$ respectivement pour la salinisation et l'adoucissement de la couche de mélange sous l'influence des *perturbations de vent* (image WIND-REFsam), des *perturbations turbulentes* (image TURB-WIND) et des *perturbations de précipitation* (image PREC-TURB). La réponse générale des processus dominant à l'ensemble des *composantes du forçage SAM* sera illustrée par l'image PREC-REFsam.

Les zones de salinisation et leurs pilotes : La comparaison de l'image WIND-REFsam de la figure 5.8 avec l'image PREC-REFsam suggère que le vent contrôle majoritairement la distribution des processus. La comparaison entre l'image TURB-WIND et PREC-REFsam montre que la perturbation des variables turbulentes joue également un rôle significatif dans l'activation de la salinisation dans le indien-est (autour de 120°E-50°S) et du Pacifique central (autour de 120°W-45°S). La comparaison entre l'image PREC-TURB et PREC-REFsam montre également que la perturbation des précipitations joue un rôle primordiale dans l'activation de la salinisation dans une grande partie de l'Indien-est (autour de 110°E-40°S) et du pacifique-ouest en aval de la Nouvelle-Zélande (centré atour de 150°W).

La réponse générale (PREC-REFsam) met en évidence une distribution claire des processus dominant. En effet la contribution de chaque processus à la salinisation est supérieure à 70% lorsqu'il est dominant. Ainsi, au large de la mer de Bellingshausen, dans la zone nord de la mer de Weddell, dans les mers de le Coopération et de Davis (65°E-100°E) (localisation, voir figure 6.2) , dans les mers de d'Urville et de Somov (135°E-175°E) et dans le secteur ouest de la mer de Ross, l'anomalie de flux de sel virtuel à la base de la glace de mer (*ios*) explique plus de 70 % de la salinisation observée ; dans le secteur est de la mer de Ross et dans la mer d'Amundsen, l'anomalie de diffusion de sel à la base de la couche de mélange (*zdf*) explique dans les mêmes proportions la salinisation observée. A la limite nord de la SIZ, au voisinage de 60°S, là où l'anomalie de glace de mer pilote la salinisation, l'anomalie de transport latérale (*lat*) de sel domine. Dans cette bande de latitude la perturbation en vent (Figure 3.10 du chapitre 3) est un vent zonal d'ouest (à l'exception de la zone au large de Bellingshausen où l'on observe une contribution méridienne du vent

vers le sud significative). L'anomalie de transport latéral comporte donc une anomalie de transport d'Ekman vers le nord. Celle-ci est alors susceptible de propager l'anomalie de salinité mise en évidence dans la SIZ. nous verrons dans le paragraphe suivant le poids respectif du transport d'Ekman de sel par rapport au transport géostrophique. Dans l'océan libre de glace au nord de 60°S, la salinisation observée est pilotée par l'anomalie de flux d'eau douce *emp* et l'anomalie transport latéral ; L'anomalie de transport latéral domine celle des flux d'eau douce de surface au niveau et en aval des principaux monts sous-marins (plateaux et dorsales océaniques).

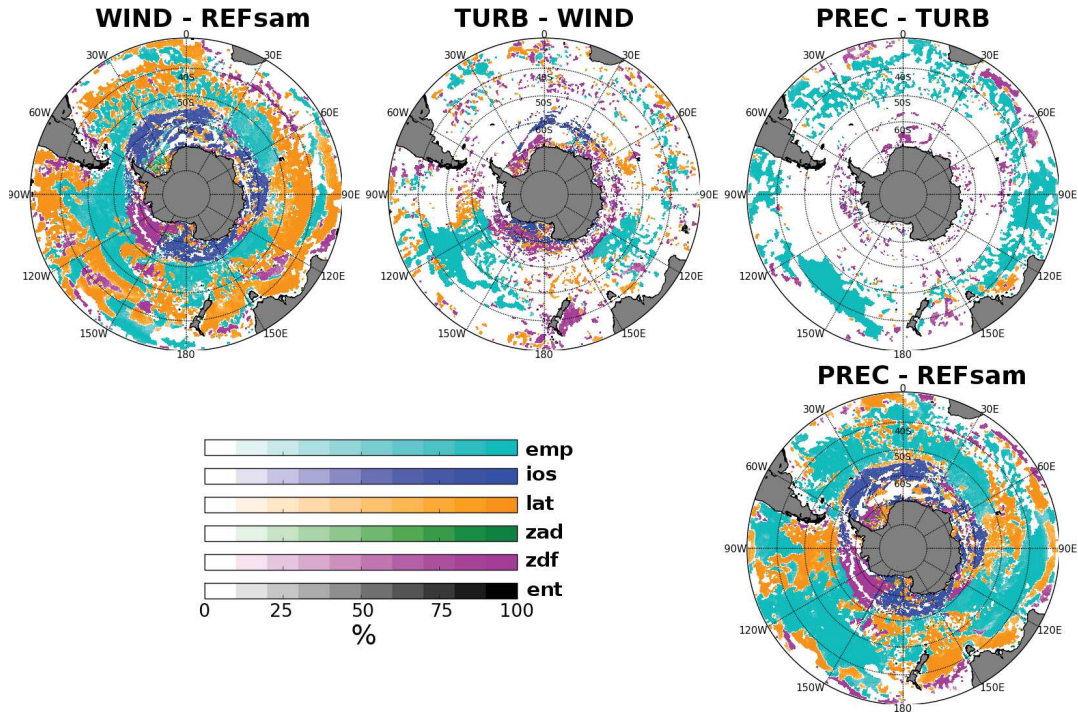


Figure 5.8 – Cartes des processus dominant responsables de la salinisation de la couche de mélange pendant toute la période de simulation 1980-2004 (voir équation pour plus de détail sur le calcul). Le pourcentage de participation à la salinisation du processus dominant est quantifié grâce aux barres de couleurs dégradées associées à chaque processus.

Les contributions relatives de la composante d'Ekman et de la composante géostrophique dans l'anomalie de transport latéral : La figure 5.9 montre le poids respectif de l'advection d'Ekman et de l'advection géostrophique dans la salinisation de la couche de mélange océanique par le biais du processus d'advection horizontale. Comme nous l'avons vu au chapitre 1, nous pouvons décomposer le terme d'évolution de la salinité en sa composante géostrophique et agéostrophique (Ekman) comme suit :

$$\left. \frac{\partial S}{\partial t} \right|_{\text{Adv}} = \left. \frac{\partial S}{\partial t} \right|_{\text{Adv agéostrophique (Ekman)}} + \left. \frac{\partial S}{\partial t} \right|_{\text{Adv géostrophique}} \quad (5.15)$$

Contrairement au chapitre 1, nous utiliserons la composante zonale ainsi que la composante méridienne du transport d'Ekman pour estimer la composante agéostrophique du terme

d'évolution de la salinité.

$$\begin{cases} \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{\text{Ekman}} &= \frac{1}{H_{cmo}} \cdot \nabla \cdot (\vec{U}_{Ekman} S) \\ \vec{U}_{Ekman} &\simeq \frac{-1}{\rho_0 f} (\tau^x \vec{i} - \tau^y \vec{j}) \\ \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{\text{geostrophique}} &= \frac{1}{H_{cmo}} \int_{-H_{cmo}}^0 \nabla \cdot (\vec{U}_H S) dz - \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{\text{Ekman}} \end{cases} \quad (5.16)$$

où S est la salinité, ∇ est l'opérateur divergence, H_{cmo} est l'épaisseur de la CMO, τ^x et τ^y sont respectivement la composante zonale de la tension de vent et la composante méridienne de la tension de vent et \vec{U}_H est la vitesse horizontale. Chacune de ces variables est estimée à partir de leur valeur moyenne sur la période 1995-2004.

Afin de déterminer dans quelle région les changements de contributions advectives sont dus au changement de transport d'Ekman, nous définissons alors un nouvel indice P_δ^{*xyadv} comme suit :

$$P_\delta^{*xyadv}(x, y) = 100 \cdot \frac{\text{MAX}(\Delta \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{\text{Ekman}, \delta}(x, y), \Delta \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{\text{geostrophique}, \delta}(x, y))}{\Delta \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{\text{Ekman}, \delta}(x, y) + \Delta \frac{\partial S}{\partial t} \Big|_{\text{geostrophique}, \delta}(x, y)} \quad (5.17)$$

Le signe δ est le même que celui définit dans l'équation 5.13. Δ signifie la différence locale entre une simulation de sensibilité au SAM et sa simulation de référence associée. Cet indice P_δ^{*xyadv} est définit uniquement pour les points (x,y) qui vérifient $\Delta S_{total}[x, y, t_{end}] > 0$ comme définit par la relation 5.12. Cet indice révèle les zones où l'une des deux composantes dominant l'autre et dans quelle proportion l'une domine l'autre dans les régions où l'on observe une salinisation d'une simulation à l'autre.

Comme nous l'avions mentionné au paragraphe précédent le transport d'Ekman joue un rôle dans la contribution à la salinisation de la couche de mélange océanique. Une comparaison de l'image PREC-REFsam de la figure 5.8 avec la figure 5.9 montre que sur le bord de la SIZ aux endroits où le transport latéral domine la salinisation le transport d'Ekman de sel est le processus dominant à l'exception du bassin Atlantique. Plus au large au niveau et en aval des principaux monts sous-marins, aux endroits où le transport latéral domine la salinisation, le transport géostrophique de sel est le processus dominant à l'exception du secteur sud-est du bassin Pacifique où le transport d'Ekman tient la totalité du rôle de salinisation. Au nord de 40°S, dans chaque bassin, le transport d'Ekman domine le signal l'anomalie positive de transport latéral de sel.

Notons toutefois que la relation 5.17 est estimée à partir des moyennes climatologiques 1995-2004 et ne prend donc pas en considération non seulement les contributions non-linéaires des termes d'évolution de la salinité de la couche de mélange associés aux transport latéral mais aussi les variations de la profondeur de la couche de mélange.

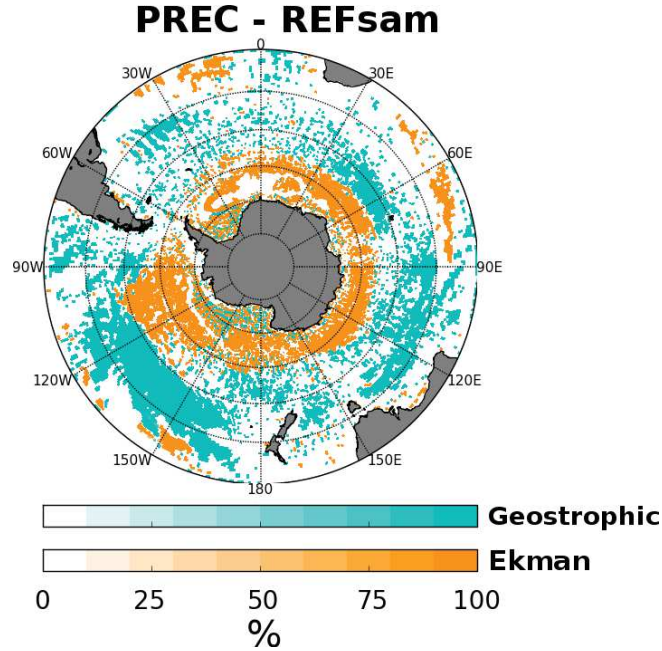


Figure 5.9 – Carte de l'indice P_{δ}^{*xyadv} (avec $\delta > 0$) donnant la composante dominante de l'advection latérale (Ekman ou géostrophique) lorsque celle-ci contribue à la salinisation de la couche de mélange entre PREC et REFsam sur la période 1995-2004 (voir équation 5.17 pour les détails sur le calcul). Le pourcentage de participation à la salinisation du processus dominant est quantifié grâce aux barres de couleurs dégradées associées à la composante d'Ekman et à la composante géostrophique de l'advection latérale.

Les zones d'adoucissement et leurs pilotes : La comparaison des images WIND-REFsam et TURB-WIND de la figure 5.10 avec l'image PREC-REFsam suggère que le vent et les variables turbulentes contrôlent en grande partie les processus responsables de l'adoucissement de la couche de mélange océanique. Si les précipitations (image PREC-TURB) adoucissent légèrement la couche de mélange au sud de 50°S, nous ne retrouvons pas leur signature quand on prend en compte l'ensemble des perturbations (image PREC-REFsam) ; elles ne suffisent donc pas à compenser les effets du vent. Seulement quelques rares endroits connaissent un adoucissement (la partie extrême est de la mer de Weddell, et les parties méridionales de la mer d'Amundsen et de l'extrême est de la mer de Ross). Enfin, Maud Rise et la limite marginale de la SIZ au nord d'Amundsen se radoucissent. La réponse générale (PREC-REFsam) met en évidence une distribution claire des processus dominant dans deux endroits ; En premier lieu au large de la mer d'Amundsen, sur la bordure de la SIZ, l'anomalie de flux de sel virtuel à la base de la glace de mer (*ios*) domine (> 70%) l'adoucissement sur une fine bande de 2° de latitude à 65°S. En second lieu à l'est de la mer de Weddell et dans la mer d'Haakon (15°E-25°E), l'anomalie de diffusion verticale de sel à la base de la couche de mélange (*zdf*) est le pilote dominant (> 70%) de l'adoucissement observé.

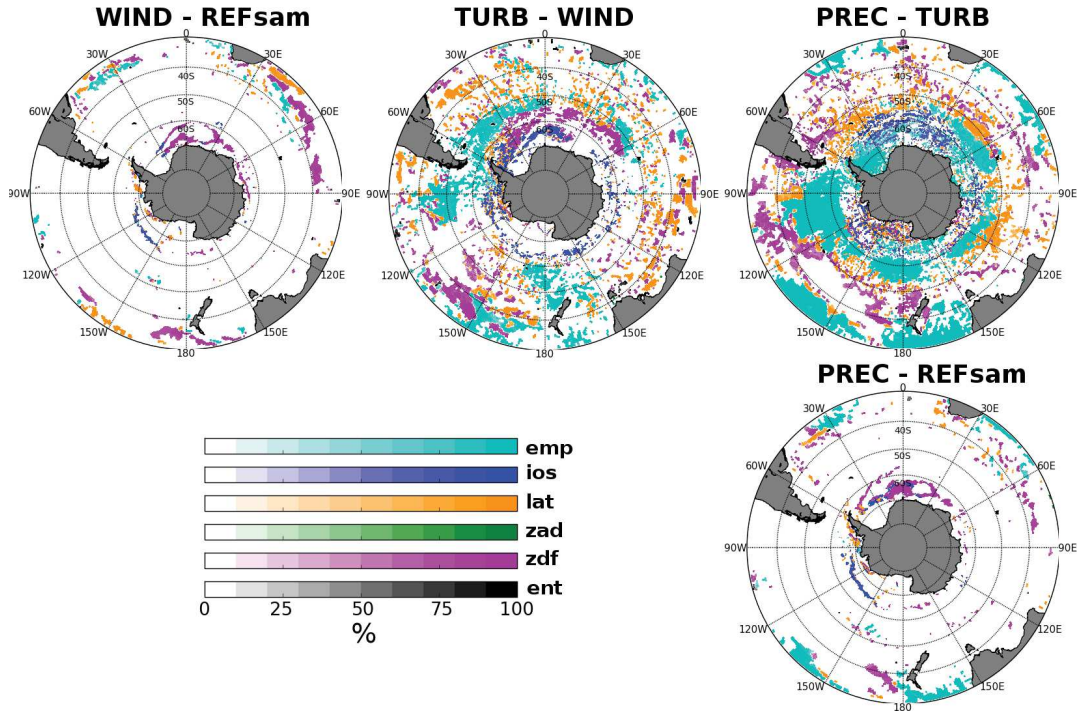


Figure 5.10 – Cartes des processus dominant responsables de l’adoucissement de la couche de mélange pendant toute la période de simulation 1980-2004 (voir équation pour plus de détail sur le calcul).

Distribution spatiale des anomalies de réchauffement et de refroidissement

Les figures 5.11 et 5.12 montrent l’indice $P_{\delta}^*(x, y)$ respectivement pour le réchauffement et le refroidissement de la couche de mélange sous l’influence des *perturbations de vent* (image WIND-REFsam), des *perturbations turbulentes* (image TURB-WIND) et des *perturbations de précipitation* (image PREC-TURB). La réponse générale des processus dominant à l’ensemble des *composantes du forçage SAM* sera illustrée par l’image PREC-REFsam.

Les zones de réchauffement et leurs pilotes : L’Atlantique, L’Indien-ouest et une grande partie de la SIZ se réchauffent via une combinaison de différents processus. La comparaison de l’image WIND-REFsam de la figure 5.11 avec l’image PREC-REFsam suggère que le vent contrôle majoritairement la distribution des processus principaux associés au réchauffement de la couche de mélange. Les autres *composantes au forçage SAM* semblent dominer l’anomalie de réchauffement seulement de manière localisée. La comparaison entre l’image TURB-WIND et PREC-REFsam montre que la perturbation des variables turbulentes joue également un rôle significatif dans l’activation du réchauffement dans la mer de Ross et la mer d’Amundsen via le processus de diffusion verticale à la base de couche de mélange et également dans les mer de la Coopération (65°E-100°E), de Mawson(100°E-135°E), de Dumont D’Urville (135°E-175°E) et de Ross. En outre, au large de la mer des Cosmonautes (30°E-60°E) sur le bord de la SIZ, le flux de chaleur infra-rouge contrôle dans une moindre mesure le réchauffement observé. Dans le bassin Atlantique, plusieurs processus participent au réchauffement de la couche de mélange. L’anomalie de flux de

chaleur sensible pilote ($\sim 50\%$) le réchauffement autour des îles Malouines; l'anomalie de transport latéral de chaleur est dominant en aval des îles Malouines ($\sim 60\%$); plus au nord, l'anomalie de diffusion verticale à la base de la couche de mélange pilote ($> 60\%$) ce réchauffement; autour de 60°S de la pointe de la péninsule antarctique au méridien de Greenwich, l'anomalie de chaleur issue de la glace de mer pilote ce réchauffement; enfin entre 65°S et 70°S dans la mer de Weddell, l'anomalie de flux solaire modulé par l'anomalie de couverture de glace de mer pilote le réchauffement observé.

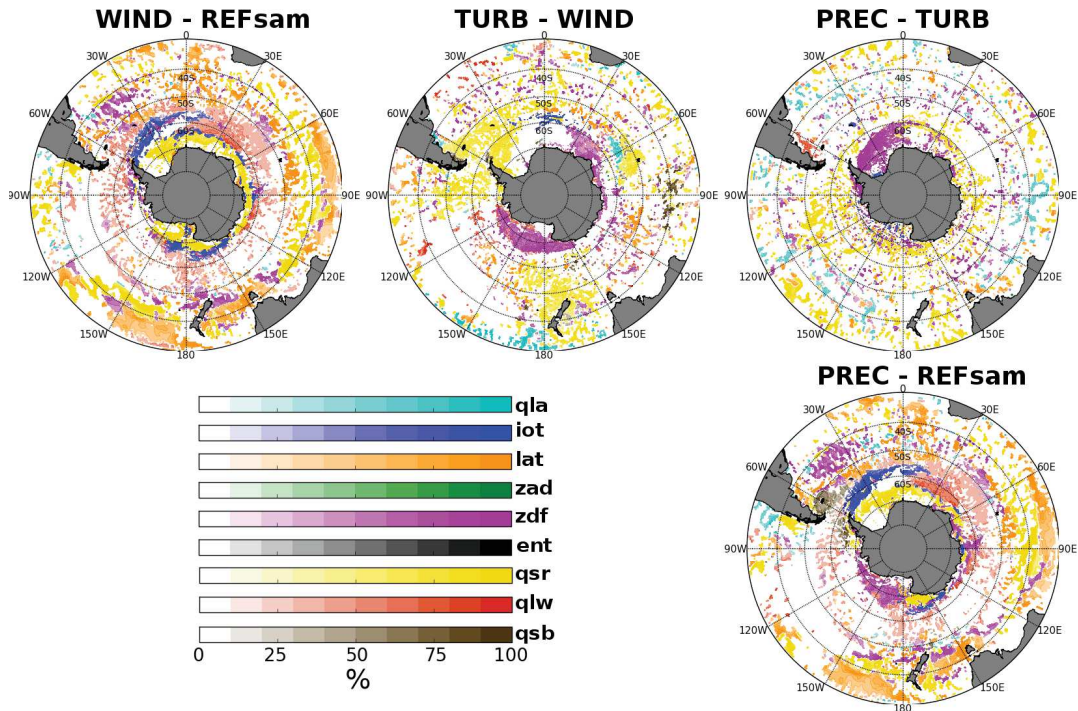


Figure 5.11 – Cartes des processus dominants responsables du réchauffement de la couche de mélange pendant toute la période de simulation 1980-2004 (voir équation pour plus de détail sur le calcul).

Les zones de refroidissement et leurs pilotes : La comparaison des image WIND-REFsam et TURB-WIND de la figure 5.12 avec l'image PREC-REFsam suggère que le vent et les variables turbulentes contrôlent majoritairement la distribution des processus. Le Pacifique centrale (centré sur $120^\circ\text{W}-50^\circ\text{S}$) et l'Indien-est (centré sur $120^\circ\text{E}-50^\circ\text{S}$) sont sujets à un refroidissement associé principalement à une anomalie du réchauffement associé à la participation du flux radiatif solaire incident. Comme nous l'avons vu plus haut, on peut expliquer cette anomalie par l'approfondissement de la couche de mélange dans ces régions. En outre, à l'ouest du Maud Rise ($0^\circ\text{E}-60^\circ\text{S}$) des changements dans la diffusion verticale en réponse aux perturbations des variables turbulentes semblent contrôler le refroidissement. Enfin dans la zone marginale de la SIZ au large de la mer d'Amundsen, les changements de flux de chaleur traversant la glace de mer (*iot*) pilotent le refroidissement observé dans cette région.

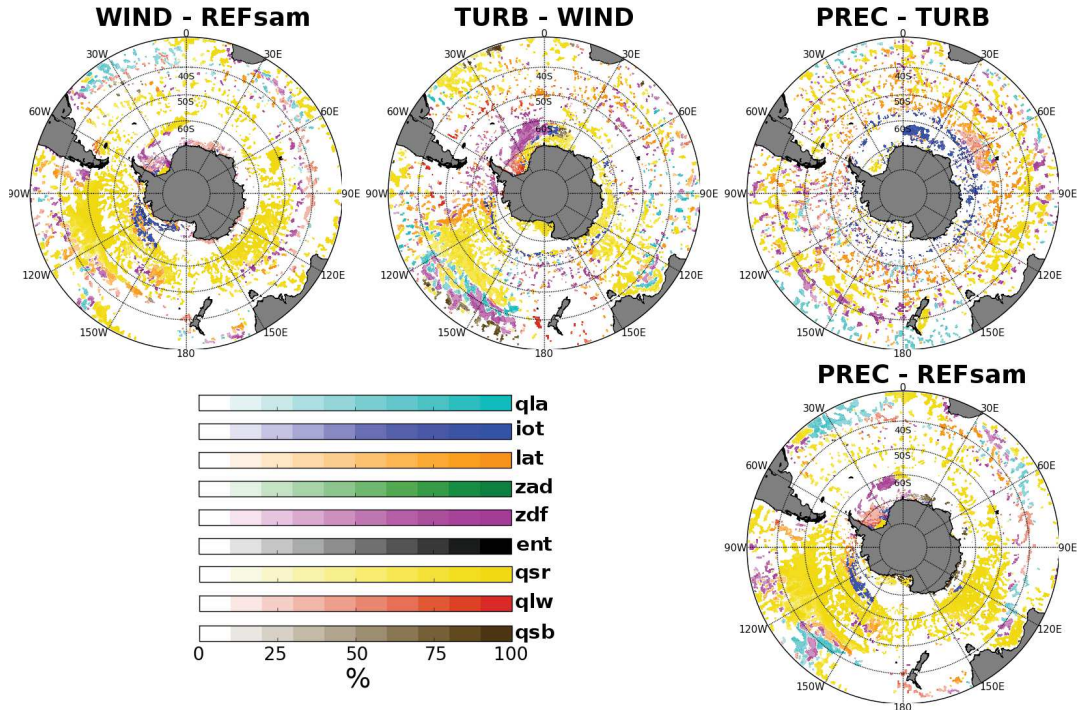


Figure 5.12 – Cartes des processus dominants responsables du refroidissement de la couche de mélange pendant toute la période de simulation 1980-2004 (voir équation pour plus de détail sur le calcul).

5.4 Conclusion

Dans le chapitre précédent nous avons remarqué une salinisation de l'ordre de 0.04 PSU et un réchauffement de l'ordre 0.4°C sous la couche de mélange dans les eaux intermédiaires. Nous avons également remarqué une salinisation de l'ordre de 0.1 PSU et un réchauffement de l'ordre 0.5°C sous la couche de mélange dans les eaux modales à l'exception de la région Indien-centre où nous avons observé des changements de signe opposé (-0.05 PSU et -0.7°C). Dans l'ensemble du bassin austral à l'exception du secteur Pacifique central et Indien-est, les changements des propriétés hydrographiques de la couche de mélange océanique dans la région d'affleurement des masses d'eau intermédiaires sont cohérents avec les changements observés dans cette masse d'eau. Le cas particulier des régions Pacifique central et Indien-est incite à penser que les changements observés dans ces secteurs sont en grande partie le fruit des déplacements méridiens des isopycnes vers le nord. Dans l'ensemble du bassin austral à l'exception du secteur indien centre, les changements des propriétés hydrographiques de la couche de mélange océanique dans la région d'affleurement des masses d'eau modales sont cohérents avec les changements observés dans cette masse d'eau. Le cas particulier de la région indien-centre incite à penser que les changements observés dans ce secteur sont en grande partie le fruit des déplacements méridiens des isopycnes vers le sud. Dans les zones où les déplacements méridiens des affleurements des masses d'eau et où les changements locaux des propriétés de couche de mélange sont cohérents, il est difficile de conclure quant à celui de ces deux processus dominant la réponse

au SAM des propriétés des masses d'eau affleurant pendant l'hiver austral. Toutefois, nous pouvons discerner les processus dominant la réponse locale de la couche de mélange. La figure 5.13 est une représentation schématique des changements des zones d'affleurement des AAIW et SAMW ; l'anomalie positive de température et salinité homogène de la zone d'affleurement hivernale des AAIW, ainsi que l'évolution zonale de l'anomalie des propriétés de la zone d'affleurement des SAMW sont superposées aux processus dominant (> 60%) la salinisation, le réchauffement et le refroidissement de la couche de mélange.

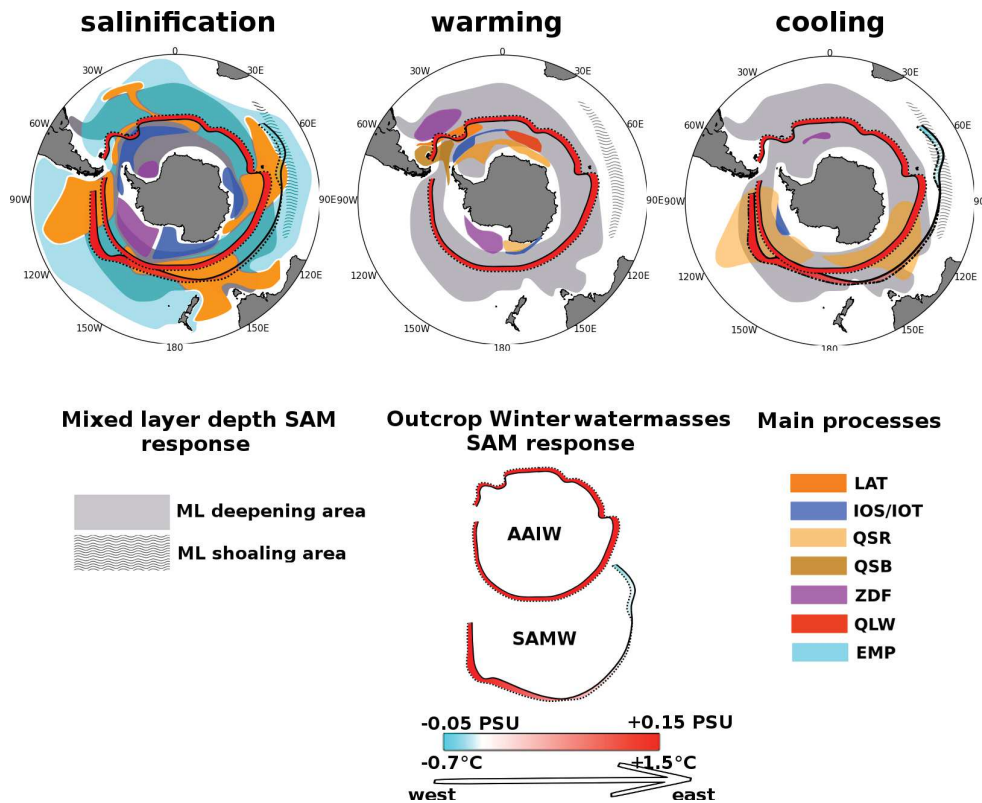


Figure 5.13 – Schéma bilan de la réponse au SAM (PREC-REFsam) des AAIW et SAMW dans la couche de mélange à la fin de l'hiver austral. La zone d'affleurement des AAIW et des SAMW dans la simulation REFsam (resp PREC) est en trait plein (resp pointillé). L'amplitude du déplacement méridien de l'affleurement des masses d'eau est à l'échelle. L'évolution des propriétés des traceurs d'une simulation à l'autre est également illustré via l'échelle de couleur (bas de l'image). Les processus dominant la salinisation, le réchauffement et le refroidissement significatifs sont schématisés pour chacune de ces trois anomalies. En surimposition, les anomalies de profondeur de couche de mélange, en gris clair les anomalies positives et en gris "ondulé" les anomalies négatives.

Un scénario potentiel pour expliquer la salinisation serait le suivant : une anomalie positive de salinité est initiée dans la SIZ. Celle-ci s'explique d'une part par une anomalie négative de flux d'eau douce à la base de la glace de mer en réponse à *l'ensemble des composantes du forçage SAM* en mer de Weddell, en mer de Bellingshausen, dans le secteur ouest de la mer de Ross, en mer de Somov (localisation, voir figure 6.2), en mer d'Urville et dans la mer de la Coopération et d'autre part par l'apport de sel par diffusion verti-

cale à la base de la couche de mélange dans le secteur est de la mer de Ross et en mer d'Amundsen. Dans chacun de ces secteurs, l'anomalie se propagerait vers le nord grâce au transport d'Ekman. Cette anomalie viendrait "alimenter" les zones d'affleurement des AAIW situées dans le Pacifique sud-est, dans le Pacifique sud-ouest et dans tout le secteur Atlantique. Au niveau du plateau des Kerguelen et de la dorsale sud-Atlantique, la salinisation des AAIW serait le résultat du transport géostrophique associé à l'ACC de l'anomalie de salinité initiée en amont. Dans les autres régions d'affleurement des AAIW, l'augmentation de l'évaporation pourrait expliquer en grande partie la salinisation. La salinisation des SAMW de l'Indien-est vers le Pacifique-est semblent pouvoir s'expliquer également par une distribution spatiale nette de ces processus. Dans le secteur sud-ouest Pacifique, le transport géostrophique associé à l'ACC d'une anomalie de salinité initiée en amont expliquerait la salinisation des SAMW ; puis dans dans le secteur Pacifique central à l'endroit où les SAMW se rapprochent des AAIW, le transport d'Ekman vers le nord de l'anomalie initiée dans la SIZ expliquerait la salinisation ; à l'est du Pacifique central l'anomalie positive d'évaporation expliquerait en grande partie cette salinisation ; enfin dans le secteur Pacifique sud-est, le transport d'Ekman vers le nord de l'anomalie initiée dans la SIZ expliquerait cette salinisation.

Le réchauffement dans le secteur Atlantique s'expliquerait par la coordination de plusieurs processus. Dans la mer de Weddell, l'anomalie positive de chaleur au sud du cercle polaire est associé en grande partie au flux radiatif solaire plus important en réponse à *l'ensemble des composantes du forçage SAM*. La profondeur de couche de mélange ne variant que très peu pendant la période estivale, cette anomalie serait le résultat d'un défaut de couverture de glace estivale. Au nord du cercle polaire, ce réchauffement viendrait du retrait vers le sud de la SIE en réponse au SAM pendant l'hiver austral. Au nord du bord marginal de la SIZ, le transport d'Ekman contribuerait grandement à propager l'anomalie de chaleur ainsi créée vers la zone d'affleurement hivernal des AAIW.

La réponse de la température de surface océanique à *l'ensemble des composantes du forçage SAM* semble en accord avec les tendances climatiques observées et notamment la part attribuée à la variabilité du SAM. Les changements de la couche de mélange océanique en réponse à *l'ensemble des composantes du forçage SAM* semblent principalement pilotés par le sel, les échanges de chaleur air-mer étant asservis par les anomalies de profondeur de couche de mélange. Nous avons vu à la section 2.4.8 du chapitre 2 que *Ciasto and Thompson* (2008); *Sallée et al.* (2010); *Ciasto et al.* (2011) avaient mis en évidence que la persistance des anomalies de SST après un épisode SAM positif est cohérent avec une réponse thermique passive de l'océan Austral aux variations saisonnières de la CMO en réponse au SAM. La réponse "cumulée" de la température de la couche de mélange à *l'ensemble des composantes du forçage SAM* dans notre jeu d'expérience (Figure 5.1) est similaire à la réponse instantanée de REFsam (Figure 2.25) elle même similaire aux observations. La persistance dans le temps de ces changements de température corrobore la remarque précédente. Comme nous l'avons souligné en introduction générale, un réchauffement des couches supérieures de l'océan Austral a été observé ces dernières décennies à toutes les latitudes (*Böning et al.*, 2008; *Levitus et al.*, 2000; *Gille*, 2002; *Boyer and Coauthors*, 2006). Les changements en température ont pu être attribués au déplacement vers le sud de l'ACC et des fronts, aux changements de flux air-mer de chaleur ainsi qu'aux changements de profondeur de la couche de mélange. Les mêmes processus sont en jeu dans notre étude de sensibilité.

D'après les études antérieures, la réponse instantannée au SAM de la salinité suit, quant à elle, sensiblement les tendances observées entre salinisation aux moyennes latitudes et adoucissement aux hautes latitudes (*Helm et al., 2010*) avec les mêmes disparités régionales discutées pour la réponse en température.

Dans notre étude, La réponse “cumulée” de la salinité est quant à elle orientée uniquement vers une salinisation intégrale de l’océan Austral. La salinisation est particulièrement marquée dans les régions de plateau dans le secteur est Antarctique, dans la partie nord des gyres subpolaires de Weddell et de Ross, dans les courants de bord ouest sud-américain et tout autour de l’ensemble Tasmanie-Nouvelle Zélande. En supposant que cette forte salinisation ”globale” ne traduise pas une quelconque réponse au SAM, quatre hypothèses sont envisagées pour expliquer la salinisation exagérée et opérée dans la couche de mélange quant à la réponse “cumulée” au SAM :

- Premièrement, les défauts de représentation de la réponse des variables atmosphériques de surface du jeu de forçage DFS3 à la tendance positive du SAM.
- Deuxièmement, la méthode de forçage ne prenant pas en compte la saisonnalité de la réponse en température de l’air au SAM.
- Troisièmement, la représentation imparfaite du runoff côtier Antarctique.
- Enfin, le comportement du modèle de glace de mer LIM2.

La première hypothèse met en jeu les incertitudes sur la représentation des réponses au SAM de la tension zonale de vent dans la région de l’ACC, de la température de l’air dans la SIZ et des précipitations dans la région de l’ACC et dans la SIZ (voir Figure 3.12). En premier lieu, la réponse de la tension zonale de vent au SAM révèle une anomalie négative (vers le pôle sud) de transport d’Ekman dans la zone marginale de la SIZ en mer de Ross limitant ainsi l’extension de glace de mer dans cette région et le transport d’eau douce vers les régions d’affleurement des AAIW et SAMW ; En deuxième lieu, la réponse de la température de l’air au SAM comporte un excès de chaleur en mer de Weddell et en mer de Ross limitant potentiellement la formation de glace de mer dans ces régions et diminuant ainsi le stock d’eau douce disponible au printemps austral pour adoucir les AASW et in fine les zones de formations des AAIW, en particulier dans le secteur Atlantique. Enfin, la réponse des précipitations au SAM révèle dans une large région, un déficit de précipitation ; ce déficit d’eau douce pourrait expliquer, en particulier dans les secteurs du Pacifique sud-est de Ross et du bassin Atlantique, la limitation de l’adoucissement des AAIW.

La deuxième hypothèse met en jeu le manque de réalisme de l’approche méthodologique pour les simulations affectées par la *perturbation en température de l’air du forçage SAM*. En effet, la *perturbation en température du forçage SAM* est constante et traduit la réponse de la température de l’air au SAM en moyenne annuelle. Or la réponse de la température de l’air est presque exclusivement marquée pendant l’automne et l’hiver austral (*Lefebvre and Goosse, 2005*) ; Ainsi pendant le printemps et l’été austral la *composante en température du forçage SAM* apporte un excès de chaleur en mer de Weddell ; celui-ci pourrait restreindre le taux de formation de glace de mer dans la région et ce faisant limiter la production de glace de mer totale en mer de Weddell. Le déficit, ainsi produit, du stock de glace de mer disponible lors de la fonte printanière limiterait l’apport d’eau douce dans les zones d’affleurement des masses d’eau d’intérêt.

La troisième hypothèse pourrait conditionner imparfaitement les propriétés des AASW et a fortiori le cycle de formation/fonte de la glace de mer. La non prise en compte de la fonte

basale des icebergs ainsi que du velâge des plate-formes glaciaires, en particulier dans le contexte d'accélération de la perte de masse de la calotte Antarctique, restreint en effet l'apport d'eau douce dans la SIZ.

Enfin étant donné que la glace de mer semble jouer un rôle majeur à l'origine de cette salinisation dont les effets se font ressentir dans toute la région de l'ACC via le transport d'Ekman, sa représentation devrait être la plus réaliste possible. Or nous avons souligné quelques biais de LIM2 en conclusion du chapitre 2. En particulier, comme nous l'avons vu à la section 2.4.8 du chapitre 1, la réponse instantanée de la glace de mer au SAM est sans doute trop marquée en mer de Weddel (possiblement à cause du forçage DFS3). Ceci induit sur des temps longs un déficit de couverture de glace de mer dans la mer de Weddell. il pourrait en résulter un excès de chauffage de la surface océanique et un manque d'apport d'eau douce dans ce secteur.

Chapitre 6

Le rôle de la glace de mer sur la réponse du cycle de l'eau

Sommaire

5.1	Introduction	130
5.2	Impact du mode annulaire austral sur l’affleurement des masses d’eaux dans la couche de mélange	130
5.2.1	Les anomalies moyennées dans la couche de mélange	130
5.2.2	Affleurement des eaux intermédiaires antarctiques (AAIW)	133
5.2.3	Affleurement des eaux modales subantarctiques (SAMW)	133
5.3	Les processus en jeu	137
5.3.1	Les changements de la profondeur de la couche de mélange	137
5.3.2	Evolution de la contribution des processus aux changements des propriétés de la couche de mélange	138
	Equation de l’évolution de la température de la couche de mélange	139
	L’évolution de la salinité de la couche de mélange en équation	140
	Synthèse des processus en jeu	140
	L’approche méthodologique	141
	La salinisation de la couche de mélange en réponse au SAM	141
	Le réchauffement et le refroidissement de la couche de mélange en réponse au SAM	143
5.3.3	Distribution spatiale des processus de contrôle	146
	L’approche méthodologique	146
	Distribution spatiale de l’anomalie de salinisation	147
	Distribution spatiale des anomalies de réchauffement et de refroidissement	151
5.4	Conclusion	153

6.1 Introduction

Dans la SIZ, nous avons vu dans le chapitre précédent que la glace de mer joue un rôle important dans la salinisation de la couche de mélange. Nous décrirons, dans ce chapitre, la réponse de la glace de mer aux différentes *composantes du forçage SAM*. Nous exploiterons cette description afin d’interpréter l’anomalie de salinisation observée en réponse au SAM. Plusieurs études ont mis en évidence certains effets du SAM sur la distribution de la glace de mer dans la SIZ de l’océan Austral. *Liu et al.* (2004) a mis en évidence la réponse dipolaire aux phases positives du SAM de l’extension de glace de mer centrée en mer de Bellingshausen ; à l’est il a remarqué un retrait de la glace de mer et à l’ouest une avancée de cette dernière. Des expériences numériques couplées réalisées par *Holland et al.* (2005) ont mis en évidence le lien entre ce dipôle antarctique et le SAM. Enfin, les expériences forcées effectuées par *Lefebvre and Goosse* (2005) montrent également cette réponse de la glace de mer au SAM. A l’échelle de l’océan Austral, l’estimation des tendances de SIE et de SIV (Volume de glace de mer) fait encore l’objet d’analyses contradictoires. Les observations montrent une augmentation de la SIE (*Zwally et al.*, 2002; *Comiso and Nishio*, 2008; *Turner et al.*, 2009) depuis plusieurs décennies ; toutefois cette tendance positive est entachée d’incertitude (*Zwally et al.*, 2002; *Comiso et al.*, 2003; *Solomon*, 2007) ; ces études statuent sur une augmentation entre 0.5% et 1% avec une incertitude du même ordre de grandeur. Cependant une étude récente attribue la tendance positive de la SIE à un artéfact du système d’observation (*Eisenman*, 2014). En outre, les résultats des modèles de climat CMIP5 montrent une diminution de la SIE depuis 1980 (*Maksym et al.*, 2012) ; La grande incertitude sur les observations d’épaisseur de glace de mer complique encore notre capacité à estimer les tendances de SIV et ce malgré certains résultats de modèles révélant une augmentation de SIV ces dernières décennies (*Fichefet et al.*, 2003; *Zhang*, 2007; *Massonnet et al.*, 2013).

La réponse de la couverture de glace de mer aux différentes *perturbations atmosphériques du forçage SAM* montre, similairement, une distribution dipolaire des anomalies. Cependant à la différence de nombreuses études précédentes, nous observons une diminution globale du volume de glace en réponse “cumulée” au SAM.

En outre, nous observons une régionalisation de l’importance de chacune des perturbations dans leur modulation de la glace de mer. Les anomalies d’extension de glace de mer (SIE) que nous observons au mois de septembre (moyenne 1995-2004) en réponse au SAM révèlent une diminution de 11%, cela va dans le même sens que les projections climatiques faites par *Arzel et al.* (2006) à l’aide d’un AOGCM qui montre une diminution de 20% de SIE à la fin du *XXI^{ème}* siècle au mois de septembre.

Nous quantifierons, dans une première section, la forte salinisation opérée dans la SIZ et plus particulièrement dans les régions marginales de la glace saisonnière. Pour comprendre la réponse de la glace de mer dans nos expériences et les contradictions apparentes avec les études existantes, nous décrirons dans une première section les changements de concentration de glace de mer et donc la réponse de la distribution de glace de mer aux différentes *composantes du forçage SAM*. Puis, dans une deuxième section nous caractériserons la construction de l’anomalie de glace de mer pour ensuite examiner l’anomalie de salinité de surface au fil des saisons. Enfin, dans une troisième section, nous montrerons comment les effets sur la glace de mer des différentes *composantes du forçage SAM* s’opposent.

6.2 La salinisation induite par le cycle de formation/fonte de la glace de mer en réponse au SAM

La figure 6.1 montre la salinisation observée induite par les changements de cycle formation/fonte de la glace de mer en réponse à l'ensemble des *composantes du forçage SAM*. On observe une salinisation induite par *ios* supérieure à 10 PSU principalement en mer de Weddell, en mer de Somov (localisation, voir figure 6.2), en mer d'Urville, et dans une moindre mesure dans la mer de la Coopération et dans la mer de Davis.

Dans ces trois régions *ios* contribue pour une part supérieure à 70% dans la salinisation observée de la couche de mélange.

La forte salinisation des AASW induite par les changements de cycle de formation/fonte de la glace de mer affecte particulièrement le secteur Atlantique, dans les régions où affleurent les AAIW. En outre, le déplacement vers le nord, dans le sens positif du gradient méridien de salinité de surface, de la région d'affleurement des AAIW (image de droite de la figure 6.1) en réponse à l'ensemble des *composantes du forçage SAM* favorise également une salinisation des fenêtres de ventilation des AAIW.

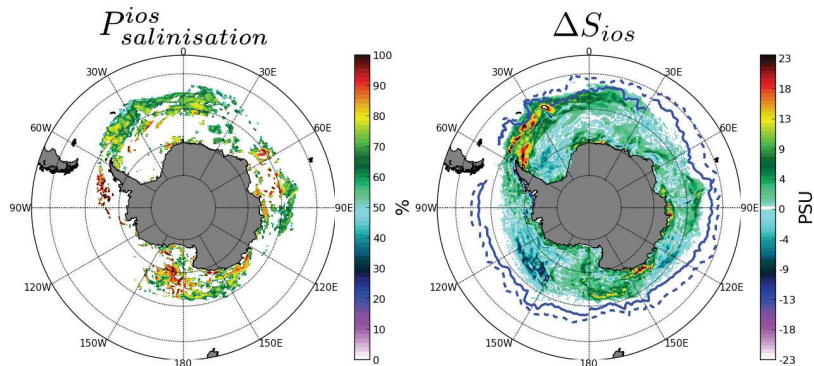


Figure 6.1 – (à gauche) pourcentage de participation de *ios* à la salinisation de la couche de mélange océanique (voir équation 5.14) entre PREC et REFsam estimé sur la période 1980-2004. (à droite) Différence de salinité induite par le cycle de formation/fonte de la glace de mer entre PREC et REFsam estimée sur la période 1980-2004 (voir équation 5.12). En trait bleu, les zones d'affleurement des AAIW estimées au mois de septembre sur la période 1995-2004 pour la simulation REFsam (trait plein) et pour la simulation PREC (trait pointillé).

6.3 Géographie marine et glaciaire du pourtour Antarctique

Dans la suite de ce chapitre, le lecteur est invité à se référer à la carte de la figure 6.2 pour faciliter la localisation des secteurs d'étude qui seront associés aux différentes mers et ice shelves entourant le continent Antarctique.

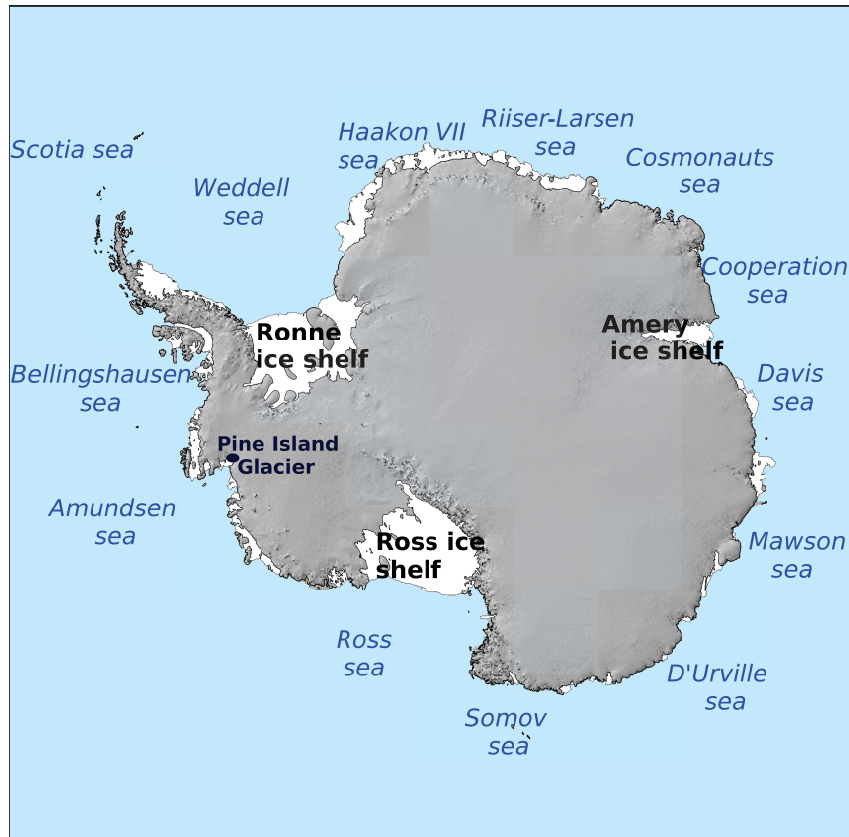


Figure 6.2 – Mers et plateformes de glace encerclant le continent Antarctique.

6.4 La réponse de la concentration de la glace de mer au SAM

La figure 6.3 montre les différences de concentration de glace de mer d'une simulation à l'autre à la fin de l'hiver austral.

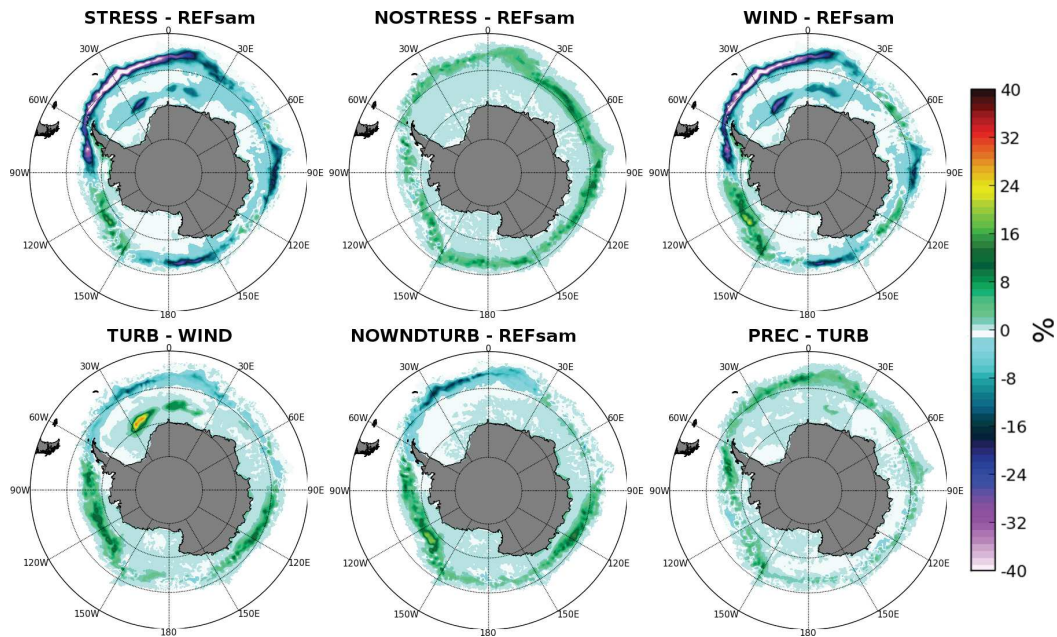


Figure 6.3 – Différences de concentration de glace de mer entre les simulations de sensibilité et leurs références associées pour le mois de septembre climatologique sur la période 1995-2004.

La réponse mécanique suit une distribution hexapolaire à la fin de l'hiver austral : La réponse purement mécanique de la glace de mer (image STRESS-REFsam) fait apparaître une distribution quadripolaire des anomalies de concentration de glace de mer. Ainsi on peut noter 3 zones où cette anomalie est négative (Mer de Weddell, Mer de la Coopération, Mer de D'Urville et Mer de Somov) et une zone (Mer d'Amundsen) où elle est positive. La réponse des flux turbulents au vent (image NOSTRESS-REFsam) révèle une augmentation de la concentration de glace de mer sur tout le pourtour de la SIZ. Certaines zones voient particulièrement leur concentration de glace de mer augmenter (Mer des Cosmonautes, Mer de Mawson et Mer d'Amundsen). En prenant en compte ces deux effets du vent (image WIND-REFsam) on obtient une distribution hexapolaire des anomalies de concentration de glace de mer. La distribution spatiale de cette réponse est très semblable aux résultats d'analyse de modélisation de *Lefebvre et al.* (2004) qui montrent par une étude de régression la réponse instantanée de la concentration de glace de mer avec le SAM ; ils remarquent une anomalie positive dans la mer des Cosmonautes, en mer de Mawson dans le secteur est de la mer de Ross et en mer d'Amundsen ainsi qu'une anomalie négative en mer de Weddell et Bellingshausen et plus faiblement négative en mer d'Urville.

La réponse thermique suit une distribution tripolaire à la fin de l’hiver austral :

La réponse de la SIZ aux perturbations des variables turbulentes (image TURB-WIND et NOWNDTURB-REFsam) suit linéairement les perturbations atmosphériques. En effet les anomalies froides et sèches de l’air dans les secteurs Indien-est , Mer de Ross , Mer d’Amundsen et partie ouest de Bellingshausen induisent une augmentation significative de la concentration de glace de mer. A contrario, les anomalies chaudes et humides de l’air autour de la péninsule antarctique et en mer de Weddell provoquent une diminution légère de la couverture de glace de mer.

La réponse de glace aux changements de précipitation suit une distribution annulaire :

Nous pouvons remarquer de grandes similitudes entre la réponse aux précipitations avec la réponse mécanique des flux turbulents (NOSTRESS). En effet pendant l’hiver austral, on peut remarquer une augmentation sensible de la couverture de glace de mer le long du pourtour antarctique, essentiellement dans les secteurs Pacifique, Atlantique et Indien-ouest. Ceci est cohérent avec une augmentation constante des précipitations dans ces zones. Plusieurs mécanismes sont possiblement mis en œuvre ; la couche de surface de l’océan devenant plus douce, le processus de congélation de l’eau de mer est facilité. dans cette zone la production de glace y est légèrement plus importante ; la couche de mélange sous-jacente y est légèrement moins profonde, témoignant d’une plus petite augmentation de la stratification locale. Cette augmentation de la stratification peut induire en retour une diminution de l’apport en surface des eaux plus chaudes en subsurface, conduisant également à maintenir une situation favorable à la formation de glace de mer. En plus de l’adoucissement de la surface de l’océan, l’augmentation des précipitations neigeuses sur la glace de mer a pour effet de renforcer l’albédo de cette dernière, réduisant ainsi la pénétration du flux solaire dans l’océan et favorisant ainsi la formation de nouvelle glace.

6.5 La saisonnalité de l’anomalie de salinisation produite par la glace de mer

6.5.1 Les anomalies de production de glace de mer

On observe une diminution de la production de glace de mer en réponse au SAM. En moyenne saisonnière et en prenant en compte toute la banquise de la SIZ, la figure 6.4 montre une diminution de la production de glace de mer au cours de l’automne et l’hiver austral pour chaque simulation de sensibilité à l’exception des simulations NOSTRESS et NOWNDTURB. Ces dernières font apparaître une très légère augmentation de la production par rapport à la simulation REFsam. La diminution de production de glace de mer augmente avec l’avancée de l’hiver, atteignant un maximum au mois d’août. L’évolution de cette anomalie négative influence le volume et l’extension de glace de mer. On observe ainsi une diminution relative de ces deux paramètres au cours de la saison hivernale. Les plus gros écarts avec la simulation REFsam sont constatés au mois d’octobre, c’est à dire au début du printemps austral, lorsque le taux de fonte de la glace de mer devient plus importante que le taux de production. A contrario, on observe une légère augmentation du volume de glace de mer dans le cas des simulations NOSTRESS et NOWNDTURB. Les effets des variables turbulentes semblent ici concourir contre les effets mécaniques du vent. Nous reviendrons plus loin sur la compétition existante entre ces deux effets.

6.5. LA SAISONNALITÉ DE L'ANOMALIE DE SALINISATION PRODUITE PAR LA GLACE DE MER

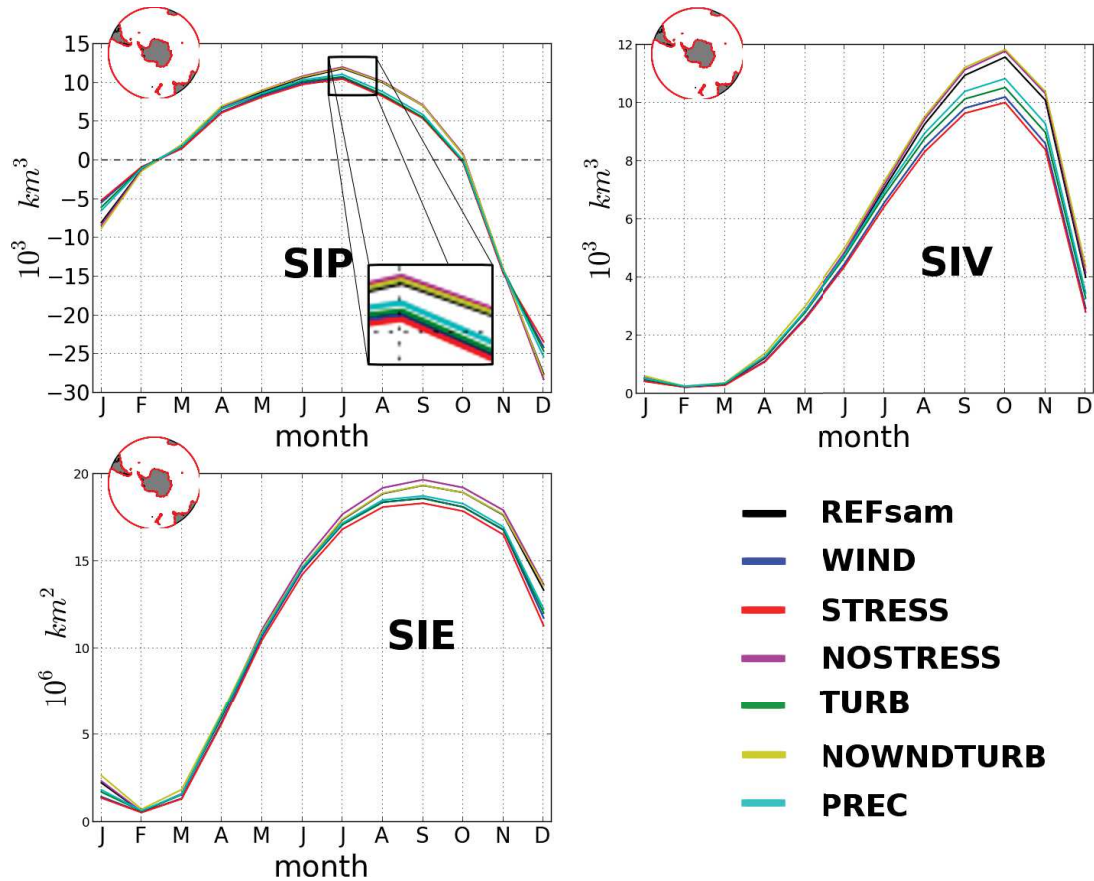


Figure 6.4 – Cycles annuels de la production de glace de mer (SIP), du volume de glace de mer (SIV) et de l'extension de glace de mer (SIE) estimés sur l'ensemble du pourtour antarctique entre 1995 et 2004.

6.5.2 La construction de l'anomalie

L'anomalie de glace de mer se construit au fil de l'année. La figure 6.5 montre l'évolution au cours de l'année de l'anomalie de concentration de glace de mer entre les simulations PREC et REFsam. Au début de la période de convection (mars) on observe la naissance d'un dipôle centré autour de la péninsule antarctique. À l'est de la péninsule, en mer de Weddell, on observe une anomalie négative de concentration de glace de mer, alors qu'à l'ouest de la péninsule, en mer d'Amundsen et dans la secteur est de la mer de Ross, on observe une anomalie positive. Ce dipôle se maintient et s'amplifie pendant toute la période automne-hiver jusqu'au mois de septembre. Pendant la période de restratification, à partir du mois d'octobre jusqu'au mois de février les anomalies persistent. L'anomalie de salinisation semble principalement opérer pendant la fonte printanière.

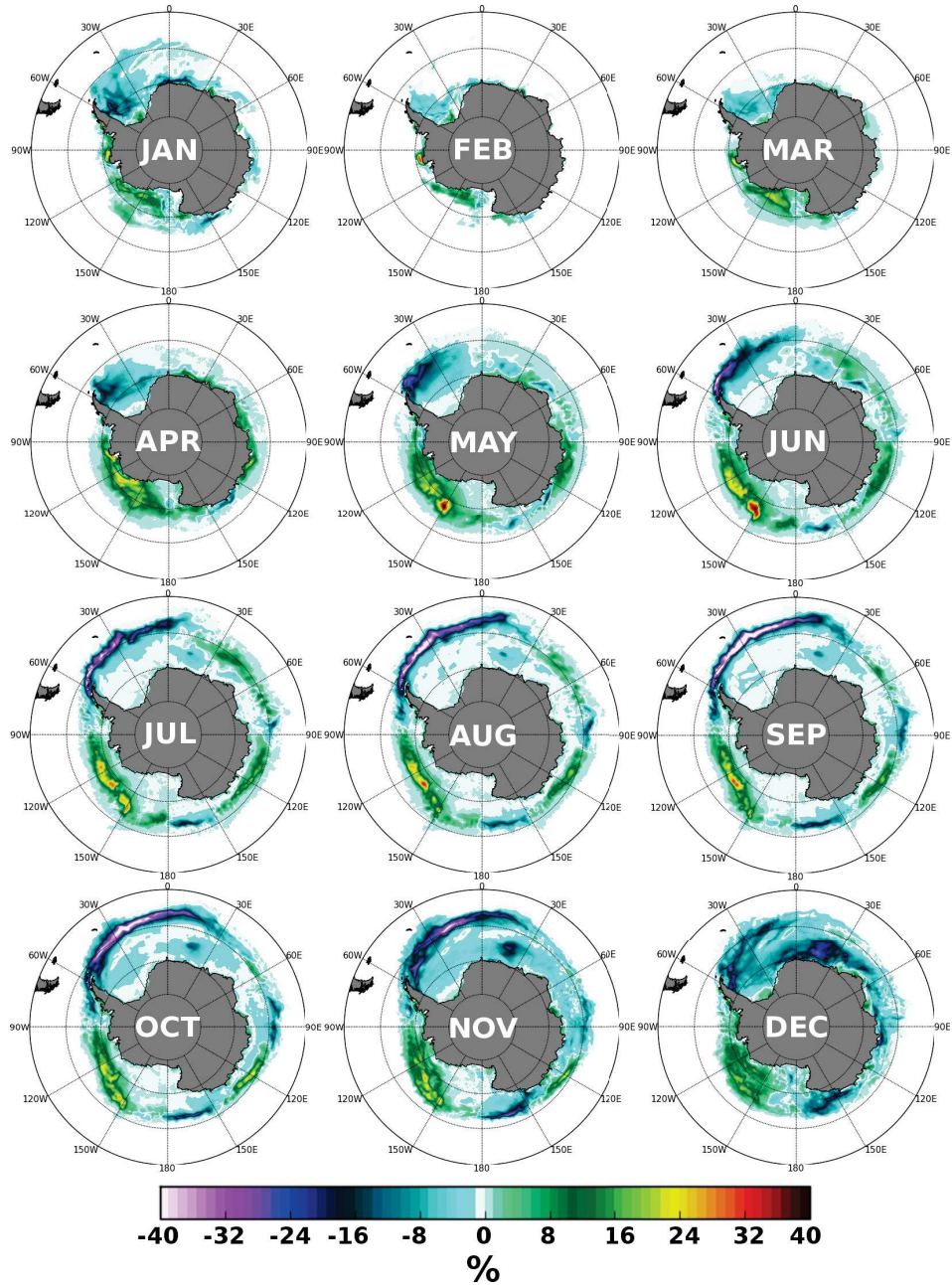


Figure 6.5 – Cycle saisonnier des Différence de concentration de glace de mer entre PREC et REFsam pour chacun des mois climatologique sur la période 1995-2004.

Cette anomalie de concentration de glace se transporte au fil de la saison. Nous allons estimer la qualité du transport de glace de mer à partir de la divergence du transport de glace en chaque point selon l'équation qui suit :

$$\vec{\nabla} \cdot (V_{ice} \vec{U}_{ice}) \quad (6.1)$$

où V_{ice} est le volume de glace transporté et \vec{U}_{ice} la vitesse de ce dernier.

6.5. LA SAISONNALITÉ DE L'ANOMALIE DE SALINISATION PRODUITE PAR LA GLACE DE MER

La figure 6.6 montre l'évolution de la divergence du transport de glace de mer du début de l'hiver austral jusqu'au début de la fonte printanière. Les trois zones principales d'export septentrional (mer de Weddell, de Ross, de la Coopération) de glace de mer issues des trois principaux ice shelves antarctiques (Rone, Ross, Amery) (voir figure 2.24 du chapitre 1) sont bien représentées dans les images du haut de la figure 6.6. Au début de l'hiver (mai) un export de glace de mer s'initie au sud et le long de la péninsule antarctique. plus au nord on observe une zone d'accumulation de la glace de mer. Nous observons une anomalie négative de divergence dans la zone d'export. Cette anomalie pourrait s'expliquer par le déficit de glace de mer produite dans la zone de polynie côtière de la façade est de la péninsule antarctique. Au nord de la zone d'accumulation on observe une anomalie positive de divergence de glace de mer. Cette anomalie traduit un déficit de glace de mer provenant de régions plus au sud.

A la fin de l'hiver austral (septembre) la zone d'export de glace de mer s'est étirée au delà de la pointe de la péninsule jusqu'à $30^{\circ}W$. En aval de $30^{\circ}W$ dans la zone marginale de glace de mer, on observe une longue bande d'accumulation autour de $58^{\circ}S$ s'étendant jusqu'à $110^{\circ}E$. En réponse au SAM, nous observons dans cette zone d'export une anomalie positive de divergence. Cette anomalie traduit une augmentation de l'export de la glace de mer dans la région $60^{\circ}W - 30^{\circ}W$. Dans la bande d'accumulation, nous observons également une anomalie positive de la divergence de la glace de mer. Cette anomalie traduit un déficit d'apport de glace de mer. Ce déficit traduit un retrait vers le sud du bord marginal de la SIZ.

Au début du printemps austral (octobre), on observe les mêmes zones d'export et d'accumulation que celles observées à la fin de l'hiver austral. Cependant, la divergence et la convergence de la glace de mer s'intensifient. En réponse au SAM, nous observons, en aval de la péninsule antarctique et jusqu'à $30^{\circ}W$, une anomalie dipolaire négative au nord et positive au sud. Cette anomalie traduit d'une part un retrait de la SIZ et d'autre part une plus grande dispersion de la glace marginale. Entre $30^{\circ}W$ et $110^{\circ}E$, on observe une anomalie positive de la divergence du transport de glace de mer. Cette anomalie traduit un retrait vers le sud du bord de la SIZ.

Enfin, dans deux régions d'accumulation de la glace de mer autour de $140^{\circ}W$ (au large d'Amundsen) et de $120^{\circ}E$ (Mer de Mawson), on observe en réponse au SAM, une anomalie négative. Celle-ci traduit une augmentation de l'accumulation de glace de mer dans ces deux régions.

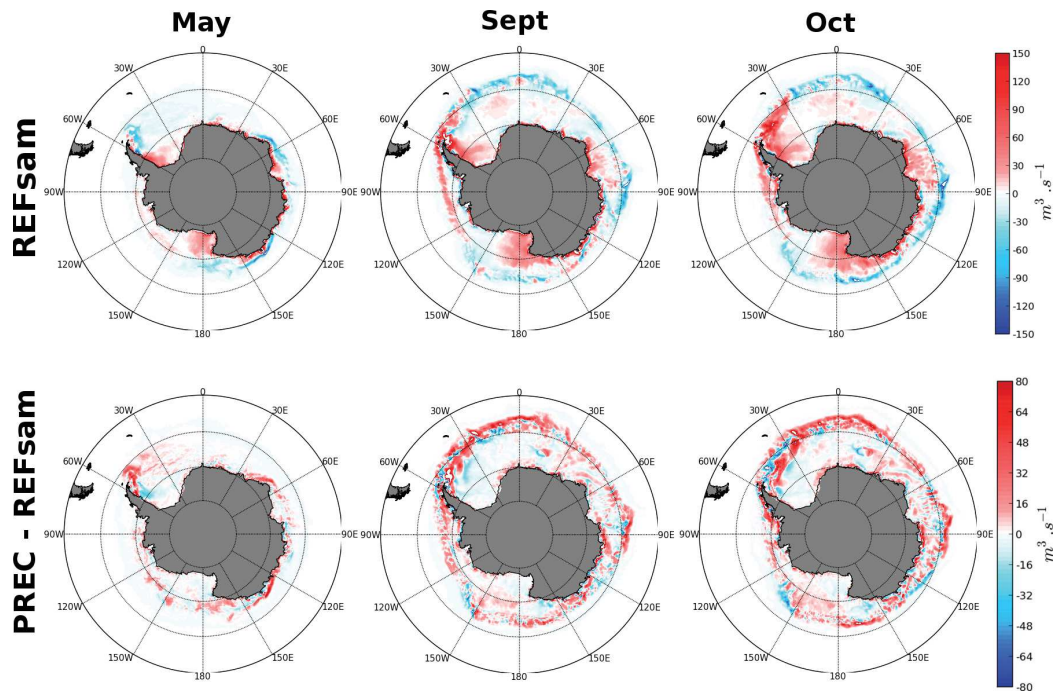


Figure 6.6 – Divergence du transport de glace de mer dans la simulation REFsam et anomalie de divergence du transport de glace de mer entre les simulations PREC et REFsam pour les mois de mai, septembre et octobre climatologiques sur la période 1995-2004.

6.5.3 La distribution spatiale de l'anomalie de production de glace de mer

Comme nous l'avons vu plus haut, la réponse de la concentration de glace de mer a une signature hexapolaire à la fin de l'hiver austral. La figure 6.7 montre une estimation de l'anomalie du cycle saisonnier du taux moyen de production/fonte de glace de mer dans chacune des régions évoquées (Mer de Bellingshausen, Mer de Weddell, Mer des Cosmonautes, Mer de la Coopération, Mer de Mawson, Mer d'Urville, Mer d'Amundsen). Le cycle saisonnier du taux de production/fonte de la glace de mer dans la SIZ s'explique principalement par celui en mer de Weddell.

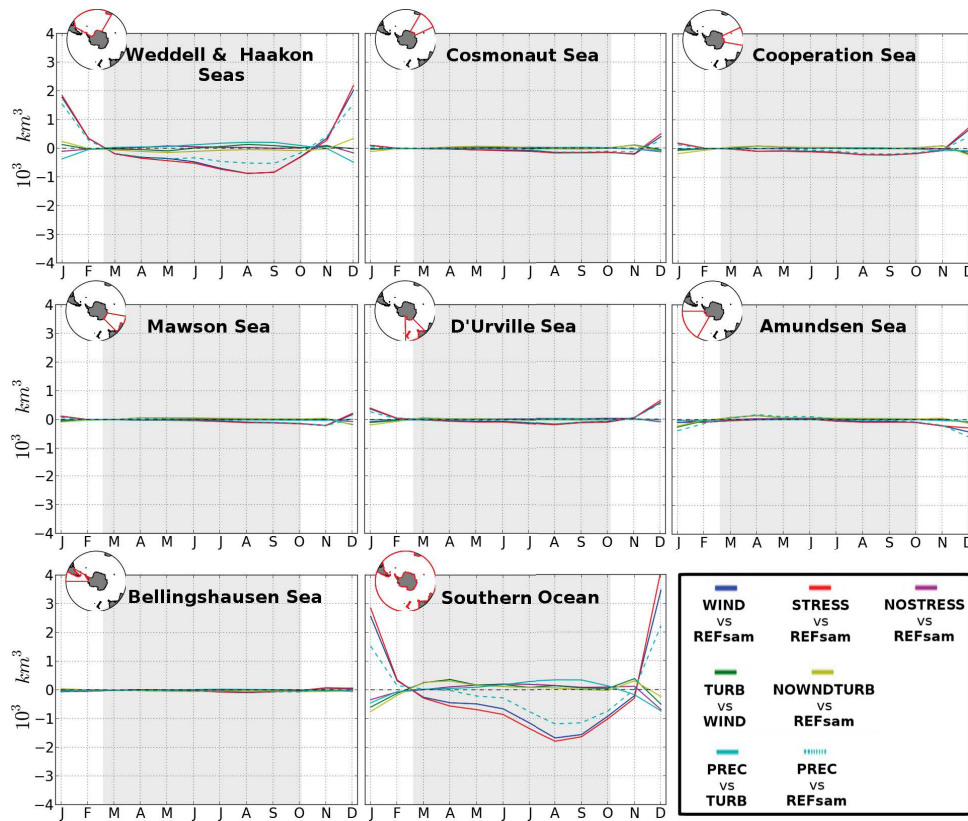


Figure 6.7 – Cycles Annuels sur la période 1995-2004 de la différence de volume de glace de mer produite entre les simulations de sensibilités et leurs références associées. Les zones grisées correspondent à la période de production positive de glace de mer ; les zones non grisées correspondent à la période de fonte.

6.5.4 La saisonnalité de la salinisation des couches de surface dans la SIZ

La figure 6.8 montre l'anomalie de la distribution spatiale du cycle saisonnier du flux d'eau douce (entrant dans l'océan) à la base de la glace de mer entre la simulation PREC et la simulation REFsam. Pendant l'automne austral (mars-mai), nous observons une anomalie positive de ce flux en mer de Weddell. Elle traduit une diminution de la production de

glace de mer dans le pack. Durant la même période, nous observons une anomalie négative dans la mer d'Amundsen. Cette anomalie traduit l'augmentation de la production de glace de mer dans cette région. Pendant l'hiver austral (juin-septembre), nous observons la création d'une anomalie dipolaire en mer de Weddell. Ce dipôle traduit le retrait vers le sud du bord de la SIZ. Durant cette période nous observons une anomalie positive du flux d'eau douce autour de $140^{\circ}W$ au large de la mer d'Amundsen. Cette anomalie traduit l'accumulation (vue plus haut) de la glace de mer fondante, ou dit autrement, une avancée du bord de la SIZ. Pendant le printemps et l'été austral (octobre-février), nous observons une grande anomalie positive du flux d'eau douce sur le bord de la SIZ en mer de Weddell qui recouvre toute la SIZ de la mer de Weddell jusqu'à la mer d'Urville à partir du mois de décembre. Cette anomalie traduit la diminution du stock d'eau douce disponible dans la glace de mer lors de la période de restratification. A contrario, nous observons une grande anomalie positive du flux d'eau douce sur le bord de la SIZ au large d'Amundsen qui recouvre une région s'étendant de la mer de Ross à la mer de Bellingshausen à partir du mois de janvier. Cette anomalie traduit, dans une moindre mesure, l'augmentation du stock d'eau douce produit lors de la formation de la glace de mer pendant l'hiver. Finalement, l'anomalie de salinisation des couches de surface semble s'opérer pendant le printemps austral et l'été austral.

6.5. LA SAISONNALITÉ DE L'ANOMALIE DE SALINISATION PRODUITE PAR LA GLACE DE MER

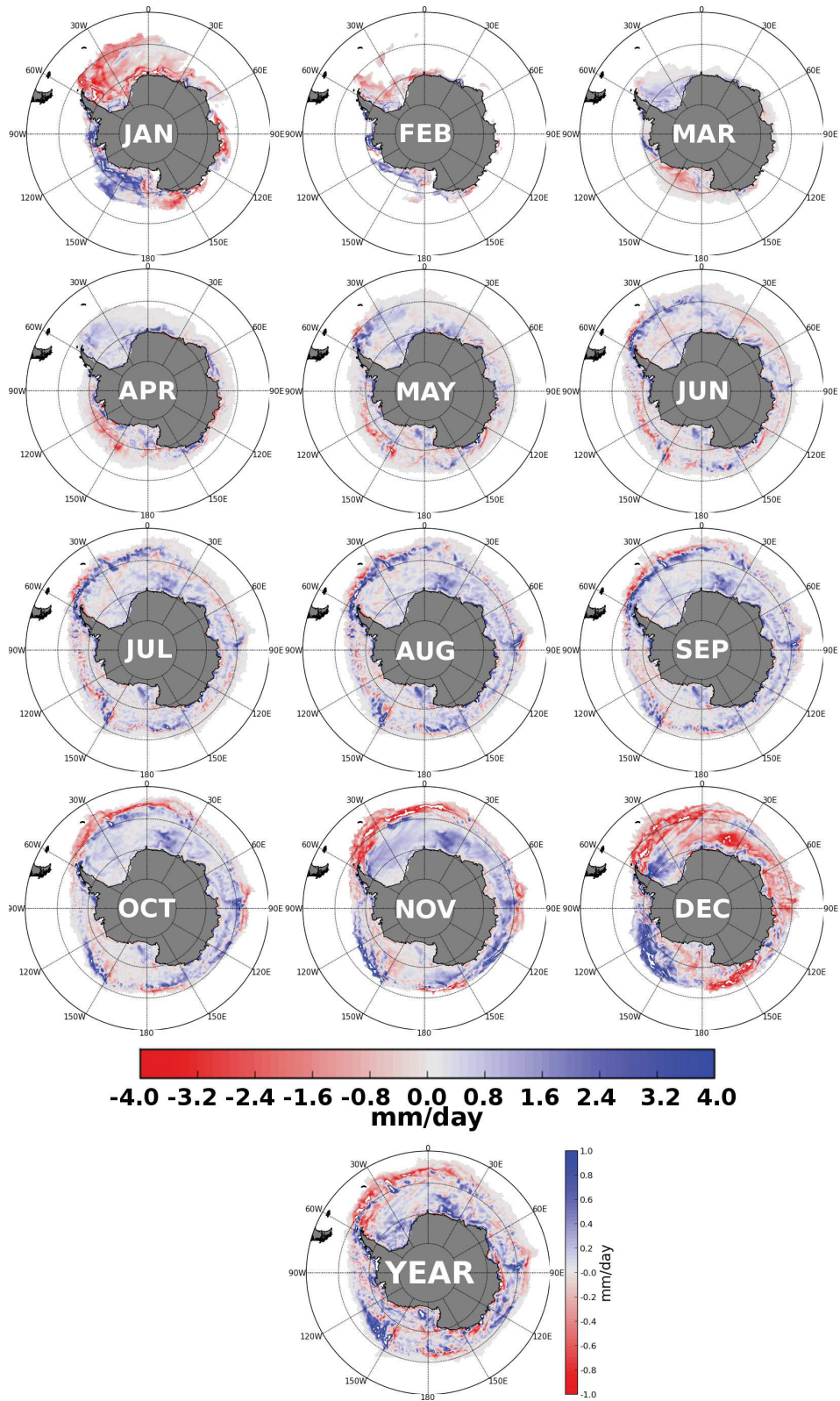


Figure 6.8 – Cycle saisonnier des Différences de flux d'eau douce à la base de la glace de mer entre PREC et REFsam pour chacun des mois climatologiques sur la période 1995-2004.

6.6 Processus impliqués dans les changements de glace de mer

Nous regarderons dans cette section les effets propres à chaque perturbation atmosphérique et la compétition entre ces perturbations dans la modulation de la distribution de la glace de mer. Nous montrerons en particulier, la compétition existant entre les flux turbulents et le forçage mécanique. La capacité de la glace de mer à pouvoir être transportée, à pouvoir se former est modulée par sa distribution et son état. En effet, une zone recouverte entièrement de glace va isoler l’océan de l’atmosphère et ainsi limiter le refroidissement de l’océan et in fine la production de glace de mer. Nous décomposerons donc la couverture de glace de mer en catégories respectant des critères de taux de production/fonte, de situation géographique et de concentration.

La glace de mer peut être décomposée en 4 catégories en fonction de son état thermodynamique et de sa capacité à isoler l’océan de l’atmosphère (Figure 6.9) (Mathiot, 2009) : Les zones de polynies côtières (polynia ice), le pack (pack ice), la glace de mer marginale (marginal ice) et la glace de mer fondante (melting ice). Les critères définissant les polynies côtières sont d’une part, une profondeur ne dépassant pas 1200 mètres et une production de glace supérieur à 0.7 m.month^{-1} . Le pack est défini comme la zone où la production de glace est positive et la concentration de glace est supérieur à 70 %. Si la concentration de glace est inférieure à 70 % dans une zone de production de glace il s’agira de la “marginal ice”. Enfin, une zone de glace de mer où la production de glace de mer est négative caractérisera une zone de “melting ice”.

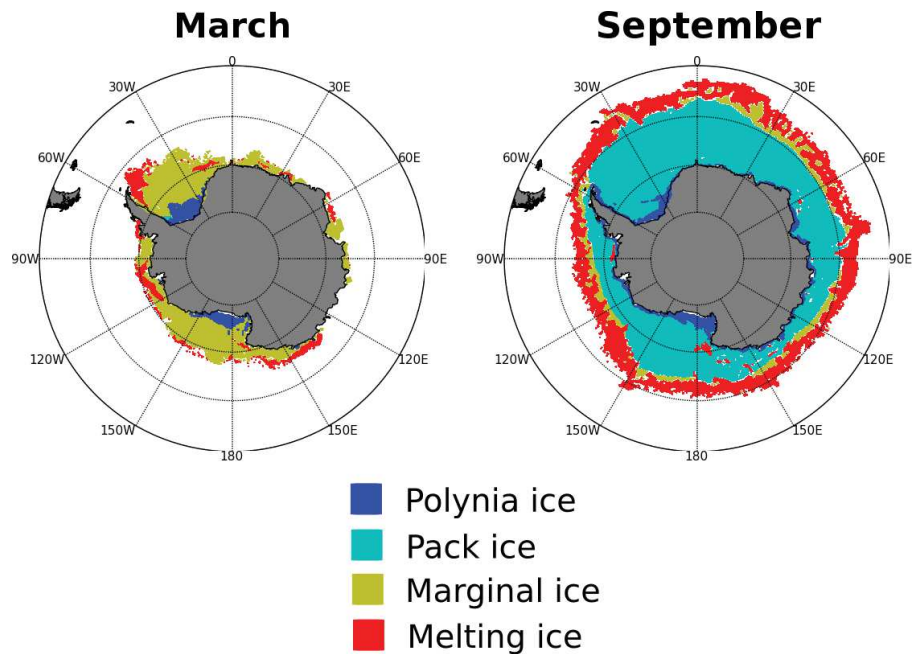


Figure 6.9 – distribution spatiale des différentes catégories de glace (Polynia ice, pack ice, marginal ice, melting ice pour la simulation REFsam aux mois de mars et septembre sur la période 1995-2004.

6.6.1 Le rôle primordial du dipôle de la péninsule antarctique

La figure 6.10 montre pour chacune des catégories de glace de mer présentées ci-dessus, les anomalies de volumes et d'extension méridienne pour chaque couple de simulations moyennées sur toute la période 1995-2004. Sur l'ensemble du domaine (image "Southern Ocean") on peut remarquer les effets opposés des flux turbulents et des flux de quantité de mouvement. En effet, tandis que les perturbations atmosphériques turbulentes (TURB-WIND et NOWNDTURB-REFsam) entraînent une augmentation du volume du pack de la banquise (symbole : carré) de l'ordre de $150 \cdot 10^2 km^3$ - $200 \cdot 10^2 km^3$ et une avancée vers le nord de ce dernier de l'ordre de 1° de latitude, les perturbations du vent (STRESS-REFsam et WIND-REFsam) entraînent les effets opposés. L'intensité des effets du vent sur le pack de glace de mer est plus grande que ceux des variables turbulentes soit une diminution du volume de l'ordre de $300 \cdot 10^2 km^3$ et un retrait de l'ordre de 1° de latitude. La glace de mer fondante (symbole : triangle pointant vers le bas) répond de la même manière que le pack de la banquise à l'exception d'un mouvement méridien moins marqué. La glace marginale (symbole : rond) est principalement pilotée par les perturbations en vent, les perturbations atmosphériques n'ayant que très peu d'influence. Dans une moindre mesure, le pack de glace de mer répond également aux perturbations des précipitations. Ces dernières influencent la glace de mer de manière équivalente aux perturbations des variables turbulentes.

In fine, La réponse du pack de la glace de mer à toutes les perturbations atmosphériques (PREC-REFsam) traduit une diminution du volume de l'ordre de $80 \cdot 10^2 km^3$ et un retrait de 0.2° de latitude. En outre on observe une diminution du volume et un retrait de la glace de mer fondante.

A l'échelle régionale, nous ne retiendrons que les deux zones d'intérêt composant le dipôle existant entre la mer de Weddell (avec la mer d'Haakon) et la mer d'Amundsen. Chacune de ces deux régions répond préférentiellement et respectivement aux perturbations du vent et aux perturbations des variables turbulentes. En effet alors que les anomalies du pack de glace de mer et de la glace fondante en mer de Weddell dans la simulation PREC sont proches de celles de la simulation WIND, les anomalies de ces deux catégories de glace de mer en mer d'Amundsen sont proches de celles de la simulation NOWNDTURB.

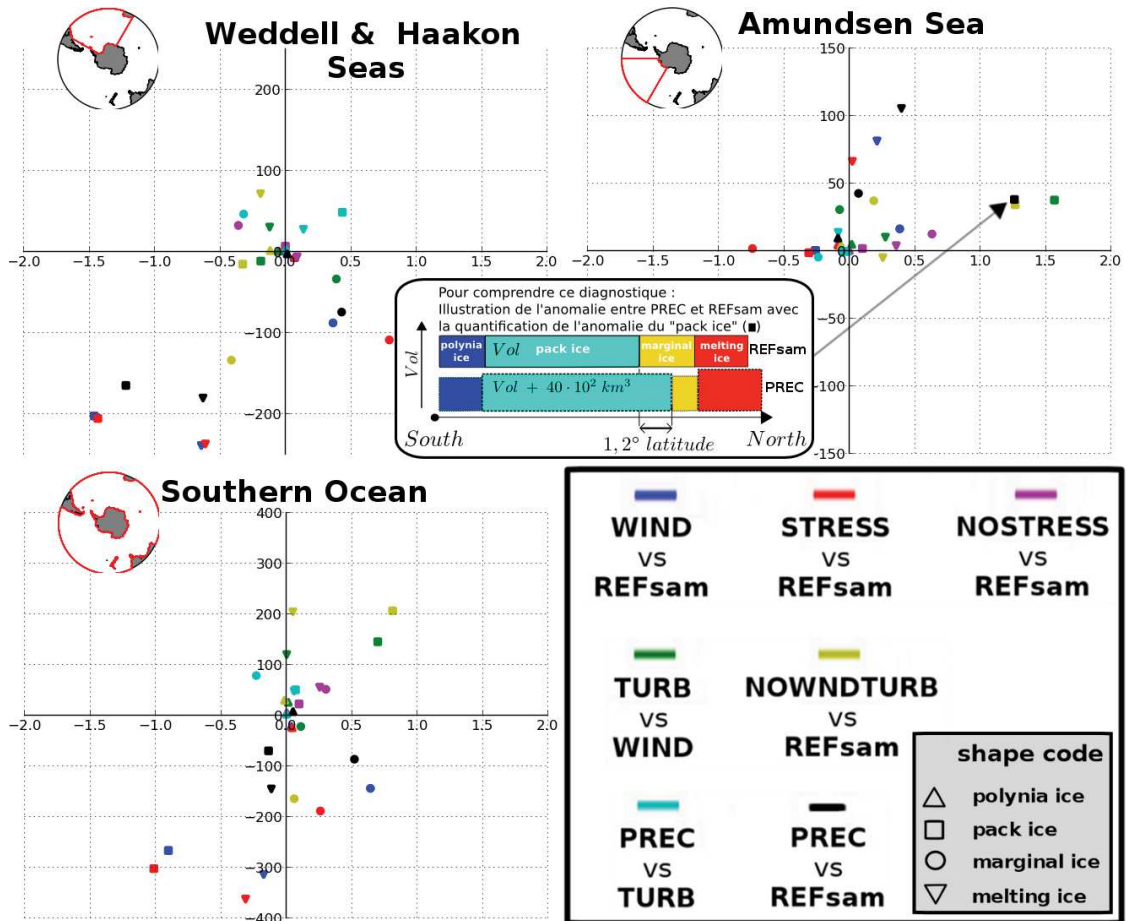


Figure 6.10 – Entre chaque simulation de sensibilité et sa simulation de référence associée l’anomalie de volume de glace de mer (10^2 km^3) pour chaque type de glace en fonction de l’anomalie de position méridienne (en degré nord) de la bordure nord pour chaque type de glace. Les estimations sont faites sur les moyennes annuelles de la période 1995-2004. les 2 cartes du haut correspondent aux 2 zones de fortes anomalies ; la carte du bas correspond à l’ensemble du domaine austral.

6.6.2 Un cas singulier : l’ouverture d’une polynie en mer de Weddell sous les seuls effets du vent

La figure 6.5 montre une anomalie négative importante de concentration de glace de mer au cœur de la mer de Weddell pendant l’hiver austral sur la période 1995-2004 entre la simulation WIND et la simulation REFsam. Cette anomalie provient de l’ouverture d’une polynie de pleine mer en mer de Weddell dans l’expérience WIND à partir de juin 2001 jusqu’à la fin de la simulation en 2004.

La seule polynie en mer de Weddell observée à ce jour date de la période hivernale 1974 1975 1976 (Martinson, 1981) avec une étendue de l’ordre de $350\,000 \text{ km}^2$. Gordon et al. (2007) suggère qu’une exposition prolongée de la mer de Weddell à un air anormalement froid et sec (caractéristique d’une phase négative du SAM) couplé à un épisode La Niña (phase négative du mode de variabilité atmosphérique ENSO) apportant également de l’air chaud en mer de Weddell (Yuan, 2004), les mois qui précèdent l’ouverture de la polynie a

induit une couche de surface anormalement salée réduisant ainsi la stabilité de la pycnocline sous-jacente. La mise en place d'un système convectif est alors permise ; celui-ci permet l'amalgame d'eau profonde relativement chaude, les Wedell Deep Water, avec les eaux de surface entraînant ainsi l'inhibition de production de glace hivernale et l'ouverture d'une polynie. Au mois de Juin de l'année 2001, l'expérience WIND révèle l'ouverture d'une polynie en mer de Weddell à un emplacement similaire à celui de la polynie du milieu des années 70's. Cette polynie simulée persiste jusqu'à la fin de la simulation en 2004. La figure 6.11 rend compte des anomalies chaudes et salées de la couche de surface de l'océan entre l'expérience WIND et sa simulation de référence REFsam. Ainsi d'une part, la température moyenne de surface est au-dessus du point de congélation de l'eau de mer dans l'expérience WIND empêchant la formation de glace de mer et d'autre part, la salinité moyenne de surface est suffisamment élevée dans WIND pour entretenir la déstabilisation de la colonne d'eau sous-jacente. Le rapport entre les coefficients de diffusivité verticale entre WIND et REFsam est fortement élevé (ratio $\approx 10^5$, figure 6.11) mettant en évidence la convection profonde initiée par cette déstabilisation de surface dans la simulation WIND.

Au regard des hypothèses établies par *Gordon et al.* (2007), l'ouverture irréaliste d'une polynie en mer de Weddell sur la période 2001-2004 dans la simulation WIND est en contradiction avec une contrainte atmosphérique de type SAM positif caractérisant un air anormalement chaud et humide. Cependant nous pouvons noter qu'un épisode la Niña s'est déroulé les 3 années (1998-2000) précédant l'ouverture de la polynie. Deux hypothèses s'offrent alors à nous : L'impact d'ENSO domine celui du SAM sur la création d'une polynie en mer de Weddell ou la perturbation seule du vent associée à une phase positive du SAM dans la simulation WIND ne suffit pas à empêcher l'ouverture de la polynie. Nous nous pencherons uniquement sur cette dernière hypothèse. Dans cette hypothèse, il semble nécessaire de prendre en compte l'apport des anomalies chaudes et humides de l'atmosphère lors d'une phase positive du SAM. L'expérience TURB qui prend en compte non seulement la perturbation du champs de vent mais aussi celle des variables atmosphériques turbulentes, ne montre aucune ouverture de polynie en mer de Weddell. Une augmentation de la concentration de glace de mer dans la zone s'opère entre TURB et WIND (voir figure 6.5). A cette augmentation est associée une diminution drastique de la profondeur de couche de mélange océanique (voir figures 6.5, 6.11). Ceci est cohérent avec l'hypothèse initiale de *Gordon et al.* (2007) sur l'importance d'un air anormalement sec et froid au dessus de la mer de Weddell pour permettre l'ouverture d'une polynie en pleine mer. *Marsland and Wolff* (2001)

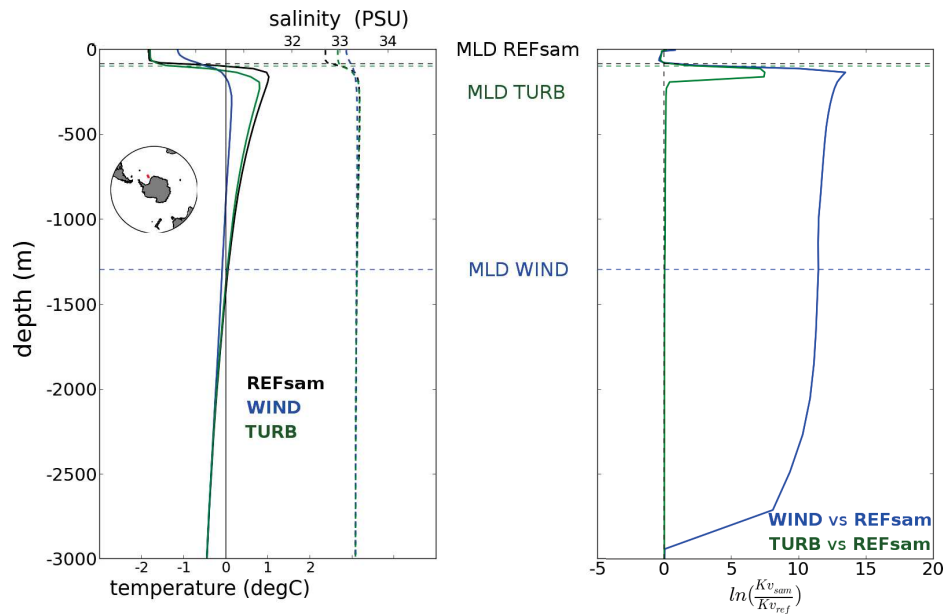


Figure 6.11 – (à gauche) profils verticaux moyens sur la zone ($22^{\circ}\text{W} - 26^{\circ}\text{W}$, $66^{\circ}\text{S} - 70^{\circ}\text{S}$) sur la période 2001-2004 (période de résidence de la polynie) au mois de septembre 2004 de (à gauche) la température et la salinité des simulations REFsam (noir), WIND (bleu), TURB (vert) et (à droite) du rapport des coefficients de diffusivité verticale entre WIND et REFsam (bleu) et entre TURB et REFsam (vert). En traits pointillés horizontaux, la position de la MLD pour chaque simulation.

6.7 Conclusion

La salinisation en réponse au SAM, notée dans les chapitres 4 et 5 semble pour une large part pilotée par les changements dans le cycle de formation/fonte de la glace de mer.

La distribution dipolaire autour de la péninsule antarctique des anomalies de glace de mer contrôle majoritairement le taux global de production/fonte de la glace de mer. D'un part la *composante du vent au forçage SAM* pilote la diminution de glace de mer en Mer de Weddell et d'autre part les *composantes turbulentes au forçage SAM* pilotent l'augmentation de la glace de mer en mer d'Amundsen. Toutefois une part de l'augmentation de la glace de mer marginale en mer d'Amundsen est due à l'accumulation de glace de mer par transport en réponse au vent à la fin de l'hiver austral. En outre l'ouverture d'une polynie en mer de Weddell sous les seuls effets mécaniques du vent montre l'importance de prendre en compte les perturbations sur les variables atmosphériques turbulentes afin de mieux représenter la réponse de la glace de mer au mode annulaire austral.

Au chapitre précédent, nous avons évoqué plusieurs hypothèses quant à la forte salinisation simulée dans notre jeu d'expérience de sensibilité à la réponse *cumulée* au SAM. A la lumière de ces hypothèses, des connaissances "acquises" sur la réponse de la couverture de glace au SAM et de nos propres résultats nous allons montrer dans ce qui suit les limites potentielles de notre approche.

En premier lieu il est utile de rappeler qu'il est vraisemblablement incorrect de comparer quantitativement les tendances climatiques de la couverture de glace de mer avec sa

réponse au SAM. En effet, une phase positive du SAM entraînerait une accélération du système de basse pression atmosphérique ASL (voir introduction générale), augmentant l’apport d’air chaud venant du nord dans le secteur de la mer de Bellingshausen et augmentant l’apport d’air froid venant de la calotte dans le secteur de la mer de Ross. Ceci entraînerait une augmentation de la production de glace dans le secteur de la mer de Ross et une diminution dans le secteur de Bellingshausen. De plus, comme nous l’avions évoqué en introduction générale, les tendances de couverture de glace de mer ne sont pas soumises aux seuls effet du SAM ; en effet ENSO participe également significativement à la variabilité de la glace de mer et particulièrement dans le secteur Pacífico-Atlantique. Ainsi durant un épisode négatif de ENSO (La Niña), l’ASL s’accélère et se déplace vers le sud-est. La complexité des couplages régionaux et grande-échelle doit ainsi nous prévenir de comparer sans précaution les tendances observées avec la réponse distincte de la couverture de glace de mer au SAM.

En deuxième lieu, comme nous l’avions remarqué à la section 2.4.8 du chapitre 2, l’intensité de la réponse de la SIE de la simulation REFsam semble révéler une anomalie exagérément négative en mer de Weddell. Le déficit de glace de mer dans cette région en réponse “instantanée” au SAM dans la simulation REFsam 2.26 pourrait préfigurer du retrait possiblement excessif de la glace de mer en mer de Weddell dans la réponse “cumulée” de la couverture de glace de mer aux *perturbations atmosphériques du forçage SAM*.

En troisième lieu, l’accélération des vents d’ouest associée à une augmentation de la période de restratification permet une augmentation du mélange vertical et la remontée des eaux chaudes CDW sur les plateaux continentaux de l’Antarctique de l’ouest (*Martinson et al.*, 2008). Ces dernières années la glace de mer estivale a complètement disparue de la mer de Bellingshausen et du secteur est de la mer d’Amundsen. *Massom et al.* (2010) a suggéré que l’exposition sur de longues périodes des plate-formes de glace à l’océan libre de glace pourrait entraîner leurs effondrements. La non représentation du vêlage des plate-formes de glace dans notre jeu d’expérience pourrait représenter ainsi un biais majeur dans l’estimation du flux d’eau douce d’origine continental.

En quatrième lieu, les changements régionaux en mer de Ross en réponse au SAM ont lieux majoritairement en automne (*Thompson et al.*, 2011), augmentant significativement la SIE dans ce secteur. Dans notre jeu d’expérience, la non prise en compte de la saisonnalité de la réponse de la couverture de glace de mer au SAM et plus particulièrement de la sous-estimation de l’apport d’air froid dans le secteur de la mer de Ross pourrait sous-estimer l’augmentation de la SIE en réponse “cumulée” au SAM. Similairement, considérer la régression de la température de l’air sur toute la période d’étude pourrait occasionner une persistance du réchauffement artificiel pendant l’été et le printemps austral, saisons pendant lesquelles la température ne covariant pas linéairement avec le SAM (*Lefebvre and Goosse*, 2005). Ce pré-conditionnement estival de la SST pourrait induire une restriction de production de glace de mer particulièrement en mer de Weddell limitant ainsi la production de glace automnale et hivernale. La sous-estimation de l’augmentation de la couverture de glace dans le secteur de Ross associée à une sur-estimation de la couverture de glace de mer en mer de Weddell pourrait donc, in fine, soit sur-estimer la diminution de la couverture de glace de mer, soit ne pas traduire une augmentation envisageable de la couverture de glace de mer à l’échelle de l’océan Austral en réponse au SAM.

En cinquième lieu, l’augmentation des précipitations pourrait augmenter la production de glace de mer par effet de “mouillage” entraînant l’épaississement de la couverture de

glace. Une représentation imparfaite de la réponse des précipitations au SAM pourrait donc induire des biais dans la représentation de l'épaisseur de glace de mer dans notre modèle.

Enfin, les biais propres au modèle de glace de mer LIM2 et la complexité des différents mécanismes thermodynamiques régissant la variabilité de la glace de mer et les rétroactions possibles, positives ou négatives, entre ces mécanismes (production de glace de mer, stabilité de la couche de surface, apport de sel et de chaleur en provenance des couches de subsurface, précipitations) doit nous prévenir de toute conclusion hâtive quant à la représentation de la glace de mer et de sa "réponse au SAM" dans notre jeu d'expériences.

Chapitre 7

Conclusion

Sommaire

6.1	Introduction	160
6.2	La salinisation induite par le cycle de formation/fonte de la glace de mer en réponse au SAM	161
6.3	Géographie marine et glaciaire du pourtour Antarctique	162
6.4	La réponse de la concentration de la glace de mer au SAM	163
6.5	La saisonnalité de l'anomalie de salinisation produite par la glace de mer	164
6.5.1	Les anomalies de production de glace de mer	164
6.5.2	La construction de l'anomalie	165
6.5.3	La distribution spatiale de l'anomalie de production de glace de mer	169
6.5.4	La saisonnalité de la salinisation des couches de surface dans la SIZ	169
6.6	Processus impliqués dans les changements de glace de mer	172
6.6.1	Le rôle primordial du dipôle de la péninsule antarctique	173
6.6.2	Un cas singulier : l'ouverture d'une polynie en mer de Weddell sous les seuls effets du vent	174
6.7	Conclusion	176

7.1 Objectifs et travaux : Rappel

L'objectif de cette thèse est de comprendre dans quelle mesure et par quels mécanismes les changements atmosphériques liés au SAM contribuent aux changements des propriétés des AAIW et SAMW. A cette fin, on met en place une stratégie de simulations régionales couplées océan-glace de mer et forcées par une série de scénarios atmosphériques perturbés. Ces scénarios sont construits à partir du jeu de forçage DFS3 et de l'indice SAM NCEP (Mo, 2000). Nous avons construit des perturbations caractérisant la covariation linéaire entre chaque variable atmosphérique du jeu de forçage DFS3 avec l'indice SAM NCEP. Les flux radiatifs de notre jeu de forçage ne covariant pas linéairement avec le SAM, nous avons décidé de les exclure de notre panel de perturbations. Nous avons réduit notre cadre de travail à l'étude des changements en vent, en température et humidité et en précipitation.

7.2 La SIZ : un modulateur clef du système climatique

Dans cette thèse, en réponse au SAM, la diminution de glace de mer dans la zone marginale de glace de mer pendant le printemps austral est un facteur déclenchant de la salinisation simulée dans une grande partie de l'océan austral et en particulier dans les régions de formation et de renouvellement des eaux intermédiaires Antarctique et des eaux modales subantarctique.

7.2.1 L'importance du rôle joué par la glace de mer

Le but de cette étude a été de mettre en perspective la réponse de certaines masses d'eau à la tendance positive du SAM. Les tendances climatiques dans les produits de forçage étant biaisées, nous avons pris le parti de les représenter en modulant notre forçage par les anomalies des variables atmosphériques en réponse au SAM dans l'hypothèse d'une covariation linéaire de celles-ci avec l'indice SAM.

La salinisation de la couche de mélange sur la quasi totalité de l'océan austral en réponse au SAM est le résultat important de cette thèse. La réponse en température est plus hétérogène avec des régions de refroidissement et des régions de réchauffement de la couche de mélange océanique. La réponse de la salinité de surface contribue substantiellement à la déstabilisation de la couche de mélange hivernale dans ces régions et à l'approfondissement de cette couche dans la région de l'ACC et en particulier dans les zones d'affleurement des AAIW et SAMW. L'approfondissement de la couche de mélange semble contrôler substantiellement la réponse de la température de la couche de mélange dans une grande partie de l'océan austral. In fine, la réponse en densité de la couche de mélange est principalement pilotée par la contribution haline et particulièrement dans les régions d'affleurement des masses d'eau à l'exception de la région de l'anticyclone de Zapiola.

La réponse de la couche de mélange au SAM met en jeu de nombreux processus. L'importance relative de ces processus est d'une part conditionnée par la structure des perturbations atmosphériques (vent, température de surface de l'air, humidité de l'air, précipitations) et d'autre part par le lieu où l'observation est faite. La *composante du vent au forçage SAM* explique dans une large mesure la redistribution de l'eau douce dans la couche de mélange à l'échelle de l'océan entier.

L'approfondissement de la couche de mélange est principalement piloté par le mélange ver-

tical induit de la *composante du vent au forçage SAM*. L'anomalie de salinité qu'il entraîne participe également au maintien de cet approfondissement. Plusieurs processus agissent pour maintenir la salinisation observée dans la couche de mélange. Au nord du domaine, Le transport d'Ekman orienté vers le sud amène des eaux plus salées en provenance des gyres subtropicaux. Au centre du domaine, dans la région de l'ACC, la compétition entre les flux air-mer d'eau douce et l'advection latérale module en grande partie la salinisation observée. Dans cette région, le transport latéral domine les flux air-mer d'eau douce au niveau et en aval des monts sous-marin (plateau de Campbell, plateau des Kerguelen, dorsale océaniques) à l'exception du plateau des Malouines ; dans les zones plus profondes ce sont les flux air-mer d'eau douce qui dominent le signal de salinisation observée. Au niveau de la zone marginale de la couverture de glace hivernale, le transport d'Ekman dirigé vers le nord contrôle l'étalement méridien de l'anomalie positive de sel. Celle-ci provient en grande partie de la région marginale de glace de mer printanière en particulier dans le secteur de la mer de Bellingshausen et dans le secteur Atlantique de la mer de Weddell à la mer d'Haakon. Dans ces régions, en réponse à l'ensemble des *composantes du forçage SAM*, la quantité de glace de mer est diminuée drastiquement pendant la période de fonte de la glace de mer induisant une diminution importante de la quantité d'eau douce disponible pour adoucir la région sud de l'ACC et plus particulièrement les zones d'affleurement des AAIW et SAMW dans le Pacifique-est et Atlantique. L'augmentation du stock d'eau douce disponible dans le secteur d'Amundsen pendant la fonte printanière n'est pas suffisant pour compenser la salinisation observée dans la région.

La réponse de la glace de mer n'explique pas totalement les tendances observées ces dernières décennies. Au contraire, la *composante de vent au forçage SAM* diminue drastiquement le volume de glace de mer produite pendant l'automne et l'hiver austral alors que les observations montrent une augmentation, certes, légère et entachée d'incertitude sur la connaissance de la surface englacée dans la SIZ. La distribution dipolaire autour de la péninsule antarctique des anomalies de glace de mer contrôlent majoritairement le taux global de production/fonte de la glace de mer. D'une part la *composante du vent au forçage SAM* pilote la diminution de glace de mer en Mer de Weddell et d'autre part la *composante turbulente au forçage SAM* pilote l'augmentation de la glace de mer en mer d'Amundsen. Cependant une part de l'augmentation de la glace de mer marginale en mer d'Amundsen est due à l'accumulation de glace de mer par transport en réponse au vent à la fin de l'hiver austral. Cette opposition dipolaire n'est toutefois pas suffisante pour empêcher la diminution du volume de glace totale dans la SIZ.

Enfin l'ouverture d'une polynie en mer de Weddell sous les seuls effets mécaniques du vent montrent l'importance de prendre en compte les perturbations sur les variables atmosphériques turbulentes afin de mieux représenter la réponse de la glace de mer au mode annulaire austral. Les différences observées de glace de mer d'une simulation à l'autre montrent non seulement l'importance de la glace de mer sur la modulation du flux d'eau douce dans la SIZ mais aussi l'importance de la glace de mer sur la propagation des anomalies observées dans la SIZ dans une grande partie de l'océan austral. La redistribution de l'eau douce à travers l'océan austral est effectuée grâce au transport d'Ekman dirigé vers le nord dans la zone marginale de la SIZ et renforcée par la stimulation des vents dans un contexte SAM positif.

7.2.2 Les limites de l’approche méthodologique employée

Le choix des outils de modélisation induisent inévitablement des limites dans la représentation des processus et in fine dans l’interprétation qui en découle. En outre, la nature des diagnostics des résultats de nos modèles comportent également des limites dans l’interprétation de ces derniers.

Tout d’abord, les conditions limites aux frontières nord du domaine agit comme un rappel limitant les effets des perturbations atmosphériques que l’on impose. Toutefois il est utile de nuancer cette remarque compte tenu de la période d’étude relativement courte de notre étude. Un autre rappel, celui des overflows, est présent dans la configuration utilisée. En effet, même si la représentation des eaux denses le long du talus continental Antarctique a été améliorée afin de mieux représenter la formation des AABW, elle peut restreindre la sensibilité de la réponse de la circulation méridienne de retournement aux perturbations atmosphériques du forçage SAM. La résolution du modèle ne permet de représenter que marginalement les tourbillons associés au processus d’instabilité barocline dans les régions des hautes latitudes où le rayon de déformation de Rossby est de l’ordre de 5 km (*Beckmann et al., 2001*). Les processus de transport latéral sont donc probablement imparfaitement représentés dans notre modèle. Ces trois limites sont une cause potentielle de la représentation plus ou moins bonne de la circulation thermohaline et de l’overturning dans la région Antarctique.

La représentation du cycle de l’eau dans la SIZ comporte aussi certaines incertitudes. En premier lieu, nous avons fait remarquer que, pour limiter la dérive en salinité du modèle, un rappel en salinité de surface vers les observations est nécessaire. Or ce “rappel en sel” limite l’effet du rejet de sel dans les polynies et donc la formation des eaux de plateau associées ; Nous avons ainsi pris le parti de laisser une plus grande latitude aux processus thermodynamiques de moduler les propriétés hydrographiques de surface. Dans ce cadre l’ajout du terme correctif d’eau douce FW_{corr} diagnostiqué par l’intermédiaire d’une simulation de référence, nous permet aussi de se soustraire des effets néfastes du “rappel en sel” dans les zones de polynies. En deuxième lieu, le “runoff” côtier souffre de quelques approximations. Ces approximations découlent de la capacité de notre modèle à représenter d’une part les effets du vêlage de la calotte Antarctique et d’autre part les effets de fonte à la bases des ice shelves. Le flux d’eau douce vers l’océan issu de la fonte des icebergs et des ice shelves est simplement représenté par une extension de 150 km d’un estimé climatologique du “runoff” côtier Antarctique. Malgré tout, des travaux sont en cours sur les interactions entre la calotte antarctique et l’océan austral dans la perspective d’améliorer la représentation du flux d’eau douce d’origine continentale dans les zones côtières antarctiques.

Enfin, le rôle du cycle de l’eau modulé par la glace de mer est un élément clé des résultats obtenus quant aux processus en jeu dans la salinisation observée à grande échelle. Dans notre étude, la représentation de la glace de mer est particulièrement sujette à des incertitudes. En effet la représentation de la glace de mer n’est pas complètement réaliste (l’épaisseur est constante dans une maille, la formation de crêtes 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 rhéologie de la glace est une rhéologie visco-plastique dans notre modèle, alors qu’elle est de nature élasto-fragile en réalité (*Weiss et al., 2007*).

La nature même de la modélisation océanique forcée par l’atmosphère induit des incertitudes sur les résultats et particulièrement sur la distribution spatio-temporelle des flux air-mer de chaleur et d’eau douce. En premier lieu, l’absence de rétroaction de l’océan vers l’atmosphère limite la représentation des flux de surface et de la position relative des fronts océaniques avec les fronts atmosphériques. En deuxième lieu, l’étude comparative des produits de forçage a révélée des différences dans la distribution spatiale des flux air-mer entre les différents produits. Plus précisément, l’incertitude de la position des structures frontales d’inversion des flux a du nous préserver de toute conclusion hâtive sur la réponse des propriétés des masses d’eau affleurantes dans la région de l’ACC. En particulier les eaux modales dans la zone de formation indienne. Notons que nos résultats ont également souffert de limites dues à la méthode choisie ; Comme nous l’avions fait remarquer en Introduction Générale, Le SAM est un mode dont la variabilité s’étend sur une large gamme d’échelle de temps. Entre autres, la saisonnalité de la réponse des variables atmosphériques au SAM n’est pas prise en compte dans nos simulations. *Sen Gupta and England* (2006) avait mis en évidence la saisonnalité de la réponse de la température de l’air et du vent au SAM dans l’océan Austral. Plus localement *Silvestri and Vera* (2003) avait montré les effets opposés du SAM sur les précipitations entre les différentes saisons. Ces effets n’ont donc pas pu être explorés avec notre jeu de simulations. En outre, la variabilité inter-annuelle du SAM distribue les anomalies de dépressions et d’anticyclones atmosphériques différemment d’une année à l’autre. Notre méthode ne permet de représenter qu’un état “moyen” d’une phase positive du SAM. Notons enfin que les différentes *composantes atmosphériques au forçage SAM* ont été appliquées au début de chaque simulation et donc avant la mise à l’équilibre de la circulation océanique simulée.

Le formalisme utilisé pour caractériser les AAIW et SAMW se prête également à quelques critiques. Le choix de caractériser les AAIW par une unique surface de densité ne nous a pas permis de prendre en compte le volume de cette masse d’eau. Le choix de délimiter les SAMW par deux surfaces de densité est également critiquable. En effet, les deux surfaces de densité choisies pour délimiter les SAMW ne prenaient pas toujours en compte la totalité du volume d’eau associé au minimum locale de vorticité potentielle.

7.3 Perspectives : une meilleure compréhension des processus en jeu dans les régions de plateau

Les déplacements méridiens et le cycle de formation/fonte de la glace de mer semble jouer un rôle primordial dans la réponse des propriétés des masses d’eau intermédiaires antarctiques et dans une moindre mesure des eaux modales subantarctiques. En outre, les résultats obtenus (diminution drastique du volume de glace de mer, salinisation de CMO à l’échelle du bassin) ne corroborent pas les tendances climatiques récentes observée. Ces résultats de simulations suggèrent que le SAM ne serait pas le seul pilote des tendances climatiques récentes dans l’océan Austral. Deux contraintes modulent la distribution de la glace de mer dans la région des plateaux ; d’une part le forçage atmosphérique et d’autre part le forçage océanique sous-jacent ; celui-ci peut lui-même être modulé par les flux air-mer dans la région. Nous avons remarqué un réchauffement une salinisation des eaux de plateau dans de nombreux secteurs autour de l’Antarctique et plus particulièrement sur toute la façade ouest de la péninsule antarctique. Ce réchauffement et cette salinisation pourrait être attribué à l’intrusion de CDW sur le plateau de la péninsule antarctique.

7.3.1 Les limites : la représentation du cycle de l'eau dans la SIZ

Une anomalie chaude et salée dans les eaux de plateau antarctique aurait sans aucun doute un impact d'une part sur le cycle de production/fonte de la glace de mer et d'autre part sur le taux de fonte des plate-formes de glace. Une étude dédiée à la réponse des masses d'eau sur les plateaux continentaux nécessiteraient donc quelques préalables.

Un modulateur du cycle de la glace de mer : la stratification océanique L'intrusion d'eaux plus chaudes dans la couche de mélange de la SIZ pourrait significativement moduler le cycle de formation/fonte de la glace de mer. Comme nous l'avons vu, des systèmes convectifs comme celui du Maud Rise dans la réponse de la *composantes du vent au SAM* peut occasionner une déstabilisation complète de la colonne d'eau, ou non si l'on prend en compte les effets des flux de chaleur turbulente de l'atmosphère. Quoi qu'il en soit, nous venons de décrire le caractère très instable des masses d'eau dans cette région polaire.

Le vèlage des ice shelves : un apport d'eau douce significatif La représentation numérique explicite des ice shelves émerge de plus en plus comme un point essentiel dans la représentation de la variabilité climatique et notamment de la représentation de l'accélération du cycle de l'eau et du transport de chaleur à l'échelle globale dans un contexte de réchauffement climatique. Ainsi, *Gille (2008)* montre que l'augmentation des température est associé à la fois à l'augmentation des température de surface (*Meredith and King, 2005*) et au retrait des plate-formes glaciaires le long des côtes de la péninsule Antarctique (*Pritchard and Vaughan, 2007*). D'autres études ont supposé que le réchauffement de subsurface près des ice shelves est aussi un facteur de la fonte de la base de ces ice shelves (*Jacobs, 2006*) Ce retrait des ice shelves module le stock de glace continental, il pourrait impliquer une part substantielle de l'augmentation du niveau des mer observé (*Munk, 2003*) En outre, le recul de la grounding line, le détachement d'iceberg gigantesque représentent des sources d'eau douce significatives pour l'océan austral. L'exemple du détachement de l'iceberg B31 en novembre 2013 au niveau du glacier de Pine Island (localisation, voir figure 6.2) révèle l'importance de prendre en compte la dynamique du vèlage et la variabilité du taux de fonte issue de la calotte antarctique. Ainsi une meilleur représentation de ce système serait susceptible de compenser la forte salinisation observée dans nos simulations de sensibilité au SAM et in fine de mieux représenter le cycle de l'eau dans les régions de plateau continental.

7.3.2 Le réchauffement des eaux de plateau : les mécanismes en jeu

Un réchauffement des eaux de plateau est observé près de la côte ouest de la péninsule Antarctique (*Spence et al.*). L'expérience WIND sur le secteur 30E-60W et en particulier dans la WAP (image 2 figure 7.1) par rapport à l'expérience REFsam ; L'isopycne $\sigma_\theta = 27.6$ peut être considérée comme la surface de densité séparant les cellules de recirculation supérieures et inférieures de la circulation thermohaline dans la zone de divergence antarctique (*Marshall and Speer, 2012*). A l'appui d'observations, *Martinson et al. (2008)* ont montré une tendance au réchauffement des CDW sur le plateau du secteur ouest de la péninsule antarctique (WAP, Western Antarctic Peninsula). Considérons la moyenne

7.3. PERSPECTIVES : UNE MEILLEURE COMPRÉHENSION DES PROCESSUS EN JEU DANS LES

temporelle sur les dix dernières années de simulation de la densité potentielle. Dans la WAP, cette nappe d'eau ne pénètre pas sur le plateau antarctique dans l'expérience REFsam alors qu'elle affleure à moins de deux cent mètres de la surface dans l'expérience WIND. En supposant que ce réchauffement soit attribué à une intrusion des LCDW sur le plateau antarctique, nous pouvons suggérer deux mécanismes qui soient susceptibles de piloter la remontée des masses d'eau près de la côte Antarctique : 1) une modification de l'intensité des vents d'est et/ou 2) une modification du rotationnel de la tension de vent dans la région. Théoriquement, un affaiblissement des vents longeant la côte d'est en ouest est susceptible de diminuer la dérive d'Ekman vers la côte et in fine le downwelling contraint par la côte. En outre, une anomalie négative du rotationnel du vent engendre une anomalie de pompage d'Ekman d'upwelling. Or nous observons une anomalie positive de ce rotationnel (image 3 figure 7.1) ; celle-ci conditionne donc une anomalie de downwelling dans la région. De surcroît, la composante zonale de la perturbation en vent est positive dans la région ; cela correspond à un affaiblissement des vents longeant la côte d'est en ouest (image 1 figure 7.1) et donc à une anomalie d'upwelling. On peut donc en conclure que l'anomalie d'upwelling observée dans l'expérience perturbée par le vent est due à un relâchement du downwelling dans la région du à un affaiblissement des vents côtiers. Cette anomalie d'upwelling (encart *vertical velocity* image 4 figure 7.1) pourrait expliquer le réchauffement des eaux de plateau antarctique par l'intrusion des LCDW sur le plateau. In fine une modification des AASW pourrait moduler lors de leur transit vers le nord les UCDW, ces dernières ayant une influence sur la variabilité des AAIW ((Döös and Coward, 1997), (Sloyan and Rintoul, 2001b)). Ces travaux nous permettraient d'enrichir notre compréhension de la variabilité et des mécanismes de la circulation méridienne de retournement globale, ou, tout du moins, de l'«engrenage» de la divergence antarctique.

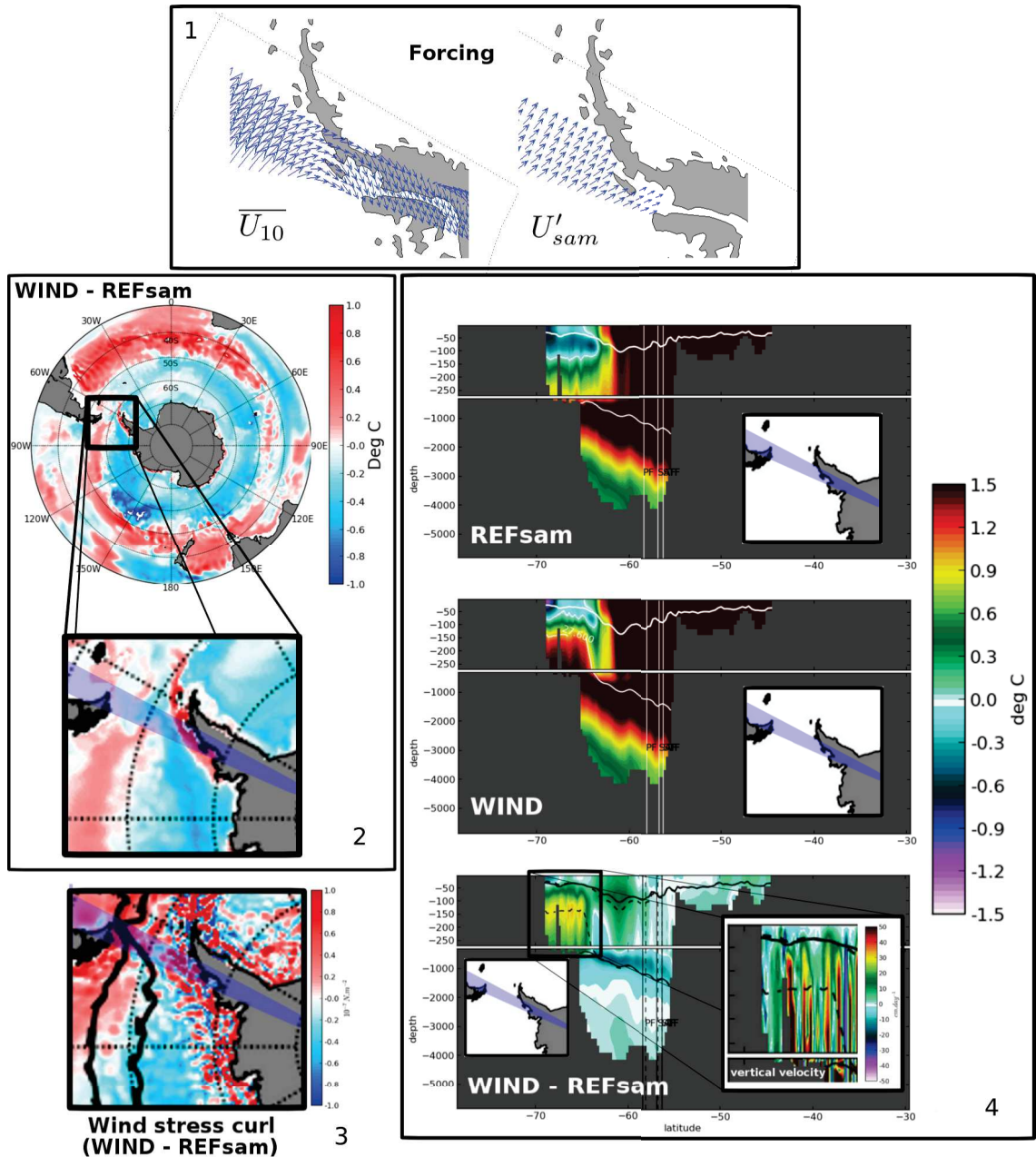


Figure 7.1 – (1) : champs de vitesse \overline{U}_{10} DFS3 (à gauche) et champs de vitesse perturbée par le SAM (à droite).

(2) : Différence de température moyennée entre 200 mètres et 700 mètres entre les simulations WIND et REFsam.

(3) : Différence du rotationnel de la tension de vent entre les simulations WIND et REFsam.

(4) : Sections verticales des moyennes zonales (65W-69W, indiqué par la bande bleutée) de la température potentielle pour les simulations REFsam (en haut), WIND (au centre) et leur différence (en bas). Sur chacune de ces cartes, l'iso-densité $\sigma_0 = 27.6 \text{ kg m}^{-3}$ (trait fin), la MLD (trait épais) et la position des fronts (traits verticaux). l'encart en bas à droite montre la différence du champs de vitesse verticale entre WIND et REFsam.

Tous ces diagnostics sont issus des moyennes temporelles effectuées sur la période 1995-2004.

0.4pt0.5pt 0pt0pt

Annexes

Liste des tableaux

2.1	Tableau récapitulatif des paramètres spécifiques à la configuration utilisée pour les modèles océan et glace de mer. ECMV signifie échelles caractéristiques du mélange vertical, ML mélange latéral, SDLT schéma de diffusion latérale des traceurs, CDLT coefficient de diffusion latérale des traceurs, CDL coefficient de diffusion latérale, CVTL coefficient de viscosité turbulente latérale, CDVT coefficient de diffusion turbulente verticale des traceurs, CVVT coefficient de viscosité turbulente verticale des traceurs, hicrit l'épaisseur de glace minimum pour l'accrétion latérale, θ angle de dérive de glace, P* résistance à la déformation de la glace de mer	40
2.2	Tableau récapitulatif du forçage DFS3	41
3.1	Synthèse des variables atmosphériques et des flux pour chaque jeux de données utilisé dans l'étude comparative. u10 et v10 sont les composantes zonales et méridiennes du vent à 10 mètres, q2 et q10 représentent l'humidité spécifique à 2 mètres et à 10 mètres, t2 et t10 représentent la température de l'air à 2 mètres et à 10 mètres, radsw et radlw représentent les flux de chaleur radiatifs respectivement solaire incident et infra-rouge incident, precip représente le champ total de précipitation liquide et solide. EmP représente le bilan d'eau douce évaporation moins précipitation (EmP) et Qnet le flux de chaleur total à l'interface océan-atmosphère	78
3.2	Synthèse des variables atmosphériques régressées sur l'indice SAM ainsi que les flux air-mer affectés par la perturbation pour chacune des simulations de sensibilité au SAM; pour les expériences TURB et NOWNDTURB les précipitations ne sont pas perturbées mais l'humidité spécifique l'est, influençant ainsi l'évaporation et in fine le flux d'eau douce associé; ceci explique les cases cochées et rayées.	93

Table des figures

1.1	Carte schématique des principaux courants dans l’océan austral au sud de 20°S. (source : <i>R. Rintoul et al. (2001)</i>)	3
1.2	vue schématique de la circulation méridienne de retournement dans l’océan Austral (adapté de <i>Brewster</i>). Les LCDW et UCDW prenant leurs sources dans les NADW remontent près de la surface au niveau de la divergence antarctique. Cet upwelling est maintenu d’une part par les flux de masses géostrophiques qui opèrent sous les obstacles topographiques jusqu’au cœur de l’ACC et d’autre part par les flux turbulents méso-échelles aux moyennes profondeurs. En arrivant près de la surface les flux air-mer de chaleur et d’eau douce induisent des changements de densité de ces masses d’eau. Une partie d’entre elles migrent vers le nord grâce au transport d’Ekman alimentant ainsi les AAIW et les SAMW ; une autre partie replonge alimentant les AABW.	5
1.3	Changements des propriétés des masses d’eau le long des surfaces isopycnales (source : <i>Böning et al. (2008)</i>). Tendence décennale moyenne de la température potentielle depuis 1960’S ($^{\circ}C/decade$) sur les surfaces de densité neutre, moyennée dans des boites de 0,09 mètre (indiqué en haut de l’image), et reprojctée sur les cercles de latitude en utilisant les latitudes moyennes des contours de hauteur dynamique. Les points blancs indiquent la densité moyenne à 200 mètres de profondeur, illustrant l’extension verticale de la couche de surface. Les barres noires indiquent les latitudes moyennes du PF et du SAF.	10
1.4	Moyenne zonale des tendances linéaires de salinité en $PSS.(50\ ans)^{-1}$ (source : (<i>Durack and Wijffels, 2010</i>)) analysée sur les couches isopycnales pour (A) l’océan Atlantique, (B) l’océan Pacifique et (C) l’océan Indien. Les contours blancs représentent les changements de salinité tous les 0.1 PSS. Les valeurs pour les surfaces isopycnales plus légères que les zones d’affleurement hivernal ont été blanchies. La salinité moyenne climatologique est indiquée par les isocontours noirs espacés tous les 0.1 PSS. Les symboles colorés le long de la zone d’affleurement hivernal représentent la moyenne zonale des tendances linéaires de salinité dues d’une part au changement total (diamants) et d’autre part au déplacement méridional des isopycnes (cercles). Les régions où la tendance linéaire résolue n’est pas significative à 90 % sont pointillées en gris.	11

1.5	tendance de la couverture de glace de mer issue des observations passives micro-onde de Nimbus-7/SMMR et DMSP/SSM/I (cavalieri 1996, NSIDC) (source : <i>Close and Goosse</i> (2013))	14
1.6	Différents modes de variabilité atmosphérique dans l'hémisphère sud et leurs échelles de temps caractéristiques (figure adaptée de <i>Kidson</i> (1999). Les échelles de temps représentées sont décomposées selon les échelles intra-saisonnière (IS), inter-annuelle (IA) et intra-décennale (ID). Les pourcentages indiquent la proportion de la variance dans chaque bande représentée par la composante principale d'une décomposition EOF. SPW correspond au South Pacific Wave train appelé aussi PSA (Pacific-South American), ENSO signifie El Nino-Southern Oscillation.	15
1.7	La carte de gauche représente le mode principal d'une analyse EOF des moyennes mensuelles de l'anomalie de hauteur dynamique estimée à 700hPa pendant la période 1979-2000. La série temporelle de droite représente l'indice SAM associé. Il est construit en projetant les anomalies de hauteur dynamique à 700hPa sur le mode principal de l'EOF précédente. la série temporelle est normalisée par l'écart type de l'indice mensuel estimé sur la période 1979-2000. (<i>Mo</i> , 2000)	16
1.8	Composite de la réponse de la profondeur de la couche de mélange pendant une phase positive du SAM diagnostiqué à partir des données Argo sur la période 2002-2009. les régions hachurées indiquent les zones peu couvertes par les balises Argo. Les lignes noires illustrent la positions moyennes des fronts de l'ACC (source : <i>Sallée et al.</i> (2010)).	19
1.9	vue schématique de la réponse de la couverture de glace à une phase positive du SAM. En couleur, régression de la SLP sur l'indice SAM. Les flèches illustrent les anomalies de vent pendant une phase positive du SAM. (source : <i>Stammerjohn et al.</i> (2008)).	20
1.10	Vue schématique de la réponse de l'océan à une phase positive du SAM (source : <i>Thompson et al.</i> (2011)). Les flèches droites indiquent les mouvements méridiens et verticaux dans l'atmosphère et dans l'océan. Les couleurs chaudes indiquent une augmentation des températures ou du contenu thermique et les couleurs froides indiquent au contraire une diminution de ces quantités. "MLD" correspond à la profondeur de la couche de m'élange océanique. Ces résultats montrent la réponse climatique au SAM à des échelles de temps inférieure à la saison à l'exception de la réponse tourbillonnaire qui prend ~2-3 ans pour s'installer.	23
2.1	Disposition , sur la grille C, des points T,u,v,w,f ou sont calculées les variables (source : <i>Madec</i> (2012))	35
2.2	Découpage en processeurs du domaine PERIANT05 sur fond de bathymétrie ; 136 processeurs sont sollicités sur la machine <i>Jade</i> du CINES. les processeurs "terres" barrés ne participent pas aux calculs.	39

- 2.3 Domaine PERIANT05 ; représentation de la bathymétrie (ici contrainte par un rapport d'aspect irréal pour des raisons de visualisation) et des contraintes aux frontières du modèle NEMO dans la configuration PERIANT05 : *en jaune* ,la surface supérieure du masque 3D des AABW (*Dufour* (2011)); *en rouge*, le masque du runoff; il entoure en particulier tout le continent Antarctique;par dessus et en palette *arc-en-ciel*, la distribution des coefficients de renforcement des vents associée au masque des vents catabatiques; la délimitation nord du domaine PERIANT05 est contrainte par une OBC. 43
- 2.4 Besoins informatiques pour 1 année de simulation de la configuration PERIANT05. Le stockage statique correspond au données de contrôle du modèle. 44
- 2.5 (Haut) Séries temporelles de la moyenne globale de la température, de la salinité et de la hauteur de mer SSH (de gauche à droite); (bas) profils verticaux en échelle logarithmique des moyennes globales de la température et de la salinité (de gauche à droite); en noir la simulation REFssr , en rouge REFsam. Ces graphiques sont issus du monitoring DRAKKAR 46
- 2.6 en trait noir la position des fronts SAF et PF issue d'un contour de SSH altimétrique référencée à 1500m ($SSH_{1500m}(PF) = 0.95m$ et $SSH_{1500m}(SAF) = 1.2m$) et estimée sur la période 1993-2005 avec les enveloppes (en trait pointillé) correspondant aux 2 écarts types des positions des fronts (figure adaptée des figures 9 et 10 de *Sallée et al.* (2008b)). En rouge et bleu les fronts SAF et PF de la simulation REFsam. 48
- 2.7 En couleur les cartes de vortacité potentielle planétaire dans la région périantarctique; sur ces dernières, en trait noir, le SAF (image du haut) et PF (image du bas) pour la simulation REFsam avec les enveloppes (en trait blanc) correspondant aux 10ème et 90ème pourcentiles des positions des fronts en moyennes mensuelles sur la période 1995-2004. en dessous de chacune de ces 2 cartes, les courbes de vortacité planétaire le long de la position moyenne de chacun des 2 fronts; en trait pointillé vertical, la position des nœuds de chacun de ces 2 fronts 50
- 2.8 Profondeurs de couche de mélange : climatologie (1961-2008) estimée par *de Boyer Montégut* (2004) (BM, à gauche), climatologie MIMOC estimée par *Schmidtko et al.* (2013) (au centre) et moyenne (1995-2004) pour REFsam (à droite), en mars (haut) et en septembre (bas). Le trait blanc correspond au SAF. 51
- 2.9 Moyenne climatologique en septembre sur la période 1995-2004 de Température, Salinité, densité potentielle dans la CMO dont la profondeur excède 350m dans les bassins indien et pacifique pour la simulation REFsam (en haut). La CMO avec, en surimposition, l'iso-contour à 350 m (trait épais bleu) et le SAF (trait fin noir) (en bas). 52
- 2.10 (en haut) schéma de la répartition des différentes catégories de SAMW dans les secteurs MI1, MI2, MI3, MP1, MP2 et des 2 catégories de AAIW de chaque coté du passage de Drake (secteurs IP, IA) avec les valeurs de densité potentielle (adaptée de *Sallée et al.* (2010).) 53

- 2.11 (à droite) Sections méridiennes en moyenne zonale hivernale climatologique (septembre 1995-2004) de la vorticité potentielle pour la simulation REFsam (voir figure 2.10 pour la position des secteurs MXX); (à gauche) Les mêmes sections que précédemment avec pour les 1000 premiers mètres la climatologie de septembre issue de ARIVO et au-dessous de 1000 mètres la climatologie annuelle de Gouretski; (pour les 2 colonnes) issus de REFsam, en trait fin noir la densité potentielle référencée à 0m climatologique (septembre 1995-2004); en trait épais noir, la MLD climatologique hivernale (septembre 1995-2004); en trait noir pointillé le PF, le SAF et le STF (défini comme la position de l'isotherme 10°C à 150 mètres suivant *Orsi et al.* (1995)). 54
- 2.12 Evolution des moyennes temporelles régionales de salinité (PSU) température (°C) et fréquence de flottabilité (cycles/heure); (dans la colonne de gauche) moyennes climatologiques 2003 2004 des profils Argo (source : Figure 2 de *Schneider and Bravo* (2006)); (dans la colonne de droite) moyennes climatologiques 2003 2004 pour REFsam; (en haut) moyenne régionale sur la zone nord (75°W-90°W , 52°S-56°S); (en bas) moyenne régionale sur la zone sud (70°W-90°W , 56°S-60°S). 56
- 2.13 Profils de température et salinité pour les 1000 premier mètres; (en traits pleins) moyennes hivernales 2003 2004 des profils Argo (source : Figure 2 de *Schneider and Bravo* (2006)); (en traits pointillés) moyennes JAS 2003 2004 pour REFsam 57
- 2.14 (à gauche); Bilan de chaleur simplifié (W/m²) dans la zone de formation des SAMW (70°E-140°E , SAF-STF) pour la période 2003-2004 (figure 8 de *Sallée et al.* (2006)). (à droite) Bilan de chaleur exhaustif dans la couche de mélange représentée dans REFsam et délimitée dans la même région que précédemment et sur la même période. 59
- 2.15 (en haut); schéma représentatif de l'évolution du profil de température dans la zone indienne de formation des SAMW ainsi que les mécanismes principaux d'échange de chaleur responsables de cette évolution (figure 15 de *Sallée et al.* (2006)). (en bas) estimation des profils de température et salinité dans la zone indienne de CMO profonde (95°E-105°E,43°S-46°S) avec la quantification des mécanismes évoqués plus haut. 60
- 2.16 En haut : le schéma des secteurs d'étude des eaux intermédiaires (Atl, Ind, PacW, PacE). Dans la colonne de droite : les sections méridiennes de salinité en moyenne zonale hivernale climatologique (septembre 1995-2004) dans chaque secteur pour la simulation REFsam. Dans la colonne de gauche : les mêmes sections que précédemment avec pour les 1000 premiers mètres la climatologie de septembre issue de ARIVO et au-dessous de 1000 mètres la climatologie annuelle de Gouretski. (pour les 2 colonnes) Issus de REFsam, en trait fin noir, la densité potentielle σ_θ climatologique (septembre 1995-2004) associé au minimum de salinité; en trait épais noir, la MLD climatologique hivernale (septembre 1995-2004); en trait noir pointillé le PF, le SAF et le STF (le STF est défini comme la position de l'isotherme 10°C à 150 mètres suivant *Orsi et al.* (1995)). 62

- 2.17 L'image du haut est issue de *Santoso and England (2004)*; cette figure montre la position moyenne de l'affleurement de l'isodensité 27.2 (traits pleins) et le front de glace de mer (trait pointillé) à la fin de l'hiver austral dans les observations issue de la climatologie Levitus (a) et dans la simulation REFsam (b); 64
- 2.18 Coefficients de corrélation de la tendance en température et salinité de la couche de mélange ($\delta\theta/\delta t$, $\delta S/\delta t$) avec les contributions hivernales associées (avril à septembre) (a) au flux air-mer de chaleur ($\delta\theta/\delta t|_{OA}$), (b) au flux air-mer d'eau douce (équivalent sel) ($\delta S/\delta t|_{OA}$), (c) au transport méridien d'Ekman de chaleur ($\delta\theta/\delta t|_{yek}$), (d) au transport méridien d'Ekman de sel ($\delta S/\delta t|_{yek}$), (e) au transport zonal de chaleur ($\delta\theta/\delta t|_{xad}$) et (f) au transport zonal de sel ($\delta S/\delta t|_{xad}$) aux latitudes d'affleurement de l'isopycne 27.2 σ_θ pour la simulation REFsam. Les traits pleins correspondent à une significativité de 95%. (Attention : l'axe des ordonnées est dans certains cas inversé). Au pied de l'image un doublon de la carte des fréquences de passage de l'isopycne 27.2 σ_θ à la surface (voir figure 2.19 pour les détails sur ce diagnostique). (diagnostics inspirés de *Santoso and England (2004)*). 65
- 2.19 Distribution spatiale de la fréquence (en pourcentage) de passage de l'isopycne $27.2\sigma_\theta \pm 0.02kg.m^{-3}$ en surface pour chacun des mois d'hivers sur la période 1995-2004 pour la simulation REFsam : En dégradé vert pour le mois d'*avril*, en dégradé bleu pour le mois de *mai*, en dégradé orange pour le mois de *juin*, en dégradé violet pour le mois de *juillet*, en dégradé gris pour le mois d'*août* et en dégradé rouge pour le mois de *septembre*. (exemple : si l'on observe, en un point donné de la surface, une valeur de 20% sur l'échelle du mois de septembre, cela signifie qu'au point considéré l'isopycne aura transité par ce point pendant les mois d'avril 20% du temps de toute la période hivernale entre 1995 et 2004 c'est à dire seulement 2 mois d'avril sur les 10 mois d'avril contenus dans la période). En haut de l'image , un zoom régional mettant en lumière le décalage vers le nord de la zone d'affleurement pendant l'hiver austral. 66
- 2.20 Energie cinétique turbulente (EKE) moyenne de la surface océanique estimée sur la période 1992-2002 pour les observations AVISO (en haut) et sur la période 1995-2004 pour la simulation REFsam (en bas) autour du passage de Drake (à gauche), autour du plateau des kerguelen (au centre) et autour du plateau de Campbell (à droite). En trait noir, la position moyenne du front SAF estimé sur la période 1995-2004 pour la simulation REFsam. 67
- 2.21 Indices caractérisant (en haut) l'extension de la glace de mer et (en bas) la surface de la glace de mer ; en rouge les indices de la simulation REFsam et en pointillé bleu les indices des observations fournies par la NOAA/NSIDC. 68
- 2.22 Concentration de glace de mer, en moyenne climatologique (1995-2004) pour le mois de Mars (à gauche) et le mois de septembre (à droite). La ligne rouge représente l'isoligne de concentration 15% du jeu de données fourni par le NSIDC 69

2.23	Épaisseur de glace de mer, en moyenne climatologique 2003-2008 pour les observations issues du satellite ICESat (source : <i>Kurtz and Markus (2012)</i>) (<i>en haut</i>), en moyenne climatologique 1999-2004 pour la simulation REFSam (<i>en bas</i>), de <i>gauche</i> à <i>droite</i> au printemps, en été et en automne. . . .	70
2.24	Champs de vitesse de la glace de mer, en moyenne climatologique (1995-2004) pour le mois de septembre (<i>en haut</i>) et le mois de mars (<i>en bas</i>); pour le champs observé issu du NSIDC (<i>à gauche</i>) et la simulation REFSam (<i>à droite</i>).	70
2.25	Régressions des moyennes à 8 jours (resp. mensuelles) de SST (en °C) dont le cycle saisonnier et la tendance linéaire sont soustraits sur l'indice SAM (NCEP) dont la tendance linéaire est également soustraite pour les observations AVHRR (resp. la simulation REFSam) à gauche (resp. à droite). Le calcul de régression est effectué sur la période 1980-2001 pour REFSam et 1985-2003 pour AVHRR (<i>Lovenduski and Gruber, 2005</i>). Sur l'image de droite, les zones hachurées recouvrent les coefficients de régression linéaire non significatif à 90% suivant le t-test qui sera utilisé dans la sous-section 3.3.2.	71
2.26	Régressions de la moyenne annuelle de SIE (en %) dont la tendance est soustraite sur l'indice SAM (NCEP) dont la tendance est également soustraite pour les observations HADISST (à gauche) pour l'ensemble des GCMs utilisés dans l'étude de <i>Lefebvre and Goosse (2008)</i> (au centre) et pour REFSam (à droite). Le calcul de régression est effectué sur la période 1979-2004 pour les deux images de gauche et sur la période 1980-2004 pour l'image de droite. Sur l'image de droite, les zones hachurées recouvrent les coefficients de régression linéaire non significatif à 90% suivant le t-test qui sera utilisé dans la sous-section 3.3.2. Les 2 images de gauche sont issues de <i>Lefebvre and Goosse (2008)</i>	72
3.1	Stations d'observation dont les mesures sont utilisées pour estimer l'indice BAS.	79
3.2	Séries mensuelles des indices SAM pour les jeux de données NCEP et BAS sur la période 1990-2004.	80
3.3	Motifs de régression linéaire de la composante zonale du champ de vent sur les indices du SAM BAS (à gauche) et NCEP (à droite) sur la période 1990-2004.	81

- 3.4 (ligne du haut) Tension zonale de vent TauX (à gauche), sur la période 1990-2004 pour le forçage DFS3; les couleurs froides correspondent à une tension dirigée vers l'ouest tandis que les couleurs chaudes correspondent à une tension dirigée vers l'est. Métrique Δ_{DFS3} (voir équation 3.2) (au centre). Métrique σ_{DFS3} (voir équation 3.2) (à droite). (ligne du centre) Identique à la ligne du haut pour la tension méridienne de vent TauY; les couleurs froides correspondent à une tension dirigée vers le sud tandis que les couleurs chaudes correspondent à une tension dirigée vers le nord. (ligne du bas) Métrique δ_{DFS3} (voir équation 3.2) pour TauX (à gauche) et pour TauY (à droite); les zones bleues caractérisent les lieux où le flux de DFS3 est de signe opposé au flux moyen de l'ensemble des autres jeux de données. En trait bleu clair le PF, et en trait blanc ou bleu foncé le SAF, estimés à partir de la moyenne climatologique 1990-2004 de la simulation REFsam. 83
- 3.5 (En haut) Flux de chaleur océan-atmosphère total Qnet sur la période 1990-2004 pour le forçage DFS3 (à gauche) et les observations OAFflux (au centre); les couleurs froides correspondent à un flux sortant de l'océan tandis que les couleurs chaudes correspondent à un flux entrant; métrique Δ_{DFS3} (voir équation 3.2) (à droite). (En bas) Métrique δ_{DFS3} (voir équation 3.2) pour Qnet (à gauche); les zones bleues caractérisent les lieux où le flux de DFS3 est de signe opposé au flux moyen de l'ensemble des autres jeux de données; les zones grillées correspondent aux régions où $Qnet(DFS3) < 0$; métrique σ_{DFS3} (voir équation 3.2) (à droite). Sur chacune de ces cartes, en trait bleu clair le PF, et en trait blanc ou bleu foncé le SAF, estimés à partir de la moyenne climatologique 1990-2004 de REFsam. 85
- 3.6 Identique à la figure 3.5 pour le flux d'eau douce EmP. Les observations utilisées proviennent du jeu de données HOAPsv3.2 86
- 3.7 Cartes des coefficient de régression linéaire du champs de précipitation issue de différents jeux de données sur l'indice SAM issu des produits NCEP sur la période 1990-2004. les zones hachurées recouvrent les coefficients de régression linéaire non significatif à 90%. Le champ de précipitation inclut la pluie et la neige. 88
- 3.8 identique à la figure 3.7 pour le flux solaire incident rad_{sw} 89
- 3.9 identique à la figure 3.7 pour le flux infra-rouge descendant rad_{lw} 90
- 3.10 Champ de perturbations SAM pour nos expériences de sensibilité (à l'exception de rad_{sw} et rad_{lw}). Plus précisément, cartes des coefficient de régression linéaire de chaque variable atmosphérique issue du jeu de forçage DFS3 (voir chapitre 1 pour plus de détail) sur l'indice SAM issu des produits NCEP sur la période 1980-2001. les zones hachurées recouvrent les coefficients de régression linéaire non significatifs à 90%. Les coefficients de la carte "**precip**" prennent en considération les précipitations liquide et solide. La carte "**U10**" représente le champ de vecteurs vent à 10 m calculé à partir des composantes "**u10**" et "**v10**". 92
- 3.11 Métrique Δ_{DFS3} (voir équation 3.2) estimée sur la période 1990-2004 pour les variables atmosphériques régressées sur l'indice SAM u10, v10, precip, snow et sur la période 1990-2001 pour la variable t10 régressée sur l'indice SAM. 94

- 3.12 Schéma bilan des écarts des variables atmosphériques issues de DFS3 par rapport à l'ensemble des jeux de forçage (synthèse de la figure 3.11) et les anomalies associées à ces écarts. Ekman indique l'anomalie "qualitative" du transport d'Ekman méridien ; SAT signifie la température de l'air de surface ; les zones d'affleurement hivernales des masses d'eau AAIW et SAMW sont estimées à partir des moyennes de septembre sur la période 1995-2004. 95
- 4.1 Estimation de Δy (cf. 4.2.1) ; Le déplacement des structures stériques est estimé à partir des moyennes interannuelles de la hauteur dynamique sur la période 1995-2004 ; les structures rouges témoignent d'un déplacement vers le nord alors que les bleus révèlent un déplacement vers le sud. Les lignes caractérisent la position moyenne du SAF sur la même période (en rouge) et du PF (en bleu) en traits pleins pour l'expérience de sensibilité et en traits pointillés pour son expérience de référence associée. 100
- 4.2 Position du SAF et du PF dans nos expériences. En noir et blanc les cartes de bathymétrie dans la région péri-antarctique ; sur ces dernières la position moyenne de SAF (en haut) et de PF (en bas) estimée sur la période 1995-2004 à partir des données mensuelles pour chacune des simulations REFsam (noir), WIND (bleu foncé), STRESS (rouge), NOSTRESS (mauve), TURB (vert), NOWNDTURB (jaune), PREC (bleu turquoise). En dessous de chacune des deux cartes, les courbes de bathymétrie le long de la position moyenne de chacun des deux iso-contours pour l'expérience REFsam ; en trait pointillé vertical, la position des nœuds de chacun des deux iso-contours identifiée au chapitre 1 (voir figure 2.7). 102
- 4.3 En haut, la position moyenne de SAF et de PF estimée sur la période 1995-2004 à partir des données mensuelles pour chacune des simulations REFsam (blanc), WIND (bleu foncé). En dessous, les profils de bathymétrie le long de la position moyenne de chacun des deux iso-contours (grisé pour le PF) pour l'expérience REFsam. En trait pointillé vertical, la position des nœuds de chacun des deux iso-contours estimée au chapitre 1 (figure 2.7). En dessous, les moyennes zonales du gradient méridien de hauteur dynamique dans chaque secteur inter-nodale du PF pour les expériences REFsam (noir pointillé) et WIND (bleu) ; sur chacune de ces courbes, la position moyenne des 2 iso-contours pour chacune des deux expériences. . . 103
- 4.4 Moyennes zonales inter-nodales de l'anomalie de la position de SAF et de PF entre chaque simulation et sa simulation de référence. une anomalie positive témoigne d'un décalage vers le nord (L'encart en haut à droit : moyennes zonales de l'anomalie de la position du SAF entre STRESS et REFsam mettant en lumière le décalage vers le Nord et celui vers le sud au cœur de la zone H_{SAF}). 104

4.5	Moyennes zonales hivernales (septembre 1995-2004) de la salinité (colonne de gauche) et de la différence de salinité entre chaque expérience de sensibilité et sa référence (colonne de droite) dans le secteur atlantique Atl . les traits obliques pleins (colonne de gauche) représentent les isopycnes associées au coeur du minimum de salinité. Les isocontours (colonne de droite) représentent l'isopycne de la simulation de sensibilité (pointillé) et l'isopycne de la référence associée (plein). Les trait épais représentent la base de la couche de mélange, en pointillé pour l'expérience de sensibilité, en trait plein pour la référence associée. les traits verticaux représentent respectivement le PF (au sud), le SAF (au centre) et le STF (au nord).	107
4.6	Idem Figure 4.5 pour la zone Ind	108
4.7	Idem Figure 4.5 pour la zone PacW	109
4.8	Idem Figure 4.5 pour la zone PacE	110
4.9	Différences des moyennes hivernales (mois de septembre sur la période 1995-2004) de la profondeur des isopycnes caractéristiques des AAIW, pour chaque expérience de sensibilité et son expérience de référence associée. Les traits noir pointillés délimitent le zones défini au chapitre 1 (Figure 2.16).	112
4.10	Différences des moyennes hivernales (mois de septembre sur la période 1995-2004) de la salinité projetée sur les isopycnes caractéristiques des AAIW, pour chaque expérience de sensibilité et son expérience de référence associée. Les traits noir pointillés délimitent le zones défini au chapitre 1 (Figure 2.16).	113
4.11	Différences des moyennes hivernales (mois de septembre sur la période 1995-2004) de la température potentielle projetée sur les isopycnes caractéristiques des AAIW, pour chaque expérience de sensibilité et son expérience de référence associée. Les traits noir pointillés délimitent le zones défini au chapitre 1 (Figure 2.16)	114
4.12	Moyennes zonales hivernales (septembre 1995-2004) de la vorticité potentielle dans le secteur indien MI1 . Les isocontours pleins et pointillés représentent les isopycnes encadrant le cœur du minimum de vorticité potentielle. Le trait plein épais représente la base de la couche de mélange. Les traits verticaux représentent respectivement les fronts polaire (au sud), subantarctique (au centre), subtropical (au nord).	116
4.13	Idem Figure 4.12 pour le secteur MI2	117
4.14	Idem Figure 4.12 pour le secteur MI3	118
4.15	Idem Figure 4.12 pour le secteur MP1	119
4.16	Idem Figure 4.12 pour le secteur MP2	120
4.17	Moyennes zonales hivernales (septembre 1995-2004) de la densité potentielle des isopycnes encadrant les SAMW pour l'expérience PREC (traits pointillés) et l'expérience REFsam (traits pleins) . les traits verticaux signalent la position des fronts moyennée sur la même période. Les traits épais signalent la position de la base de la couche de mélange moyennée sur la même période.	121
4.18	Différences des moyennes hivernales (mois de septembre sur la période 1995-2004) de la salinité moyennée sur la couche isopycnale encadrée par les valeurs encadrant les SAMW, pour chaque expérience.	123
4.19	Même diagnostique que pour la figure 4.18 pour la température potentielle.	124

- 4.20 Schéma descriptif des anomalies significatives des AAIW en réponse à l'ensemble des perturbations atmosphériques. les courbes pleines font référence à l'expérience de référence REFsam. Les courbes pointillées font référence à l'expérience de sensibilité PREC. les motifs rouges (verts) traduisent une anomalie positive (négative) de la salinité et de la température potentielle. 125
- 4.21 identique à la figure 4.20 pour les SAMW. 125
- 5.1 Cartes des différences des propriétés moyennées dans la couche de mélange et moyennées sur la période 1995-2004 entre PREC et REFsam pour la température (haut-gauche), la salinité (haut-centre), la densité potentielle référencées à 0 mètre (bas-gauche), la contribution thermique à la densité potentielle (bas-centre) et la contribution haline à la densité potentielle (bas-droite). Carte de la différence de profondeur moyenne sur la période 1995-2004 de couche de mélange entre PREC et REFsam (haut-droite). . . 132
- 5.2 Sont tracés pour l'ensemble des simulations et pour chaque secteur : (haut) la position moyenne (moyenne des positions des mois de septembre sur la période 1995-2004) de l'affleurement hivernal de l'isopycne définissant les AAIW ; (centre) la valeur moyenne de la salinité de la couche de mélange à l'endroit de l'affleurement de la nappe d'eau (ici estimée en prenant en compte une extension méridienne de 0.5° de latitude autour de l'affleurement). (bas) le même diagnostique que celui de l'image centrale pour la température potentielle. 135
- 5.3 Sont tracés pour l'ensemble des simulations et pour chaque secteur : (haut) la position de l'affleurement hivernale (moyenne des positions du mois de septembre sur la période 1995-2004) du couple isopycnales encadrant les SAMW ; (centre) la valeur moyenne de la salinité de la couche de mélange à l'endroit de l'affleurement de la nappe d'eau encadrée par les deux couches isopycnales ; (bas) le même diagnostique que celui de l'image centrale pour la température potentielle. 136
- 5.4 Diagramme Hovmöller (diagramme temps,latitude) de la moyenne zonale de la différence de la couche de mélange océanique entre WIND et REFsam (en haut, à gauche) entre TURB et WIND (au centre, à gauche) et entre PREC et TURB (en bas, à gauche). La résolution temporelle est 5 jours. En regard, cartes des différence entre les mêmes expériences de la profondeur de la couche de mélange en moyenne mensuelle sur la période 1995-2004 pour le mois de février (au centre) et pour le mois de septembre (à droite). Dans l'image WIND-REFsam, les extremums à 70°S observés à partir de l'hiver 2001 trahissent la présence de deux polynies de pleine mer ouvertes en 2001 en mer de Weddell et au dessus du mont sous-marin "Maud Rise" ($66^\circ\text{S}-3^\circ\text{E}$) dans l'expérience WIND. Nous décrierons ces deux polynies dans le chapitre 5. 138
- 5.5 Schéma des processus modulant les propriétés hydrographiques de la couche de mélange océanique. en rouge, les processus modifiant la température moyenne de la couche de mélange ; en bleu, les processus modifiant la salinité ; en noir, les processus communs à l'évolution des deux traceurs actifs. 140

5.6	Diagramme Hovmöller (diagramme temps,latitude) de la moyenne zonale de la différence de salinité moyenne de la couche de mélange océanique entre WIND et REFSam (image du haut) et des différents contributeurs. La résolution temporelle est 5 jours. Les palettes de couleur pour les différents contributeurs couvre une plus grande gamme de salinité, ce qui cache partiellement la saisonnalité du signal, beaucoup plus apparent dans "SML TOT".	143
5.7	Idem Figure 5.6 pour la température.	146
5.8	Cartes des processus dominant responsables de la salinisation de la couche de mélange pendant toute la période de simulation 1980-2004 (voir équation pour plus de détail sur le calcul). Le pourcentage de participation à la salinisation du processus dominant est quantifié grâce aux barres de couleurs dégradées associées à chaque processus.	148
5.9	Carte de l'indice P_{δ}^{*xyadv} (avec $\delta > 0$) donnant la composante dominante de l'advection latérale (Ekman ou géostrophique) lorsque celle-ci contribue à la salinisation de la couche de mélange entre PREC et REFSam sur la période 1995-2004 (voir équation 5.17 pour les détails sur le calcul). Le pourcentage de participation à la salinisation du processus dominant est quantifié grâce aux barres de couleurs dégradées associées à la composante d'Ekman et à la composante géostrophique de l'advection latérale.	150
5.10	Cartes des processus dominant responsables de l'adoucissement de la couche de mélange pendant toute la période de simulation 1980-2004 (voir équation pour plus de détail sur le calcul).	151
5.11	Cartes des processus dominants responsables du réchauffement de la couche de mélange pendant toute la période de simulation 1980-2004 (voir équation pour plus de détail sur le calcul).	152
5.12	Cartes des processus dominants responsables du refroidissement de la couche de mélange pendant toute la période de simulation 1980-2004 (voir équation pour plus de détail sur le calcul).	153
5.13	Schéma bilan de la réponse au SAM (PREC-REFsam) des AAIW et SAMW dans la couche de mélange à la fin de l'hiver austral. La zone d'affleurement des AAIW et des SAMW dans la simulation REFSam (resp PREC) est en trait plein (resp pointillé). L'amplitude du déplacement méridien de l'affleurement des masses d'eau est à l'échelle. L'évolution des propriétés des traceurs d'une simulation à l'autre est également illustré via l'échelle de couleur (bas de l'image). Les processus dominant la salinisation, le réchauffement et le refroidissement significatifs sont schématisés pour chacune de ces trois anomalies. En surimposition, les anomalies de profondeur de couche de mélange, en gris clair les anomalies positives et en gris "ondulé" les anomalies négatives.	154

6.1	(à gauche) pourcentage de participation de <i>ios</i> à la salinisation de la couche de mélange océanique (voir équation 5.14) entre PREC et REFsam estimé sur la période 1980-2004. (à droite) Différence de salinité induite par le cycle de formation/fonte de la glace de mer entre PREC et REFsam estimée sur la période 1980-2004 (voir équation 5.12). En trait bleu, les zones d’affleurement des AAIW estimées au mois de septembre sur la période 1995-2004 pour la simulation REFsam (trait plein) et pour la simulation PREC (trait pointillé).	161
6.2	Mers et plateformes de glace encerclant le continent Antarctique.	162
6.3	Différences de concentration de glace de mer entre les simulations de sensibilité et leurs références associées pour le mois de septembre climatologique sur la période 1995-2004.	163
6.4	Cycles annuels de la production de glace de mer (SIP), du volume de glace de mer (SIV) et de l’extension de glace de mer (SIE) estimés sur l’ensemble du pourtour antarctique entre 1995 et 2004.	165
6.5	Cycle saisonnier des Différence de concentration de glace de mer entre PREC et REFsam pour chacun des mois climatologique sur la période 1995-2004.	166
6.6	Divergence du transport de glace de mer dans la simulation REFsam et anomalie de divergence du transport de glace de mer entre les simulations PREC et REFsam pour les mois de mai, septembre et octobre climatologiques sur la période 1995-2004.	168
6.7	Cycles Annuels sur la période 1995-2004 de la différence de volume de glace de mer produite entre les simulations de sensibilités et leurs références associées. Les zones grisées correspondent à la période de production positive de glace de mer ; les zones non grisées correspondent à la période de fonte.	169
6.8	Cycle saisonnier des Différences de flux d’eau douce à la base de la glace de mer entre PREC et REFsam pour chacun des mois climatologiques sur la période 1995-2004.	171
6.9	distribution spatiale des différentes catégories de glace (Polynia ice, pack ice, marginal ice, melting ice	172
6.10	Entre chaque simulation de sensibilité et sa simulation de référence associée l’anomalie de volume de glace de mer ($10^2 km^3$) pour chaque type de glace en fonction de l’anomalie de position méridienne (en degré nord) de la bordure nord pour chaque type de glace. Les estimations sont faites sur les moyennes annuelles de la période 1995-2004. les 2 cartes du haut correspondent aux 2 zones de fortes anomalies ; la carte du bas correspond à l’ensemble du domaine austral.	174
6.11	(à gauche) profils verticaux moyens sur la zone (22°W - 26°W , 66°S-70°S) sur la période 2001-2004 (période de résidence de la polynie) au mois de septembre 2004 de (à gauche) la température et la salinité des simulations REFsam (noir), WIND (bleu), TURB (vert) et (à droite) du rapport des coefficients de diffusivité verticale entre WIND et REFsam (bleu) et entre TURB et REFsam (vert). En traits pointillés horizontaux , la position de la MLD pour chaque simulation.	176

7.1 (1) : champs de vitesse \vec{U}_{10} DFS3 (à gauche) et champs de vitesse perturbée par le SAM (à droite). (2) : Différence de température moyennée entre 200 mètres et 700 mètres entre les simulations WIND et REFsam. (3) : Différence du rotationnel de la tension de vent entre les simulations WIND et REFsam. (4) : Sections verticales des moyennes zonales (65W-69W, indiqué par la bande bleutée) de la température potentielle pour les simulations REFsam (en haut), WIND (au centre) et leur différence (en bas). Sur chacune de ces cartes, l'iso-densité $\sigma_0 = 27.6kg.m^{-3}$ (trait fin), la MLD (trait épais) et la position des fronts (traits verticaux). l'encart en bas à droite montre la différence du champs de vitesse verticale entre WIND et REFsam. Tous ces diagnostics sont issus des moyennes temporelles effectuées sur la période 1995-2004. 186

Bibliographie

- Aagaard, K., and E. C. Carmack (1989), The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *94*(C10), 14,485–14,498.
- Andersson, A., K. Fennig, C. Klepp, S. Bakan, H. GraBl, and J. Schulz (2010), The hamburg ocean atmosphere parameters and fluxes from satellite data HOAPS-3, *Earth System Science Data*, *2*(2), 215–234.
- Aoki, S. (2002), Coherent sea level response to the antarctic oscillation, *Geophysical Research Letters*, *29*(20), 1950.
- Aoki, S., M. Yoritaka, and A. Masuyama (2003), Multidecadal warming of subsurface temperature in the indian sector of the southern ocean, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *108*(C4).
- Aoki, S., N. L. Bindoff, and J. A. Church (2005), Interdecadal water mass changes in the southern ocean between 30°E and 160°E, *Geophysical Research Letters*, *32*(7), L07,607.
- Arakawa, A. (1966), Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion : Two-dimensional incompressible flow. part i, *Journal of Computational Physics*, *1*(1), 119–143.
- Arzel, O., T. Fichefet, and H. Goosse (2006), Sea ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by current AOGCMs, *Ocean Modelling*, *12*(3–4), 401–415.
- Asselin, R. (1972), Frequency filter for time integrations, *Monthly Weather Review*, *100*(6), 487–490.
- Baldwin, M. P. (2001), Annular modes in global daily surface pressure, *Geophysical Research Letters*, *28*(21), 4115–4118.
- Banks, H. T., and N. L. Bindoff (2003), Comparison of observed temperature and salinity changes in the indo-pacific with results from the coupled climate model HadCM3 : Processes and mechanisms*, *Journal of Climate*, *16*(1), 156–166.
- Barnier, B., G. Madec, T. Penduff, J.-M. Molines, A.-M. Treguier, J. L. Sommer, A. Beckmann, A. Biastoch, C. BoHning, J. Dengg, C. Derval, E. Durand, S. Gulev, E. Remy, C. Talandier, S. Theetten, M. Maltrud, J. McClean, and B. D. Cuevas (2006), Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy permitting resolution, *Ocean Dynamics*, *4*.
- Belkin, I. M., and A. L. Gordon (1996), Southern ocean fronts from the greenwich meridian to tasmania, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *101*(C2), 3675–3696.

- Bengtsson, L., S. Hagemann, and K. I. Hodges (2004), Can climate trends be calculated from reanalysis data?, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres (1984–2012)*, *109*(D11).
- Biastoch, A., C. W. Böning, J. Getzlaff, J.-M. Molines, and G. Madec (2008), Causes of interannual-decadal variability in the meridional overturning circulation of the midlatitude north atlantic ocean, *Journal of climate*, *21*(24), 6599–6615.
- Bindoff, N. L., and J. A. Church (1992), Warming of the water column in the southwest pacific ocean, *Nature*, *357*(6373), 59–62.
- Bindoff, N. L., and T. J. Mcdougall (1994), Diagnosing climate change and ocean ventilation using hydrographic data, *Journal of Physical Oceanography*, *24*(6), 1137–1152.
- Blanke, e. P. D., B. (1993), Variability of the tropical atlantic ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics, *Journal of Physical Oceanography*, *35*(23), 1363–1388.
- Bourdallé-Badie, R., and A. M. Treguier (2006), A climatology of runoff for the global ocean-ice model orca025, *Mercator Rep.*, *MOO-RP-425-366-MER*.
- Boyer, T., and Coauthors (2006), World ocean database 2005, *NOAA Atlas NESDIS 60*, *US Department of Commerce, NOAA National Oceanographic Data Center*, p. 190 pp.
- Boyer, T. P., S. Levitus, J. I. Antonov, R. A. Locarnini, and H. E. Garcia (2005), Linear trends in salinity for the world ocean, 1955–1998, *Geophysical Research Letters*, *32*(1), L01,604.
- Bretherton, C. S., M. Widmann, V. P. Dymnikov, J. M. Wallace, and I. Bladé (1999), The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying field, *Journal of Climate*, (7), 1990–2009.
- Brewster, C. (), Measuring ocean mixing, visit to the British Antarctic Survey.
- Brodeau, L. (2007), Contribution à l’amélioration de la fonction de forçage des modèles de circulation générale océanique, Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Brodeau, L., B. Barnier, A. Treguier, T. Penduff, and S. Gulev (2010), An ERA40-based atmospheric forcing for global ocean circulation models, *Ocean Modelling*, *31*(3-4), 88–104.
- Bromwich, D. H., J. P. Nicolas, A. J. Monaghan, M. A. Lazzara, L. M. Keller, G. A. Weidner, and A. B. Wilson (2013), Central west antarctica among the most rapidly warming regions on earth, *Nature Geoscience*, *6*(2), 139–145.
- Böning, C. W., A. Dispert, M. Visbeck, S. R. Rintoul, and F. U. Schwarzkopf (2008), The response of the antarctic circumpolar current to recent climate change, *Nature Geoscience*, *1*(12), 864–869.
- Cai, W. (2006), Antarctic ozone depletion causes an intensification of the southern ocean super-gyre circulation, *Geophysical Research Letters*, *33*(3).

- Cai, W., and T. Cowan (2006), SAM and regional rainfall in IPCC AR4 models : Can anthropogenic forcing account for southwest western australian winter rainfall reduction ?, *Geophysical Research Letters*, *33*(24), L24,708.
- Cai, W., and T. Cowan (2007), Trends in southern hemisphere circulation in IPCC AR4 models over 1950 @ s99 : Ozone depletion versus greenhouse forcing, *Journal of Climate*, *20*(4), 681–693.
- Cailleau, S. (2004), Validation de méthodes de contrainte aux frontières d’un modèle océanique : applion a un modèle hauturier de l’atlantique nrd eta un modèle régional du golfe de gascogne., Ph.D. thesis, Université de Grenoble.
- Carleton, A. M. (2003), Atmospheric teleconnections involving the southern ocean, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *108*(C4).
- Ciasto, L. M., and D. W. J. Thompson (2008), Observations of large-scale ocean-atmosphere interaction in the southern hemisphere, *Journal of Climate*, *21*(6), 1244–1259.
- Ciasto, L. M., M. A. Alexander, C. Deser, and M. H. England (2011), On the persistence of cold-season SST anomalies associated with the annular modes, *Journal of Climate*, *24*(10), 2500–2515.
- Close, S. E., and H. Goosse (2013), Entrainment-driven modulation of southern ocean mixed layer properties and sea ice variability in CMIP5 models, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *118*(6), 2811–2827.
- Codron, F. (2005), Relation between annular modes and the mean state : Southern hemisphere summer, *Journal of Climate*, *18*(2), 320–330.
- Comiso, J., D. Cavalieri, and T. Markus (2003), Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-e data, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *41*(2), 243–252.
- Comiso, J. C., and F. Nishio (2008), Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-e, SSM/i, and SMMR data, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *113*(C2).
- Cunningham, S. A., S. G. Alderson, B. A. King, and M. A. Brandon (2003), Transport and variability of the antarctic circumpolar current in drake passage, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *108*(C5).
- Dai, A., and K. E. Trenberth (2002), Estimates of freshwater discharge from continents : Latitudinal and seasonal variations, *Journal of hydrometeorology*, *3*(6), 660–687.
- de Boyer Montégut, C. (2004), Mixed layer depth over the global ocean : An examination of profile data and a profile-based climatology, *Journal of Geophysical Research*, *109*(C12).
- Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi,

- A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, and F. Vitart (2011), The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597.
- Dong, S., J. Sprintall, S. T. Gille, and L. Talley (2008), Southern ocean mixed-layer depth from argo float profiles, *Journal of Geophysical Research*, 113(C6).
- Döös, K., and A. Coward (1997), The southern ocean as the major upwelling zone of north atlantic deep water, *International WOCE Newsletter*, 27, 3–4.
- Downes, S. M., N. L. Bindoff, and S. R. Rintoul (2010), Changes in the subduction of southern ocean water masses at the end of the twenty-first century in eight IPCC models, *Journal of Climate*, 23(24), 6526–6541.
- Dufour, C. O. (2011), Rôle des tourbillons océaniques dans la variabilité récente des flux air-mer dCO₂ dans l’océan austral, Ph.D. thesis, Université de Grenoble.
- Dufour, C. O., J. Le Sommer, J. D. Zika, M. Gehlen, J. C. Orr, P. Mathiot, and B. Barnier (2012), Standing and transient eddies in the response of the southern ocean meridional overturning to the southern annular mode, *Journal of Climate*, 25(20), 6958–6974.
- Durack, P. J., and S. E. Wijffels (2010), Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming, *Journal of Climate*, 23(16), 4342–4362.
- Eisenman (2014), A spurious jump in the satellite record : has antarctic sea ice expansion been overestimated ?, *The Cryosphere*, 8, 1289–1296, doi :10.5194/tc-8-1289-2014.
- Emile-Geay, J., and G. Madec (2009), Geothermal heating, diapycnal mixing and the abyssal circulation, *Ocean Sci.*, 5(2), 203–217.
- European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (2000), *The ERA-40 project plan*, no. no. 01 in ERA-40 project report series, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading.
- Farneti, R., and T. L. Delworth (2010), The role of mesoscale eddies in the remote oceanic response to altered southern hemisphere winds, *Journal of Physical Oceanography*, 40(10), 2348–2354.
- Fichefet, e. M. M. M., T. (1997), Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics, *Journal of Geophysical Research*, 102(12), 609–646.
- Fichefet, T., B. Tartinville, and H. Goosse (2003), Antarctic sea ice variability during 1958 @ s1999 : A simulation with a global ice-ocean model, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 108(C3), 3102.
- Fine, R. A. (1993), Circulation of antarctic intermediate water in the south indian ocean, *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, 40(10), 2021–2042.
- Fyfe, J. C., and O. A. Saenko (2006), Simulated changes in the extratropical southern hemisphere winds and currents, *Geophysical Research Letters*, 33(6), L06,701.

- Fyfe, J. C., G. J. Boer, and G. M. Flato (1999), The arctic and antarctic oscillations and their projected changes under global warming, *Geophysical Research Letters*, *26*(11), 1601–1604.
- Fyfe, J. C., O. A. Saenko, K. Zickfeld, M. Eby, and A. J. Weaver (2007a), The role of poleward-intensifying winds on southern ocean warming, *Journal of Climate*, *20*(21), 5391–5400.
- Fyfe, J. C., O. A. Saenko, K. Zickfeld, M. Eby, and A. J. Weaver (2007b), The role of poleward-intensifying winds on southern ocean warming, *Journal of Climate*, *20*(21), 5391–5400.
- Gent, P. R., and J. C. McWilliams (1990), Isopycnal mixing in ocean circulation models, *Journal of Physical Oceanography*, *20*(1), 150–155.
- Georgi, D. T. (1979), Modal properties of antarctic intermediate water in the southeast pacific and the south atlantic, *Journal of Physical Oceanography*, *9*(3), 456–468.
- Gille, S. T. (2002), Warming of the southern ocean since the 1950s, *Science*, *295*(5558), 1275–1277.
- Gille, S. T. (2008), Decadal-scale temperature trends in the southern hemisphere ocean, *Journal of Climate*, *21*(18), 4749–4765.
- Gillett, N. P., and D. W. J. Thompson (2003), Simulation of recent southern hemisphere climate change, *Science*, *302*(5643), 273–275.
- Gillett, N. P., T. D. Kell, and P. D. Jones (2006), Regional climate impacts of the southern annular mode, *Geophysical Research Letters*, *33*(23), L23,704.
- Gnanadesikan, A., and R. W. Hallberg (2000), On the relationship of the circumpolar current to southern hemisphere winds in coarse-resolution ocean models, *Journal of Physical Oceanography*, *30*(8), 2013–2034.
- Gong, D., and S. Wang (1999), Definition of antarctic oscillation index, *Geophysical Research Letters*, *26*(4), 459–462.
- Gordon, A. L., E. Molinelli, and T. Baker (1978), Large-scale relative dynamic topography of the southern ocean, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *83*(C6), 3023–3032.
- Gordon, A. L., M. Visbeck, and J. C. Comiso (2007), A possible link between the weddell polynya and the southern annular mode, *Journal of Climate*, *20*(11), 2558–2571.
- Hall, A., and M. Visbeck (2002), Synchronous variability in the southern hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the annular mode*, *Journal of Climate*, *15*(21), 3043–3057.
- Hallberg, R., and A. Gnanadesikan (2006), The role of eddies in determining the structure and response of the wind-driven southern hemisphere overturning : Results from the modeling eddies in the southern ocean (MESO) project, *Journal of Physical Oceanography*, *36*(12), 2232–2252.

- Hanawa, K., and L. Talley (2001), 4 mode waters, *International Geophysics*, 77, 373–386.
- Haylock, M. R., T. Peterson, L. Alves, T. Ambrizzi, Y. Anunciação, J. Baez, V. Barros, M. Berlato, M. Bidegain, G. Coronel, et al. (2006), Trends in total and extreme south american rainfall in 1960-2000 and links with sea surface temperature, *Journal of climate*, 19(8), 1490–1512.
- Helm, K. P., N. L. Bindoff, and J. A. Church (2010), Changes in the global hydrological-cycle inferred from ocean salinity : HYDROLOGICAL CYCLE AND OCEAN SALINITY, *Geophysical Research Letters*, 37(18).
- Hervieux, G. (2007), Etude numerique des interactions courant/topographie : application au gyre subpolaire, aux seuils de gibraltar et des mers nordiques., Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Holland, M. M., and M. N. Raphael (2006), Twentieth century simulation of the southern hemisphere climate in coupled models. part II : sea ice conditions and variability, *Climate Dynamics*, 26(2-3), 229–245.
- Holland, M. M., C. M. Bitz, and E. C. Hunke (2005), Mechanisms forcing an antarctic dipole in simulated sea ice and surface ocean conditions, *Journal of Climate*, 18(12), 2052–2066.
- Holland, P. R., and R. Kwok (2012), Wind-driven trends in antarctic sea-ice drift, *Nature Geoscience*, 5(12), 872–875.
- Hosking, J. S., A. Orr, G. J. Marshall, J. Turner, and T. Phillips (2013), The influence of the amundsen–bellingshausen seas low on the climate of west antarctica and its representation in coupled climate model simulations, *Journal of Climate*, 26(17), 6633–6648.
- Hughes, C. W., and E. R. Ash (2001), Eddy forcing of the mean flow in the southern ocean, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C2), 2713–2722.
- Hughes, C. W., P. L. Woodworth, M. P. Meredith, V. Stepanov, T. Whitworth, and A. R. Pyne (2003), Coherence of antarctic sea levels, southern hemisphere annular mode, and flow through drake passage, *Geophysical Research Letters*, 30(9), 1464.
- Hurrell, J. W., J. J. Hack, D. Shea, J. M. Caron, and J. Rosinski (2008), A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the community atmosphere model, *Journal of Climate*, 21(19), 5145–5153.
- Jackett, D. R., and T. J. McDougall (1997), A neutral density variable for the worlds oceans, *Journal of Physical Oceanography*, 27(2), 237–263.
- Jacobs, S. (2006), Observations of change in the southern ocean, *Philosophical Transactions of the Royal Society A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1844), 1657–1681.
- Jacobs, S. S., C. F. Giulivi, and P. A. Mele (2002), Freshening of the ross sea during the late 20th century, *Science*, 297(5580), 386–389.

- Jin, X., and R. A. Weller (2008), Multidecade global flux datasets from the objectively analyzed air-sea fluxes (oafux) project : Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables lisan yu, *Tech. rep.*, OAFflux Project Tech. Rep. OA-2008-01.
- Johnson, G. C., and A. H. Orsi (1997), Southwest pacific ocean water-mass changes between 1968/69 and 1990/91, *Journal of Climate*, *10*(6), 306–316.
- Jullion, L., A. C. Naveira Garabato, M. P. Meredith, P. R. Holland, P. Courtois, and B. A. King (2013), Decadal freshening of the antarctic bottom water exported from the weddell sea, *Journal of Climate*, *26*(20), 8111–8125.
- Karoly, D. J. (1990), The role of transient eddies in low-frequency zonal variations of the southern hemisphere circulation, *Tellus A*, *42*(1), 41–50.
- Karstensen, J., and D. Quadfasel (2002), Formation of southern hemisphere thermocline waters : Water mass conversion and subduction, *Journal of Physical Oceanography*, (*11*), 3020–3038.
- Kidson, J. W. (1988), Indices of the southern hemisphere zonal wind, *Journal of Climate*, *1*(2), 183–194.
- Kidson, J. W. (1999), Principal modes of southern hemisphere low-frequency variability obtained from NCEP-NCAR reanalyses, *Journal of Climate*, *12*(9), 2808–2830.
- Koch-Larrouy, A., R. Morrow, T. Penduff, and M. Juza (2010), Origin and mechanism of subantarctic mode water formation and transformation in the southern indian ocean, *Ocean Dynamics*, *60*(3), 563–583.
- Kuroda, Y., and K. Kodera (1998), Interannual variability in the troposphere and stratosphere of the southern hemisphere winter, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *103*(D12), 13,787–13,799.
- Kurtz, N. T., and T. Markus (2012), Satellite observations of antarctic sea ice thickness and volume, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *117*(C8).
- Kushner, P. J., I. M. Held, and T. L. Delworth (2001), Southern hemisphere atmospheric circulation response to global warming, *Journal of Climate*, *14*(10), 2238–2249.
- Kwok, R., and Comiso (2002), Spatial patterns of variability in antarctic surface temperature : Connections to the southern hemisphere annular mode and the southern oscillation, *Geophysical Research Letters*, *29*(14).
- Lachkar, Z., J. C. Orr, J.-C. Dutay, and P. Delecluse (2009), On the role of mesoscale eddies in the ventilation of antarctic intermediate water, *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, *56*(6), 909–925.
- Large, e. S. Y., W. (2004), Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea ice models, tech. rep., *NCAR technical note*, pp. 46,47,88,114.
- Large, W. G., and S. G. Yeager (2009), The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set, *Climate Dynamics*, *33*(2-3), 341–364.

- Large, W. G., G. Danabasoglu, S. C. Doney, and J. C. McWilliams (1997), Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model : Annual-mean climatology, *Journal of Physical Oceanography*, *27*(6), 2418–2447.
- Leclair, M. (2006), Schemas temporels en oceanographie - alternatives au schema leap-frog, *Stage de Master2, LOCEAN, Paris*.
- Lefebvre, W., and H. Goosse (2005), Influence of the southern annular mode on the sea ice-ocean system : the role of the thermal and mechanical forcing, *Ocean Science*, *1*, 145–157.
- Lefebvre, W., and H. Goosse (2008), Analysis of the projected regional sea-ice changes in the southern ocean during the twenty-first century, *Climate Dynamics*, *30*(1), 59–76.
- Lefebvre, W., H. Goosse, R. Timmermann, and T. Fichefet (2004), Influence of the southern annular mode on the sea ice–ocean system, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, (C9), C09,005.
- Lenton, A., F. Codron, L. Bopp, N. Metz, P. Cadule, A. Tagliabue, and J. Le Sommer (2009), Stratospheric ozone depletion reduces ocean carbon uptake and enhances ocean acidification, *Geophysical Research Letters*, *36*(12), L12,606.
- LeVeque, R. J. (2002), *Finite Volume Methods for Hyperbolic Problems*, Cambridge University Press.
- Levitus, S., M. Boyer, T. Conkright, J. O’Brien, C. Antonov, L. Stephens, D. Stathoplos, D. Johnson, and R. Gelfeld (1998), World ocean database 1998, *NOAA Atlas NESDID 18, US Government Printing Office, Washington, DC*, 150(40).
- Levitus, S., J. I. Antonov, T. P. Boyer, and C. Stephens (2000), Warming of the world ocean, *Science*, *287*(5461), 2225–2229.
- Limpasuvan, V., and D. L. Hartmann (2000), Wave-maintained annular modes of climate variability, *Journal of Climate*, *13*(24), 4414–4429.
- Liu, J., J. A. Curry, and D. G. Martinson (2004), Interpretation of recent antarctic sea ice variability, *Geophysical Research Letters*, *31*(2).
- Lorenz, D. J., and D. L. Hartmann (2001), Eddy-Zonal flow feedback in the southern hemisphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *58*(21), 3312–3327.
- Lovenduski, N. S., and N. Gruber (2005), Impact of the southern annular mode on southern ocean circulation and biology, *Geophysical Research Letters*, *32*(11), L11,603.
- MacCready, P., and P. Quay (2001), Biological export flux in the southern ocean estimated from a climatological nitrate budget, *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, *48*(19–20), 4299–4322.
- Madec, G. (2012), Nemo ocean engine, *Note du Pole de Modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), ISSN No 1288-1619*(27).
- Madec, P. D. M. I. C. e. L., G. (1998), Opa 8.1 ocean general circulation model reference manual, *Note du Pole de Modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)*, (11).

- Maksym, T., S. Stammerjohn, S. Ackley, and R. Massom (2012), Antarctic sea ice – a polar opposite?, *Oceanography*, 25(3), 140–151.
- Marshall, D. (1997), Subduction of water masses in an eddying ocean, *Journal of Marine Research*, 55(2), 201–222.
- Marshall, G. J. (2003), Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses, *Journal of Climate*, 16(24), 4134–4143.
- Marshall, G. J., P. A. Stott, J. Turner, W. M. Connolley, J. C. King, and T. A. Lachlan-Cope (2004), Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the southern hemisphere, *Geophysical Research Letters*, 31(14).
- Marshall, J., and T. Radko (2003), Residual-mean solutions for the antarctic circumpolar current and its associated overturning circulation, *Journal of Physical Oceanography*, 33(11), 2341–2354.
- Marshall, J., and K. Speer (2012), Closure of the meridional overturning circulation through southern ocean upwelling, *Nature Geoscience*, 5(3), 171–180.
- Marsland, S. J., and J.-O. Wolff (2001), On the sensitivity of southern ocean sea ice to the surface freshwater flux : A model study, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C2), 2723–2741.
- Martinson, D. G., S. E. Stammerjohn, R. A. Iannuzzi, R. C. Smith, and M. Vernet (2008), Western antarctic peninsula physical oceanography and spatio-temporal variability, *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, 55(18–19), 1964–1987.
- Massom, R. A., A. B. Giles, H. A. Fricker, R. C. Warner, B. Legrésy, G. Hyland, N. Young, and A. D. Fraser (2010), Examining the interaction between multi-year landfast sea ice and the mertz glacier tongue, east antarctica : Another factor in ice sheet stability?, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 115(C12).
- Massonnet, F., M. Pierre, F. Thierry, G. Hugues, K. B. BeattyChristof, M. V Vancoppenolle, and T. Lavergne (2013), A model reconstruction of the antarctic sea ice thickness and volume changes over 1980–2008 using data assimilation, *Ocean Modelling*, 64, 67–75.
- Mathiot, P. (2009), Influence du forçage atmosperique sur la representation de la glace de mer et des eaux de plateau en antarctique dans une etude de modelisation numerique, Ph.D. thesis, Universite Joseph-Fourier - Grenoble I.
- McCartney, M. (1977), The subtropical recirculation of mode waters, *J. Mar. Res.*, 40(Suppl.), 427–464.
- McDougall, T. J. (1987), Neutral surfaces, *Journal of Physical Oceanography*, 17(11), 1950–1964.
- Meijers, A. J. S., N. L. Bindoff, and S. R. Rintoul (2011a), Frontal movements and property fluxes : Contributions to heat and freshwater trends in the southern ocean, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C8).

- Meijers, A. J. S., N. L. Bindoff, and S. R. Rintoul (2011b), Estimating the four-dimensional structure of the southern ocean using satellite altimetry, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 28(4), 548–568.
- Meneghini, B., I. Simmonds, and I. N. Smith (2007), Association between australian rainfall and the southern annular mode, *International Journal of Climatology*, 27(1), 109–121.
- Meredith, M. P., and A. M. Hogg (2006), Circumpolar response of southern ocean eddy activity to a change in the southern annular mode, *Geophysical Research Letters*, 33(16).
- Meredith, M. P., and J. C. King (2005), Rapid climate change in the ocean west of the antarctic peninsula during the second half of the 20th century, *Geophysical Research Letters*, 32(19).
- Meredith, M. P., P. L. Woodworth, C. W. Hughes, and V. Stepanov (2004), Changes in the ocean transport through drake passage during the 1980s and 1990s, forced by changes in the southern annular mode, *Geophysical Research Letters*, 31(21), L21,305.
- Meredith, M. P., A. C. Naveira Garabato, A. M. Hogg, and R. Farneti (2011), Sensitivity of the overturning circulation in the southern ocean to decadal changes in wind forcing, *Journal of Climate*, 25(1), 99–110.
- Miller, R. L., G. A. Schmidt, and D. T. Shindell (2006), Forced annular variations in the 20th century intergovernmental panel on climate change fourth assessment report models, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 111(D18), D18,101.
- Mo, K. C. (2000), Relationships between low-frequency variability in the southern hemisphere and sea surface temperature anomalies, *Journal of Climate*, 13(20), 3599–3610.
- Molinelli, E. (1981), The antarctic influence on the antarctic intermediate water, *J. Mar. Res.*, 39, 267–293.
- Morrow, R., G. Valladeau, and J.-B. Sallee (2008), Observed subsurface signature of southern ocean sea level rise, *Progress in Oceanography*, 77(4), 351–366.
- Munk, W. (2003), Ocean freshening, sea level rising, *Science*, 300(5628), 2041–2043.
- Murray, R. J., N. L. Bindoff, and C. J. C. Reason (2007), Modeling decadal changes on the indian ocean section i5 at 32°s, *Journal of Climate*, 20(13), 3106–3130.
- Nathaniel L. Bindoff, T. J. M. (2000), Decadal changes along an indian ocean section at 32s and their interpretation, *Journal of Physical Oceanography - J PHYS OCEANOGR*, 30, 1207–1222.
- Naveira Garabato, A. C., L. Jullion, D. P. Stevens, K. J. Heywood, and B. A. King (2009), Variability of subantarctic mode water and antarctic intermediate water in the drake passage during the late-twentieth and early-twenty-first centuries, *Journal of Climate*, 22(13).
- Oke, P. R., and M. H. England (2004), Oceanic response to changes in the latitude of the southern hemisphere subpolar westerly winds, *Journal of Climate*, 17(5), 1040–1054.

- Orr, A., D. Cresswell, G. J. Marshall, J. C. R. Hunt, J. Sommeria, C. G. Wang, and M. Light (2004), A low-level explanation for the recent large warming trend over the western antarctic peninsula involving blocked winds and changes in zonal circulation, *Geophysical Research Letters*, *31*(6).
- Orsi, A. H., T. Whitworth, and W. D. Nowlin (1995), On the meridional extent and fronts of the antarctic circumpolar current, *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, *42*(5), 641–673.
- Parkinson, C. L., and D. J. Cavalieri (2012), Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010, *The Cryosphere Discussions*, *6*(2), 931–956.
- Paulson, C. A., and J. J. Simpson (1977), Irradiance measurements in the upper ocean, *Journal of Physical Oceanography*, *7*(6), 952–956.
- Penduff, T., J. Le Sommer, B. Barnier, A.-M. Treguier, J.-M. Molines, and G. Madec (2007), Influence of numerical schemes on current-topography interactions in $1/4^\circ$ global ocean simulations, *Ocean Sci.*, *3*(4), 509–524.
- Piola, A. R., and D. T. Georgi (1982), Circumpolar properties of antarctic intermediate water and subantarctic mode water, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, *29*(6), 687–711.
- Piola, A. R., and A. L. Gordon (1989), Intermediate waters in the southwest south atlantic, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, *36*(1), 1–16.
- Pritchard, H. D., and D. G. Vaughan (2007), Widespread acceleration of tidewater glaciers on the antarctic peninsula, *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, *112*(F3), F03S29.
- Purkey, S. G., and G. C. Johnson (2010), Warming of global abyssal and deep southern ocean waters between the 1990s and 2000s : Contributions to global heat and sea level rise budgets*, *Journal of Climate*, *23*(23), 6336–6351.
- R. Rintoul, S., C. W. Hughes, and D. Olbers (2001), Chapter 4.6 the antarctic circumpolar current system, in *International Geophysics, Ocean Circulation and Climate Observing and Modelling the Global Ocean*, vol. Volume 77, edited by J. C. Gerold Siedler and J. Gould, pp. 271–XXXVI, Academic Press.
- Reason, C. J. C., and M. Rouault (2005), Links between the antarctic oscillation and winter rainfall over western south africa, *Geophysical Research Letters*, *32*(7), L07,705.
- Renault, A., C. Provost, N. Sennéchaël, N. Barré, and A. Kartavtseff (2011), Two full-depth velocity sections in the drake passage in 2006-Transport estimates, *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography*, *58*(25-26), 2572–2591.
- Ribbe, J. (1999), On wind-driven mid-latitude convection in ocean general circulation models, *Tellus. Series A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, *51*, 505–516.
- Rintoul, S. R., and J. L. Bullister (1999), A late winter hydrographic section from tasmania to antarctica, *Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers*, *46*(8), 1417–1454.

- Rintoul, S. R., and M. H. England (2002), Ekman transport dominates local Air-Sea fluxes in driving variability of subantarctic mode water, *Journal of Physical Oceanography*, *32*(5), 1308–1321.
- Rintoul, S. R., S. Sokolov, and J. Church (2002), A 6 year record of baroclinic transport variability of the antarctic circumpolar current at 140°E derived from expendable bathythermograph and altimeter measurements, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *107*(C10).
- Rogers, J. C., and H. van Loon (1982), Spatial variability of sea level pressure and 500 mb height anomalies over the southern hemisphere, *Monthly Weather Review*, *110*(10), 1375–1392.
- Roullet, G., and G. Madec (2000), Salt conservation, free surface, and varying levels : A new formulation for ocean general circulation models, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *105*(C10), 23,927–23,942.
- Sabine, C. L., R. A. Feely, N. Gruber, R. M. Key, K. Lee, J. L. Bullister, R. Wanninkhof, C. S. Wong, D. W. R. Wallace, B. Tilbrook, F. J. Millero, T.-H. Peng, A. Kozyr, T. Ono, and A. F. Rios (2004), The oceanic sink for anthropogenic CO₂, *Science*, *305*(5682), 367–371.
- Saenko, O. A., A. J. Weaver, and J. M. Gregory (2003), On the link between the two modes of the ocean thermohaline circulation and the formation of global-scale water masses, *Journal of Climate*, *16*(17), 2797–2801.
- Sallée, J.-B., K. Speer, S. Rintoul, and S. Wijffels (2010), Southern ocean thermocline ventilation, *Journal of Physical Oceanography*, *40*(3), 509–529.
- Sallée, J.-B., N. Wienders, K. Speer, and R. Morrow (2006), Formation of subantarctic mode water in the southeastern indian ocean, *Ocean Dynamics*, *56*(5-6), 525–542.
- Sallée, J.-B., R. Morrow, and K. Speer (2008a), Eddy heat diffusion and subantarctic mode water formation, *Geophysical Research Letters*, *35*(5).
- Sallée, J. B., K. Speer, and R. Morrow (2008b), Response of the antarctic circumpolar current to atmospheric variability, *Journal of Climate*, *21*(12), 3020–3039.
- Sallée, J. B., K. G. Speer, and S. R. Rintoul (2010), Zonally asymmetric response of the southern ocean mixed-layer depth to the southern annular mode, *Nature Geoscience*, *3*(4), 273–279.
- Santoso, A., and M. H. England (2004), Antarctic intermediate water circulation and variability in a coupled climate model, *Journal of Physical Oceanography*, *34*(10).
- Schmidtko, S., and G. C. Johnson (2011), Multidecadal warming and shoaling of antarctic intermediate water, *Journal of Climate*, *25*(1), 207–221.
- Schmidtko, S., G. C. Johnson, and J. M. Lyman (2013), Mimoc : A global monthly isopycnal upper-ocean climatology with mixed layers, *Journal of Geophysical Research*, *in press*(118).

- Schneider, W., and L. Bravo (2006), Argo profiling floats document subantarctic mode water formation west of drake passage, *Geophysical Research Letters*, *33*(16).
- Schulz, E. W., S. A. Josey, and R. Verein (2012), First air-sea flux mooring measurements in the southern ocean, *Geophysical Research Letters*, *39*(16).
- Screen, J. A., N. P. Gillett, D. P. Stevens, G. J. Marshall, and H. K. Roscoe (2009), The role of eddies in the southern ocean temperature response to the southern annular mode, *Journal of Climate*, *22*(3), 806–818.
- Sen Gupta, A., and M. H. England (2006), Coupled Ocean-Atmosphere-Ice response to variations in the southern annular mode, *Journal of Climate*, *19*(18), 4457–4486.
- Sigmond, M., M. C. Reader, J. C. Fyfe, and N. P. Gillett (2011), Drivers of past and future southern ocean change : Stratospheric ozone versus greenhouse gas impacts, *Geophysical Research Letters*, *38*(12).
- Silva, T. a. M., G. R. Bigg, and K. W. Nicholls (2006), Contribution of giant icebergs to the southern ocean freshwater flux, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *111*(C3), C03,004.
- Silvestri, G. E., and C. S. Vera (2003), Antarctic oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern south america, *Geophysical Research Letters*, *30*(21), 2115.
- Sloyan, B. M., and S. R. Rintoul (2001a), Circulation, renewal, and modification of antarctic mode and intermediate water*, *Journal of Physical Oceanography*, *31*(4).
- Sloyan, B. M., and S. R. Rintoul (2001b), The southern ocean limb of the global deep overturning circulation, *Journal of Physical Oceanography*, *31*, 143–173.
- Sloyan, B. M., L. D. Talley, T. K. Chereskin, R. Fine, and J. Holte (2010), Antarctic intermediate water and subantarctic mode water formation in the southeast pacific : The role of turbulent mixing., *Journal of Physical Oceanography*, *40*(6).
- Sokolov, S., and S. R. Rintoul (2002), Structure of southern ocean fronts at 140°E, *Journal of Marine Systems*, *37*, 151–184.
- Sokolov, S., and S. R. Rintoul (2007), Multiple jets of the antarctic circumpolar current south of australia*, *Journal of Physical Oceanography*, *37*(5), 1394–1412.
- Sokolov, S., and S. R. Rintoul (2009), Circumpolar structure and distribution of the antarctic circumpolar current fronts : 2. variability and relationship to sea surface height, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *114*(C11).
- Solomon, S. (2007), *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis : Working Group I Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC*, Cambridge University Press.
- Son, S.-W., N. F. Tandon, L. M. Polvani, and D. W. Waugh (2009), Ozone hole and southern hemisphere climate change, *Geophysical Research Letters*, *36*(15).
- Speer, K., S. R. Rintoul, and B. Sloyan (2000), The diabatic deacon cell, *Journal of Physical Oceanography*, *30*(12), 3212–3222.

- Spence, P., S. S. Griffies, M. H. England, A. M. Hogg, O. A. Saenko, and N. C. Jourdain (), Rapid subsurface warming and circulation changes of antarctic coastal waters by poleward shifting winds, *Submitted as a Research Letter to Geophysical Research Letters*.
- Stammerjohn, S. E., D. G. Martinson, R. C. Smith, X. Yuan, and D. Rind (2008), Trends in antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to el Niño-Southern oscillation and southern annular mode variability, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *113*(C3).
- Sun, C., and D. Watts (2001), A circumpolar gravest empirical mode for the southern ocean hydrography, *J. Geophys. Res.*, *106*(C2), 2833–2855.
- Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, R. H. Fleming, et al. (1942), *The oceans : their physics, chemistry, and general biology*, vol. 7, Prentice-Hall New York.
- Talley, L. (1996), Antarctic intermediate water in the south atlantic, in *The South Atlantic*, pp. 219–238, Springer.
- Thompson, D. W. J., and S. Solomon (2002), Interpretation of recent southern hemisphere climate change, *Science*, *296*(5569), 895–899.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace (2000), Annular modes in the extratropical circulation. part i : Month-to-month variability*, *Journal of Climate*, *13*(5), 1000–1016.
- Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. C. Hegerl (2000), Annular modes in the extratropical circulation. part II : trends, *Journal of Climate*, *13*(5), 1018–1036.
- Thompson, D. W. J., S. Solomon, P. J. Kushner, M. H. England, K. M. Grise, and D. J. Karoly (2011), Signatures of the antarctic ozone hole in southern hemisphere surface climate change, *Nature Geoscience*, *4*(11), 741–749.
- Toggweiler, J. R., and B. Samuels (1998), On the ocean’s large-scale circulation near the limit of no vertical mixing, *Journal of Physical Oceanography*, *28*(9), 1832–1852.
- Tomczak, M., and H. M. Leffanue (2004), Using OMP analysis to observe temporal variability in water mass distribution, *Journal of Marine Systems*, *48*(1–4), 3–14.
- Treguier, A. M., and J. C. McWilliams (1990), Topographic influences on wind-driven, stratified flow in a β -plane channel : An idealized model for the antarctic circumpolar current, *Journal of Physical Oceanography*, *20*(3), 321–343.
- Treguier, A.-M., B. Barnier, A. De Miranda, J. Molines, N. Grima, M. Imbard, G. Madec, C. Messenger, T. Reynaud, and S. Michel (2001), An eddy-permitting model of the atlantic circulation : Evaluating open boundary conditions, *Journal of geophysical research*, *106*(C10), 22,115–22.
- Turner, J., T. A. Lachlan-Cope, S. Colwell, G. J. Marshall, and W. M. Connolley (2006), Significant warming of the antarctic winter troposphere, *Science*, *311*(5769), 1914–1917.
- Turner, J., J. C. Comiso, G. J. Marshall, T. A. Lachlan-Cope, T. Bracegirdle, T. Maksym, M. P. Meredith, Z. Wang, and A. Orr (2009), Non-annular atmospheric circulation change induced by stratospheric ozone depletion and its role in the recent increase of antarctic sea ice extent, *Geophysical Research Letters*, *36*(8).

- Vialard, J., and P. Delecluse (1998), An OGCM study for the TOGA decade. part i : Role of salinity in the physics of the western pacific fresh pool, *Journal of Physical Oceanography*, *28*, 1071–1088.
- Vivier, F., D. Iudicone, F. Busdraghi, and Y.-H. Park (2010), Dynamics of sea-surface temperature anomalies in the southern ocean diagnosed from a 2d mixed-layer model, *Climate Dynamics*, *34*(2-3), 153–184.
- W. J. Cai, P. H. W. (2003), The response of the antarctic oscillation to increasing and stabilized atmospheric CO₂, *J Climate*, *16*, 1525–1538.
- Wadhams, P. (2000), *Ice in the Ocean*, CRC Press.
- Watterson, I. G. (2000), Southern midlatitude zonal wind vacillation and its interaction with the ocean in GCM simulations, *Journal of Climate*, *13*(3), 562–578.
- Waugh, D. W., F. Primeau, T. DeVries, and M. Holzer (2013), Recent changes in the ventilation of the southern oceans, *Science*, *339*(6119), 568–570.
- Weiss, J., E. M. Schulson, and H. L. Stern (2007), Sea ice rheology from in-situ, satellite and laboratory observations : Fracture and friction, *Earth and Planetary Science Letters*, *255*(1–2), 1–8.
- Whitworth, T., and R. G. Peterson (1985), Volume transport of the antarctic circumpolar current from bottom pressure measurements, *Journal of Physical Oceanography*, *15*(6), 810–816.
- Wong, A. P. S., N. L. Bindoff, and J. A. Church (1999), Large-scale freshening of intermediate waters in the pacific and indian oceans, *Nature*, *400*(6743), 440–443.
- Yang, X.-Y., D. Wang, J. Wang, and R. X. Huang (2007), Connection between the decadal variability in the southern ocean circulation and the southern annular mode, *Geophysical Research Letters*, *34*(16), L16,604.
- Yoden, S., M. Shiotani, and I. Hirota (1987), Multiple planetary flow regimes in the southern hemisphere, *Meteorological Society of Japan, Journal*, *65*, 571–586.
- Yuan, X. (2004), ENSO-related impacts on antarctic sea ice : a synthesis of phenomenon and mechanisms, *Antarctic Science*, *16*(04), 415–425.
- Zhang, J. (2007), Increasing antarctic sea ice under warming atmospheric and oceanic conditions, *Journal of Climate*, *20*(11), 2515–2529.
- Zhang, Y., W. B. Rossow, A. A. Lacis, V. Oinas, and M. I. Mishchenko (2004), Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets : Refinements of the radiative transfer model and the input data, *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *109*(D19), D19,105.
- Zwally, H. J., J. C. Comiso, C. L. Parkinson, D. J. Cavalieri, and P. Gloersen (2002), Variability of antarctic sea ice 1979-1998, *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *107*(C5).

Résumé

Les tendances climatiques récentes montrent un réchauffement et un adoucissement des couches de surface dans la région du courant circumpolaire antarctique (ACC). Sur la même période, les vents d'ouest pilotant la circulation de l'océan Austral ont significativement augmentés. Cette augmentation est en partie liée à l'intensification du mode annulaire austral (SAM), principal mode de variabilité atmosphérique au sud de 20°S.

Dans cette thèse, on s'intéresse à comprendre les effets de la tendance positive du SAM sur les propriétés des masses d'eau formées dans la région de l'ACC. A cette fin, on met en place une stratégie de simulations régionales couplées océan-glace de mer et forcées par une série de scénarios atmosphériques perturbés. Les scénarios atmosphériques sont construits à partir de réanalyses atmosphériques afin de décrire les différentes composantes (dynamiques et thermodynamiques) des changements liés au SAM.

En réponse à l'intensification du SAM, les simulations montrent une forte salinisation de la couche de mélange océanique ainsi que des eaux modales (SAMW) et intermédiaires (AAIW). L'essentiel de ces changements peut être attribué aux composantes dynamiques du SAM. Dans les régions saisonnières englacées, les composantes thermodynamiques du SAM peuvent jouer un rôle important (en particulier en mer d'Amundsen et en mer de Weddell). Les simulations montrent également le rôle clef joué par la glace de mer dans la médiation des changements atmosphériques vers l'océan intérieur. Ces résultats de simulations suggèrent que le SAM ne serait pas le seul pilote des tendances climatiques récentes dans l'océan Austral.

Mots clés : Océan Austral, flux air-mer de chaleur et d'eau douce, Mode Annulaire Austral, masses d'eau océaniques, modèle numérique régional couplé océan-glace de mer.

Abstract

Recent climate trends show a warming and freshening of the surface layers in the region of the Antarctic Circumpolar Current (ACC). Over the same period, the westerlies driving the circulation of the Southern Ocean have significantly increased. This increase is partly due to the intensification of the Southern Annular Mode (SAM), the main mode of atmospheric variability south of 20°S.

In this thesis, we are interested in understanding the effects of the positive trend of the SAM onto the properties of water masses formed in the region of the ACC. To do so, we implement a strategy of regional coupled ocean-sea ice simulations forced by a series of atmospheric disturbance scenarios. These scenarios are constructed from atmospheric reanalyses in order to describe the various components (dynamic and thermodynamic) of the changes related to the SAM.

In response to the increase of the SAM, the simulations show a significant salinification of the ocean mixed layer and of the mode water (SAMW) and intermediate water (AAIW). Most of these changes can be attributed to the dynamic components of the SAM. In Seasonal Ice Zone, the thermodynamic components of the SAM can play an important part (especially in Amundsen Sea and Weddell Sea). The simulations also show the key role played by sea ice in mediating atmospheric changes toward the interior ocean. These simulation results suggest that SAM is not the only driver of recent climate trends in the Southern Ocean.

Keywords : Southern Ocean, air-sea heat flux, air-sea freshwater flux, Southern Annular Mode, oceanic water masses, regional numerical sea ice-ocean coupled model.